А. Ирдли

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

551.24
И-78

А. ИРДЛИ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Перевод с английского
Б. М. КЕЛЛЕРА, Т. В. МОЛЧАНОВОЙ, М. Е. РААБЕН, В. В. ХОМЕНТОВСКОГО

Под редакцией и с предисловием
акад. Н. С. ШАТСКОГО

261

И * Л

ИЗДАТЕЛЬСТВО ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва, 1954

A. J. EARDLEY

STRUCTURAL GEOLOGY OF NORTH AMERICA

New York
1951

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга А. Дж. Ирдли, профессора геологии Университета штата Юта (США), представляет собой наиболее полное, систематическое и оригинальное описание основных тектонических структур Северной Америки и их развития. Хотя в оригинальном издании эта книга предлагается как учебное пособие для студентов-геологов, однако она по существу является самой полной сводкой по этому вопросу как в американской, так и в западноевропейской литературе. Так, книга Ф. Кинга [1] посвящена тектонике только восточной части континента, старая работа о тектонике США того же Ф. Кинга [2], до сих пор еще не утратившая своего значения, является лишь кратким очерком, который не может идти в сравнение с полным обзором Ирдли. Только книга Г. Штилле «Введение в строение Америки» [3] по полноте изложения вполне сопоставима со сводкой Ирдли; однако в работе Штилле основное место занимает не объективное изложение структурной эволюции Южной и Северной Америки и не описание тектонических структур этих континентов, а общие вопросы развития геосинклиналей американских континентов и при этом, естественно, с точки зрения ортодоксального штиллеанства; однако все же надо отметить, что такие общие вопросы, как тектонические фазы и их распределение в Северной Америке, последовательность магматических процессов, типы геосинклинальных структур и др., при всех недостатках, свойственных концепции Штилле, разработаны в его книге на более высоком научном уровне, чем в сводке Ирдли. И все же лучшим источником для ознакомления с современным состоянием знаний о тектоническом строении Северной Америки является книга Ирдли. Отмечаемые ниже ее недостатки искупаются конкретностью изложения, которое сочетается с лаконичностью описаний и огромным количеством иллюстраций, столь необходимых в исследованиях по тектонике и структурной геологии; в книге приведено 360 тектонических разрезов, профилей, карт и схем.

В книге имеется подробное оглавление, дающее первое представление о содержании; однако следует вкратце остановиться на общих принципах расположения материала, которыми руководствовался автор.

Первая часть книги (главы 1—3) является как бы вводным разделом: это — общее введение, глава о терминологии и классификации структур, обзор общего структурного деления Северной Америки и краткий общий очерк ее «структурной эволюции». Начиная с главы 4 следует собственно тектоническое описание, которое ведется, с одной стороны, по отдельным выделенным естественным геологическим единицам, а с другой — в определенном хронологическом порядке, от более древних складчатых структур к более молодым. В этом описательном разделе книги выделяются следующие части: вначале (глава 4) описана платформенная область Северной Америки — «устойчивая внутренняя часть континента». Затем, в главах 5—15, излагается строение палеозойских складчатых систем; описание начинается с «палеозойской Кордильерской геосинклинали», далее дается характеристика системы Аппалач, с юга на север, до Ньюфаундлендских Аппалачей включительно; завершается эта часть описанием систем Уачита, Мара-

[1] King Ph. B., The tectonics of Middle North America, Princeton, 1951, 203 p., ill., maps.

[2] King Ph. B., An outline of the structural geology of the United States, 16th Intern. Geol. Congr., Guidebook 28, Washington, 1933.

[3] Stille H., Einführung in den Bau Amerikas, Berlin, Verlag v. Borntträger, 1940.

тона и Коауилы. Это стройное изложение палеозойских складчатых геосинклинальных образований несколько нарушается включением глав 8 и 9, где описаны посторогенные триасовые бассейны Аппалачей и Атлантическая прибрежная равнина, главы 14, в которой характеризуется система Вичиты, форланд Техаса и системы так называемых Древних Скалистых гор, и, наконец, главы 15, посвященной криптовулканическим элементам и верхнепалеозойским разломам платформы. Таким образом, в однородное описание палеозойского геосинклинального развития окраин Америки включен чуждый материал платформенных структур герцинид и структур древней Североамериканской платформы. Как мне представляется, подобный «перебой» в изложении объясняется тем, что американские тектонисты не понимают сущности процесса превращения геосинклиналей в платформы и важности этого момента в развитии земной коры.

Следующая часть книги посвящена мезозойским системам Северной Америки (главы 16—27); здесь описаны мезозойские системы Тихоокеанского побережья, ларамиды, системы Скалистых гор на всем протяжении от Канады до северо-восточной Мексики. Это очень интересная часть книги, дающая ясное представление о строении огромного складчатого пояса Тихоокеанского края континента.

В последней части книги (главы 28—35) описано строение собственно альпийской складчатой Америки, куда входят Береговые хребты, системы Калифорнийского полуострова и Соноры, альпиды центральных Кордильер, Аляска, Антильско-Карибский район. Стройность изложения строения альпийской Северной Америки несколько нарушается включением описания Арктики [4], подводных систем Тихого океана, а также Прибрежной равнины Мексиканского залива, являющейся, по существу, эпигерцинским платформенным образованием.

Таким образом, если отвлечься от некоторых указанных выше недостатков в распределении материала, то основной план изложения описательного материала в книге Ирдли является достаточно стройным и правильным: изложение идет от древних платформ через палеозойские системы к мезозойской и альпийской складчатости. Эта система описания позволила автору сделать некоторые интересные выводы о последовательности развития складчатых систем.

[4] Следует отметить, что представления Ирдли об уровне познания геологического строения советского сектора Арктики исходят из весьма устаревших данных.

Таков основной план книги; его надо иметь в виду, так как в оглавлении не выделены те основные крупные разделы, о которых говорилось выше.

Рассматривая работу Ирдли главным образом как полную сводку по геологии Америки, остановимся на главнейших недостатках книги, которые необходимо иметь в виду советскому читателю, так как они в переводе, конечно, не могли быть устранены или выправлены:

1. В главе 2, рассматривая существующую терминологию региональных структур, а также термины, характеризующие возраст тектонических нарушений и процесс их образования, автор указывает на неразработанность терминологии тектонических форм в американской геологии, на крайнее разнообразие применения одних и тех же названий, на различный объем понятий и т. п. Однако он не предлагает своей собственной классификации и в изложении регионального материала даже не пытается провести единой, выдержанной терминологии. Это обстоятельство, свидетельствующее о весьма низком уровне теоретической тектоники в США, крайне затрудняет чтение книги. Надо сказать, что только в последние годы со стороны М. Кэя [5, 6] были сделаны попытки несколько упорядочить терминологию геосинклинальных областей; Ирдли в своей книге не применяет терминов Кэя, справедливо отмечая их недостатки.

Действительно, Кэй к геосинклиналям различных видов относит такие разнородные образования, как ортогеосинклинали (эвгеосинклинали и миогеосинклинали Штилле), прогибы, обычно называемые у нас в СССР краевыми или передовыми прогибами складчатых зон, обычные внутриплатформенные прогибы, то есть синеклизы, или бассейны большинства американских авторов, а также грабенообразные выполнения типа триасовых платформенных эпигерцинских структур Аппалачской системы. Такое смешение объясняется, повидимому, тем, что американские авторы, противопоставляя геосинклинали платформам, не видят их генетической преемственности, а именно превращения геосинклинальных областей в платформенные и самостоятельного нового развития последних. Только этим можно объяснить безразличное употребление термина «геосинклиналь» для структур, выражающих столь различные

[5] Kay G. Marchall, Geosynclinal nomenclature and the craton, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 31, 1947.

[6] Idem, Paleozoic vulcanic geosynclines and island arcs, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **59**, 1948.

стадии развития крупных площадей земной коры как «настоящая» геосинклинальная и «настоящая» платформенная стадии. Ирдли отнюдь не без основания отвергает такие термины Кэя, как автогеосинклиналь, зевгогеосинклиналь, экзогеосинклиналь, тафрогеосинклиналь и паралиагеосинклиналь; однако неправильно то, что Ирдли, повидимому, не выделяет этих природных тектонических образований под другими, более правильными и распространенными названиями, например такими, как синеклизы, краевые прогибы и др.

Далее следует отметить совершенно неправильное употребление термина «платформа». Ирдли и другие американские геологи, например нефтяники Техаса, Кинг и др., платформами называют плоские поднятия, окружающие некоторые бассейны (например, Делаверский) в «стабильной» зоне, то есть структуры, сходные с «валами», плакантиклиналами. Такое явно неправильное употребление старого термина «платформа», вряд ли, однако, затруднит изучение советским читателем книги Ирдли.

Классификация временных подразделений складкообразования («революции», орогении, фазы, системы), проводимая в книге Ирдли, вполне понятна, хотя и недостаточно определенна. Последнее, как мне кажется, связано с тем, что в американской геологии до сих пор не разработан вопрос о развитии складчатых геосинклинальных областей, о чем уже упоминалось выше.

Надо еще отметить следующую здоровую черту в воззрениях Ирдли на ход складкообразования. В США имеется свой самостоятельный очаг неокатастрофизма, существовавший со времени Дэна и развивавшийся независимо от штиллеанства; позиции неокатастрофистов несколько усилились после проникновения в США воззрений Штилле. Однако за последние пять лет среди геологов США стали быстро распространяться антикатастрофические и антиштиллеанские идеи, впервые высказанные Джиллюли и независимо от него Ирдли. Любопытно, что в Америке движение против неокатастрофизма началось лет на 15—20 позже, чем в Советском Союзе. В книге Ирдли проводит антикатастрофические идеи об орогенических процессах.

2. Совершенно не рассмотрена тектоника Канадского щита. Пожалуй, это один из главнейших недостатков книги: создается впечатление, что вся тектоника Североамериканского континента начинается только с нижнего палеозоя. Структурные формы и особенности докембрия и общий характер его тектонического строения совершенно не описаны; не дана характеристика структурного развития Америки в докембрийские эры. Этот недостаток тем более следует подчеркнуть, что, во-первых, по тектоническим формам и особенностям формаций докембрия Канадского щита, Скалистых гор и Аппалачей проведены в последние годы многочисленные исследования; во-вторых, развитие земной коры в докембрии в современных тектонических концепциях используется для важных структурных и генетических выводов; в частности, современные представления штиллеанцев о больших тектонических эрах и об эпохах общей регенерации земной коры основываются на тектоническом анализе альгонка Америки [7].

3. Довольно схематично описаны типичные платформенные структуры США и Канады — «устойчивой внутренней части континента». Правда, в небольшой главе, посвященной этому вопросу, перечислены все основные крупные формы, бассейны и поднятия, но совершенно не уделено внимания ни происхождению этих структур, ни их взаимоотношению как друг с другом, так и с более мелкими осложняющими их нарушениями, а также с окружающими складчатыми сооружениями. Автор не дает анализа развития этих структур ни в палеогеографическом, ни в структурном разрезе. Некоторые выводы об изменчивости этих крупных форм во времени обосновываются только общими тектоническими и палеогеологическими картами США.

4. Как правило, в книге Ирдли мало внимания уделяется развитию структур и в складчатых геосинклинальных областях; во всяком случае преобладает чисто формальное описание. Эту особенность нельзя объяснить тем, что вопросы истории развития складчатых зон Северной Америки и ее платформы недостаточно изучены; подобным вопросам посвящено много работ — Шухерта, Кинга, Вер-Вибе и других авторов. Методы, применяемые Ирдли, несомненно определяются общим характером современной американской тектонической геологии, как науки в основном формальной, избегающей исследований генетических соотношений структур и вопросов их происхождения и развития. Только в последние годы под влиянием работ отчасти немецких и, по нашему мнению, советских тектонистов вопросам развития складчатых структур в США стали уделять некоторое внимание. На страницах книги Ирдли местами

[7] Stille H., Die jungalgonkische Regeneration im Raume Amerikas, Abh. Deutsch. Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Math.-naturwiss. Klasse, 1948, No. 3, Berlin, 1949.

появляются генетические выводы; для примера можно указать на интересный и новый анализ структурного развития палеозойской Кордильерской геосинклинали.

Развитию структур целиком посвящена третья глава книги, в которой дано пятнадцать палеотектонических и палеогеологических карт для разных геологических эпох; тектонические карты — для древнего палеозоя, девона, миссисипской эпохи, нижне- и верхнепенсильванской, пермской, триасовой, нижне- и среднеюрской, верхнеюрской, нижне- и верхнемеловой. Палеогеологические карты составлены для основных перерывов, распознаваемых на территории устойчивой внутренней области США. Эти карты и сопровождающие их краткие описания позволяют сделать некоторые выводы о тектонической эволюции континента в целом, а не о его крупных структурных единицах. Поэтому эта глава лишь частично восполняет недостаток генетического подхода в последующих главах.

5. Несколько более частных замечаний. При описании Аппалач Ирдли излагает тектонику этой классической складчатой области с точки зрения теории шарриажных покровов. Надо отметить, что шарриажные соотношения между породами, рисуемые американскими геологами, еще более искусственны, чем даже в Альпах. Еще более нелепой является гипотеза Кинга о перекрытии Аппалачей системой Уачита. И не случайно, что как у европейских геологов, изучающих альпийскую тектонику, так и у исследующих Аппалачи американских геологов все чаще и чаще возникают сомнения в правильности гипотезы шарриажных покровов.

Трудно согласиться с изложенной Ирдли точкой зрения Кинга и других о непосредственном продолжении складчатости Маратона в систему Коауила. Первая — несомненно герцинская (пенсильванская или нижнепермская), что хорошо показано Ирдли, вторая же не верхнепалеозойская, как считает более вероятным автор этой книги, а значительно более молодая, так как пермские отложения в районе Акатита — Лас-Делисьяс представлены вулканогенными формациями (базальт-спилиты, андезиты, риолиты), типичными для внутренних частей геосинклиналей, преимущественно для начальных стадий их развития; таким образом, более правильно предположение о невадском возрасте основной складчатости Коауила.

6. Наконец, серьезным недостатком книги Ирдли является то, что автор ее почти совершенно не использовал ни советскую, ни западноевропейскую литературу. Из советской литературы автор ссылается только на доклад А. Д. Архангельского на XVII международном геологическом конгрессе [8] и на популярные книги Папанина и Бадигина [9]. Из западноевропейской литературы автор использовал лишь несколько работ, в частности две работы Штилле, сводки Умбгрова и Жинью. Такое игнорирование зарубежной литературы, особенно советской, — обычное явление в американских ученых кругах. Игнорируя наши геологические исследования, Ирдли не обнаружил, в частности, должной объективности в критике степени изученности нашего северо-востока. В результате американские геологи в трактовке некоторых вопросов отстают от западноевропейских и советских исследователей, и это прежде всего отражается на ходе разрешения важных вопросов геологии Нового Света. Так, например, только недавно (1948—1951 гг.) Ирдли и особенно Кэй отказались от пресловутой теории так называемых «бордерлендов», отказались в результате «новых тектонических исследований», не ссылаясь, однако, на то, что еще в 1941 г. была опубликована работа А. Д. Архангельского с исчерпывающим доказательством ложности этой концепции [10], а в 1940—1941 гг. Штилле подверг теорию бордерлендов подробному критическому рассмотрению независимо от А. Д. Архангельского в работе, которая стала известна за пределами Германии лишь после войны [11].

Несколько слов надо сказать о стратиграфической основе, на которой автор строит свои тектонические выводы. Ирдли настолько подробно, насколько это необходимо для анализа структур, дает в каждой главе, перед описанием структуры, стратиграфическое введение, заключающееся, во-первых, в изложении так называемой корреляционной таблицы и, во-вторых, в последовательном, но весьма сжатом описании нужных для данной главы систем с постоянным указанием на мощности и петрографический состав отложений.

Следует иметь в виду, что готландий (верхний силур в старом понимании) в американской литературе называется силуром. Таким образом, в книге Ирдли верхним силуром называется верхний готландий — термин, принятый в немецкой, французской и отчасти в советской геологической литературе.

---

[8] Arkhanguelsky A. D., Structure géologique et histoire géologique de l' URSS, *Seventeenth Intern. Geol. Congr.*, **2**, p. 285—304.

[9] Papanin I., Life on an Ice Floe, Julian Messner, Inc.

[10] А. Д. Архангельский, Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I, М.—Л., 1941.

[11] Stille H., Einführung in den Bau Amerikas, 1940—1941.

В русском переводе была сохранена, насколько возможно, стратиграфическая терминология подлинника, что не вызывало особых затруднений за исключением перевода и употребления термина «формация».

В геологической литературе термин «формация» применяется в нескольких значениях, из которых особо отметим следующие: 1) формация как синоним системы, например юрская формация (Juraformation); в таком смысле этот термин до сих пор широко употребляется в немецкой стратиграфической литературе (Formationskunde — стратиграфия), а ранее, в XIX в., использовался в работах русских геологов; 2) формация как одна из наиболее мелких стратиграфических единиц; в таком смысле этот термин постоянно употребляется в американской, реже в английской литературе. Самая мелкая таксономическая единица американской стратиграфии носит название member (член), то есть попросту отвечает понятию пласт; более крупная единица — formation (формация) соответствует примерно нашему термину «пачка» (в биостратиграфии примерно эквивалентна подярусу, зоне). Иногда этот термин в американской и английской литературе употребляется в более широком, свободном смысле, но всегда в строго стратиграфическом значении; 3) наконец, термин «формация» часто применяется для обозначения генетически однородного литологического или петрографического комплекса. Именно такой смысл имеет старинный общеупотребительный термин «рудная формация»; в этом же смысле используется термин «петрографическая формация» («олонецкая формация» Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). В настоящее время у нас в Советском Союзе термин «формация» обычно употребляется только для обозначения естественных комплексов горных пород, отдельные члены которых находятся в парагенетических отношениях, как в возрастном, так и пространственном смысле. Таким образом, в советской литературе термином «формация» обозначаются естественные, литологические, петрографические, фациальные комплексы, приуроченные обычно к определенным тектоническим структурам; для примера укажем такие формации, как флиш, моласса, зеленокаменная формация, яшмовая и т. д.

Однако при переводе американских работ было бы неправильно заменять обычную американскую стратиграфическую терминологию терминами, привычными советским геологам, и давать принятым в США таксономическим стратиграфическим единицам иные наименования. На американских геологических картах и в американской геологической литературе термин «формация» является одним из самых распространенных. Замена его каким-либо эквивалентом, хотя бы и более правильным с точки зрения советских ученых, в переводе сводной работы, облегчающей изучение региональной геологии Северной Америки, вызвала бы искаженное представление о понятиях и терминах, принятых в американской литературе, и затруднила бы пользование работами регионального характера. Поэтому в переводе книги Ирдли везде оставлен термин «формация» в том значении, в каком он применяется в США.

Несмотря на ряд недостатков, тектоническая сводка Ирдли представляет значительный интерес. Она дает полное описание строения и структурной эволюции всей Северной Америки и помогает нашему читателю легко освоить большой и трудный материал по региональной тектонике Североамериканского континента. Кроме того, некоторые главы книги представляют и большой специальный интерес; так, глава о палеозойских геосинклиналях и складчатых структурах Запада и главы, посвященные описанию Скалистых гор и Аппалачей, являются оригинальными исследованиями, освещающими по-новому основные черты строения этих районов. То же надо сказать и о главах, касающихся Арктики в целом и структур океанического дна Тихого океана. Если происхождение и развитие структурных единиц Ирдли раскрыл очень поверхностно и слабо, то, наоборот, морфологическая тектоника изложена им с большой подробностью и полнотой. Он рассматривает не только тектонические формы, но соотношения между ними и рельефом, между разломами и распределением эпицентров землетрясений и т. п. К сожалению, автор лишь вскользь касается связи тектоники с полезными ископаемыми; более подробно он рассматривает соотношения между тектоникой и породами. До сих пор в литературе не было такой полной сводки по геологии Кордильер и Скалистых гор, как в книге Ирдли.

На картах и разрезах применяется синонимика американской геологической карты. Не всегда индексы разъясняются автором; поэтому следует иметь в виду, что американские геологи пользуются следующей системой обозначений:

A^R — протерозой; $p\epsilon$ — докембрий; ϵ — кембрий; S — силур; O — ордовик; D — девон; M — миссисипий; C и P — пенсильванский и пермь; τ — триас; J — юра; K — мел; T — третичные отложения; Q — четвертичные отложения.

Возрастные индексы — всегда прописные буквы, индексы формаций, серий и групп — строчные, причем, как правило, обозначения этих подразделений даются по первым буквам названия данного комплекса. Так, индекс *Kfr* соответствует меловой формации Фолл-Ривер.

Следует в заключение отметить, что значительные трудности при переводе текста книги Ирдли вызвала транскрипция некоторых географических названий. В ряде случаев в переводе даны названия, принятые в советской литературе в силу давней традиции (Техас, Вичита, Вэсэч вместо Тексас, Уичита, Уосач). Подавляющее большинство названий испанского происхождения в юго-западных штатах дано в испанской транскрипции. Как правило, названия горных хребтов, структур, речных долин даются без перевода, в русской транскрипции (например: Блек-Хиллс, а не Черные Холмы; Биг-Форк, а не Большая Развилка).

Главы 1—12 переведены Т. В. Молчановой, 13—18 Б. М. Келлером, 18—27 В. В. Хоментовским и 28—35 М. Е. Раабен. Большая работа по редактированию была выполнена Я. М. Светом.

Н. ШАТСКИЙ.

1

ВВЕДЕНИЕ

ЦЕЛЬ КНИГИ

Цель книги — дать описание структурной эволюции Северо-американского континента в послепротерозойское время. Отдельные главы книги касаются вопросов образования и строения горных систем, бассейнов, сводов и вулканических архипелагов, срезания нагорий и заполнения бассейнов. Короче говоря, в них рассматривается ход событий, относящихся к деформации и осадконакоплению. Автор предпринимает попытку восстановить историю движений земной коры в пределах континента и суммировать имеющиеся данные.

СПОСОБ ИЗЛОЖЕНИЯ

Структурная история континента определяется как временем, так и географическим положением. Поэтому в книге основной материал можно изложить тем или иным способом. Например, если построить изложение на хронологической основе, то все структурные события материка в целом должны были бы излагаться последовательно, по периодам. Если же распределить материал на географической основе, то структурную историю каждой крупной провинции следовало бы излагать от начала палеозоя до настоящего времени. Ни тот, ни другой способ, если ему следовать строго, не даст правильного решения; однако, если внимательно просмотреть наименования глав, можно убедиться, что при распределении материала предпочтение отдано географическому положению.

С самого начала выявилась необходимость описания последовательности деформаций в определенной провинции без значительных пропусков, и было решено, что большие горные системы, история развития которых во времени охватывает несколько периодов, должны рассматриваться как основные единицы.

Сперва описывается развитие континента в пределах нескольких его провинций в течение палеозоя, а затем рассматриваются в общих чертах крупные структурные единицы мезозоя и кайнозоя.

В главе 3 выводы по структурной эволюции континента представлены в виде палеогеологических и палеотектонических карт, и тут же делается обзор его развития по периодам.

ВИДЫ ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Большое внимание было уделено тому, чтобы иллюстрировать каждое существенное положение, развитое в тексте. Для этого были использованы карты, разрезы и блок-диаграммы. Фотографии не представляют ценности, так как структурные особенности, описанные в книге, обычно настолько крупны, что не могут быть изображены фотографическим способом. Читатель, желающий ознакомиться с характером рельефа, должен изучить другие работы, в которых имеется большое количество фотоснимков [1].

Следует особо подчеркнуть, что карты являются основой настоящего исследования и что ими рекомендуется постоянно пользоваться. В книге помещено два главных вида карт, а именно палеогеологические и палеотектонические. На палеогеологических картах показано распределение на поверхности различных пород в те или иные времена геологического прошлого. В книге помещены карты для конца девонского периода, среднепенсильванского времени, пермского и юрского периодов.

При сопоставлении этих карт воссоздается ясная картина развития континента. На палеогеологических картах не пока-

[1] Fenneman, Physiography of the United States, 1931—1937; Loecbek, Geomorphology; Hind, Geomorphology; Atwood, Physiography of North America.

зано распределение морей, которые ранее покрывали континент; объясняется это тем, что отложения различных частей ранее существовавшего морского бассейна нередко в минувшие геологические эпохи подвергались поднятиям и эрозии, причем эти процессы предшествовали отложению новых морских осадков.

Следует постоянно иметь в виду эту особенность рассматриваемых карт, отличающую их от обычных палеогеографических карт.

На каждой палеотектонической карте показаны бассейны, своды, купола, прогибы, орогенические пояса, вулканические дуги, нагорья и другие структурные единицы, сформировавшиеся в течение некоторого времени. Тектонических карт в книге несколько больше, чем геологических, потому что в течение некоторых периодов могли иметь место не один, а два или несколько важных тектонических эпизода; кроме того, тектонические карты дают более ясную картину структурных событий. В дополнение к региональным картам прилагаются также вспомогательные палеотектонические карты местных районов.

С помощью палеогеологических и палеотектонических карт можно уловить и ясно представить себе отдельные стадии структурной эволюции материка. С другой стороны, в обычных палеогеографических картах настолько большое внимание уделяется положению береговых линий и связи отдельных морей, устанавливаемой на основе сходной фауны и флоры, что тектонические особенности частично опускаются или вообще игнорируются. Действительно, на некоторых картах подобного рода постулированные авторами соединения морских бассейнов наносились поперек важных тектонических элементов, совершенно затушевывая последние, в то время как в действительности связи между этими морями могли быть непостоянными и спорадическими. Другим недостатком палеогеографических карт, с тектонической точки зрения, является то, что на них редко указывается мощность осадков, отложенных в морском бассейне.

В силу этого отложения мощностью в 30 *м* нельзя отличить от толщи мощностью в 3000 *м*, и тектонические интерпретации по необходимости делаются на основании одного лишь распределения осадков, а не на основе совокупности данных о их мощностях, литологическом составе и распределении. Наконец, контуры, показанные на многих палеогеографических картах, не имеют тектонического значения.

КАРТЫ ДЛЯ ПАРАЛЛЕЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Данная книга не является всеобъемлющей. Читатель или преподаватель должен иметь при себе еще следующие карты для справок, причем эти карты рекомендуется наклеивать на картон и развешивать по стенам на небольшом расстоянии друг от друга [1].

Автор неоднократно ссылается на эти карты. Несмотря на то, что книга содержит много иллюстраций, последние не воспроизводят всех характерных особенностей, которые отражены на вышеупомянутых картах, и если читатель не будет к ним обращаться, то нарушится цельность восприятия, доказательства утратят ясность и возможно, что и выводы окажутся не оцененными в должной мере.

ИСТОЧНИКИ ДЛЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СОПОСТАВЛЕНИЙ

Полевая работа по структурной геологии в большей своей части базируется на предшествующих палеонтологических и стратиграфических исследованиях. Отчет по структурной геологии какой-либо области не может быть признан удовлетворительным, если в нем не определен возраст всех формаций. Основной метод определения возраста основан на заключенных в слоях окаменелостях, и поэтому геолог, исследующий структуры, всегда, за исключением тех случаев, когда он имеет дело с докембрийскими отложениями, зависит от палеонтолога. Допустимо, хотя это и маловероятно, что последовательность деформаций на определенной площади может быть установлена без ссылок на окаменелости и на ближайшую стратиграфическую колонку. Однако определить возраст событий и связывать их друг с другом в областях, далеко отстоящих друг от друга, обычно бывает невозможно без изучения окаменелостей.

За последние несколько лет в Bulletin of the Geological Society of America появился ряд статей, суммирующих стратиграфические корреляции по всей Северной Америке для каждого геологического периода. Эти статьи были подготовлены

[1] Рекомендуются следующие карты:
The Geologic Map of the United States, 1932; The Geologic Map of Canada, 1945; The Geologic Map of North America, 1946; The Tectonic Map of the United States, 1944; Landforms of the United States, 1939. E. Raisz, карта.

Комитетом по стратиграфии при Национальном совете по научным исследованиям; в этой книге они упоминаются как первоисточники при сопоставлении многочисленных орогенических событий, происходивших на континенте [2].

[2] Имеются в виду следующие статьи:

1. Howell и др., *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, 993—1004 (1944).
2. Twenhofel W. H. и др., Ordovician formations of North America.
3. Swartz C. K. и др., Silurian formations of North America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, 533—538 (1942).
4. Cooper G. A. и др., *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, 1729—1794 (1942).
5. Weller J. M. и др., *Bull. Geol. Soc. Am.*, **59**, 91—196 (1948).
6. Moore R. C. и др., *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, 657—706 (1944).
7. Dunbar C. O. и др., Permian formation of North America.
8. Reeside J. B., Triassic and Jurassic formations of North America.
9. Stephenson L. W. и др., Cretaceous formations of the Atlantic and Gulf Coastal Plain, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, 435—448 (1942).
10. Reeside J. B. и др., Cretaceous formations of western North America.
11. Imlay R. W., Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America and Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, 1005—1046 (1944).
12. Weaver, C. E. и др., *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, 569—598 (1944).
13. Cooke C. W. и др., *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, 1713—1724 (1943).

Дополнительные материалы по корреляции:

1. Reeside J. B., Thickness and general character of the Cretaceous deposits in the western interior of the United States, Preliminary Map N 10, *U. S. Geol. Susvey, Oil and Gas Investigations* (1944).
2. Wood H. E. и др., Nomenclature and correlation of the North American Continental Tertiary, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, 1—48 (1941).

2

ТЕРМИНОЛОГИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУР

НЕОБХОДИМОСТЬ СТАНДАРТНЫХ ТЕРМИНОВ ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Последняя работа Шухерта (*528*) является примером беспорядочного применения названий для крупных структурных единиц Соединенных Штатов. Шухерт говорит то о Цинциннатской антиклинали, то о Цинциннатской геоантиклинали, явно взаимозаменяя эти термины; но вдобавок он к той же Цинциннатской антиклинали применяет и термин «Нешвиллский купол». Макфарлан (*401*) в своей книге по геологии Кентукки определяет Цинциннатский свод (arch) как главную структуру, которая включает в себя Джессаминский и Нешвиллский куполы, но в нескольких местах он говорит о своде как о куполе. В Колорадо Древние Скалистые горы обычно называют нагорьем или геоантиклиналью, в Нью-Мексико эти же горы называются уже континентальными массивами, а в Техасе они рассматриваются как поднятия или своды. Погребенные «горы» Немаха в Оклахоме и Канзасе называли грядой (ridge).

Имеется множество других терминов, не содержащих никакого определенного структурного смысла. Профессиональный геолог может и не испытывать трудностей и неудобств, связанных с применением различных местных наименований к крупным структурным единицам земной коры, но студента подобные наименования могут ввести в заблуждение. Это и побудило автора предпринять попытку разработки ряда определений и классификаций, так как настоящая книга предназначена и для студентов. Однако автор предвидит, что многие обороты встретят возражения, главным образом, в силу их узкоместного характера.

Принимая во внимание нежелательность употребления многочисленных специальных терминов, необходимо установить определенное значение для часто встречающихся слов в различных областях их применения. Например, термин «система» в применении к стратиграфии обозначает породы, образовавшиеся в течение определенного отрезка геологического времени; в географическом смысле он обычно означает группу хребтов, объединяемых какими-то общими признаками; в применении же к структурной геологии — группу связанных трещин, сбросов, даек и т. п.

Повидимому лучше сохранить за таким термином, как «система», несколько значений, чем употреблять в каждом случае новое или менее употребительное и к тому же менее удачное слово. Наиболее употребительное применение какого-либо термина должно быть тщательно взвешено и оговорено в формулировке его определения.

ЗНАЧЕНИЕ ТЕРМИНОВ, УПОТРЕБЛЯЮЩИХСЯ В ЭТОЙ КНИГЕ

Свод и купол (arch и dome)

С 1891 по 1903 г. Форст говорил о Цинциннатском поднятии как об антиклинали, а затем в 1904 г. — как о геоантиклинали; Шухерт продолжал применять эти два термина как равнозначные. Первое упоминание в литературе терминов «свод» и «купол» применительно к этой структуре не установлено, но с 1900 г. они употребляются очень часто и обычно как синонимы. Эти термины наиболее часто применяются в настоящее время как в местном, так и в общепринятом значении.

Макфарлан *(401)* различает эти понятия, подразумевая при этом, что Цинциннатский свод представляет вытянутую структуру и включает в себя два куполообразных поднятия — Джессаминский и Нешвиллский куполы, отделенные впадиной (sag) или седлом (saddle).

Теннессийцы, вероятно, не пожелают признать подчиненность их Нешвиллского купола Цинциннатскому своду, однако самый принцип различения свода от купола представляется правильным.

Поскольку в серии широких пологих поднятий Соединенных Штатов структуры Цинциннати и Нешвилла изучены ранее

всех, их, вероятно, следует рассматривать как типовые, и соответствующие общие определения должны быть основаны на их характеристике.

На современной стадии изучения поднятий и депрессий Центральной устойчивой области США структуры Цинциннати и Нешвилла можно считать типовыми для Соединенных Штатов при условии, если рассматривать их в широком смысле.

В этой книге указанные термины будут употребляться в следующем смысле:

Свод — широкое пологое поднятие шириной от 50 до 400 *км* и с длиной, заметно превышающей ширину. Структурный рельеф может достигать 3000 или более метров между слоями, залегающими на вершине свода, и отложениями того же возраста на дне смежной впадины; но наклон слоев при этом обычно не превышает 20 *м* на 1 *км*. Структурный рельеф частично может быть создан погружением смежных впадин, происходившим быстрее, чем опускание на площади свода. Таким образом, свод только по временам мог представлять собой поднимающийся континентальный массив.

Купол — пологое округлое или эллиптическое поднятие, по масштабам соизмеримое со сводом. Такие структуры обычно располагаются вдоль свода, местами расширяя его. Необходимо отличать такое регионально-структурное значение термина «купол» от аналогичного термина, применяемого для обозначения интрузивных массивов (Рейс, *494*), и от значительно меньших по размерам нефтеносных и газоносных структур, подобных соляным куполам или штокам (pluggs).

Вздутие (swell)

Шухерт *(524)* употреблял термин «вздутие» применительно ко всем крупным куполообразным структурам в пределах внутренней части континента. Бухер *(83)* определил «вздутие» как «существенно изометрическое поднятие независимо от его размеров и происхождения». При рассмотрении структур Соединенных Штатов термины «свод» и «купол» представляются достаточными для определения всех широких спокойных поднятий, к которым обычно применяется термин «вздутие», и, таким образом, употребление этого термина в последующем изложении не является необходимым и никаких попыток его определения здесь не будет сделано.

Поднятие и вспучивание (uplift и upwarp)

Термины «поднятие» и «вспучивание» употребляются для обозначения весьма различных положительных структур и, таким образом, могут сохраняться как термины, не определенные в отношении размеров, формы, внутреннего строения и происхождения обозначаемых структур.

Если допускать между ними различия, то термин «поднятие» можно применить для обозначения как крупных, так и мелких округлых и вытянутых возвышенностей с резкими или мягкими очертаниями, в то время как термином «вспучивание» следует обозначать просто широкие и спокойные своды. Мы не можем привести примеров подобного разграничения, но просмотр литературы утвердил автора во мнении, что указанное применение рассматриваемых терминов наиболее употребительно. Однако в отдельных областях с термином «поднятие» может быть связан значительно более ограниченный тип структуры.

Автор будет употреблять эти термины только в тех случаях, когда возникает сомнение в происхождении той или иной положительной структуры или же в случае необходимости применять их в качестве синонимов при описании структур, во избежание повторений.

Бассейн (basin)

Бухер *(83)* употребляет термин «бассейн» в структурном смысле применительно к преимущественно изометричной депрессии, безотносительно к ее размерам и происхождению, и приводит в качестве примера Мичиганский бассейн. Вздутие (swell) он противопоставляет бассейну. С тех пор как бурение во многих районах отчетливо выявило условия подземного залегания слоистых пород континента, в литературе для большинства прогибов твердо укоренилось название бассейнов. При этом некоторые бассейны превосходят по площади крупные штаты, а другие достигают лишь размеров отдельного округа. Некоторые из них отчетливо вытянуты и почти все имеют определенное направление оси. Одним свойственна корытообразная, другим бороздообразная форма. При составлении настоящего описания оказалось вполне возможным сохранить применение термина «бассейн» в таком широком смысле.

Автор считает, что смысловые различия будут очевидны для читателей, поэтому нет необходимости их как-либо

ограничивать. Слово «бассейн» с большими вариациями употребляется на каждом шагу геологами-нефтяниками, и поэтому представляются неразумными попытки стандартизации этого термина.

По своим особенностям угольные бассейны могут отличаться от нефтяных или артезианских бассейнов. Точно так же ареалы распространения полезных ископаемых могут не совпадать с участками наибольшей мощности осадков и соответственно наибольшего прогибания. Автор считает, что главнейшие геологические особенности должны определять выбор географических названий в большей степени, чем распределение месторождений полезных ископаемых относительно незначительной ценности.

Положение областей максимального прогибания может в течение геологической эпохи, периода или эры не совпадать с более поздними областями прогибания, в силу чего проистекает некоторая путаница в применении термина «бассейн» к определенным площадям. Это видно, в частности, на тектонических картах, на которых мы попытались показать развитие всех структур на протяжении трех геологических эр. Автор считает особенно желательным рассматривать определенные бассейны в различные эпохи и в определенном географическом понимании, соответственно с чем и составлены палеотектонические карты, прилагаемые к данной книге.

Геосинклинали

Большинство геологов согласится с тем, что геосинклинали представляют собой депрессии в земной коре, полностью или частично выполненные осадками значительной мощности. В остальном, однако, большого единства во мнениях не наблюдается. Некоторые предпочитают применять этот термин в ограниченном смысле и приводят Аппалачскую геосинклиналь, установленную Дэна, Холлом и Шухертом в качестве образца, с которым должны быть сходны другие прогибы, выполненные осадками; сходство с эталоном должно, по их мнению, определять применимость термина «геосинклиналь». Однако не ясно, какие именно признаки эти три геолога-пионера положили в основу своего определения.

Шухерт представлял себе, что Аппалачская геосинклиналь имеет от 150 до 700 *км* в ширину и около 4500 *км* в длину, и мощность осадков в ней достигает, по крайней мере, 10 000 *м*. Он считал, что с одной стороны она ограничивается бордерлендом, по размеру отвечающим континенту, а с другой — океаническими шельфами.

Другие исследователи отступили от ограниченного применения понятия «геосинклиналь» и включили в него практически все бассейны, независимо от их размеров и положения на континенте, если только бассейны эти имели одну объединяющую их особенность, а именно мощное накопление осадков. Классификации всех бассейнов подобного рода, называемых геосинклиналями, были предложены Штилле (*570, 571*) и соответственно Кэем (*292, 294*). Почти округлый бассейн Мичиган, узкий, относительно небольшой бассейн центрального Колорадо, триасовые сбросовые впадины, проходящие через Восточные Штаты, и «геосинклиналь» побережья Мексиканского залива являются примерами весьма различных структур земной коры, рассматривавшихся упомянутыми авторами как разновидности геосинклиналей.

Континентальный массив, снабжающий геосинклиналь осадками, некоторыми исследователями был признан дополнительной и необходимой частью общей картины. С тех пор как природа шухертовского древнего континента Аппалачей сделалась наиболее темным местом в геологии Аппалачей и было изучено кристаллическое основание Пьедмонта, мы утратили уверенность в необходимости термина континентальный массив. Действительно, недавно было опровергнуто существование обоих крупных бордерлендов — Аппалачского и Каскадного, и Аппалачская и Кордильерская геосинклинали были описаны как элементы, лишенные бордерлендов и состоящие из внешней и внутренней частей.

Внешняя часть состоит из вулканических, осадочных и интрузивных пород и некогда являлась вулканическим архипелагом и в то же время — поясом интенсивной орогенической деятельности. Внутренняя, осадочная часть представляет комплекс песчаников, известняков и сланцев, образовавшихся главным образом за счет разрушения пород континента, но местами — главным образом за счет внешнего орогенического пояса. Обе части вытянуты, имеют прямолинейную или дугообразную изогнутую форму.

Точно так же становится все более ясным, что крупные краевые (border) геосинклинали должны рассматриваться по их отдельным частям, так же как верхнедевонская геосинклиналь (Кэй, *294*) северных Аппалачей, которая лежит во внутреннем геосинклинальном поясе, но выполнена осадками, снесенными с более древнего внешнего орогенического пояса.

Части, так же как и целое, называют геосинклиналями, и это запутывает проблему.

Прежними исследованиями установлено, что области наибольших мощностей осадков в Аппалачском районе были областями наиболее интенсивной складчатости и сбросовых дислокаций, и отсюда развилось убеждение, что интенсивные деформации сжатия — удел всех геосинклиналей.

В настоящее время мы знаем о накоплении осадков в крупных депрессиях, не подвергавшихся деформации, и современные классификации геосинклиналей включают даже бассейны палеозойского возраста, которые остались сравнительно ненарушенными.

Недавно Кнопф *(326)* под именем «теории геосинклиналей» описал последовательную смену «орогенических фаз», которым подвергаются различные геосинклинали, и, соответственно, последовательную смену интрузивных магм. Кнопф хотел показать, что все существующие геосинклинали имели до некоторой степени сходные длинные и сложные истории, в которых интрузивная деятельность играла важную роль. Однако в итоге он все же пришел к выводу, что наши знания о геосинклиналях еще недостаточны для решения этого вопроса.

Недостаточная согласованность употребления термина «геосинклиналь» приводит к необходимости или отказаться от его употребления в данной книге или произвольно установить некоторые ограничения в его применении.

Последнее предпочтительнее, так как читатель постоянно сталкивается с термином «геосинклиналь», да и к тому же все геологи широко пользуются этим понятием. Я предпочитаю рассматривать геосинклинали в связи с подкоровыми тектоническими циклами особого рода, считая, что таким образом можно установить их связь с главными орогеническими поясами, ограничивающими тихоокеанскую и атлантическую окраины Северо-американского континента.

Обратимся к тектонической карте Северной Америки. Показанные на ней локальные бассейны определенного возраста даже в пределах орогенических поясов предпочтительно не называть геосинклиналями, так же как и бассейны, охватывающие целые штаты, расположенные в пределах центральной устойчивой части континента. Термин «бассейн» будет употребляться как предварительное определение главным образом в тех случаях, когда применение термина «геосинклиналь» требует дополнительного уточнения.

Термин «прогиб» (trough) будет применяться для обозначения относительно узкой, глубокой и удлиненной депрессии, как выполненной, так и не выполненной осадками. В тех случаях, когда он выполнен осадками, прогиб обычно образует часть внешнего или внутреннего пояса крупной геосинклинали, окаймляющей континент. Размер и форма прогибов и бассейнов, мощность и характер осадков в них и связь прогибов и осадков с орогеническими и эпейрогеническими движениями будут охарактеризованы настолько, насколько это позволяет степень изученности той или иной структурной единицы.

Континентальный массив

Термин «континентальный массив» не имеет специального структурного значения, если не учитывать некоторых случаев его местного применения, как, например, в Скалистых горах Нью-Мексико, где один из древнейших хребтов описан как континентальный массив Педернал. Термином «континентальный массив» обычно обозначают участок континента; поднятие, климат и жизнь континентального массива являются объектом специального исследования путем изучения смытых с него осадков, а часто меняющая свое положение береговая линия дает основание для таких палеогеографических исследований. Этот термин обычно не подразумевает фиксированных размеров, рельефа или происхождения определяемой структуры, и в данной работе мы не будем придавать ему никакого специфического значения.

Нагорье (highland)

В Колорадо структурное развитие области в позднепалеозойское время определило два главных поднятия, которые были описаны большинством исследователей как нагорья. Ширина их около 80 *км*, длина порядка 350 *км*, и в структурном отношении они представляют крутые асимметричные антиклинали, местами вдоль крутых крыльев осложненные сбросами.

Этот термин применяется в Соединенных Штатах в очень широком смысле (в более узком значении он прилагается лишь к характеристике колорадских поднятий), и, насколько известно, никто и не пытался четко его определить; нет необходимости делать это и на страницах этой книги. Представляется

неспоследовательным утверждать, что какое-либо нагорье являлось низменностью, однако применительно к континентальному массиву это может иметь место.

Гряда (ridge)

Погребенное поднятие Немаха Оклахомы, Канзаса и Небраски обычно называют горами, но иногда также применяется термин «гряда», причем подразумевается, что этот термин имеет определенное структурное значение. Использование его, насколько известно, почти ограничивается приведенным примером. В топографическом смысле гряда обычно имеет менее 7—8 *км* в длину и применение термина «гряда» в структурном смысле к горам, имеющим протяженность до 300 *км*, является до некоторой степени дезориентирующим.

Применять термин «гряда» в данной книге нет необходимости.

Геоантиклиналь

Термин «геоантиклиналь» был предложен Дэна в 1873 году для «изгибов вверх» волнообразной поверхности земной коры — «геоантиклинальных волн, или антиклинориев». Согласно Шухерту, типичным примером, приводимым Дэна, являлся Цинциннатский свод, хотя позднее Дэна включил в геоантиклинали своды континентов.

Шухерт обычно различает геоантиклинали и геосинклинали, как «дополняющие структуры»; однако площадь, которая в мезозойское время разделяла Кордильерскую геосинклиналь на восточную и западную части, он называл самой большой из Северо-американских геоантиклиналей.

Пытаясь уточнить запутанное определение Дэна, Шухерт ввел противоречащие ему понятия и таким образом не внес ясности в значение термина. Другие авторы еще больше запутали смысл этого термина.

Согласно Виллису *(673)*, «геоантиклиналь представляет очень обширное поднятие земной поверхности. Породы геоантиклинали могут быть нескладчатыми и даже неслоистыми, и таким образом признак антиклинального строения в них будет отсутствовать».

Лахи *(338)* устанавливает, что «геоантиклиналь представляет весьма интенсивное поднятие, обычно антиклинальное по своей природе (называемое также региональной антиклиналью)». Он приводит в пример поднятие гор Арбукль и Центральный рудный район Техаса, которые представляют собой два совершенно различных тектонических элемента. Согласно Невину *(443)*, геоантиклиналь есть «крупное вздутие, измеряющееся сотнями миль. Горы Озарк и поднятие Арбукль представляют собой типичные геоантиклинали». Здесь снова приводятся совершенно различные структуры.

Биллингс *(64)* определяет геоантиклиналь как «составную часть (counterpart) геосинклинали — участок, с которого происходил смыв осадков. Геоантиклиналь, лежащая к югу от Аппалачской геосинклинали, известна как Аппалачская геоантиклиналь».

В словаре геологических терминов (Райс, *494*) геоантиклиналь определяется как «крупная, широкая и обычно очень пологая антиклиналь, достигающая многих миль в ширину».

Большинство приведенных определений противоречиво, а упомянутые примеры представляют структуры, различные по своим размерам, строению, истории и по своим соотношениям с центральной устойчивой областью континента. Некоторые определения представляют синонимы уже определенных терминов, таких, как «свод», «купол» и «континентальный массив».

Путаница, имеющая место в американской литературе, свойственна и европейским работам.

Голландский геолог Бровер *(79)* отмечает, что геоантиклиналь есть главное поднятие, по размерам отвечающее островной дуге (island ark) и дополняющее геосинклиналь. Колле *(130)*, следуя Аргану *(14)*, определяет геоантиклиналь как антиклинальную гряду, появляющуюся на дне геосинклинали и проявляющуюся в образовании континентального барьера между морскими бассейнами геосинклинали. Сначала она имеет облик длинной, узкой антиклинали значительных размеров и позднее развивается в крупный покров (nappe).

Необходимо ли развитие покровов для установления истинной геоантиклинали, — никем не установлено. Большинство альпийских геологов, по впечатлению автора, следует толкованию Колле.

Кинг *(313)* применил альпийскую трактовку в своей работе об эволюции Маратонской системы. Структура западной части центральной Невады, которая возникла, как палеозойская геосинклиналь Кордильер, у Нолана *(449)* носит название геоантиклинали.

Желая следовать специфической трактовке Колле, Кинга и Нолана, автор определяет геоантиклиналь как крупную вытянутую антиклинальную складку, которая развивается в гео-

синклинальных отложениях. Поднятие типа форланда или шельфа не является геоантиклиналью. В крупных геосинклиналях две или более геоантиклинали могут развиваться в одно и то же время или следовать одна за другой. После раннего антиклинального поднятия крупная складка обычно превращается в сложный антиклинорий с чешуйчатыми надвигами и покровами. Эти структуры могут образовываться в подводных условиях и подвергались незначительной эрозии.

Горный кряж (хребет) (range)

Применение в качестве синонимов терминов «нагорье» *(highland)*, «континентальный массив» *(landmass)*, «горы» *(mountains)*, «поднятие» *(uplift)*, «свод» *(arch)* и «геоантиклиналь» при описании отдельных поднятий Древних (*Ancestral)* Скалистых гор и древней системы Вичита *(Wichita)*, имеющих совершенно одинаковые размеры и форму, ставит трудную проблему, особенно в связи с местным употреблением этих терминов. Стало столь привычным говорить о «своде Электра» и «нагорье Анкомпагре», что изменения того или иного наименования воспринимаются с трудом. Однако для читателя, который пытается понять довольно сложные региональные структурные соотношения на континенте, унификация смысла терминов является желательной. Многие геологи, уже давно окончившие университетский курс, также признают необходимость такой унификации для ясности изложения.

Почти все структурные единицы в пределах древних систем Скалистых гор и Вичиты, к которым применялись наименования «нагорье», «континентальный массив», «поднятие», «свод» и «геоантиклиналь», имеют масштаб горных кряжей, подобных кряжам Бигхорн, Уинта или Селкирк. Таким образом, слово «кряж», повидимому, хорошо выразило бы крутые, линейно вытянутые, ныне погребенные или почти погребенные палеозойские поднятия внутренней части Соединенных Штатов.

Географы договорились употреблять термины «кряж» («хребет») и «горная система» в следующем смысле.

Кряж, или хребет, есть горный массив с размерами такого же порядка, как массивы Бигхорн и Селкирк. Ряд таких кряжей, обладающих в данной области однообразными особенностями, составляют горную систему. Изучая структурные особенности Северной Америки, автор пришел к выводу, что отдельным частям главных структурных провинций весьма подходит наименование кряжей, а многие провинции отвечают горным системам.

Таким образом, термин «кряж», или «хребет», будет употребляться для обозначения крутого поднятия шириной от 15 до 120 *км* и длиной от 80 до 300 *км*. Обычно эта структура представляет асимметричную антиклиналь. В некоторых структурах крутое крыло разорвано крутопадающим сбросом или взбросом. Другие структуры состоят из нескольких складок или даже из надвиговых пластин, или чешуй (thrust slices). По всей вероятности, все кряжи, которые были в конце концов погребены, ранее подвергались значительной эрозии.

Платформа и шельф (platform и shelf)

Термины «платформа» и «шельф» в структурном смысле применялись Кингом *(319)* для площадей развития пермских отложений западного Техаса и юго-восточной части Нью-Мексико. Существовавшие там ранее поднятия, по размеру отвечающие кряжам, были погребены, и вследствие того, что осадки продолжали накапливаться, прилегающие бассейны были погружены больше, чем древние поднятия. Таким образом, хотя осадки накапливались и на самых поднятиях, на них развивались широкие антиклинальные структуры. Эти структуры и называются платформами. За пределами бассейнов существовали неглубокие моря, но кора погружалась здесь гораздо медленнее, чем в бассейнах, и потому здесь накапливались осадки значительно меньшей мощности. Такие участки носят название шельфов. Платформа сходна с шельфом в отношении мощности отложившихся на ней осадков, но она обладает значительно более ограниченными размерами и с двух сторон граничит с бассейнами. Именно в таком смысле указанные термины и будут применяться в последующем изложении.

Шов и борозда (welt и furow)

Бухер *(83)* определяет понятие «шов» и «борозда» как поднятие или депрессию земной коры, имеющую отчетливое линейное распространение. В эти термины не вкладывается определенного представления о размерах или происхождении. Шов может достигать размеров крупной деформированной геосинклинали (см., например, ссылку Бухера на работу

261

Институт геологических наук

Хоббса, из которой Бухер приводит термин «гигантский шов Гималаев»).

В своем анализе деформаций земной коры, имеющих мировой масштаб, Бухер нуждался в таких общих терминах, но в настоящей работе, в которой предприняты попытки нарисовать картину структурного развития Северо-американского континента, эти наименования не представляются необходимыми и применяться не будут.

Тыловая и фронтальная области (hinterland и foreland)

Эти термины введены европейскими геологами для обозначения континентальных массивов или устойчивых элементов земной коры, располагающихся по обе стороны орогенического пояса. В Альпах огромные сложноскладчатые массы осадков геосинклинали вместе с инъицированными породами были перемещены на много километров к северу. Северный устойчивый массив, по направлению к которому они двигались, получил название фронтальной области (форланд), а массив, оказывающий давление на геосинклиналь с юга, был назван тыловой областью (хинтерланд).

Огромные надвиговые чешуи (thrust sheets) орогенических поясов Аппалачей и Скалистых гор передвигались главным образом по направлению к внутренней, стабильной части континента, и последний (по крайней мере в части, прилегающей к орогеническим поясам) обычно назывался фронтальной областью (форландом).

Гипотетические континентальные массивы, или «бордерленды», существование которых в данной работе частично опровергается, были описаны как тыловые области (хинтерланд). Очевидно, что в употреблении этих терминов должны были возникнуть большие затруднения, когда выяснилось, что некоторые надвиговые чешуи перемещались по направлению к океану и что никаких крупных устойчивых «бордерлендов», возможно, не существовало.

Некоторые геологи считали, что фронтальная область находится за пределами континента.

В данной работе под фронтальной областью (форландом) будет подразумеваться часть устойчивой внутренней области, прилегающая к краевому орогеническому поясу. Однако необходимость применения этого термина незначительна и он будет употребляться редко. Области, с которых шло накопление осадков в окраинных прогибах со стороны океана, созданные более ранней орогенией и служившие источником осадков, будут называться тыловыми областями (хинтерланд), но сколько-нибудь широко пользоваться этим термином опять-таки нет необходимости.

ТЕРМИНЫ ДЛЯ ОБОЗНАЧЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ НАРУШЕНИЙ

Термин «революция» и его синонимы

Термин «революция» глубоко укоренился в геологической литературе, хотя ряд авторов как в Америке, так и в других странах избегали им пользоваться, а один исследователь рекомендовал даже совершенно изъять его (Спикер, *559*).

Шухертовское определение «революции» *(525)* — наиболее полное из всех определений и характеризует применение этого термина в самых различных смыслах:

«В конце геологических эр... имеют место периоды наиболее интенсивного горообразования. Эти периоды главного диастрофизма являются критическими периодами, или революциями, в истории Земли; они делят книгу геологического времени на отдельные главы.

Критические периоды отмечены следующими особенностями:

1. Широко распространенными деформациями земной коры, которые перемещались из одного места в другое и приводили к вздыманию многих далеко отстоящих друг от друга горных кряжей. . каждую революцию называют по одному из значительных горных кряжей, образовавшихся в течение указанного времени, например ларамийская и аппалачская революции.
2. Широко развитыми изменениями в физической географии.
3. Ясно выраженными и широко распространенными чертами, свидетельствующими об уничтожении ранее господствовавших, процветавших и высоко специализированных органических типов.
4. Ясно выраженным развитием новых господствующих органических типов из менее крупных и менее специализированных форм, а также развитием множества новых видов».

Обозначая термином «революция» конечные этапы геологических эр, Шухерт следует Роджерсу, который уже в 1856 г. употребил термин «нарушение» для ограничения геологических периодов. Таким образом, движения земной коры в конце девонского периода в Новой Англии и Акадии могут быть названы «акадскими» (шикшокскими) нарушениями (дислокациями).

В результате недавних исследований выяснилось, что некоторые нарушения стали известны внутри периодов, а три из них (таконское, акадское и невадское) по масштабу равны или превышают, а по интенсивности безусловно превышают аппалачскую и ларамийскую революции.

В Альпах история диастрофизма прослеживается от среднего карбона до конца олигоцена, и представляется затруднительным применить здесь термин «революция» в шухертовском смысле. Мощные пароксизмы с образованиями покровов имели место в среднем олигоцене. Этим явлениям, наряду со всеми прочими деформациями раннетретичного времени, Арган *(14)* дал наименование альпийского цикла. Он пишет: «Режим деформаций Азии в течение альпийского цикла...» и т. д. (Арган, *15*).

Арган упоминает о герцинском и каледонском циклах явно в том же общем смысле, в каком другие исследователи говорят об «орогении», «революции», «нарушении» и «фазе».

Бухер *(83)* применяет термин «революция» в своей номенклатуре и в своей теории в следующем смысле: «Образование высокого поднятия рядом с глубокой бороздой, выполненной осадками, приводит к сильным деформациям, которые принято называть революциями».

Прежде чем решить, какие термины или классификации принять в данной работе, необходимо обсудить еще несколько терминов.

Термины «орогения» и «эпейрогения», согласно Гилберту *(206)*, означают процессы деформаций. Гилберт определил орогению как процесс горообразования, а эпейрогению — как процесс смещения на континенте с образованием крупных вздутий и бассейнов. Оба эти процесса вместе он называл диастрофизмом. К орогеническим структурам, согласно Штилле, относятся такие заметные на глаз структуры, как сбросы, складки и надвиги, в то время как эпейрогенические структуры являются настолько пологими, что наклоны пластов, создаваемые ими, едва заметны. Они образуются вследствие широких изгибаний земной коры.

В Америке в настоящее время почти общепринятым является мнение, что орогенические движения по своей природе вызывают складчатость, образование надвигов, сбросовых глыб и разломов и что большей частью они происходят в геосинклинальных поясах. Эпейрогенические движения — вертикальные, слабые, захватывающие крупные участки земной коры.

Своды, куполы и крупные бассейны Центральной устойчивой области континента представляют пример эпейрогенических движений, точно так же как поднятие, обусловившее перерыв в цикле эрозии деформированных геосинклинальных поясов, является примером эпейрогенических движений в краевых и более древних орогенических поясах.

Именно в этом смысле эти термины и будут употребляться в данной работе.

Большую путаницу создает в нашей литературе употребление терминов «орогения» и «революция» в качестве синонимов. Казалось бы, на основании более раннего применения этих терминов Гилбертом, что слово «орогения» обозначает процесс, и поэтому, говоря об аппалачской орогении, мы акцентируем внимание на процессах деформаций в геосинклинали, чтобы подчеркнуть механические связи. С другой стороны, говоря об аппалачской революции, исследователи расширяют это понятие в структурном отношении, распространяя его на события, происходившие как в тыловой и фронтальной областях, так и в геосинклинали в целом, а также на климат и изменения в органическом мире. Общепринятым применением термина «орогения» является также употребление его в качестве синонима понятия о нарушениях земной коры. Угловые несогласия и грубообломочные мощные базальные конгломераты являются обычно признаками орогении, и орогении получают, соответственно, название дьаблонских, санта-люсийских или раннеларамийских.

Прежде чем решить вопрос об определенном применении всех этих терминов, лучше всего установить время проявления и географические пределы определяемых процессов.

Фаза (phase)

Термин «фаза» употребляется как в структурном, так и в стратиграфическом смысле. В структурном смысле он почти всегда обозначает пространственный или временной отдел революции. Например, Арган *(15)* в объяснении к своей тектонической карте Азии говорит: «...мы заключили..., что классификация элементов показывает лишь возраст главной складчатости..., не принимая во внимание фаз, но отмечая орогенические циклы». И затем «...все фазы всех орогенических циклов, захвативших каждую часть страны...» и т. д. Колле *(130)* употребляет термин «фаза» для обозначения отдельных единиц, созданных среднеолигоценовым орогеническим пароксизмом в Альпах; например сент-бернардская фаза, фаза Дан-Блаш, фаза Монте-Роза, фаза адриатического погружения и инсурбриенская фаза. Такое применение этого термина подчеркивает пространственный аспект, так как считается, что все

упомянутые покровы образовались в короткий промежуток времени; при этом последовательность событий не подразумевается. С другой стороны, Вандерграхт в описании структурных взаимоотношений Мидконтинента употребляет тот же термин скорее во временном аспекте, так как он называет последовательные эпизоды нарушений ранневичитской, поздневичитской (раннепенсильванской), арбукльской (позднепенсильванской) фазами.

Иногда употреблялись и другие термины, такие, как «эпоха», «стадия» и «импульс», но они не столь распространены, как термин «фаза».

КЛАССИФИКАЦИЯ, ПРИМЕНЯЕМАЯ ДЛЯ НАРУШЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Революция

Если революции представляют главы диастрофизма в истории Земли, то ясно, что этот термин имеет как временной, так и пространственный смысл. Говорить о том, что революции ограничивают крупные эры геологического времени, было бы равносильным постулированию достижений науки 45-летней давности. Большинство подразделений геологического времени первоначально устанавливалось по несогласиям и давно уже начало более или менее закрепляться на основании ископаемых, содержащихся в толщах, залегающих между несогласиями в типичных местностях. С тех пор стали известны многие новые и значительные нарушения в пределах выделенных периодов и эр. Стало известно, что деформации земной коры не являются повторением тех пульсаций, которые происходили точно в момент завершения периодов или эр, а представляют развитие последовательных деформаций, которые нередко происходили в течение длительных периодов времени и с перемещением областей их проявлений.

Революцию надо рассматривать как совокупность дислокационных событий тыловой области (хинтерланда), геосинклинали и передовой области (форланда) вместе и включать в нее как орогенические, так и эпейрогенические процессы. Установление временных пределов — процедура произвольная, если же они и устанавливаются, то следует иметь в виду такое применение термина, которое может лучше всего определить пределы изучаемой революции.

Система (system)

Главные структурные подразделения революций будут называться системами. Таким образом, система прежде всего является пространственным подразделением и определяется единством структурных особенностей в ее пределах, как-то: складчатостью и развитием надвигов в геосинклинали, в отличие от бассейнов и сводов передовой области; система может определяться обособлением примерно аналогичных структурных комплексов (assemblage) от других, перекрытых более молодыми отложениями, как это имеет место при отделении гор Уачита от Маратонских.

Как уже было отмечено, системы получали наименования по выдающимся кряжам или по географическим особенностям в данном районе. Мы будем, насколько возможно, придерживаться подобного принципа в структурном смысле, но представляется необходимым оговорить некоторые исключения. Например, при рассмотрении структур Центральной устойчивой области Соединенных Штатов площадь оказывается настолько большой, что ни одно географическое наименование не подходит для этого огромного свода, поэтому была использована его главнейшая структура особенность, именно Трансконтинентальный свод.

Фаза (phase)

Каждая система имеет свою историю развития, и отдельные тектонические события этой истории называются фазами. Несмотря на то, что типы и простирания развивающихся структур будут рассматриваться как части фазы, здесь в основном подчеркивается временной смысл. Возможно, что окажется необходимым рассматривать как фазы две одновременно развивающиеся части системы, но при рассмотрении структурных элементов континента автору не пришлось столкнуться с таким затруднением.

В Альпах фазам были даны географические названия, и той же практики придерживается Вандерграхт в отношении Северной Америки на примере вичитской и арбукльской фаз вичитской системы. Поскольку в данной книге основной упор делается на время, автор пришел к заключению, что временные наименования будут иметь наибольший смысл. Например, если будет написано: «раннепенсильванская фаза системы Древних Скалистых гор», то студенту будет вполне ясен вложенный в это определение смысл, в случае же, если появится

вичитская фаза Древних Скалистых гор, может возникнуть недоумение, если читателю незнакома глава, посвященная Вичитской системе.

Временные наименования могут оказаться неподходящими лишь в том случае, когда время нарушений не установлено точно, а последующие исследования показывают неправильность обозначения.

Правда, применяя географические наименования, обходят эти затруднения, но в большинстве случаев, по крайней мере в Соединенных Штатах, стратиграфия сделала такие успехи, что время деформаций оказывается почти точно установленным и эти определения вряд ли претерпят в будущем значительные изменения. Преимущества временного метода для студента настолько явно уменьшают возможность указанных ошибок, что в дальнейшем для фаз будут приняты временные названия.

В большинстве глав рассматриваются системы и их фазы. Такое распределение материала представляется необходимым для объяснения структурной эволюции континента. Сначала намечалось распределить материал книги применительно к революциям, но установление пределов повлекло за собой большие трудности, и эту мысль пришлось оставить. Поэтому концепция о революциях в книге не выступает на первый план.

Орогения (orogeny)

В связи с принятым решением разделить крупные пояса деформаций на горные системы и рассматривать отдельные эпизоды деформаций каждой системы как фазы, выясняется и правильное применение термина «орогения»: каждая фаза есть орогения. Таким образом, мы говорим о «позднемеловой и раннетретичной системах Скалистых гор» и для одной из этих систем — центральных Скалистых гор — мы отмечаем отдельные эпизоды деформаций, а именно фазу Монтана, палеоценовую фазу, эоценовую фазу и олигоценовую фазу. Эти фазы отвечают раннеларамийской, среднеларамийской, позднеларамийской и абсарокской орогениям.

3

СВОДНЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ (DIVISIONS)

Канадский щит

Канадский щит начиная с протерозоя являлся крупной устойчивой частью Северо-американского континента. Весь он сложен докембрийскими породами, исключая область, протягивающуюся вдоль южного побережья Гудзонова залива, где развиты ордовикские, силурийские и девонские слои мощностью около 300 *м*, вероятно, протягивающиеся далее на север под большую часть залива. Небольшие размеры останцов палеозойских пород, при родственном характере найденных в них окаменелостей и отсутствии прибрежных фаций, во многих местах указывают на то, что палеозойские отложения когда-то имели значительно более широкое распространение на щите, чем теперь, и что они были уничтожены длительной эрозией в течение мезозойской и кайнозойской эр (см. карту I).

Гудзонов залив является крупным современным внутриконтинентальным морем.

Гренландский щит

Гренландский щит также является устойчивой докембрийской частью земной коры, и, несомненно, он соединяется с Канадским щитом. Несмотря на то, что он покрыт мощным слоем льда, выходы докембрия вдоль западного и южного побережий указывают на присутствие того же кристаллического комплекса и во внутренней части щита. Северной и восточной границами являются орогенические поясы.

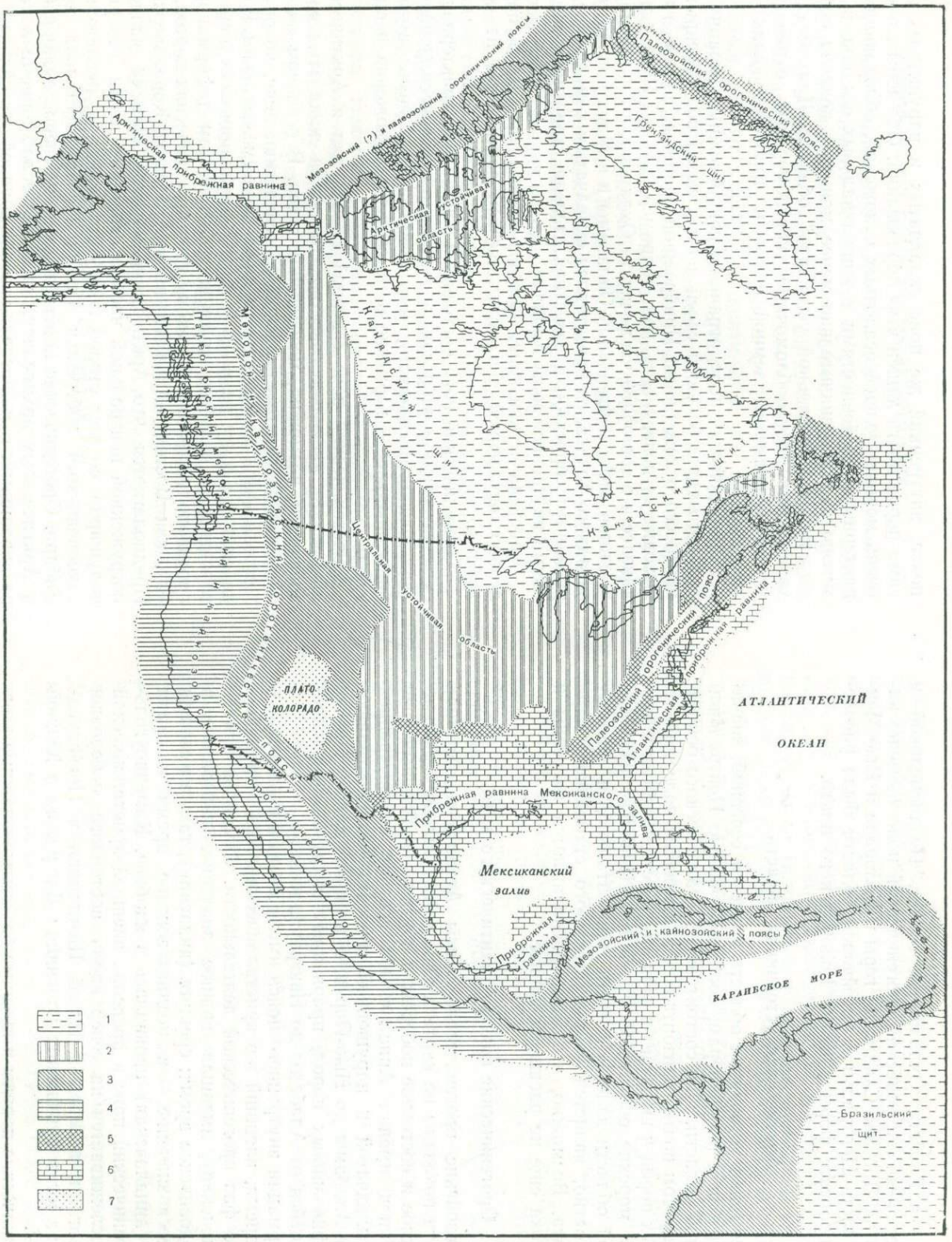
Внутренняя часть Гренландии несколько прогнута под нагрузкой льда, и на основании сейсмического зондирования, произведенного через толщу льда, установлено, что эта часть Гренландии менее гориста, чем внешние области побережья. Распространение докембрийского кристаллического комплекса и палеозойских орогенических поясов с южной и с восточной сторон Канадского и Гренландского щитов под северную часть Атлантического океана не установлено. Предполагается, что прогибание земной коры в южной и восточной частях Гренландии в значительной части произошли в кайнозойское время.

Центральная устойчивая область

Центральная устойчивая область континента состоит из докембрийского кристаллического основания, являющегося продолжением к югу и западу Канадского щита, и покрова осадочных пород. Мощность этого покрова на различных участках значительно изменяется, и он образует несколько широких прогибов (бассейнов), сводов и куполов. Многочисленные несогласия характеризуют поднятия сводов и их размыв, а также крупные трансгрессии и перекрытия. Последовательные серии отложений, заключенные между поверхностями несогласия, могут быть мысленно удалены, и составленные последовательно палеогеологические карты будут отображать эволюцию бассейнов и сводов. Большей частью слои имеют лишь слабый наклон, и с точки зрения медленных и продолжительных вертикальных движений, создавших бассейны, своды и купола, эта геологическая провинция вполне заслуживает данного ей наименования — Центральной устойчивой области. Эта область и Канадский щит составляют огромное стабильное ядро континента.

Своды и бассейны развивались главным образом в палеозойское время, но позднее, в течение мезозоя и третичного периода, огромные количества кластических осадков, смываемых с развивающейся в это время горной системы Кордильер, распространились на восток поверх палеозойских слоев вплоть до Верхнего озера и за пределы реки Миссури.

В юго-западном углу Центральной устойчивой области в пенсильванское время была поднята система кряжей, а затем в течение позднепенсильванского, пермского и мезозойского времени она была в значительной степени погребена. Эти кряжи известны под именем Древних Скалистых гор в Колорадо и в Нью-Мексико и как горная система Вичита (в данной



Карта I. Главные тектонические зоны Северной Америки.

работе) — в Канзасе, Оклахоме и Техасе. Позднемеловой и раннетретичный ларамийский орогенический пояс частично наложился на Древние Скалистые горы в Колорадо и Нью-Мексико, и часть Центральной устойчивой области была расчленена в процессе формирования Колорадского плато.

Арктическая устойчивая область

Арктическая устойчивая область является северной, значительно меньшей по размерам, составной частью Центральной устойчивой области. Она состоит из кристаллического основания с покровом почти горизонтально залегающих палеозойских осадочных пород и включает в себя арктические острова и мелководные морские области между ними. Насколько известно, слои этой области залегают почти горизонтально, и поэтому она, вероятно, является частью огромного стабильного ядра континента. Возможно, что здесь располагаются бассейны и своды, пока еще не расшифрованные.

Орогенические поясы Атлантического края

Палеозойские орогенические поясы Атлантического края континента показаны на карте I. Они действительно ограничивают южное и восточное побережья континента. Главный пояс известен под именем Аппалач. Он состоит из внутренней зоны — складчатой и нарушенной сбросами, распространяющейся от Алабамы до Нью-Йорка, и внешней зоны — смятых метаморфизованных пород, прорванных интрузиями, распространяющейся от Алабамы до Ньюфаундленда.

Деформации внутреннего пояса имели место в позднепалеозойское время, внешний же кристаллический пояс претерпел несколько фаз орогенической деятельности. Самая ранняя из них (таконская), имевшая важное значение, проявилась в позднеордовикское время; средняя (акадская), также имевшая выдающееся значение, — в позднедевонское время и самая поздняя (аппалачская) проявилась в карбоне. Каменноугольный орогенический пояс в пределах внешней кристаллической зоны прослеживается на север вдоль восточного побережья Новой Англии, побережья Новой Шотландии и Ньюфаундленда и на юг в фундаменте провинции Джорджии и Южной Каролины.

Вулканические породы и крупные батолиты — важные компоненты кристаллической зоны Аппалачского орогенического пояса, внутренний же пояс складчатых и нарушенных сбросами пород почти лишен этих образований. Обе зоны сложены очень мощной толщей осадочных отложений, обладающих характерными особенностями геосинклинальных осадков, в противоположность значительно менее мощному покрову осадочных пород Центральной устойчивой области. Для обеих зон характерны грубообломочные конгломераты, отмечающие моменты поднятий земной коры и горообразующих движений.

Орогенический пояс, ограничивающий южную окраину стабильного ядра, большей своей частью скрыт под перекрывающими его отложениями Прибрежной равнины, но там, где он выходит на поверхность, как, например, в горах Уачита в Арканзасе и в восточной части штата Оклахома, в горах Арбукль в южной части центральной Оклахомы и в Маратонских горах западного Техаса, он представлен складчатым комплексом, нарушенным сбросами, в известной степени сходным с отложениями внутренней зоны Аппалач.

Кристаллическая зона, которая должна проходить параллельно внутренней некристаллической зоне, нигде не обнажается.

Орогенический пояс восточной Гренландии характеризуется складчатостью и взбросовой тектоникой позднесилурийского (каледонского) возраста, но, кроме того, здесь имеются более поздние — пермские и мезозойские отложения и структуры.

Орогенический пояс северной Гренландии и Арктического архипелага, насколько известно, состоит из складчатых палеозойских и, возможно, мезозойских слоев. В основном он рассматривался как палеозойский орогенический пояс, но он может оказаться мезозойским и даже позднемезозойским. В пределах этого пояса не описано никаких вулканических пород, и, вероятно, он является внутрищитовым поясом деформаций, в противоположность окраинному типу орогенических поясов, таких, как Восточно-Аппалачский или Западно-Кордильерский. Предполагается, что Арктический морской бассейн является погруженной центральной частью огромного щита северного полушария, со всех сторон покрытого морем, за исключением тихоокеанского побережья Аляски и северо-восточной части Сибири. Орогенические поясы, подобные Северогренландскому и Арктическому архипелагу, являются ослабленными зонами, развивавшимися в пределах этой крупной устойчивой области.

Орогенические поясы тихоокеанского края

Огромный комплекс орогенических поясов вдоль тихоокеанского края континента (см. карту I) развивался в течение очень длительного времени. Древнейшими пластами, установленными на основании окаменелостей, являются ордовикские, а деформированные слои плейстоценового возраста прослеживаются вдоль всего пояса от Мексики до Аляски. В палеозойское время тихоокеанский край континента на поверхности представлял собой вулканический архипелаг, а на глубине — пояс глубинного сжатия и батолитовых интрузий. Большое количество вулканического материала, поступавшего из внутренней части архипелага, отлагалось в формирующемся прогибе, смешиваясь и переслаиваясь с другими кластическими и карбонатными осадками. Пермь, триас, нижняя и средняя юра являлись временем интенсивной вулканогенной деятельности и представляли продолжение в мезозое почти тех же условий, которые существовали в палеозое. В конце юры и в раннемеловое время произошла интенсивная складчатость, предшествовавшая батолитовым интрузиям (невадская орогения), которые ныне слагают значительную часть Береговых хребтов Британской Колумбии, а также хребты, вытянутые вдоль внешней границы Британской Колумбии, штатов Вашингтон и Айдахо, гор Кламат юго-западного Орегона и северной Калифорнии, калифорнийской части Сьерра-Невады и гор Калифорнийского полуострова. Некоторые элементы невадской системы могут также продолжаться в южную Мексику и на восток через Центральную Америку в Кубу. Другая ветвь могла образовать основание свода перешейка Коста-Рика и Панамы. Вслед за орогенией имело место (по крайней мере, в Калифорнии) формирование нового прогиба с накоплением в нем осадков и нового вулканического архипелага с внешней стороны Невадского пояса. Сложная история деформаций и осадконакопления прослеживается через меловой и третичный периоды, вплоть до настоящего времени, заканчиваясь формированием Береговых хребтов Вашингтона, Орегона и Калифорнии.

Орогенические поясы Скалистых гор

В течение длительной и сложной орогенической истории Тихоокеанского края смежная внутренняя зона являлась зоной плавного опускания и накопления осадков, в палеозойское время почти лишенных вулканического материала. В триасе прогибы, вытянутые вдоль тихоокеанского побережья, в которых происходило накопление осадков, были отделены срединным линейно вытянутым поднятием от того прогиба, который находился на месте Скалистых гор. В мезозое с этого поднятия, или геоантиклинали, происходил смыв большого количества грубообломочного материала и заполнение бассейнов восточной части Британской Колумбии, западной части провинции Альберта, Айдахо, западного Вайоминга, центральной Юты и южной Невады.

На отдельных участках, вдоль восточной окраины геосинклинали, в результате проявления орогенических фаз в течение мелового периода произошло отложение нескольких горизонтов конгломератов. Среди палеозойских и мезозойских отложений (за исключением верхнемеловых отложений Скалистых гор) можно выделить мощные геосинклинальные фации западной части и маломощные шельфовые фации восточной части.

Линия, разделяющая эти фации, проходит приблизительно вдоль западной границы Колорадского плато и оттуда на север через западный Вайоминг и Монтану до западной части провинции Альберта. Шельфовые фации являлись частью Центральной устойчивой области, вплоть до проявления раннемеловой и раннетретичной (ларамийской) орогенических фаз, которые образовали пояса деформаций, захвативших как геосинклинальные, так и шельфовые отложения (см. карту I). Восточноларамийский пояс складчатости и взбросовых нарушений распространялся через шельфовую область центрального и восточного Вайоминга, центральные части Колорадо и центральную часть Нью-Мексико и отделял Колорадское плато от Центральной устойчивой области.

Ларамийский орогенический пояс распространяется южнее через Мексику, где мощные осадки мексиканской геосинклинали верхнеюрского и мелового возраста сложены в очень сжатые складки. Предполагается, что тот же орогенический пояс, изменяя свое направление, протягивается на восток через Центральную Америку, на северо-восток в Кубу и оттуда через Большие Антильские острова, вокруг дуги Малых Антильских островов в Венесуэлу и южноамериканские Анды. Другая ветвь протягивается более прямолинейно — через южную Мексику в Южную Америку через Панамский перешеек. Эти пояса, повидимому, накладываются на более древний Невадский орогенический пояс и продолжают существовать в кайнозое.

После периода сжатия невадской и ларамийской орогении в западной части Северной Америки образовались крутопадающие сбросы, которые создали физико-географическую провинцию Большого Бассейна (Great Basin) и обусловили резкие очертания многих хребтов этой провинции и центральной Мексики. Эти крутопадающие сбросы пересекают как Невадский, так и Ларамийский орогенические поясы.

Многие из них имеют позднетретичный возраст, а некоторые сохраняют активность до настоящего времени. Зона сбросов значительного протяжения распространяется на север от центральной Юты в Британскую Колумбию и, повидимому, образует пояс протяженных борозд, уходящих в пределы территории Юкона с относительными превышениями от 1000 до 1700 *м*. Сбросы секут более древние складчатые структуры как дискордантно, так и конкордантно, и силы, вызывавшие эти движения, повидимому, действовали на большой глубине.

Прибрежные равнины

После аппалачской орогении внешняя метаморфизованная зона в триасовое время была разорвана поясом крутопадающих сбросов, который протягивался с перерывами от Южной Каролины до залива Фунди между Нью-Брансуиком и Новой Шотландией. Длинные и узкие сбросовые впадины были выполнены мощными сериями преимущественно красноцветных кластических осадков. Наиболее хорошо изучены триасовая низменность Мериленда, Нью-Джерси и Пенсильвании и центральная низменность Коннектикута. Как ширина Аппалачской орогенической системы, так и распространение ее к востоку, а равным образом и характер отложений, залегающих к востоку от нее, — неизвестны. Однако окраина континента начала погружаться, по крайней мере, в раннемеловое время, если не раньше.

Пенепленизированная поверхность кристаллических пород простиралась к востоку, погружаясь под меловой и третичный осадочные покровы до глубин 3000 *м*, то есть до отметок, находящихся вблизи окраины нынешнего континентального шельфа.

Насколько установлено глубоким бурением и сейсмическими работами, большинство осадочных комплексов покрова имеет пологое падение и по направлению к океану увеличивается в мощности подобно клину. Зона развития покрова меловых и третичных пород, перекрывающих более древние породы восточной окраины континента, известна под именем Атлантической прибрежной равнины, однако, поскольку те же отложения прослеживаются за пределы современной неустойчивой береговой линии, затопленная часть должна рассматриваться как часть той же геологической провинции. Отложения прибрежной равнины известны на банке Джордж у берегов Род Айленда и, вероятно, полностью или частично слагают область мелководного континентального шельфа вплоть до банок Ньюфаундленда.

Прибрежная равнина Мексиканского залива соединяется с Атлантической прибрежной равниной, а включая ее части, погруженные под поверхность мелководного моря, охватывает почти весь Мексиканский залив. Мексиканский залив образовался после аппалачской орогении в результате опускания. Древнейшие осадки, известные на его побережье, — пермские, но возможно, что в пределах этой области имеются и более древние отложения.

Предполагается, что осадконакопление соответствовало прогибанию, происходившему в области континента, расположенной вблизи современной береговой линии и по окраине мелководного шельфа, но что центральный бассейн достиг значительной глубины, так как прогибание здесь преобладало над осадконакоплением.

Миссисипи, Рио-Гранде и другие реки, дренирующие внутреннюю часть континента, отложили такую огромную массу осадков в своих устьях, что прогибание земной коры вдоль побережья Техаса, Луизианы и штата Миссисипи происходило быстрее, чем в центре Мексиканского залива, и вдоль побережья образовался прогиб, выполненный осадками мощностью 8—10 *км*.

Глубокое бурение во Флориде и на Багамских островах показывает, что провинция Прибрежной равнины протягивается на юг почти до орогенического пояса Кубы и Гаити.

На ранних стадиях опускания Мексиканского залива область Карибского моря, вероятно, была сушей, снабжавшей осадками области, прилегавшие к ней с севера и с юга (согласно теории, выдвигаемой в данной работе). В течение третичного и четвертичного времени она перемещалась на восток, по направлению к дугообразной зоне сжатия Малых Антильских островов и по мере перемещения к востоку затапливалась, образуя депрессию Карибского моря.

Предгорные области Аляски к северу от хребта Бруск являются прибрежной равниной, сложенной третичными, меловыми и, вероятно, юрскими и триасовыми отложениями. Эти

толщи залегают с пологим падением к северу и подобно слоям Атлантической прибрежной равнины, распространяющимся под поверхность Арктического моря, образуют широкий мелководный шельф. Эти же отложения, повидимому, образуют залив в нижней части долины реки Маккензи. Пределы распространения Арктической прибрежной равнины к востоку и к западу неизвестны.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Введение

Прилагаемые палеотектонические и палеогеологические карты показывают движения земной коры и связанные с ними процессы осадконакопления в пределах развивающегося континента. Главное назначение палеотектонических карт — изображение деформаций земной коры, происходивших в течение определенных интервалов геологического времени; палеогеологические карты представляют собой как бы фотографии некоторых моментов в серии сменяющих друг друга явлений деформации, эрозии и осадконакопления. На каждой палеотектонической карте показаны орогенические поясы, которые были активны в течение определенного времени, области эпейрогенического поднятия и эрозии и области погружения и осадконакопления. Орогенические поясы являлись областями наибольшего сжатия и наибольшего проявления магматической деятельности.

Другие области вне орогенических поясов, подвергавшиеся эрозии, были большей частью областями эпейрогенических поднятий. Для территорий, расположенных вне этих поясов — в прошлом резко приподнятых и снабжавших прогибающиеся и прилегающие бассейны грубообломочным материалом, — не предпринимались попытки показать различия в степени поднятия той или иной области.

Интенсивность прогибания земной коры в различных местах выявляется на основании установленной мощности осадков. Действительные масштабы прогибания могут быть установлены лишь в том случае, если известна глубина бассейна и первичная мощность осадочной толщи, однако обычно этими сведениями исследователь не располагает. Тем не менее оконтуривание по мощности дает весьма показательные результаты для установления относительного положения и размеров прогибов, бассейнов, шельфов и платформ, развивавшихся в течение того или иного периода. Если в связи с несогласием изменяется часть разреза или вся последовательность напластования, то необходимо предпринять попытку оценки первичных мощностей отложений путем сравнения их с нормальными мощностями в окружающем районе.

Каждая палеотектоническая карта фиксирует исключительно те события, которые происходили в течение отражаемого ею периода. Если какие-либо поднятия, например пенсильванские и пермские кряжи Древних Скалистых гор, возвышались над уровнем моря, но не были вновь приподняты в триасе, то на палеотектонической карте триаса они уже не показываются как область поднятия.

В том случае, когда прогибание какого-либо бассейна продолжалось в течение нескольких периодов, на палеотектонической карте показывается только та амплитуда прогибания, которая характеризует определенный отрезок времени, иллюстрируемый данной картой.

Поскольку весьма важные проявления тектонических движений и процессов осадконакопления, происходившие в какой-либо области, могли в других областях на протяжении того же отрезка времени вообще не проявиться и поскольку наиболее удобным моментом для воспроизведения геологических особенностей какой-либо области является момент завершения периодов диастрофизма в отрезок времени, сразу же следующий за этим моментом, то очевидно, что многие карты будут являться результирующими. Проблема состоит в том, чтобы свести к минимуму количество элементов, необходимых для изображения важнейших событий в развитии континента. При этом невозможно отразить второстепенные события, происходившие в тех или иных районах; можно лишь продемонстрировать общие результаты. Так, например, если в пределах какого-либо бассейна в течение определенного периода времени установлено существование нескольких перерывов в осадконакоплении, то при построении общей тектонической карты для всего периода, включающего эти несколько перерывов, мы сможем показать лишь «чистое» опускание, несмотря на то, что в течение рассматриваемого периода имели место как положительные, так и отрицательные движения земной коры.

Недавно было установлено (Джиллюли, *213*), что образование последовательной серии несогласий в грубообломочных осадках, окаймляющих орогенический пояс, может произойти в результате длительного проявления деформаций в пределах

мобильной зоны, а не в результате проявления отдельных тектонических фаз.

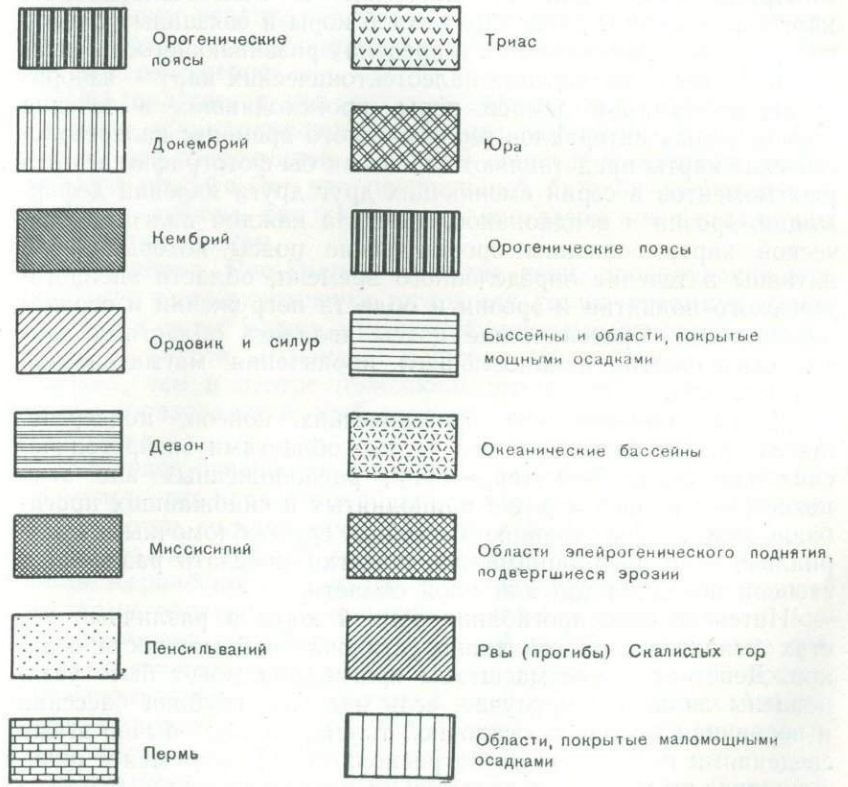
Некоторые меловые и третичные конгломераты центральной части Скалистых гор могут быть приведены в доказательство этой теории.

Додевонские палеозойские структуры

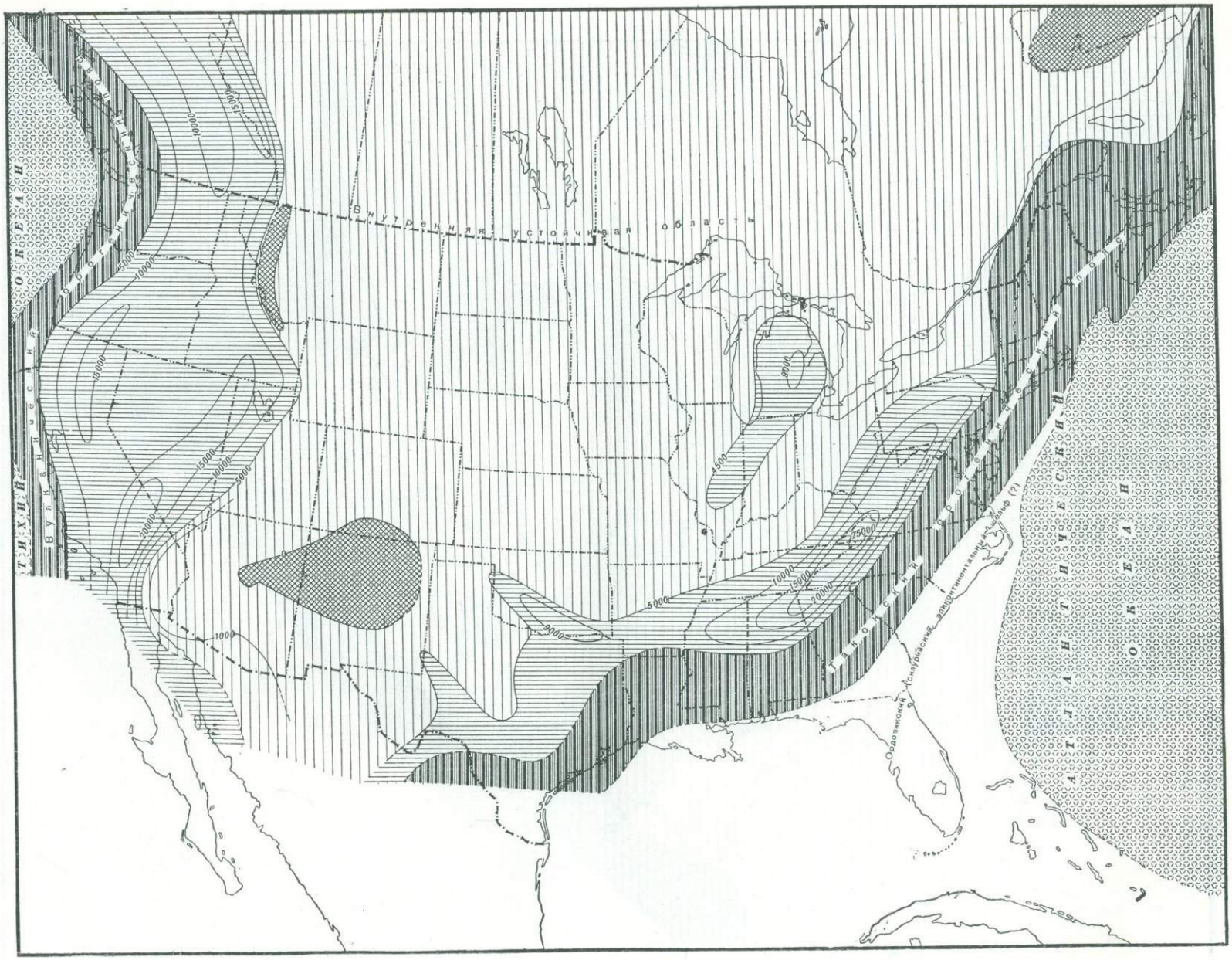
В течение палеозоя континент на западе и на востоке был окаймлен геосинклиналями и орогеническими поясами. Бассейны и прогибы опускания и осадконакопления вдоль западной окраины известны под именем Кордильерской геосинклинали, являющейся в кембрии, ордовике и силуре одним из крупных прогибов, в пределах которого в южных районах Невады и Калифорнии мощность только кембрийских отложений достигала 5000 *м*. Западная часть геосинклинали сложена главным образом комплексом лав, пирокластических осадков, конгломератов, черных глинистых сланцев, массивных известняков и кремнистых сланцев, указывающих на близость вулканического архипелага, расположенного западнее. Метаморфизм вулканических и осадочных пород и наличие внутри них несогласий указывают на длительные орогенические движения в пределах вулканического пояса. Восточные прогибы геосинклинали были заполнены песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и доломитами, материал которых сносился с центральной части континента. Древнейшими отложениями, в которых были найдены окаменелости в Тихоокеанском прогибе Кордильерской геосинклинали, являются ордовикские, и установление здесь орогенических движений, происходивших в додевонское время, основано на отрывочных и недостоверных данных.

Вдоль восточной окраины континента точно датируется несколько фаз нижнепалеозойских деформаций. В раннесилурийское время на месте нынешнего кристаллического фундамента существовал мощный орогенический пояс, сложенный метаморфизованными осадочными и вулканическими породами. Наиболее древней из известных орогенических фаз является таконская, которая имела место в конце ордовика. Позднее с обеих сторон развивались более молодые орогенические поясы. Восточная окраина пояса ныне почти погребена под осадками меловой и третичной прибрежной равнины, но его западная окраина имеет резкие ограничения.

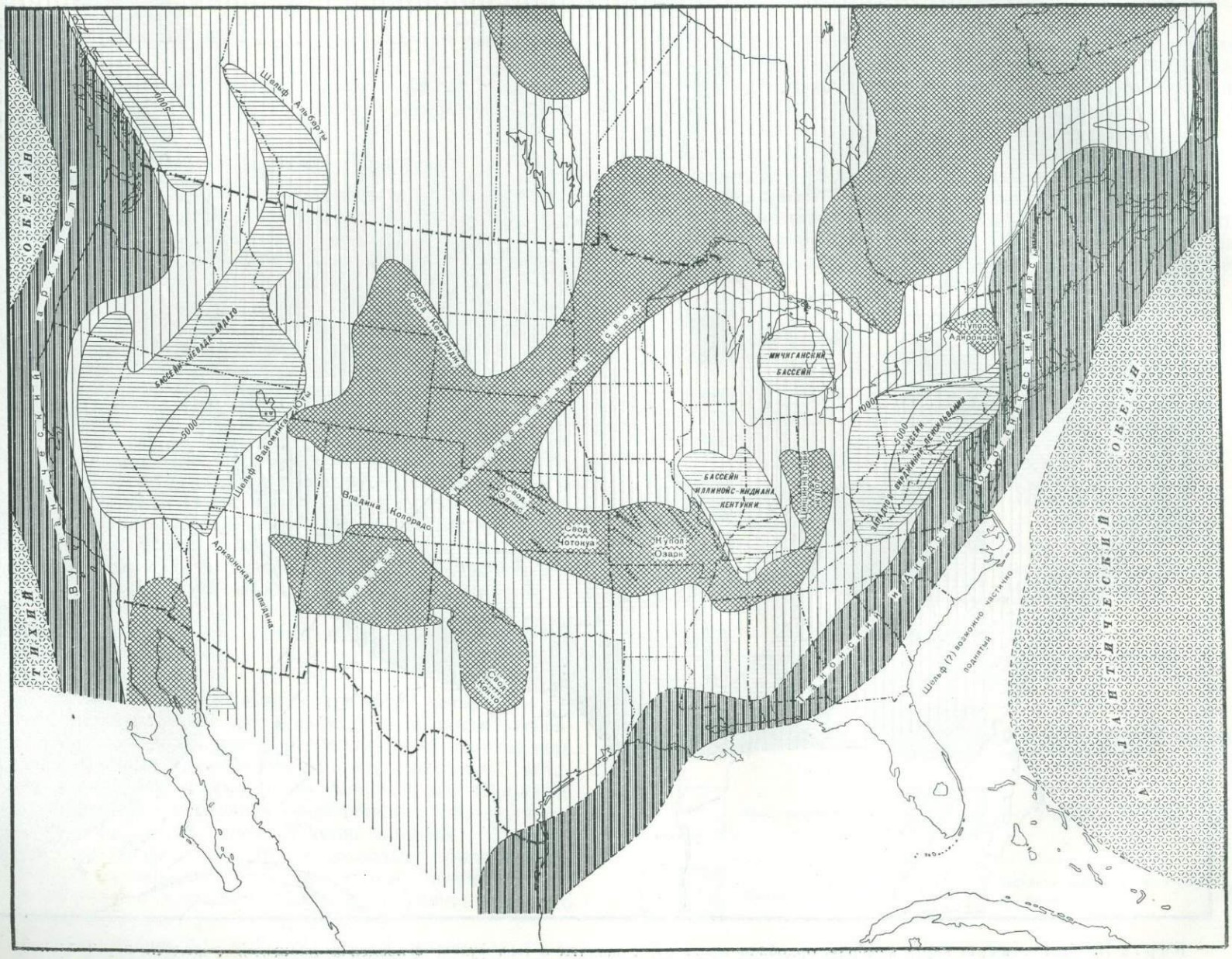
От гор Адирондак в штате Нью-Йорк и далее по направлению на северо-восток до Ньюфаундленда таконские нарушения распространялись на запад и северо-запад и захватывали тонкий горизонтальный покров отложений ордовика, который перекрывает кристаллические породы Канадского щита. Они привели в соприкосновение мощные толщи кластических пород, отлагавшихся в прогибах, с недеформированными известковистыми фациями. Юго-западнее Нью-Йорка между орогеническим поясом и Центральной устойчивой областью образовался крупный прогиб осадконакопления, в котором в девонское время отложилась толща песчаников, сланцев и известняков, мощность которой достигала 8 *км*. Эти осадки аналогичны тем, которые отложились во внутреннем прогибе Кордильерской

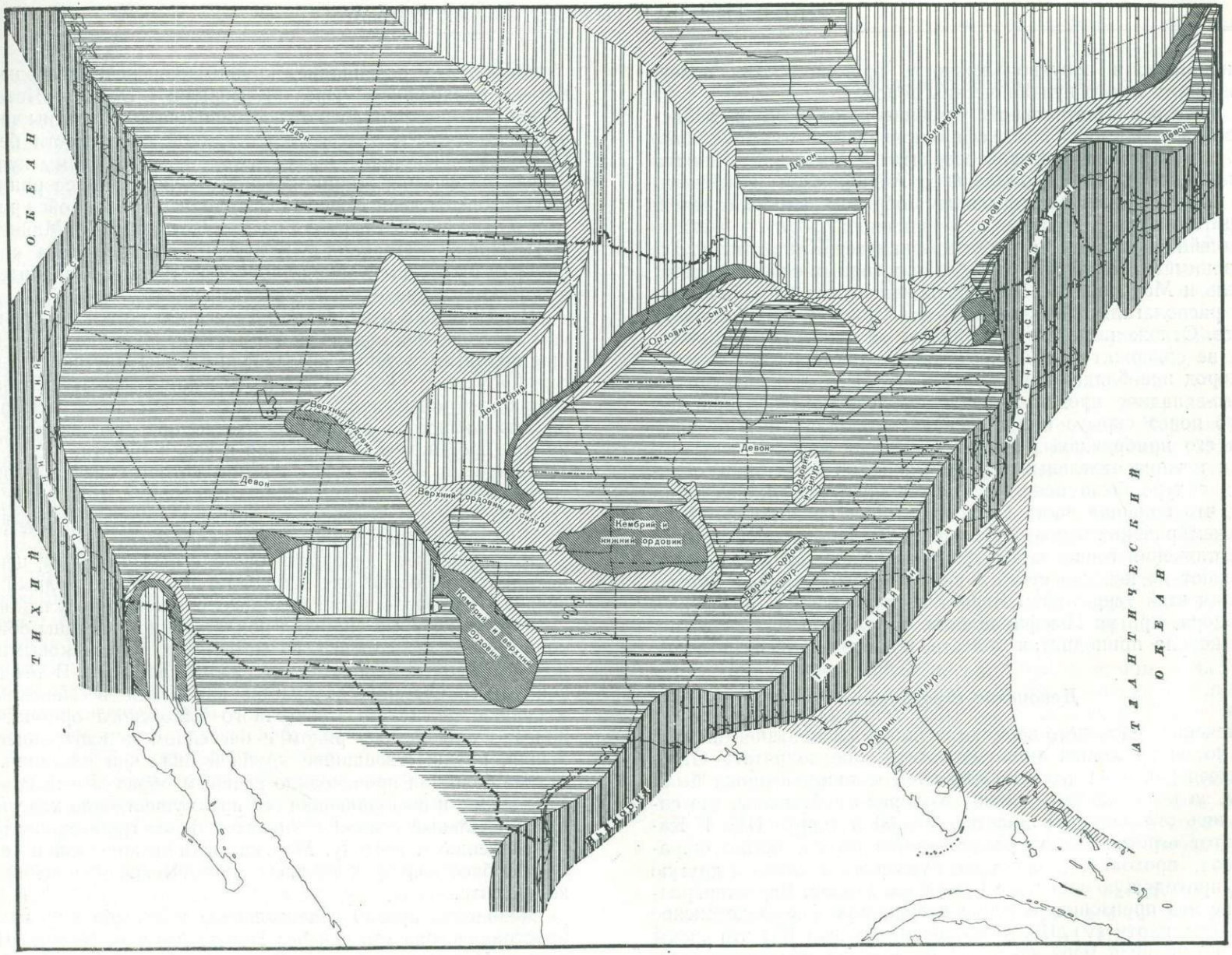


Условные обозначения к картам II — XVI.



Карта II. Тектоническая карта кембрия, ордовика и силура; изопахиты в тыс. футов; в пределах площадей с редкой вертикальной штриховкой мощность отложений менее 5000 футов.


Шельф Альберты
Свод Кеноры
Свод Канзас-Сити
Свод Озарк
Свод Нашвилл
Свод Пасифик
Свод Эллис
Свод Чотонуа
Свод Комочи
Свод Уичито
Свод Бивер
Свод Сиерра-Гранде
Свод Пекос
Свод Матадор
Свод Ларами
Свод Сан-Хуан
Свод Юта
Свод Уинта
Свод Уэлс
Свод Сьерра-Невада
Свод Кламат
Свод Сискию
Свод Сан-Бернардино
Свод Сан-Габриэль
Свод Сан-Педро
Свод Санта-Инес
Свод Санта-Лусия
Свод Санта-Моника
Свод Санта-Барбара
Свод Санта-Роза
Свод Санта-Крус
Свод Санта-Ана
Свод Санта-Фе
Свод Санта-Клара
Свод Санта-Круз



Карта IV. Геологическая карта конца девона.

геосинклинали, в противоположность орогеническому поясу, содержащему много вулканических пород.

В пределах Центральной устойчивой области в раннепалеозойское время также сформировался вытянутый бассейн, распространяющийся через штаты Мичиган, Индиана и Иллинойс, почти параллельно Аппалачской геосинклинали. Он был выполнен главным образом карбонатами и эвапоритами.

Бассейн опускания на юге, в Арканзасе, Оклахоме и Техасе, занимавший область современных горных систем Уачита, Арбукль и Маратон, был меньше и мельче тех бассейнов, которые располагались по западной и восточной окраинам континента. Отложения этого бассейна в той части, где они обнажены, не содержат вулканического материала; среди осадочных пород преобладают известняки.

Юго-западное продолжение великого Таконского орогенического пояса скрыто под Мексиканским заливом и отложениями его прибрежной равнины. Большая часть Канадского щита в течение отдельных отрезков времени в кембрии, ордовике и силуре была покрыта мелководным морем. Несмотря на то, что большая часть этой территории представляет массив докембрийских пород, рассеянные останцы нижнепалеозойских отложений тонкокластического или карбонатного состава указывают на некогда существовавшие условия широкого затопления всей территории. Вероятно, только вдоль побережья Лабрадора, против Ньюфаундленда и залива Св. Лаврентия, существовала приподнятая область, подвергавшаяся эрозии.

Девонские структуры

В течение девонского времени возник трансконтинентальный свод, но он претерпел лишь незначительное поднятие. Отложившиеся ранее на его площади слои к концу периода были смыты, за исключением районов Колорадо и Аризоны, где сохранились отложения мощностью 30—60 *м* (карта III). В Канаде этот огромный свод раздваивается на две ветви: широкий свод, проходящий западнее Гудзонова залива, и другую ветвь, проходящую восточнее Гудзонова залива. Вероятно, раздвоение это произошло в конце девона или в последевонское время (см. карту IV). В течение девона (карта III) эти своды были, по крайней мере частично, погружены, поскольку ископаемая фауна Манитобы весьма сходна с фауной района Мичигана и Гудзонова залива.

Кроме того, развивались крупные поперечные своды. Поднятие, проходящее через Кембридж — Эллис — Чотокуа — Озарк, распространялось от восточной части Монтаны в южную часть Миссури и далее вокруг южной оконечности бассейна Иллинойс — Индиана — Кентукки к Нешвиллскому куполу, а оттуда на север к Цинциннатскому куполу. Более ранний палеозойский бассейн Мичигана, Индианы и Иллинойса разделен был в начале этого периода на две части, образуя Мичиганский и Иллинойс — Индиана — Кентуккийский бассейны с разделяющим их сводом Канкаки, или областью менее значительного погружения, переходящей в возвышенность.

Свод Кончо в центральном Техасе находится на юго-восточном продолжении поперечной структуры Нью-Мексико. Небольшие поднятия, которые претерпели сланцы Чаттанога в районе гор Арбукль и свода Хантон в южной части центральной Оклахомы, могут являться продолжением пояса деформаций, протягивающегося на юго-восток и представляющего очень ранние орогенические движения в горах Уачита.

Льянория (Llanoria) — термин, которым названа область, теоретически рассматриваемая как суша; с этой области поступало большое количество смытого материала, отлагавшегося на месте современных гор Уачита.

Кордильерский девонский бассейн был широким, центр его находился в Неваде, где наблюдается наиболее полный разрез девона. Непосредственно западнее расположен вулканический архипелаг, который снабжал прилегающие бассейны обильным количеством вулканического материала, грауваккoвыми отложениями, конгломератами и черными сланцами. В течение девона центр бассейна опускания находился в Пенсильвании, а осадки сносились с восточного Таконского орогенического пояса, поднявшегося рядом с бассейном и испытавшего движения, предшествовавшие крупной акадской орогении. Опускание бассейна происходило главным образом в позднедевонское время, и выполняющие его преимущественно кластические и субаэральные осадки становятся более грубозернистыми по направлению к востоку. Морские фации западной и северной частей бассейна представляют классический девонский разрез континента.

Девонский прогиб значительного масштаба опускания распространялся на север через Новую Англию, Новую Шотландию и Ньюфаундленд; в этом прогибе отложилось большое количество вулканического материала вместе с различными кластическими осадками. В Новой Англии осадконакопление

происходило главным образом к востоку от главного Таконского пояса, однако в Квебеке эти отложения вместе с силурийскими отложениями залегают непосредственно на эродированной поверхности таконских структур. Вся область, начиная, вероятно, местами со среднего девона, постепенно была захвачена крупной акадской орогенией. Отложения были смяты в складки, прорваны интрузиями, метаморфизованы и разбиты сбросами с образованием комплекса преимущественно кристаллических пород. Доказательства существования кристаллического фундамента в восточной части Соединенных Штатов в течение акадской орогении столь еще недостаточны, что не могут быть здесь приведены, однако пространственные соотношения и сходство батолитовых интрузий северной и южной частей позволяют сделать вывод о наличии юго-западного продолжения великого орогенического пояса.

Выходы различных структур, образовавшиеся в результате происшедших движений в конце девона, показаны на карте III в значительно упрощенном виде. Карта IV показывает перекрытие верхним и средним ордовиком нижнеордовикских, кембрийских, а также докембрийских пород и многочисленные перекрытия девоном всех более древних пород. Кроме того, на карте IV показаны поднятие великого трансконтинентального свода и двусторонняя симметрия в строении континента в рассматриваемый период. Свод был недостаточно высоко приподнят, чтобы снабжать грубообломочными осадками прилегающие к нему моря. Наличие в этих морях тонкокластических и химических осадков свидетельствует о низком положении массива и медленном дренировании.

Главными несогласиями в пределах кембрийской и ордовикской систем являются послеарбукльское и досентпетерское, и для того чтобы показать перекрытие, не увеличивая количества карт, необходимо было объединить с кембрием нижнеордовикские, арбукльские и элленбургские известняки Канзаса, Оклахомы и Техаса и досентпетерские ордовикские слои Великих озер.

Сравнивая карты III и IV, можно отметить, что области поднятия не везде лишены девонских отложений: таковы северо-западная часть Колорадо, северо-восточная и юго-западная части Юты, западная часть Нью-Мексико и восточная часть Колорадо. Это области девонского опускания и отложения девонских осадков; в конце девона они стали областями незначительного поднятия и эрозии.

Миссисипские структуры

Миссисипские моря имели широкое распространение, и в области Скалистых гор в нижнемиссисипское время произошло опускание длинной узкой зоны, образовавшей бассейн Медисон. Вдоль границ Айдахо — Монтана и Британская Колумбия — Альберта опускание превышало 1700 *м*. Протяженный бассейн, распространяющийся на восток, проходил через центральную часть Монтаны и известен под именем бассейна Биг-Сноу. Верхнемиссисипский бассейн в Айдахо и Юте известен как бассейн Бразер; опускание его в западной части Юты превышало 2000 *м*. Широкий бассейн с плохо изученными границами распространялся через северную Калифорнию, южный Орегон и северо-западную Неваду к западу от Манхаттенской геоантиклинали. Масштаб опускания неизвестен. Поднятие Манхаттенской геоантиклинали в центральной Неваде отмечает начало разделения Великой Кордильерской геосинклинали на западный и восточный прогибы. Поднятие в северной части центральной Невады явилось результатом крупных взбросов и сложной складчатости.

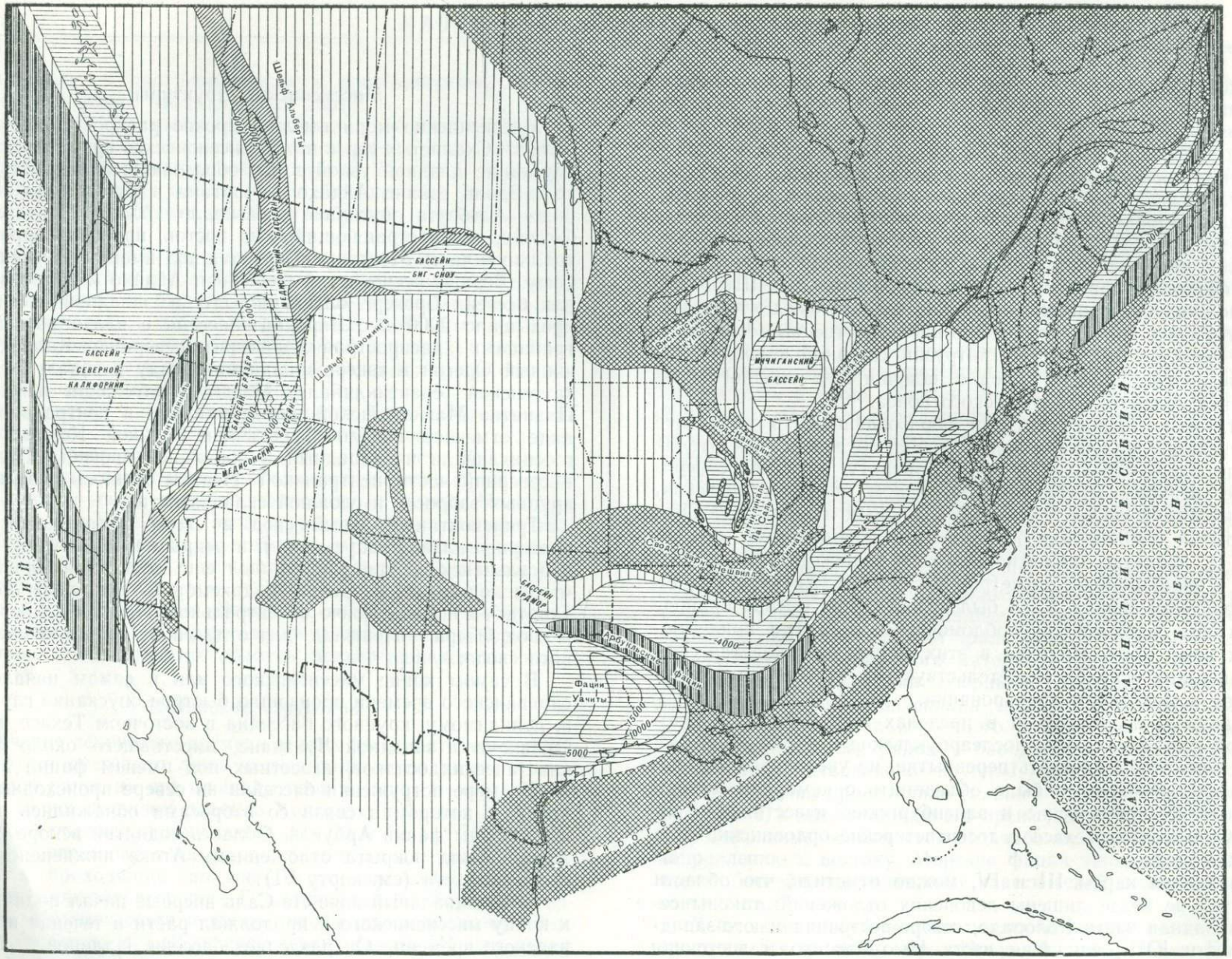
Трансконтинентальный свод в своей центральной части претерпел плавное опускание и перекрытие, но к концу раннепенсильванского времени он был еще достаточно приподнят, чтобы подвергаться эрозии, и докембрий был вновь обнажен (карта VII). Свод Кончо в центральном Техасе был перекрыт, а свод Озарк — Нешвилл был отделен от трансконтинентального свода.

В самом конце миссисипского или в самом начале пенсильванского времени произошло быстрое опускание глубокого и, повидимому, крупного бассейна в восточном Техасе, южной Оклахоме и западной Луизиане, вместившего около 5000 *м* кластических осадков, известных под именем фаций Уачита.

По мере погружения бассейна на севере происходило поднятие, в котором в связи со взбросами обнажились осадочные породы фаций Арбукль. Область поднятия вскоре опустилась и была покрыта отложениями Атока нижнепенсильванского возраста (см. карту VI).

Антиклинальный пояс Ла-Саль впервые начал подниматься к концу миссисипского и продолжал расти в течение пенсильванского времени. Он разделяет бассейн Иллинойс — Индиана — Кентукки на две части.

Поднятие Озарк развилось в широкий протяженный свод, включающий своды Нешвилла и Цинциннати и северные ветви



Карта V. Тектоническая карта миссисипского времени.

На площади, соответствующей территории штатов Иллинойс, Оклахома и Техас, показаны тектонические проявления века Морроу (ранний пенсильваний). Великая акадская орогения распространяется на весь Миссисипский бассейн до конца миссисипия; изопахиты в тыс. футов; в пределах площадей с редкой вертикальной штриховкой мощность отложений менее 1000 футов.

Цинциннатского свода — своды Канкаки и Финдлей, которые теперь хорошо установлены. Вся эта система сводов, повидимому, была затронута незначительной эрозией.

Опускание продолжалось в области Аппалачского прогиба, где накопилась толща песчаников, сланцев и известняков мощностью до 1300 *м*.

Опускание в девоне достигало 3000 *м* в Пенсильвании до того, как акадская орогения получила кульминационное развитие, и продолжалось после этого; западный краевой прогиб вновь претерпел опускание, размах которого достигал лишь 1300 *м*.

В Новой Шотландии, в Нью-Брансуике и на Ньюфаундленде произошло опускание бассейна в пределах древнего Таконского и Акадского орогенических поясов с отложением кластических осадков мощностью свыше 1500 *м*, поступавших, вероятно, с поднимающегося на востоке орогенического пояса. Взаимоотношения структурных элементов этой области не вполне выяснены.

Пенсильванские структуры

Южная часть центральной области континента в раннепенсильванское время являлась областью значительных и широко распространявшихся движений, приведших к образованию многочисленных бассейнов и кряжей.

Горная система Вичита Оклахомы и северного Техаса была приподнята вместе с Древними Скалистыми горами Нью-Мексико и Колорадо. Свод Кончо был снова приподнят, но в более ограниченных масштабах, и в западном Техасе возник хребет Пекос.

Длинный узкий кряж Немаха претерпел резкое поднятие в то время, когда на востоке происходило погружение бассейнов. Сформировавшийся ранее антиклинальный пояс Ла-Саль был в значительной степени погребен.

Прогиб глубокого бассейна в восточном Техасе в самом начале пенсильванского времени переместился севернее, в центральный Арканзас, и здесь произошло накопление осадков мощностью свыше 3000 *м* (формация Атока).

Пенсильванские слои в области Скалистых гор выделяются с трудом; пенсильванские движения показаны на карте, отражающей раннепенсильванское время (карта VI).

Интенсивное прогибание имело место в пенсильванское время в области Кордильерской геосинклинали с отложением большего количества песчанистых осадков, чем за все время начиная с кембрия. В западной части центральной Юты произошло значительное погружение с образованием местного бассейна, выполненного осадками, мощность которых на одном из участков достигает 8000 *м*. Если в это время вулканический орогенический пояс западной части Соединенных Штатов продолжал существовать, то он, очевидно, был отделен от моря предгорными возвышенностями (piedmont), потому что отложения, известные в самой западной части, не являются грубообломочными. Манхаттенская геоантиклиналь продолжала развиваться, но в ограниченных масштабах.

Бассейн Арканзас, вероятно, соединялся с бассейном Южных Аппалачей, где накопилось свыше 3000 *м* осадков, главным образом кластических. Такая значительная мощность и кластический характер осадков несомненно указывают на существование мощного поднятия или орогенического пояса непосредственно юго-восточнее и южнее описанной области.

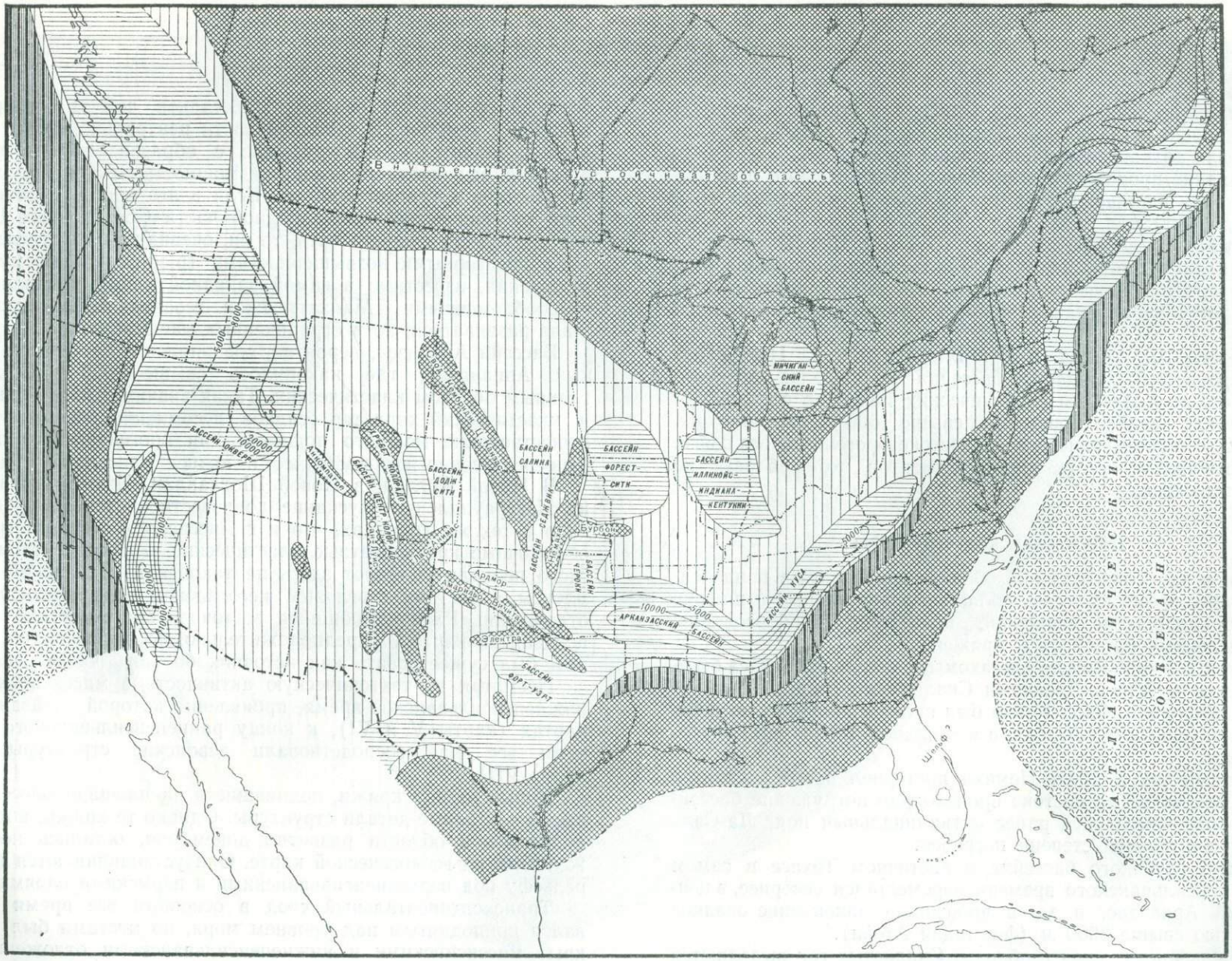
В Новой Англии, в Новой Шотландии, Нью-Брансуике и на Ньюфаундленде опускание до известной степени происходило в тех же границах, что и в миссисипское время; грубообломочные красноцветные кластические осадки пенсильванского периода налегают здесь на таконский и акадский комплексы, а местами с угловым несогласием — на миссисипские отложения. Располагающийся восточнее орогенический пояс показан на карте VI предположительно, но он, очевидно, должен был существовать как источник большей части осадков.

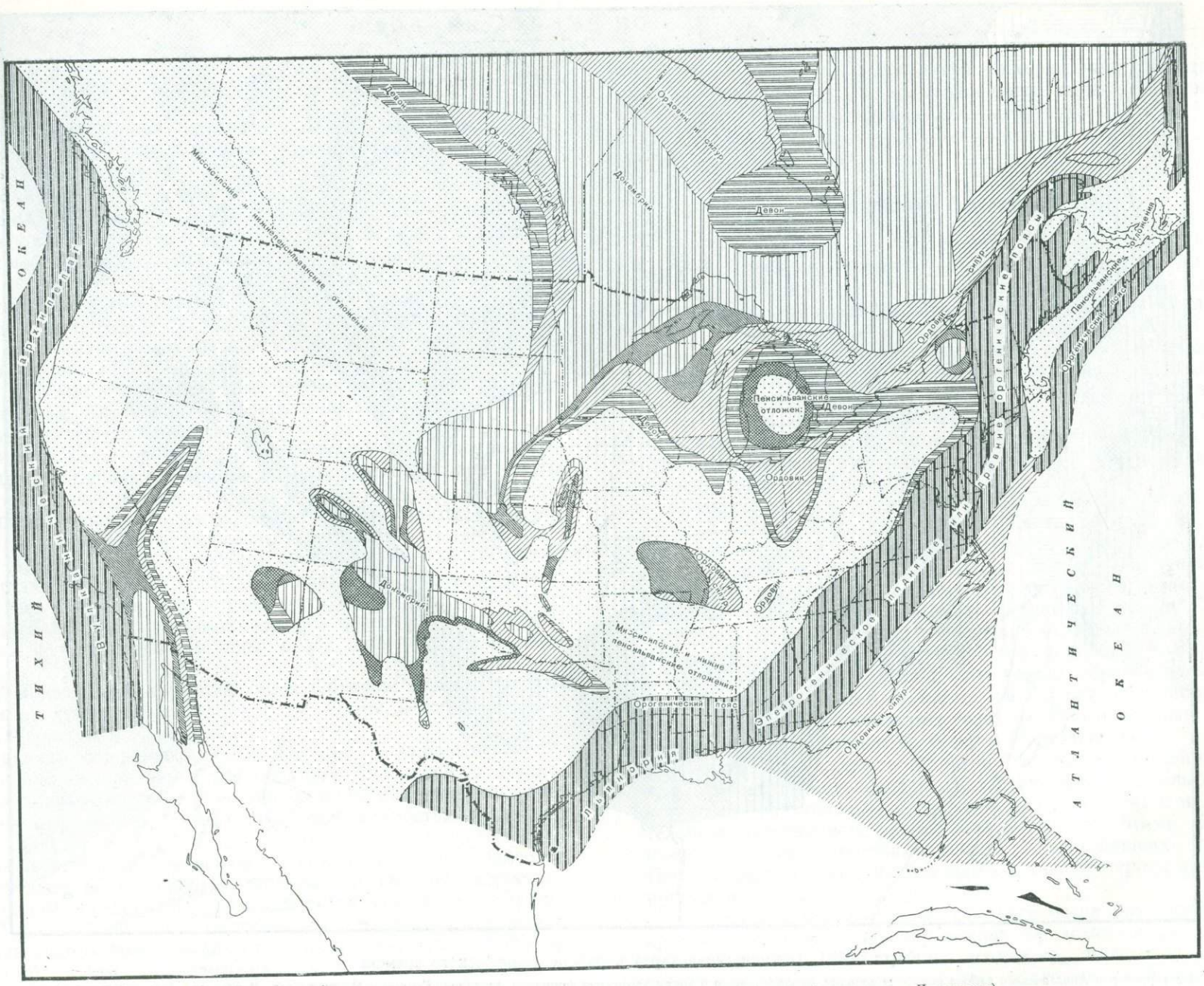
Несмотря на тектоническую активность в миссисипское и нижнепенсильванское время, проявления которой показаны на картах (карты V и VI), к концу раннепенсильванского времени все еще господствовали девонские структуры (см. карту VII).

Новые горные кряжи, поднявшиеся на площади бассейнов, выражали новые детали структуры. Однако те кряжи, которые поднялись в области развития докембрия, остались неотраженными на геологической карте. Они устанавливаются по их рельефу под верхнепенсильванскими и пермскими слоями.

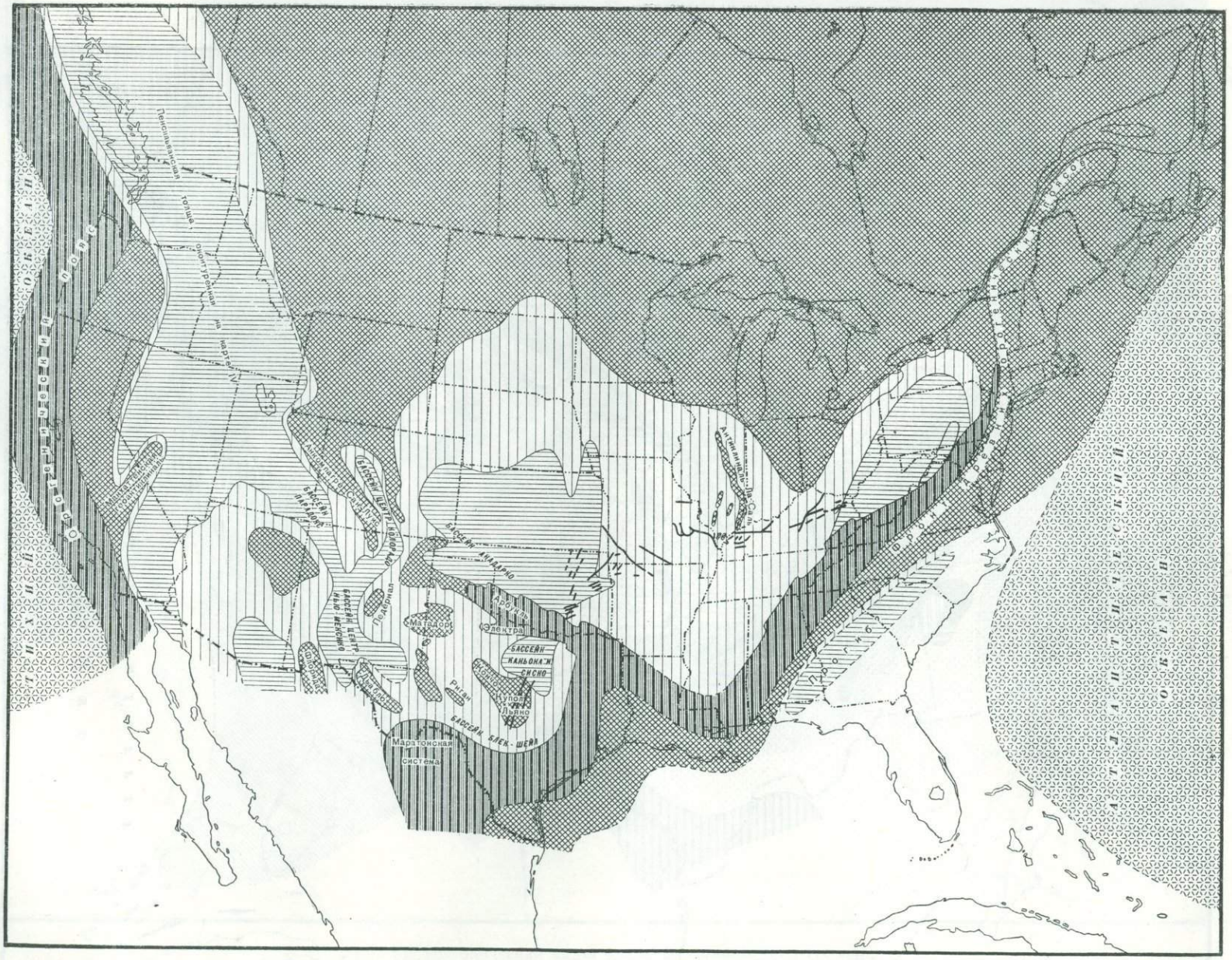
Трансконтинентальный свод в основном все время оставался приподнятым над уровнем моря, но местами был перекрыт миссисипскими и нижнепенсильванскими отложениями. Купол Озарк был покрыт обширной морской трансгрессией.

Вдоль западной окраины континента продолжал существовать вулканический орогенический архипелаг, являвшийся источником вулканического материала в отложениях смежных


Внутренняя (континентальная область)
ТИХИЙ ОКЕАН
АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН
Мичиганский бассейн
Бассейн Форест-Сити
Бассейн Иллинойс-Индиана-Кентукки
Бассейн Салина
Бассейн Седжвик
Бассейн Дэлл-Сити
Бассейн Канзас-Сити
Бассейн Оклахома
Бассейн Чероки
Бассейн Мид-Континент
Бассейн Форт-Уэрт
Бассейн Аркансасский
Бассейн Ардмор
Бассейн Бурбон
Бассейн Электра
Бассейн Хьюко
Бассейн Пермский
Бассейн Центр-Колорадо
Бассейн Сан-Хуан
Бассейн Сан-Луис
Бассейн Аризона
Бассейн Сонора
Бассейн Мексиканский
Бассейн Тампико
Бассейн Кампече
Бассейн Юкатан
Бассейн Флорида
Бассейн Кубы
Бассейн Ямайки
Бассейн Гаити
Бассейн Пуэрто-Рико
Бассейн Барбадос
Бассейн Тринидад
Бассейн Гвиана
Бассейн Бразилия
Бассейн Перу
Бассейн Чили
Бассейн Боливия
Бассейн Парагвай
Бассейн Уругвай
Бассейн Аргентина
Бассейн Фолклендский
Бассейн Южная Георгия
Бассейн Южные Сандвичевы о-ва
Бассейн Южные Оркнейские о-ва
Бассейн Южные Шетландские



Карта VII. Геологическая карта среднепенсильванского времени (конец века Лампасас).


ТИХИЙ ОКЕАН
Пенсильванская толща
Аппалачский передовой прогиб
Аппалачский передовой прогиб
Бассейн Аллеган
Бассейн Иллинойс
Бассейн Форт-Уорт
Бассейн Пермский
Бассейн Анадарко
Бассейн Канзас-Сити
Бассейн Канзас-Сити
Бассейн Сидней
Бассейн Сидней
Бассейн Черри-Вэлли
Бассейн Черри-Вэлли
Бассейн Блек-Шейл
Бассейн Блек-Шейл
Бассейн Блек-Шейл

морей и причиной возникновения перерывов и глубокого метаморфизма в этих отложениях.

Карты изображают распределение выходов горных пород в среднеконтинентальной области в конце лампасасского времени (Атока) и в несколько более позднее время (раннедемойнское) в области Древних Скалистых гор.

Древние Скалистые горы в позднепенсильванское время были вновь приподняты с изменениями, в результате которых они приобрели более определенную и характерную форму. В это же время, повидимому, впервые возник горный кряж Флориды (см. карту VIII).

Широкая площадь распространения нижнепенсильванских слоев была слабо приподнята и подвергалась эрозии в районах Вайоминга и Монтаны, так что там, где были распространены пермские отложения, они перекрывали нижнепенсильванские слои. Антиклинальный пояс Ла-Саль пережил вторую, главную стадию своего развития.

Маратонская орогения западного Техаса проявилась в позднепенсильванское время, и несколько взбросовых чешуй было выдавлено по направлению к северу вблизи форланда, служившего упором (контрфорсом). Система гор Арбукль была сформирована значительным давлением осадков бассейна Ардмор, и эти структуры были наиболее тесно сжаты на участке напротив Вичитского кряжа в древневичитское время его развития. Арбукльские структуры показаны здесь в связи с Аппалачским орогеническим поясом, который образовался с внутренней стороны более древнего Таконского пояса.

Развилась зона крутопадающих сбросов, распространявшаяся от купола Льяно до купола Озарк и на восток — в район Теннесси и Кентукки.

Площадь осадконакопления, которая в раннепенсильванское время находилась в южной части Аппалачей, в позднепенсильванское время переместилась в центральные Аппалачи, и здесь отложилась угленосная толща мощностью несколько более 1000 *м*.

Несмотря на то, что осадконакопление в течение палеозоя происходило на различных участках с различной скоростью, в основном установлено, что в бассейнах южных и центральных Аппалачей, которые расположены к западу от Таконского орогенического пояса, мощность осадков достигала 10 000 *м*. Вероятно, почти вся восточная половина этого сложного бассейна была смята в складки и нарушена надвигами.

Взбросовые чешуи надвигались в направлении к Центральной устойчивой области; они имели более значительное развитие в южной части Аппалачей. Эти структуры образуют большинство современных хребтов и долин и провинцию Блю-Ридж Аппалачей.

Пермские структуры

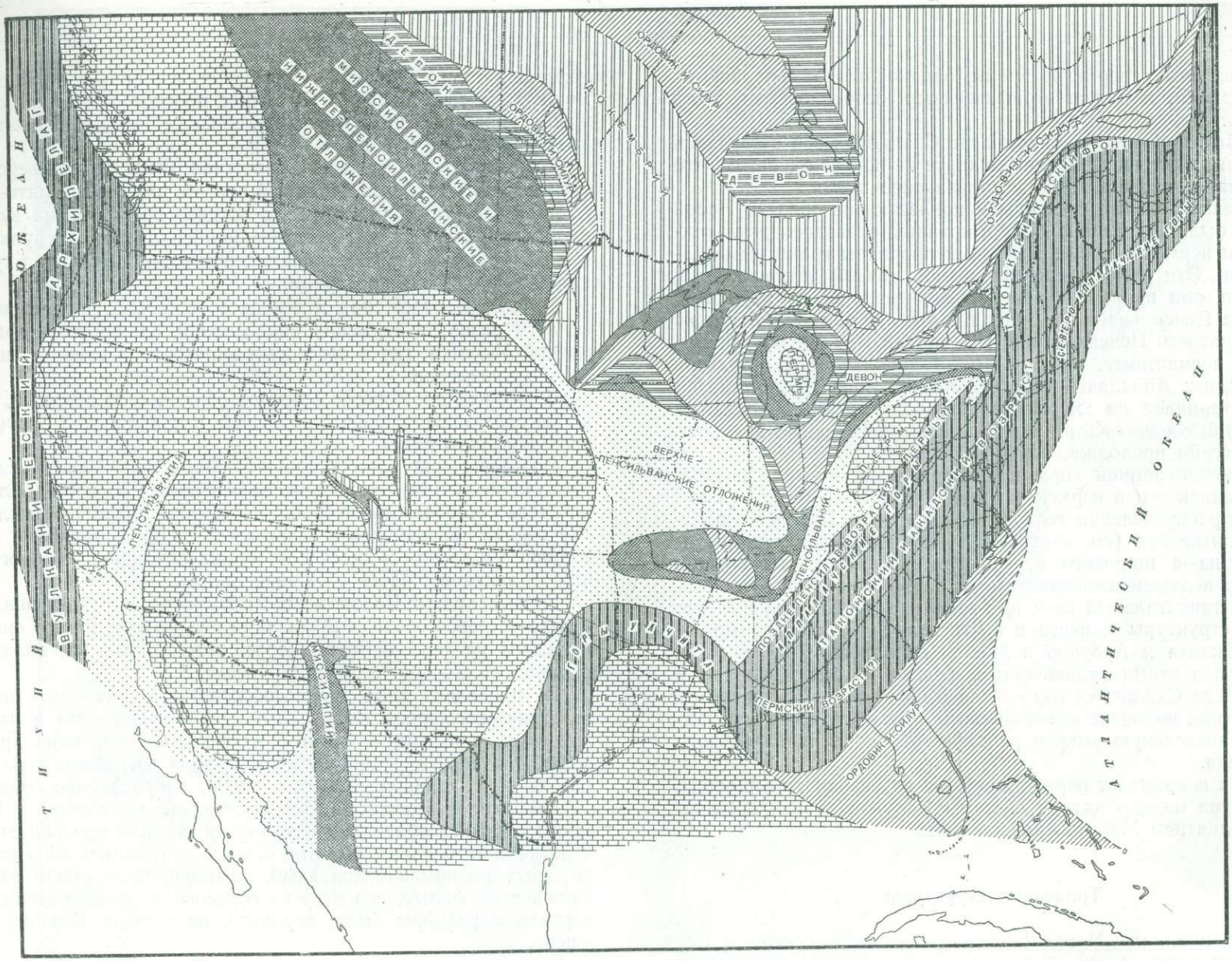
В пермское время вдоль тихоокеанского края образовался глубокий и широкий прогиб, который был выполнен преимущественно вулканическим материалом. Пермский период явился периодом наиболее интенсивного развития вулканической деятельности, и область максимального прогибания и заполнения осадками позднее явилась областью расположения крупного Невадского батолита. Геоантиклиналь Манхаттена была несколько смещена к востоку, и отделившийся в это время небольшой, но глубокий прогиб на востоке, в штате Юта, был выполнен континентальной толщей песчаников, сланцев и известняков, поступавших из областей развития вулканических отложений на западе.

Широкие мелководные моря простирались на восток и на юг от Айдахо и Юты. Система гор Уачита, повидимому, в это время испытывала наибольшее сжатие, и отложения южного бассейна были разорваны на несколько чешуй в контакте с отложениями северного бассейна, против области развития отложений Арканзасского бассейна. Надвиговые чешуи Уачиты привели в соприкосновение совершенно отличные породы с породами несколько более древних гор Арбукль. В Коауила (Мексика) произошли активные движения с образованием ряда других возвышенностей, в настоящее время сохранившихся лишь на отдельных небольших участках. Они оканчиваются на полуострове, вдающемся на север в Нью-Мексико.

Смятая ранее область Маратонских гор была эпейрогенически приподнята, и впереди нее образовалось несколько бассейнов со значительным погружением. Платформы с незначительным погружением, расположенные между этими бассейнами, являлись участками ранее существовавших кряжей Пекос и Дьябло. Бассейн Анадарко также претерпел заметное погружение.

В западной части области Верхнего озера развита группа крупных дизъюнктивных нарушений, представленных частью крутопадающими, а частью, возможно, пологопадающими взбросами. Они имеют, вероятно, последевонский возраст и

Карта IX. Тектоническая карта перми.



Карта X. Тектоническая карта конца перми.

были усилены в пермское время, однако плохо связываются структурными и палеогеографическими особенностями этого периода.

Хребты Колорадо и Анкомпагре Скалистых гор оставались приподнятыми участками, но на карте не показаны, потому что их поднятие произошло в пенсильванское время.

Каменноугольные бассейны и прилегающие области Новой Англии были интенсивно деформированы в позднепенсильванское или пермское время и местами прорваны гранитными батолитами. Эти деформации не имеют точной датировки, но, вероятно, они проявились после отложения слоев пермского бассейна Пенсильвании и Западной Вирджинии. Точно так же и складчатость Пенсильвании и Западной Вирджинии образовалась, повидимому, в это время в дополнение к структуре центральных Аппалачей. Орогенический пояс Новой Англии распространялся на юг, возможно вдоль восточной окраины предгорий, соединяясь на западе с системой Уачита. Мичиганский бассейн продолжал погружаться.

Движения земной коры и распределение морей в позднепенсильванское и в пермское время произвели глубокие изменения в распределении геологических образований на поверхности континента (см. карту X). Наибольшие изменения произошли из-за широкого перекрытия досреднепенсильванских структур верхнепенсильванскими и пермскими осадками. Весь трансконтинентальный свод юго-западнее Висконсина был погребен, структуры Канзаса и часть купола Озарк, горные системы Вичита и Арбукль и хребты западного Техаса были скрыты под этими отложениями. Только хребты Колорадо и Анкомпагре Скалистых гор остались на поверхности, и не потому, что их поднятие возобновилось, а потому, что они сохранили значительную высоту рельефа от их первоначального заложения.

Карта показывает период наиболее интенсивного пермского перекрытия перед сжатием системы Коауила и эпейрогеническим поднятием Маратонской системы.

Триасовые структуры

Геоантиклиналь Манхаттена развивалась к северу в Канаду и являлась сушей, за исключением, вероятно, переходной области к прогибу Юта в Неваде, где продолжалось опускание, несколько расширившее пермский бассейн, в котором отложилась толща морских известняков, сланцев и песчаников мощностью свыше 700 *м*. Восточнее прогиба триасовые отложения представлены главным образом континентальными красноцветными толщами.

Геоантиклиналь, позднее известная как Кордильерская, ограничивала глубокий западный прогиб, в котором опять-таки главная часть выполняющих его осадков представлена вулканическим материалом. Протягивающийся на западе вулканический и орогенический архипелаг, очевидно, продолжал существовать в мезозойское время.

Триасовые отложения в основном встречаются в пределах области развития пермских образований, за исключением западной Мексики, где в это время образовался бассейн значительных размеров.

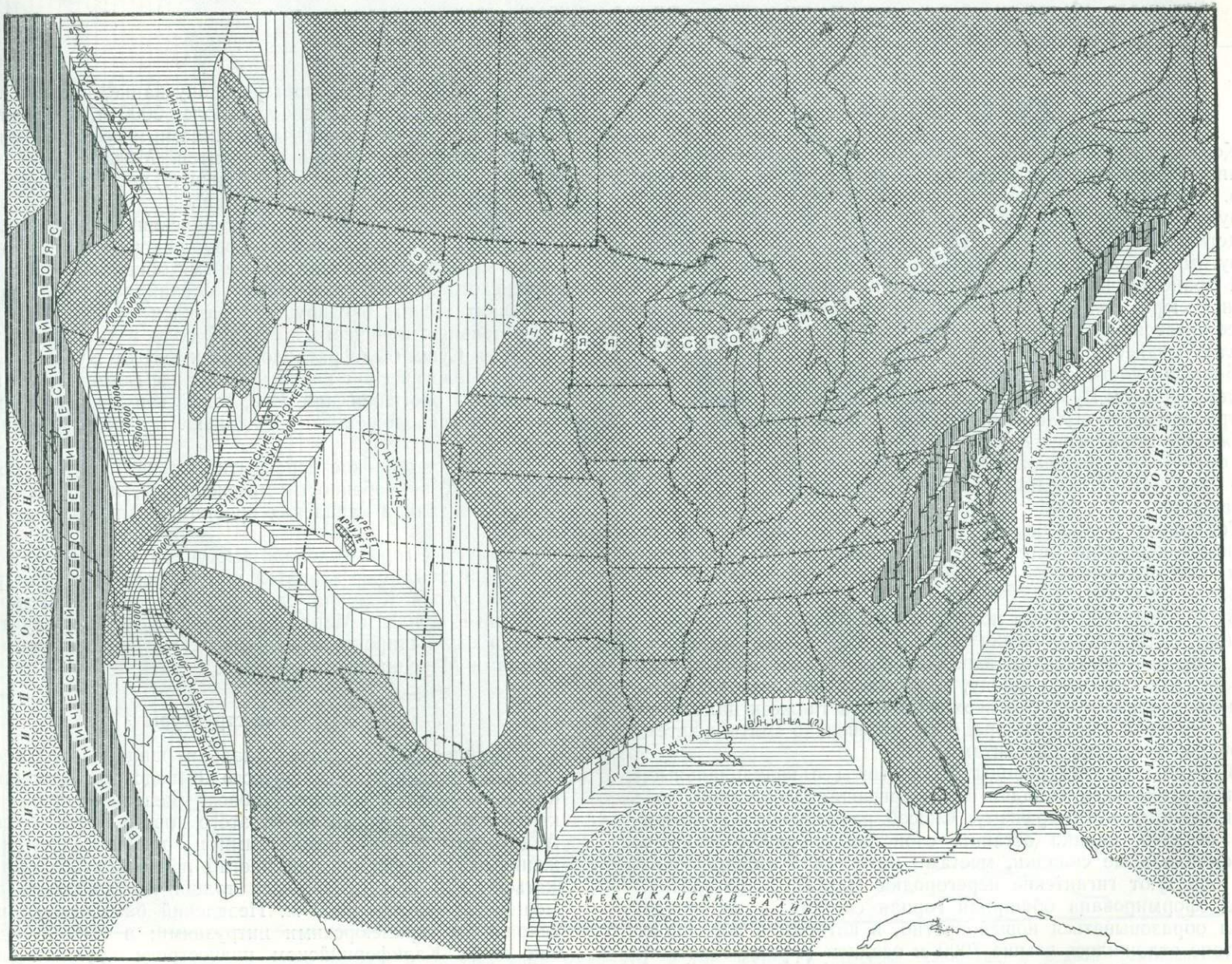
В юго-западной части Аризоны образовался длинный, широкий свод, определивший положение и направление будущего орогенического пояса.

Орогенический пояс Коауила — Маратон — Уачита уже в раннюю стадию своего развития представлял гористую область и обладал широким предгорьем, в основном лишенным осадков. Эта горная область могла испытывать плавное поднятие, приводившее к эрозии и сносу слагающих его пород, но орогенические движения здесь уже закончились.

Горные кряжи Колорадо и Анкомпагре еще возвышались в виде островов среди окружающих отложений, однако они не показаны на тектонической карте, потому что не являлись в триасе областями местных поднятий.

В пределах ядра палеозойского орогенического пояса атлантического края, сложенного метаморфическими и изверженными породами в связи с развитием здесь зоны крутопадающих сбросов, произошло опускание бассейнов и поднятие блоков грандиозных масштабов. Образование сбросов сопровождалось развитием вулканической деятельности. Бассейны являлись областями накопления мощных красноцветных кластических осадков, которые сносились главным образом со смежных поднимающихся глыб. Эти бассейны имели узкую удлиненную форму, и в силу их сбросового происхождения их первичные размеры были, вероятно, не многим больше, чем теперь.

Сбросовая деятельность и магматическая активность продолжались и в позднетриасовое время, и этот период орогении носит название палисадского.



Карта XI. Тектоническая карта триаса; изопахиты в тыс. футов; в пределах площадей с редкой вертикальной штриховкой мощность отложений менее 1000 футов.

Юрские структуры

Кордильерская геоантиклиналь полностью сформировалась в раннеюрское время и отделила западный прогиб от восточного. Западный прогиб вновь явился областью интенсивного погружения, в которой отложилось около 10 000 *м* осадков, представленных вулканогенными породами, черными сланцами и другими отложениями. Восточный прогиб был областью морской трансгрессии и осадконакопления. Однако в нижней и средней юре отложение осадков происходило значительно менее интенсивно, чем в нижней перми и в триасе, а также чем в более позднее верхнеюрское и меловое время.

Большая часть континента в ранней и в средней юре подверглась эрозии. Вулканический архипелаг в этот период рассматривается как область многократных или продолжительных вторжений моря через островные проходы и в то же время как область перемежающегося прибрежного и континентального режима с неоднократными перерывами в осадконакоплении.

Те толщи в Скалистых горах, которым приписывается позднесреднеюрский батский возраст, на карте XII не показаны; они объединены с верхнеюрскими отложениями и изображены на карте XIII.

В позднеюрское время получили развитие наиболее значительные на Западе движения земной коры — невадская орогения. Породы, слагающие западнокордильерский прогиб, по возрасту относимые к периоду, непосредственно следовавшему за киммериджским ярусом верхней юры, а также к палеозою, триасу, нижней и средней юре, были интенсивно смяты и затем прорваны крупными батолитами.

В период сжатия породы были смяты в изоклинальные, почти вертикальные складки и подверглись повсеместному незначительному метаморфизму. Способ размещения батолитов еще не ясен, однако останцы слоистых пород, сложенных в изоклинальные складки, местами интенсивно инъицированные, образуют гигантские перегородки (septa) в батолитах. Была сформирована обширная горная система, а на западе начал образовываться новый прогиб, в котором в портланде и титоне отложилось свыше 7000 *м* осадков (францисканский и ноксвиллский ярусы).

Осадки, выполнявшие прогиб, поступали как с запада, так и с востока, а на западе образовался новый вулканический пояс.

Прогиб Юты снова претерпел опускание, и в нем отложилась толща осадков мощностью более 3000 *м*, представленных главным образом глинистыми сланцами и песчаниками, а также отчасти горизонтами эвапоритов. Мелководный морской бассейн распространялся на большую часть области Скалистых гор и штаты Великой равнины.

Начала формироваться Мексиканская геосинклиналь. Она была отделена полуостровом Коауила от бассейна Мексиканского залива. Возникший в это время обширный бассейн Мексиканского залива, повидимому, соединялся узким проливом с Атлантическим океаном. Он являлся областью отложения значительных количеств каменной соли в толще других эвапоритов. Суша была расположена к югу от Кубы.

На геологической карте конца юры (карта XIV) показан Невадский орогенический пояс, новый верхнеюрский прогиб на западе и расположенный еще дальше к западу вулканический пояс.

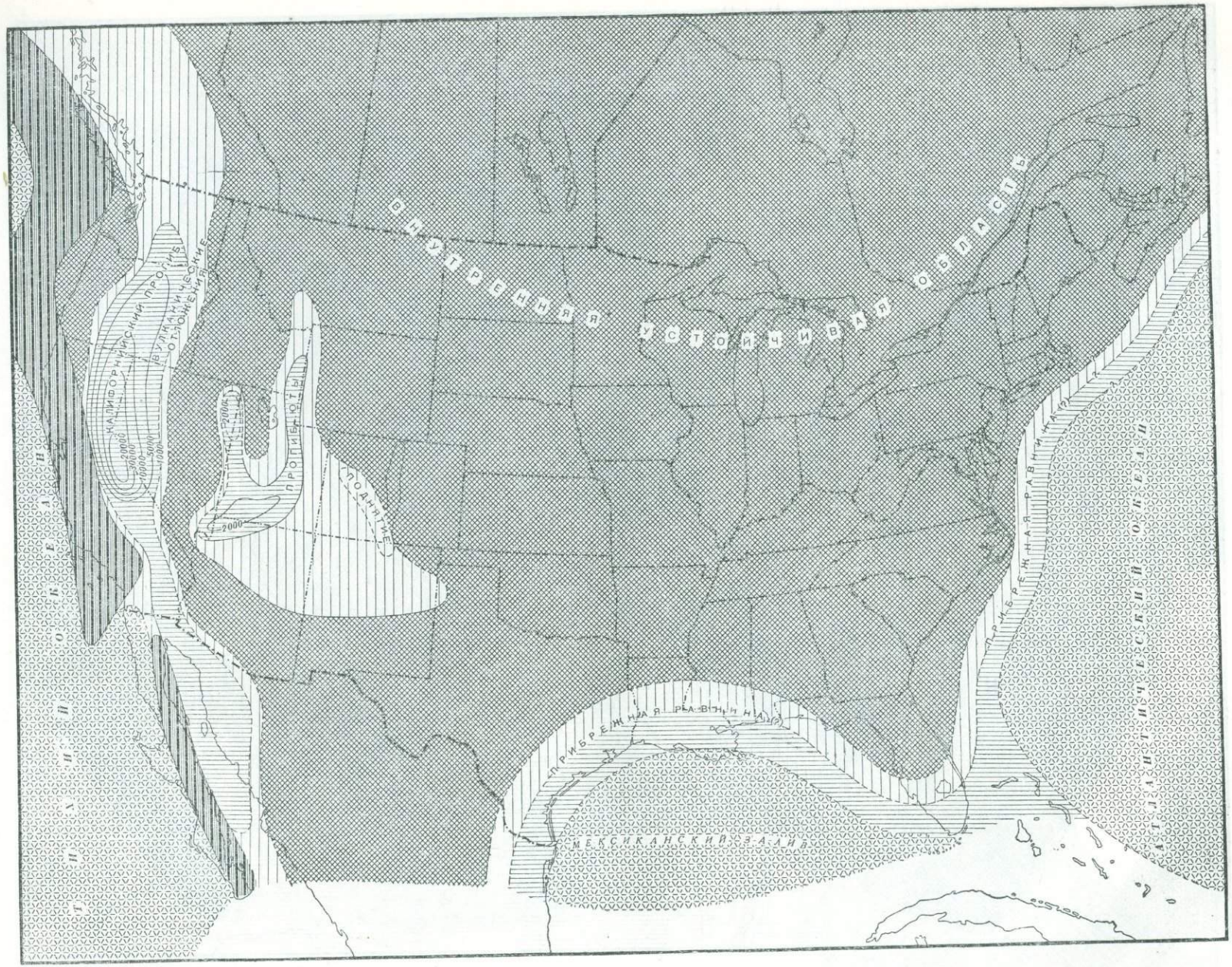
Поражает широкое перекрытие юрскими отложениями палеозойских, в особенности миссисипских, пород на площади штата Монтана и канадских провинций Альберты и Саскачевана.

Скалистые горы Колорадо выступали в виде островов, хотя и подверглись более значительному перекрытию, чем раньше.

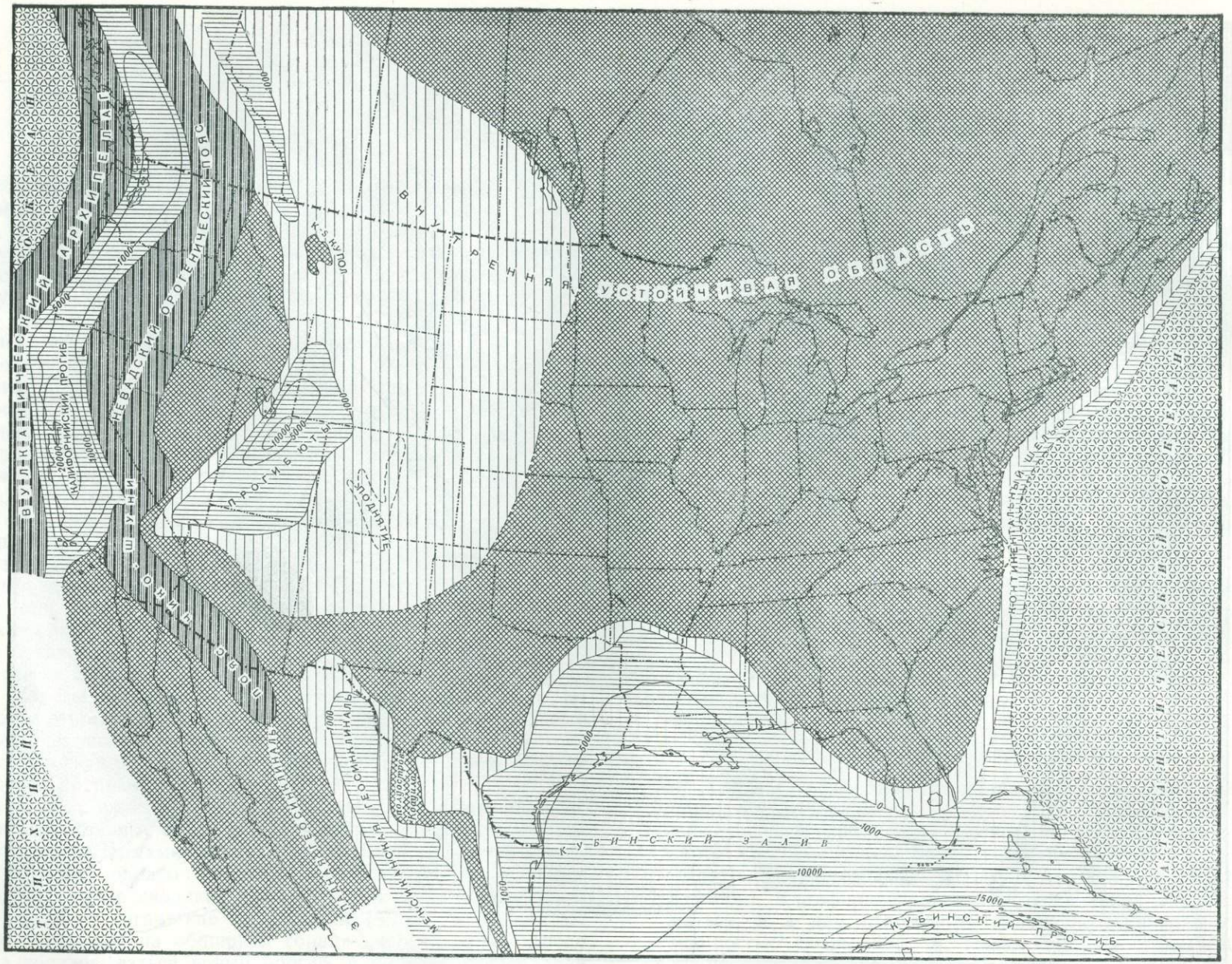
Полуостров Коауила сложен в основном орогеническими поясами Коауилы и Маратона, а горные системы Уачита и Аппалачи были широко перекрыты с юга верхнеюрскими отложениями Мексиканского залива.

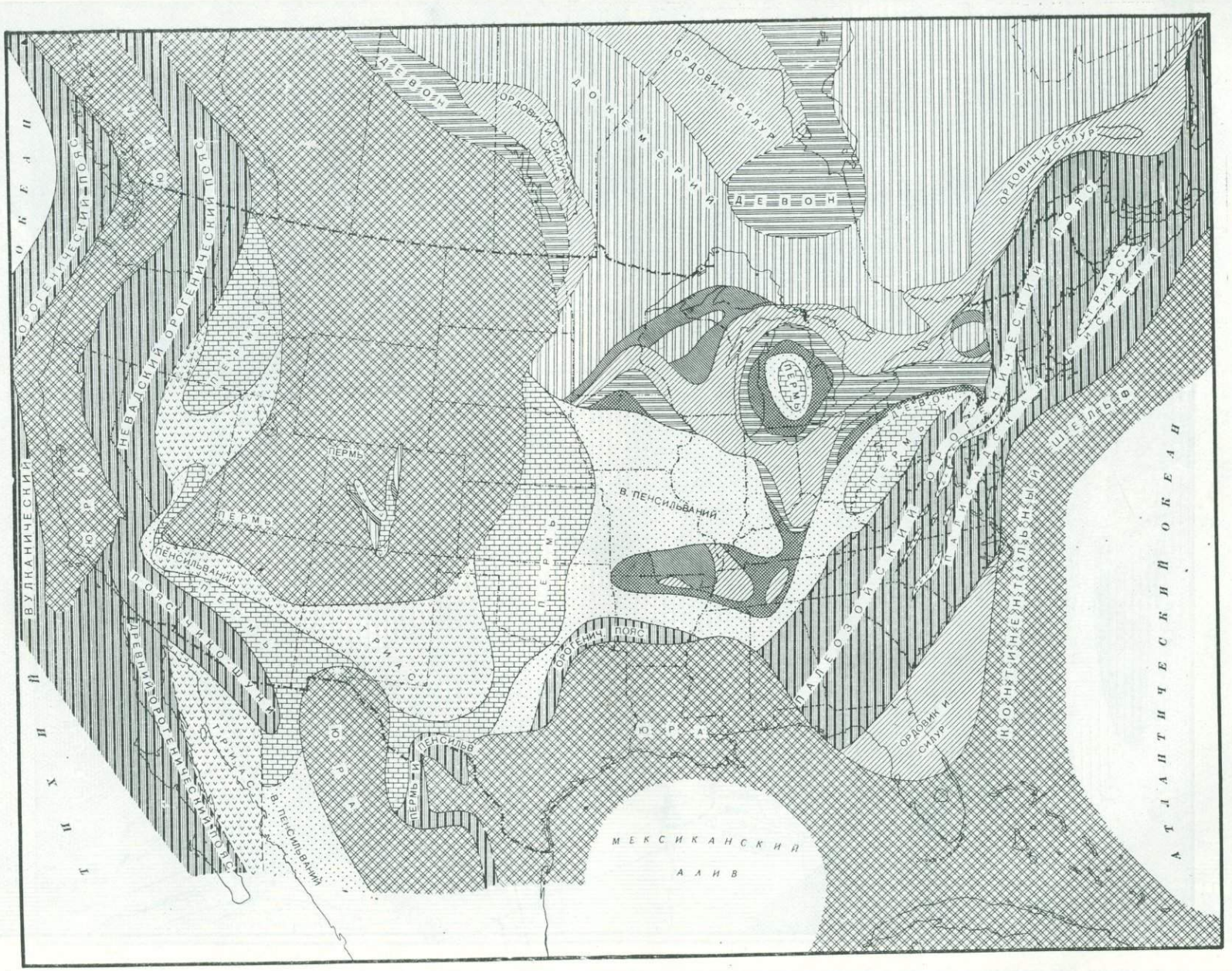
Меловые структуры

Кордильерская геоантиклиналь в раннемеловое время состояла в основном из юрского Невадского орогенического пояса и вновь возникшего пояса умеренной орогении (см. карту XV). Восточный фронт этого нового пояса к северу от Айдахо отмечается гравелистыми и грубопесчанистыми отложениями. Калифорнийский прогиб продолжал быстро погружаться, и в нем отложилась толща песчаников и сланцев мощностью свыше 8000 *м*. Невадский батолитовый цикл не закончился верхнеюрскими интрузиями; в южной Калифорнии и на Калифорнийском полуострове крупные батолиты внедрялись и в раннемеловое, а возможно, и в среднемеловое время. То же самое относится к крупному батолиту Британской Колумбии и к батолитам, расположенным вдоль

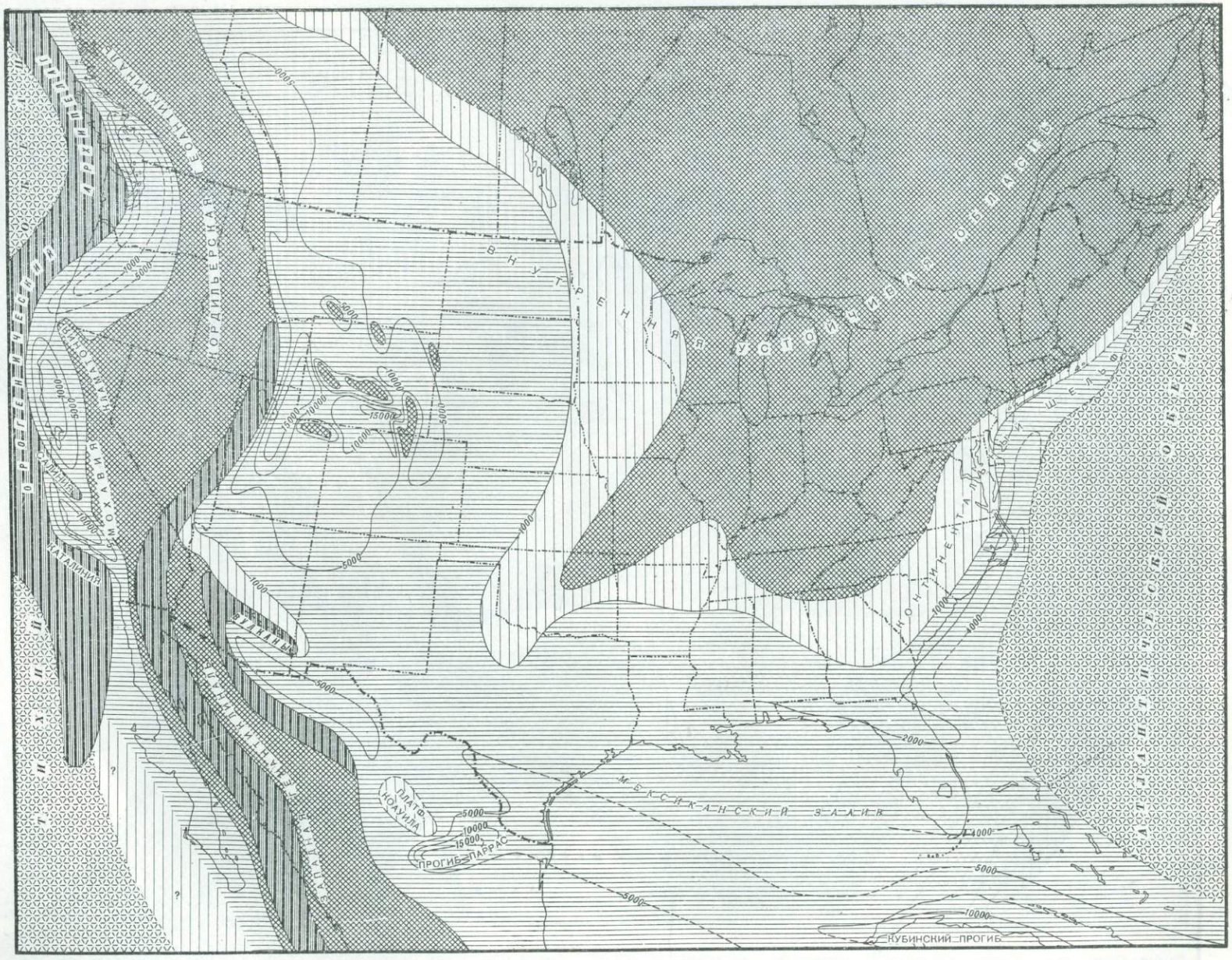


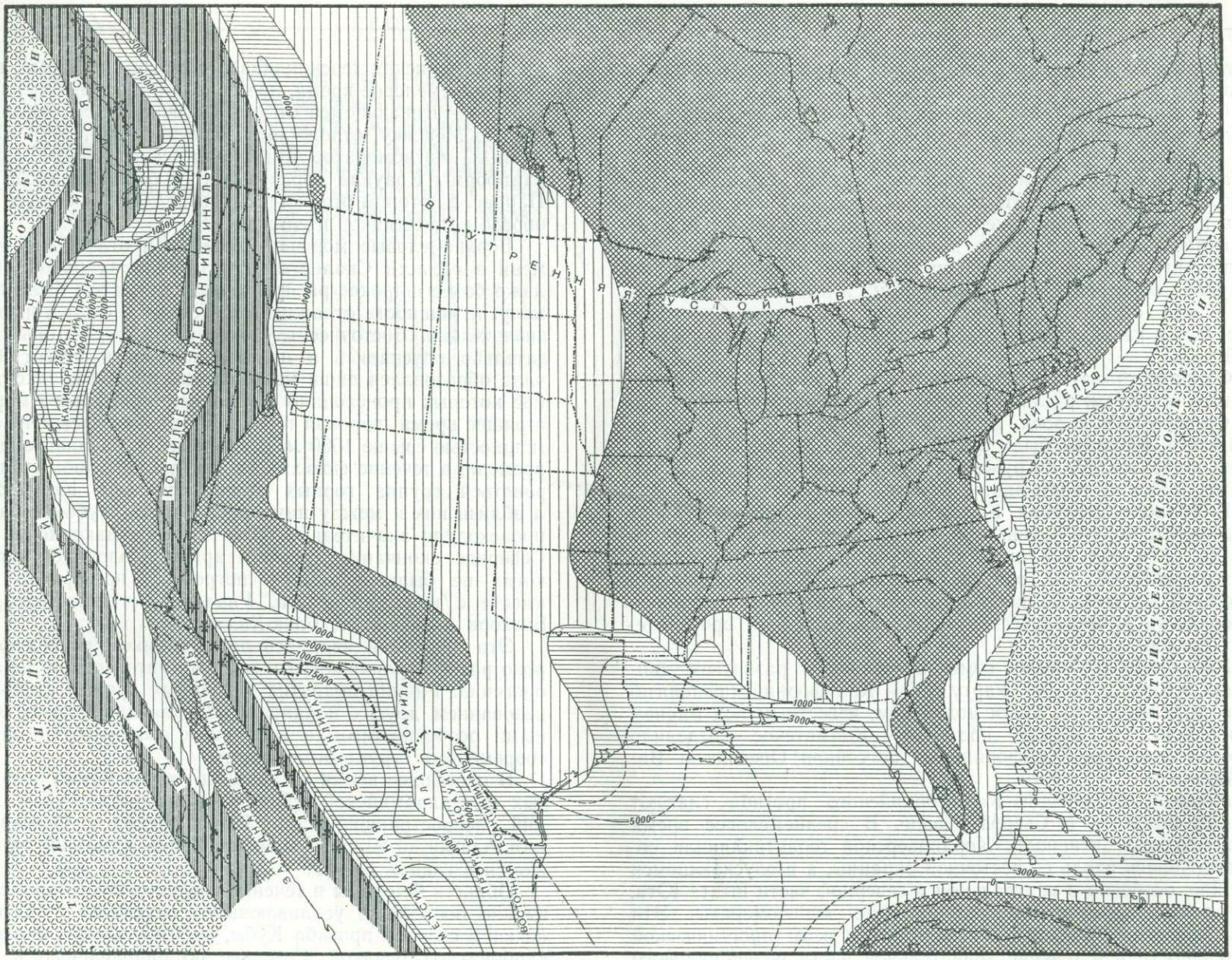
Карта XII. Тектоническая карта нижней и средней юры; изопахиты в тыс. футов; в пределах площадей с редкой вертикальной штриховкой мощность отложений менее 1000 футов.


ВНУТРЕННЯЯ
УСТОЙЧИВАЯ ОБЛАСТЬ
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОСТРОВА
АРХИПЕЛАГ
НЕВАДСКИЙ ОРОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС
ШУТНИ
ГРОНД ЭРОЗИОННЫЙ КАНЬОН
ГРОНД ЭРОЗИОННЫЙ КАНЬОН
ГРОНД ЭРОЗИОННЫЙ КАНЬОН



Карта XIV. Геологическая карта конца юры.


ОРОГЕНЕЗ ЮЖНОЙ АЛЯСКИ
ЮЖНАЯ АЛЯСКА
ЮЖНАЯ АЛЯСКА
ЮЖНАЯ АЛЯСКА



Карта XVI. Тектоническая карта верхнего мела; изопахиты в тыс. футов; в пределах площадей с редкой вертикальной штриховкой мощность отложений менее 1000 футов.

государственной границы в Британской Колумбии, Вашингтоне и Айдахо.

Батолит Айдахо также показан на карте как сформировавшийся в этот период, хотя, возможно, он имеет верхнемеловой возраст.

Южная часть континента являлась ареной активной тектонической деятельности. Мексиканская геосинклиналь расширилась и претерпела погружение более чем на 5000 *м*. Она заполнилась преимущественно вулканическим материалом, поступавшим с запада. Море распространилось через полуостров Коауила, образовав здесь платформу, а в южной и в западной части страны оно заняло более обширные пространства, чем в какой-либо из предшествующих периодов мезозойской эры.

Флорида стала полуостровом или в первое время — удлиненным островом, с длинной осью, проходившей восточнее современного полуострова. Большие Антильские острова в южной части, вероятно, были сушей. На месте Мексиканского залива продолжалось погружение, охватившее окружающие области, особенно вдоль линии Техас — Флорида.

В области Северная Каролина — Нью-Джерси континент был покрыт морем, надвигавшимся со стороны Атлантического океана, и в тех участках, где предварительно отложились верхнеюрские осадки, они были перекрыты нижнемеловыми отложениями, которые налегают непосредственно на срезанную поверхность кристаллических пород палеозойских орогенических поясов.

Позднемеловое время отмечено широким развитием движений земной коры (см. карту XVI). Калифорнийский прогиб был разделен на две части поднятием, известным под именем Салинского, а другое поднятие — Кламатское — отделило бассейн северной Калифорнии от бассейнов Орегона и Вашингтона.

Мощные отложения Калифорнийского прогиба слагают кровлю батолита в Сьерра-Неваде. В среднемеловое время тектоническая активность Кордильерской геоантиклинали сосредоточилась вдоль ее восточной окраины, а в опускающемся прогибе, особенно в центральной и северной части штата Юта, отложились мощные грубообломочные конгломераты. Эта зона, вероятно, продолжала являться поясом орогенической деятельности и в течение значительной части позднемелового времени, возможно, соединяла прогиб южной Невады с прогибом западной Мексики.

Мексиканская геосинклиналь сузилась, и форма, присущая ей в раннемеловое время, претерпела резкие изменения. В прогибе, протягивающемся от юго-восточной части Аризоны в северную Мексику, отложились значительные толщи грубообломочных конгломератов и вулканического материала. Южнее платформы Коауила образовался глубокий широтный прогиб Паррас, в котором отложилось свыше 5000 *м* осадков, главным образом известняков и сланцев.

Верхнемеловые морские бассейны и отложения этого времени в области Скалистых гор и Великих равнин получили даже более широкое распространение, чем это было в нижнем мелу, и мощность отложившихся осадков была гораздо более значительна. Восточнее глубоких прогибов, которые последовательно опускались в центральной части штата Юта, сначала образовался лишь маломощный покров осадков, отложение которых происходило в условиях шельфового моря. В настоящее время широкая площадь шельфа перекрыта осадками мощностью свыше 1600 *м*. В конце мела, начиная с пьеррского времени, в течение фоксхиллской и ланской эпох стала формироваться группа горных кряжей шельфа Юта—Вайоминг, а вблизи них и между ними прогибались глубокие бассейны и происходило значительно более быстрое накопление осадков. Северное окончание древнего кряжа Колорадо, которое никогда не было полностью погребено, претерпело поднятие вместе с кряжами Уинта, Уинд-Ривер, Свит-Уотер, Бертут, Бигхорн и, вероятно, Блек-Хиллс.

Эти движения являлись предвестником последующей широко распространившейся и местами интенсивной ларамийской орогении. Ранние поднятия указанных кряжей сменились образованием других поднятий, обладающих своими характерными особенностями, и все они в совокупности определили современные структурные формы.

В настоящее время установлен геологический возраст главных фаз ларамийской орогении и позднетретичных деформаций, распространявшихся от Тихого океана до Великих равнин и от Аляски до Южной Америки. Более детальное их описание дается в главах 18—32.

Область Флориды в течение позднемелового времени испытывала постепенно усиливающееся опускание с погружением на юг в сторону прогиба Кубы, где отложилось около 3000 *м* карбонатных осадков. Севернее по направлению к Флориде мощность карбонатных отложений уменьшается, и они переходят в аргиллитовые и песчанистые фации.

Атлантическое побережье континента было затоплено, и здесь отложилась клинообразная толща осадков, увеличивающаяся в мощности по направлению к океану. Во многих местах эти осадки перекрывают нижнемеловые слои. Побережье Атлантического океана и Мексиканского залива продолжало погружаться в течение третичного периода, однако лишь в одном или двух местах, особенно в области Миссисипского залива, третичные слои перекрывают верхнемеловые отложения. Меловые и третичные осадки слагают современное побережье Гудзонова залива и прибрежную равнину Атлантического побережья.

По мере того как атлантический край континента в течение позднемелового и третичного времени испытывал погружение, Атлантический орогенический пояс постепенно вздымался, и это эпейрогеническое поднятие выражается в образовании последовательных эрозионных поверхностей.

4

УСТОЙЧИВОЕ ВНУТРЕННЕЕ ЯДРО КОНТИНЕНТА

ОБЩИЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Континент Северной Америки в основных чертах состоит из огромного стабильного ядра и окружающих его поясов смятых, прорванных интрузиями и метаморфизованных горных пород (см. карту I). Внутреннее ядро находится в устойчивом состоянии начиная с протерозойского времени, в противоположность ограничивающим его поясам, которые подвергались деформациям с протерозоя. Возможно, что геосинклиналям более поздних периодов предшествовали протерозойские геосинклинали, занимавшие почти то же положение и оказавшие заметное влияние на развитие более поздних структур. Подобные взаимоотношения будут охарактеризованы в главах, посвященных описанию Аппалачей и Скалистых гор.

Таконская, акадская и аппалачская системы ограничивают устойчивое внутреннее ядро с востока и юго-востока, системы Уачита, Вичита и Маратон окаймляют его с юга, а с западной стороны простирается широкая и сложная система североамериканских Кордильер. Далее к северо-востоку расположен складчатый пояс, протягивающийся от острова Эллисмер к северной Гренландии, а также пояс, вытянутый вдоль восточного побережья Гренландии. Таким образом, огромная внутренняя стабильная область четко ограничена гористыми поясами смятия.

Внутренняя устойчивая область обычно описывается как ядро континента, как кратон или щит. В литературе отмечается, что подобные щиты существуют и на других континентах, однако там они не так эффектно окаймляются орогеническими поясами, как это имеет место на Северо-американском континенте.

Границы внутренней устойчивой области континента не везде отчетливо устанавливаются. Представляется более существенной задачей расшифровать переходные и окраинные структуры, чем твердо установить пограничную линию. Таким образом, достаточно дать описание и анализ окраинных областей, что и будет сделано главным образом при описании орогенических поясов.

Стабильное ядро можно разделить на три главные части: Канадский щит, Центральная устойчивая область США и западной Канады и Арктическая устойчивая область (карта I).

КАНАДСКИЙ ЩИТ

Физико-географический очерк

Канадский щит характеризуется огромным развитием докембрийских пород. Его поверхность обладает одинаковой высотой на огромных площадях и представляет собой несмотря на современную расчлененность, древнюю эрозионную поверхность, самую обширную из всех ныне существующих. Эта обширная поверхность поднимается над уровнем моря на 300—700 *м* севернее бассейна реки Св. Лаврентия и области Великих озер. Вокруг Гудзонова залива, особенно с юга и с запада, располагается широкая низменность, максимально возвышающаяся над уровнем моря на 150—170 *м*.

В северной части полуострова Лабрадор вдоль побережья к юго-востоку от залива Унгава местность поднимается до отметок 1700 *м*, причем рельеф здесь интенсивно расчленен. Гудзонов залив — крупное современное внутриконтинентальное море; оно является результатом наступления моря с севера, в связи с главным опусканием внутренней части щита в доплейстоценовое или раннеплейстоценовое время.

Нагрузка ледникового покрова на щите и вокруг Гудзонова залива была столь значительной, что вся область претерпела опускание более чем на 300 *м* в добавление к предшествовавшему погружению, а затем, после того как лед растаял, она была приподнята на 300 *м*.

Геологическая история

Палеозойские отложения перекрывают щит от Канадской равнины на западе и от Саскачевана и Манитобы на юго-западе. В северной Миннесоте обнажаются докембрийские породы, распространяющиеся на юг в Висконсин и на восток в северный Мичиган.

Перекрытие докембрийских пород палеозойскими наблюдается также в южном Онтарио и в Квебеке вплоть до Фронтенакской оси, где докембрий распространяется на юго-восток и образует купол Адирондак в штате Нью-Йорк. Палеозойские породы, покрывающие щит, большей частью имеют девонский и силурийский возраст и представлены химическими или тонкокластическими осадками. Вдоль южного побережья Гудзонова залива располагается весьма значительная площадь развития полого залегающих девонских, силурийских и ордовикских осадочных пород, и на основании изучения окаменелостей представляется вероятным, что девонские отложения Манитобы, Гудзонова залива и Мичигана некогда между собой соединялись (Элерс, личное сообщение). Мощность девонских и силурийских отложений к югу от Гудзонова залива достигает по меньшей мере 300 *м*, но их распространение на север под воды Гудзонова залива не установлено.

Легко предположить, что они продолжаются к островам Котс и Мансел, расположенным у входа в Гудзонов залив, а оттуда — к почти горизонтальным палеозойским отложениям острова Саутхемптон и Арктического архипелага.

Если это предположение справедливо, то возникает вопрос, не имеют ли указанные отложения где-либо на этой огромной площади значительной мощности и не было ли здесь прогибов или бассейнов, возможно аналогичных Мичиганскому бассейну. Данные, имеющиеся по северным областям, недостаточны для решения этого вопроса, а также для установления подобных бассейнов в палеозойских породах Арктического архипелага.

До последнего времени предполагалось, что Канадский щит в прошлом был относительно свободен от внутриконтинентальных морей; однако теперь в связи с открытием многочисленных небольших эрозионных останцов палеозойских отложений в пределах площади развития кристаллических пород (Синклер и Вильсон, личные сообщения) предполагается, что этими отложениями были покрыты значительные площади. Возможно, что лишь очень небольшие участки избежали затопления. Более важным представляется то обстоятельство, что в течение всего послепротерозойского времени здесь не развивались орогенические пояса. То же самое, за небольшими исключениями, относится и к устойчивой области Соединенных Штатов.

Данные многочисленных наблюдений, произведенных в окружающих орогенических поясах, приводят к заключению, что пояса эти были смяты на участках, прилегающих к внутренней части континента, в то время как последняя оставалась совершенно устойчивым упором.

Имеется много данных, свидетельствующих о развитии интенсивных деформаций в пределах Канадского щита, но все они относятся к докембрийской орогении. В пределах щита могли существовать настоящие орогенические пояса докембрийского возраста, однако сложный труд по расшифровке геологических особенностей этой области еще не достиг той стадии, на которой возможно было бы выделение этих крупных структурных единиц. Для некоторых проявлений минерализации предполагается постпротерозойский возраст (Джолиф, *285*); возможно, что на некотором этапе послепротерозойского времени здесь внедрялись интрузии, не сопровождавшиеся, однако, насколько известно, заметными поверхностными деформациями.

Простой анализ карты убеждает нас, что Гренландский континент являлся частью Канадского щита, вплоть до мелового времени, когда меловой прогиб распространился на север до острова Диско. В дальнейшем Гренландия была отделена от щита третичными сбросовыми впадинами.

АРКТИЧЕСКАЯ УСТОЙЧИВАЯ ОБЛАСТЬ

К югу от орогенического пояса северной Гренландии и острова Эллесмер и к северу от докембрийского Канадского щита располагается устойчивая область, сложенная докембрийским кристаллическим фундаментом с поверхностным, почти горизонтальным покровом палеозойских осадочных пород. Эта область включает бо́льшую часть Арктических островов и пространства между ними, покрытые мелководным морем (см. карту I, а также геологическую карту Северной Америки и геологическую карту Канады).

Докембрийские породы щита распространяются на север к Баффиновой Земле и острову Девон и широко обнажаются на полуостровах Мелвилл и Бутия, однако рассеянные останцы

палеозойского покрова указывают, что большая часть, если не вся область Арктических островов (называемая также Арктическим архипелагом) и северная часть Канадского щита в палеозое временами испытывали погружение.

Огромная и слабо изученная Арктическая область, включающая бассейн Арктического моря и прилегающие к нему участки суши и шельфы, будет более детально рассматриваться ниже. Здесь излагаются данные лишь по той части Арктики, которая названа Арктической устойчивой областью.

Поскольку, по имеющимся данным, отложения этого района залегают почти горизонтально, очевидно, что начиная с протерозоя они претерпевали лишь плавные вертикальные движения и являются, таким образом, частью огромного стабильного внутреннего ядра континента.

Докембрийские кристаллические породы распространяются на юг в Соединенные Штаты под покровом палеозойских осадочных пород. Эта область обычно называется Центральной устойчивой областью. Таким образом, представляется возможным относить аналогичные северные геологические провинции к Арктической устойчивой области.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ УСТОЙЧИВАЯ ОБЛАСТЬ СОЕДИНЕННЫХ ШТАТОВ

Общая характеристика

Центральная устойчивая область Соединенных Штатов сложена фундаментом докембрийских кристаллических пород с покровом осадочных пород. Кристаллические породы представлены весьма разнообразными как изверженными, так и метаморфическими образованиями. Эти породы слагают комплекс, несомненно аналогичный докембрийскому комплексу великого Канадского щита и, таким образом, представляют продолжение щита к югу в Соединенные Штаты, только здесь они перекрыты осадочными породами.

Мощность осадочного покрова на различных участках значительно варьирует. Большая часть Центральной устойчивой области испытывала вертикальные движения с образованием широких бассейнов и сводов. В некоторых бассейнах мощность пород достигает более 3000 *м* и кое-где в ядрах сводовых поднятий обнажаются докембрийские кристаллические породы. Некоторые своды и наиболее резкие поднятия не выражены на поверхности и были установлены только бурением. Своды, бассейны и другие структуры Центральной устойчивой области, за немногими исключениями, образовались в течение палеозойской эры, и многие из них обнаруживают признаки весьма длительного развития.

Вплоть до пенсильванского времени устойчивая область обладала двусторонней симметрией: по обе стороны крупного срединного трансконтинентального свода располагались бассейны и более мелкие своды. Имело место приблизительно параллельное расположение серии сводов по отношению к орогеническим поясам Уачиты и Аппалачей; это расположение характерно и для настоящего времени.

В течение миссисипского, пенсильванского и пермского времени имело место широкое перекрытие некоторых сводов. Другие своды были или не полностью погребены или лишь частично вскрыты эрозией. В некоторых районах триасовые отложения перекрывали Центральную устойчивую область, заходя за границы развития пермских отложений, а в позднемеловое время наблюдалось особенно широкое развитие внутриконтинентальных морей, покрывавших области развития сводов и бассейнов.

Широкие своды и бассейны осложнены многочисленными складками и пересечены сбросами, которые вместе с несогласиями, созданными крупными перекрытиями, образуют чрезвычайно благоприятные структуры для аккумуляции нефти и газов. Кроме того, эти отложения содержат крупные угольные месторождения и большое количество других неметаллических ископаемых. Каждый бассейн и каждый свод должны таким образом рассматриваться в отдельности. Геологические и тектонические карты I—XVI будут особенно полезны для изучения истории диастрофизма различных крупных структур, и к ним следует неоднократно обращаться.

Додевонские бассейны

В нижнепалеозойское время наиболее обширными бассейнами с наиболее глубоким погружением являлись геосинклинали, вытянутые вдоль западной и восточной окраины континента. Каждая из них — важная часть Северо-американского континента — будет описана в соответствующих главах: палеозойская геосинклиналь Кордильер — в главе 5, а Аппалачская геосинклиналь — в главах 6, 7, 10, 11 и 12 (см. также карту II).

Погружение Аппалачской геосинклинали охватило в основном области Западной Вирджинии, Вирджинии, Теннесси и

Алабамы. На небольшом участке на границе Вирджинии и Теннесси в течение кембрия, ордовика и силура отложилась толща осадков мощностью свыше 8000 *м*.

Отчетливо выраженный прогиб, имеющий форму залива, протягивающийся от Техаса в южную Оклахому, проявился в местном накоплении толщи мощностью свыше 2000 *м*, главной формацией которой являются известняки Арбукль. Другой залив, повидимому, распространялся в район западного Техаса, где позднее сформировался хребет Пекос.

В пределах систем Маратон и Уачита додевонские отложения имеют меньшую мощность, чем в Аппалачах.

Глубокий бассейн сформировался в додевонское время в области Мичигана, Индианы и Иллинойса, приблизительно параллельно Аппалачской геосинклинали. Его наибольшая и наиболее глубокая часть представляет современный Мичиганский бассейн.

Великая западная геосинклиналь в нижнепалеозойское время протягивалась от Аляски до южной Калифорнии. В районе Невады она погружена на 5000—7000 *м*, а на границе Невады и Калифорнии мощность отложившихся в ней толщ превышает 7000 *м* (Нолан, *451*).

В отношении районов, расположенных в Калифорнии далее к юго-западу, достоверных данных не имеется по причине широкого развития здесь мезозойского и кайнозойского покровов, а также в связи с интенсивным метаморфизмом и широким развитием юрских интрузий. Южная оконечность геосинклинали, показанная на карте, является, таким образом, гипотетической, и приведенная интерпретация обусловлена нежеланием нарушить современные контуры континента на картах.

Внутренний прогиб геосинклинали по направлению на юго-запад постепенно становится глубже и, несомненно, относится к более молодому юрскому орогеническому поясу, который вместе с еще более поздними тектоническими элементами определяет современные границы континента. Наблюдения за глубиной опускания и общим положением геосинклинали приводят к выводу, что западная граница континента в раннепалеозойское время могла резко отличаться от современной и что геосинклиналь вместе с ее окраинным орогеническим поясом распространялась далеко на юго-запад под поверхность Тихого океана, в области, ныне скрытые под тысячеметровым слоем воды.

Трансконтинентальный свод

Общие черты. В течение девонского и миссисипского времени огромная устойчивая область Северной Америки состояла из трех главных частей: центрального свода, простирающегося с северо-востока на юго-запад, и двух серий крупных бассейнов, расположенных по обеим сторонам этого свода (карты III и V).

Сводовое поднятие обладало тремя ответвлениями на юго-восток: одно — в области Техаса, которое оканчивается сводом Кончо, другое — в области Канзаса и Миссури (своды Эллис и Чотокуа и купол Озарк) и третье — в районе Висконсина (Висконсинский купол).

Кроме того, установлено, что свод погружался под уровень моря в двух участках, где отложился тонкий покров нижнепалеозойских осадков. Один из этих участков расположен в штате Колорадо, другой — в Аризоне. До поднятия горных кряжей систем Древних Скалистых гор и Вичиты область трансконтинентального свода и ограничивающих его бассейнов занимала доминирующее положение в ландшафте страны.

Севернее Верхнего озера трансконтинентальный свод, повидимому, разделяется на две ветви, одна из которых протягивалась на север по западному краю бассейна Гудзонова залива, а другая — сначала шла на восток, а затем на север вдоль восточного края бассейна. Это предположение основывается на наличии выходов докембрия, однако палеонтологические данные и недавно обнаруженные эрозионные останцы свидетельствуют о том, что большая часть площади вышеописанных ответвлений свода в нижнепалеозойское время могла быть затоплена.

Северо-восточная часть Колорадо. Сводовое поднятие в районе штатов Небраска, Южная Дакота и Миннесота было установлено Леворсеном *(355)* и позднее закартировано Баллардом *(33)*. На картах конца девона и конца миссисипского времени показаны границы формаций, которые сохранились под широко перекрывающими их пенсильванскими слоями (карта IV), покрывавшими большую часть площади.

Баллард свел все доступные материалы по буровым скважинам, имеющиеся для данной площади, и пришел к выводу, что имеется достаточно данных для установления несомненного существования свода и для проведения границ между формациями по обе стороны от свода.

Трансконтинентальный свод был описан Кейсом *(300)* как «спинной хребет континента» в выдающейся работе «Структурная симметрия Северной Америки», а позднее также Леворсеном. Под этим названием подразумевалось, что данная структура представляет мощный устойчивый тектонический элемент, расположенный в центре и с двух сторон симметрично окаймленный бассейнами и окраинными орогеническими поясами. За исключением упоминавшихся выше выступов и погружений, двусторонняя симметрия области Соединенных Штатов с осью, вытянутой в северо-восточном направлении, существовала вплоть до пенсильванской трансгрессии.

Возникновение Древних Скалистых гор заметно изменило положение трансконтинентального свода, а затем позднемезозойские и раннекайнозойские горообразовательные движения до неузнаваемости преобразовали юго-западную часть этой структуры, которую трудно узнать на современной геологической карте.

На геологической карте допенсильванского времени трансконтинентальный свод выглядит как доминирующая структура, что, однако, требует пояснений. В течение девона и миссисипского времени этот свод был очень незначительно приподнят и снабжал окаймляющие его бассейны преимущественно химическими осадками (Уеллер, *654*).

В отношении сопротивления деформациям этот «спинной хребет» также не был особенно устойчивым. Его юго-западная часть, как уже упоминалось, в пенсильванское меловое и третичное время являлась областью развития горообразовательных процессов, а другие части были почти полностью перекрыты пенсильванскими, пермскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями, местами достигавшими значительной мощности.

Висконсинский купол. Район центрального Висконсина в палеозое испытывал, повидимому, неоднократные поднятия, однако данные о его возрастных и пространственных взаимоотношениях весьма скудны, и положение геологических границ не может быть установлено с достаточной определенностью.

В качестве главного источника данных, нанесенных на наши карты, были использованы карты изопахит Девятой ежегодной полевой конференции Канзасского геологического общества. Эти карты изопахит в основном показывают существующие мощности различных формаций или групп, и их составители признают, что в районе Висконсинского купола первичные мощности и размеры точно не установлены. Однако некоторые формации увеличиваются в мощности по направлению к бассейнам под покровом перекрывающих их отложений. Картирование контактов этих формаций и установление их контуров до погребения более молодыми отложениями может быть произведено лишь приблизительно.

Установлено два периода значительных поднятий в додевонское время. Первый из них предшествовал отложению формации Сент-Петер в нижнем ордовике; второй проявился после отложения силурийских толщ.

В период второго поднятия образовался свод, протягивающийся в юго-восточном направлении от Висконсина в Иллинойс почти до города Канкаки.

Отчетливо выраженный купол появился к концу миссисипского времени (см. карту V).

Полоса кембрийских отложений, протягивающаяся на юго-запад от полуострова Кивиноу в Мичигане, свидетельствует о том, что купол был отделен от трансконтинентального свода широкой пологой синклиналью. Юго-восточнее Висконсинского купсла образовалось широкое выступообразное поднятие, примерно отвечающее по своему положению постсилурийскому своду и соединяющееся со сводом Канкаки, Иллинойса и Индианы (карта V). Насколько широко были распространены миссисипские осадки на площади купола точно не установлено; при последовавшем позднемиссисипском поднятии они вновь были эродированы и положение стало приблизительно таким, как показано на карте VII.

Колорадо и Аризона. Поднятие Древних Скалистых гор в позднемиссисипское и пенсильванское время уничтожило трансконтинентальный свод в Колорадо, но на геологической карте домиссисипского времени он отражен весьма отчетливо (см. карту IV). Мощность допенсильванских осадков в Колорадо весьма незначительна, они перекрывают свод в центральном Колорадо в пределах зоны шириной около 250 *км*. Эта зона на своде, повидимому, являлась областью пологого прогиба, нормального к простиранию.

Как показано на карте Бербанка *(89)*, она почти точно совпадает по простиранию с прогибом Вичита, показанным другими исследователями в области Оклахомы и Канзаса. Таким образом, прогиб Вичита, повидимому, простирался на северо-запад в направлении к прогибу Колорадо, а не в напра-

влении гор Амарильо в Панхендле[1] в Техасе, как предполагалось некоторыми исследователями.

По данным Стоянова *(584)*, большая часть Аризоны в нижнем палеозое была покрыта морем, но в области Масатсал Стоянов отмечает наличие участка суши. В некоторых местах через эту сушу протягивались узкие морские проливы, в которых отлагались осадки всех периодов палеозоя, за исключением силура. На картах Стоянова в пределах трансконтинентального свода выявляется еще один аналогичный прогиб. В девоне трансгрессия распространилась почти на весь штат (Добровольный, *157*, и Мак-Ки, *407*). В пенсильванское и пермское время северная половина штата была затоплена крупной трансгрессией мелководного внутриконтинентального моря, проникшей в область свода. В Колорадо и Аризоне трансконтинентальный свод обладал низким рельефом, однако с него было смыто значительное количество песчанистых осадков, образовавших отложения, перекрывающие кембрийские слои.

Свод Кончо. Свод Кончо в центральном Техасе в позднедевонское время испытал пологое поднятие (Селлардс, *534*, и Чени, *120*). Выходы докембрийских пород в Нью-Мексико (Бейтс, *47*) и скважины, углубленные в «граниты» в Техасе и Нью-Мексико, свидетельствуют о возможности широкого развития докембрия к востоку и юго-востоку от трансконтинентального свода и о возможном соединении его со сводом Кончо. Однако некоторые авторитетные специалисты сомневаются в правильности указанной интерпретации (Миллс, личное сообщение) (см. карты III, VI, VIII и главу 14).

Восточные внутренние своды и бассейны

Девонские бассейны. В девонское время развивалось четыре главных бассейна: бассейн области Западной Вирджинии и Пенсильвании, Мичиганский бассейн, бассейн области Иллинойс—Индиана—Кентукки и бассейн Невада—Айдахо (см. карту III). Несмотря на то, что девонское море имело очень широкое распространение, впадины, в пределах которых величина опускания превышала 300 *м*, ограничивались упомянутыми четырьмя бассейнами. Ни восточные, ни западные бассейны не обладали удлиненной узкой формой, характерной для типичных окраинных геосинклиналей, однако происходившее в них осадконакопление имело геосинклинальные масштабы.

Бассейн Западной Вирджинии и Пенсильвании. Область бассейна Западной Вирджинии и Пенсильвании сложена в основном породами трех стратиграфических отделов, а именно, отложениями нижнего, среднего и верхнего девона. Нижний девон представлен известняками и песчаниками, мощность которых колеблется от 110 до 260 *м*. Отложения среднего девона в основании представлены известняками, которые затем сменяются серией глинистых сланцев, песчаников и конгломератов мощностью от 200 до 530 *м*.

Верхнедевонские отложения состоят преимущественно из красноцветных сланцев, грубозернистых песчаников и конгломератов мощностью 1500—2800 *м*. Эта огромная толща верхнедевонских кластических осадков, известная в основном под именем «толщи Кетскиллской дельты», область сноса которой лежит на востоке, а вершина — в северо-восточной Пенсильвании.

Эта толща рассматривается как предшествующая осадочным фациям (флишу) акадской орогении. Кэй *(292)* отмечает, что количество осадков, смытых с восточного континентального массива в период, непосредственно предшествовавший главной орогении, было больше массы отложений, смытых позднее с уже деформированного орогенического пояса.

Миссисипские песчаники и сланцы являлись вторично переотложенными осадочными фациями (моласса) акадской орогении. Детальное описание литологических разностей отложений большой Кетскиллской дельты см. в главах 7 и 10.

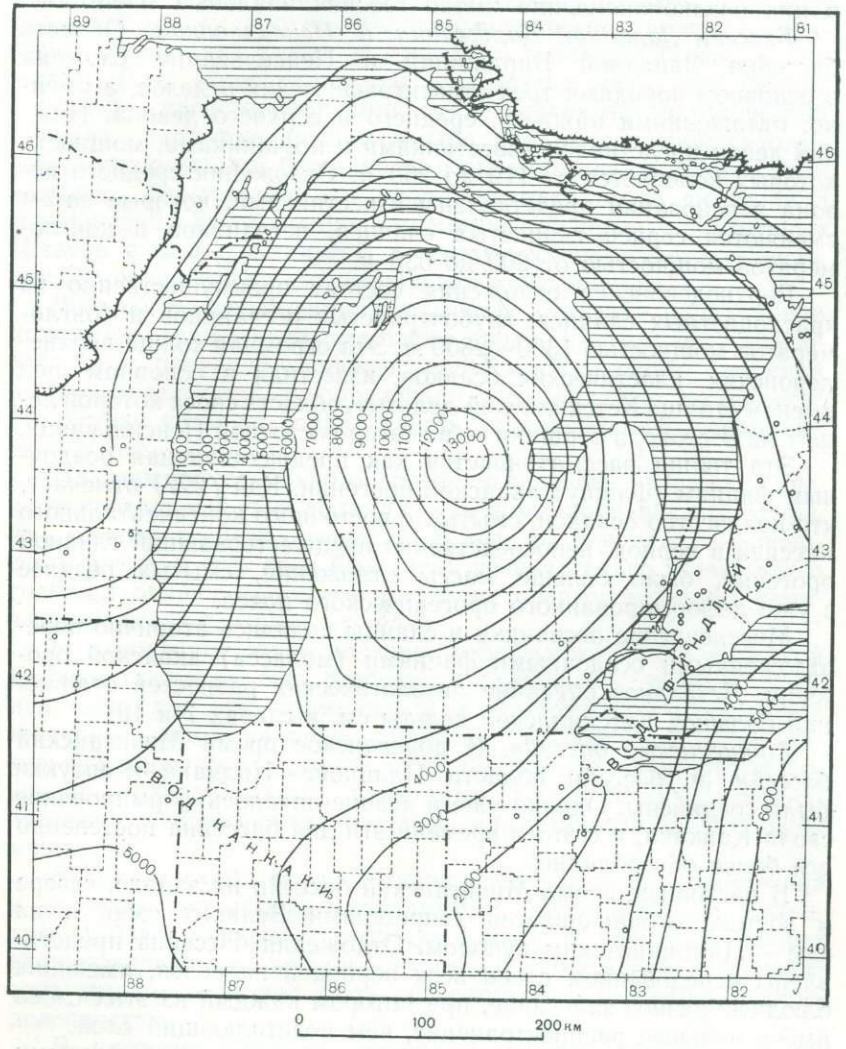
Мичиганский бассейн. В додевонское время Мичиганский бассейн и бассейн области Иллинойс—Индиана—Кентукки были соединены. Однако уже в девоне началось формирование свода Канкаки, и с этого времени эти два бассейна постепенно все более обособлялись.

В настоящее время Мичиганский бассейн на западе, севере и востоке ограничивается депрессиями Великих озер, а на юге — Цинциннатским куполом. Отложения бассейна представлены чередованием слоев всех периодов палеозоя, имеющих блюдцеобразное залегание, при котором каждый из этих слоев имеет меньшее распространение, чем подстилающий слой.

Наиболее молодые отложения представлены маломощными пестроцветными слоями верхнепенсильванского или пермского возраста.

Палеозойские отложения перекрыты и почти полностью погребены под слоем ледниковых наносов, мощность которых

[1] Панхендль — буквально „ручка кастрюли" — узкий северо-западный выступ территории штата Техас. — *Прим. ред.*



Фиг. 1. Рельеф докембрийского основания в области Мичиганского бассейна (по Кохи, 128).

Сечение горизонталей 1000 футов; в правом и левом верхних углах жирной сплошной линией показана граница выходов докембрия на поверхность.

колеблется от нескольких метров до 400 *м*. По мере опускания палеозойского прогиба его кристаллический докембрийский фундамент приобрел своеобразную конфигурацию (фиг. 1). Общая мощность осадков в бассейне достигает 5000 *м* (Кохи, *128*).

В разрезе палеозоя главное несогласие приурочено к основанию формации песчаников Сент-Петер и известняков Трентон и Блек-Ривер (см. фиг. 2). Песчаники Сент-Петер относятся к верхам нижнего ордовика и фиксируют период поднятия и эрозии.

При прослеживании по хорошим разрезам буровых скважин на восток от Индианы в Огайо и на северо-восток в канадскую провинцию Онтарио устанавливается, что нижне- и среднеордовикские отложения налегают последовательно на различные формации верхнего кембрия, а в конце концов непосредственно — на докембрийские кристаллические породы Канадского щита. В западной части провинции Онтарио кембрийские слои отсутствуют.

Важным членом разреза отложений Мичиганского бассейна являются эвапоритовые серии силура и девона. На большей части площади бассейна присутствуют многочисленные пласты каменной соли, которые в юго-западной части провинции Онтарио местами образуют толщу мощностью свыше 650 *м*. Пористые доломиты в этих сериях эвапоритов представляют вместилища нефти и газов, в связи с чем в пределах бассейна образовалось много нефтеносных полей.

Отложения бассейна сложены в очень пологие складки (highs) с невыдержанными северо-западными простираниями. Эти структуры служили «ловушками» для нефти.

В области пролива Маккинак [1] значительные площади сложены известняковыми брекчиями. Отмечается устойчивость этих брекчий по отношению к эрозии, в связи с чем они образуют большую часть столбообразных выходов и скалистых утесов этой области.

На фиг. 3 показана установленная площадь их распространения (Ландес, *341*).

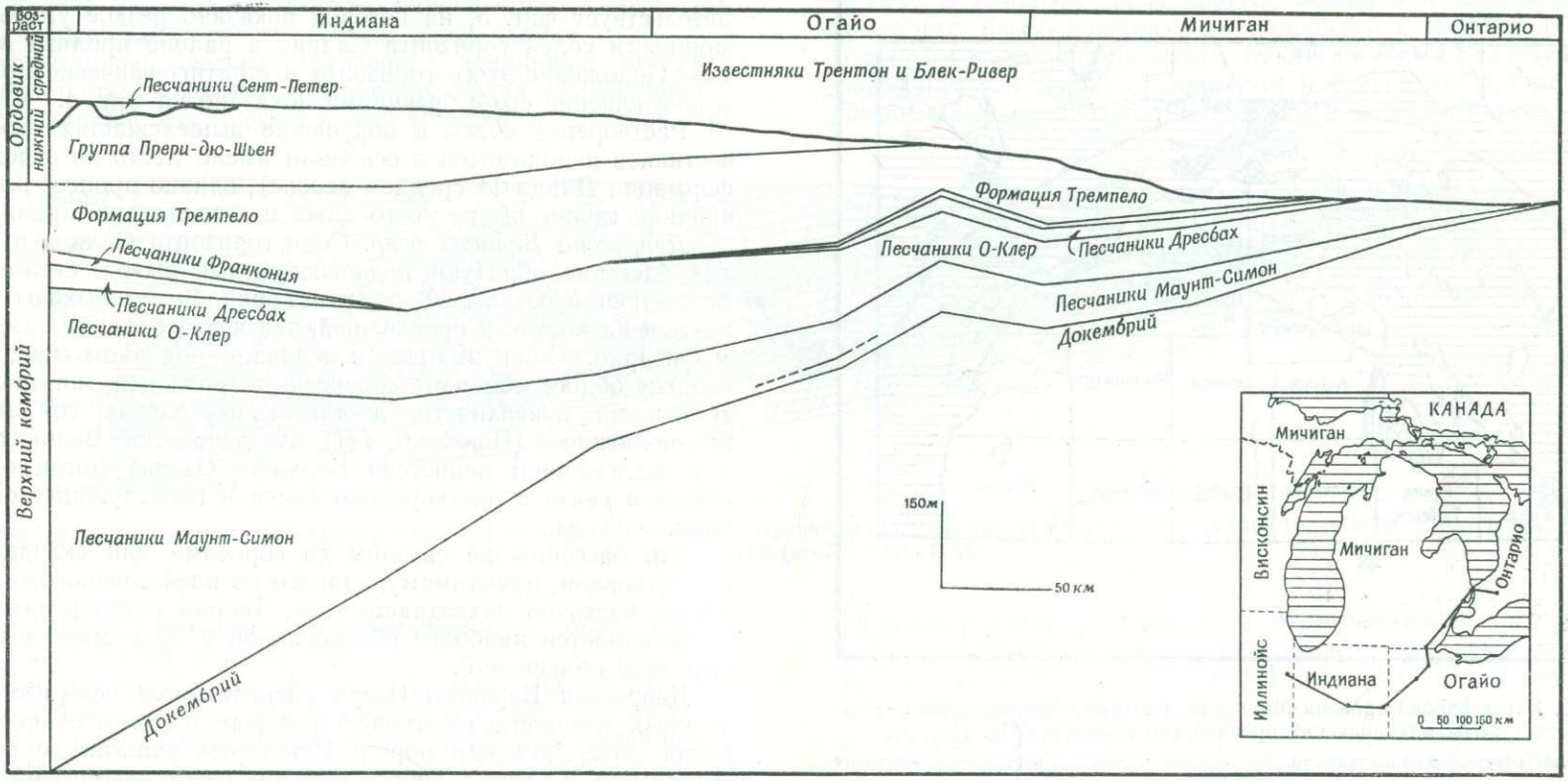
На описываемой площади известно три типа этих брекчий, которые выделены под названием мегабрекчий, внутриформационных и трансформационных брекчий. Последние разделяются на плотные и рыхлые разности.

[1] Пролив, соединяющий озера Мичиган и Гурон. — *Прим. ред.*

МЕГАБРЕКЧИИ. Как показывает само название, мегабрекчии образуются в связи с очень интенсивным развитием процесса брекчирования. Фрагментами этих брекчий являются крупные блоки осадочных пород. Эти блоки наклонены под углами от 6 до 25°. Ориентировка их обычно беспорядочная. Горизонтальные размеры блоков колеблются от нескольких метров до сотни метров.

Пуант-о-Шен. Боковые границы наклонных блоков фиксируются сбросами и плоскостями скольжения.

ВНУТРИФОРМАЦИОННЫЕ БРЕКЧИИ имеют значительно меньшее развитие по сравнению с мегабрекчиями и трансформационными брекчиями. Они залегают в переслаивании с перекрывающими и подстилающими их небрекчированными породами. В районе пролива они образуют прослои



Фиг. 2. Разрез по линии Иллинойс — западное Онтарио, показывающий несогласие в основании песчаников Сент-Петер и известняков Трентон и Блек-Ривер.

Поверхность известняков Трентон показана горизонтальной линией. Более молодые формации и структуры не показаны.

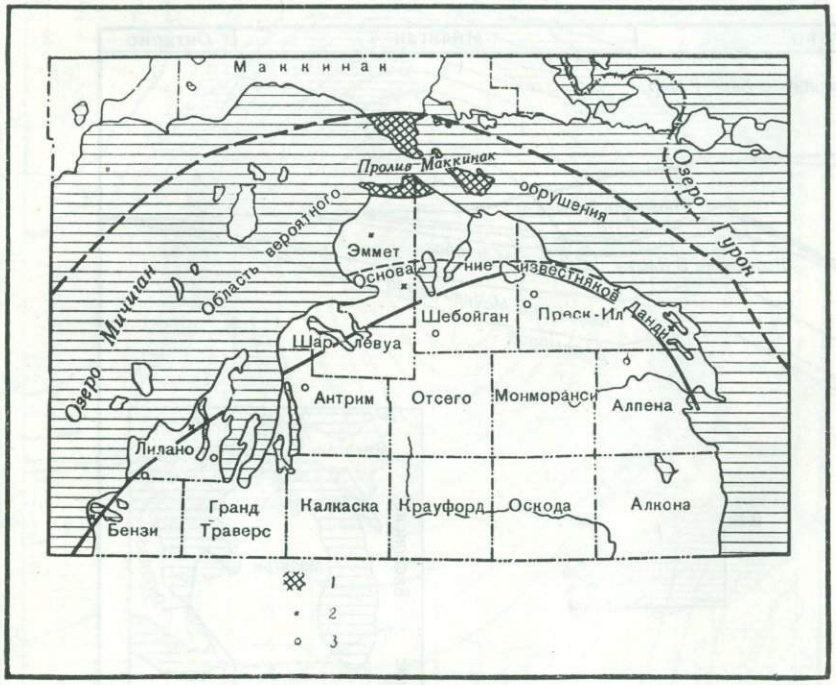
Только самые мелкие блоки могут быть прослежены в естественных или искусственных обнажениях от одного края до другого.

Верхняя часть наклонных блоков совпадает с висячим боком пласта брекчий, за исключением случаев несогласного перекрытия ее формацией Данди. Нижняя часть наклонного блока ни в одном месте не обнажается. Предполагается, что их основание не выходит за пределы формации

в мегабрекчиях. Предполагается, что при дроблении этих блоков в менее компетентных слоях развивалась трещиноватость, а при усилении деформации образовавшиеся фрагменты были перемещены.

В дальнейшем в результате циркуляции грунтовых вод по трещиноватым прослоям произошло отложение известковистого цемента — конечной стадии формирования брекчий.

ТРАНСФОРМАЦИОННЫЕ БРЕКЧИИ названы так потому, что они секут весь разрез от формации Детройт-Ривер до верхов формации Пуанто-Шен включительно. Они слагают вертикальные тела, мощность которых колеблется от нескольких метров до нескольких сот метров. Нигде не удалось наблюдать основание такой брекчиевой колонны. В некоторых



Ф и г. 3. Карта района пролива Маккинак; перекрестная штриховка — выходы маккинакских брекчий (по Ландесу, **341**).

1 — признаки обрушения на поверхности; *2* — признаки подземного обрушения; *3* — буровые скважины.

участках (например, в обнажениях к югу от Двайтвуд-Спрингс на восточной стороне острова Маккинак) эти брекчии наблюдались высоко на вершине утеса над залегающими ниже слоистыми породами. Однако после того как удалось подняться на эту вершину, было установлено, что брекчия продолжается вниз с почти вертикальными стенками и что пласты слоистых пород в нижней части утеса примыкают к брекчии впритык.

Столбы трансформационных брекчий в вертикальном измерении могут достигать 500 *м*. Ландес предполагает, что в результате растворения силурийских горизонтов каменной соли произошло проседание и обрушение кровли, в связи с чем и образовались брекчии. Можно доказать, что некоторые блоки опустились или осели на 200 *м*.

Нарушения формаций и природа брекчий показаны на фиг. 4. В пользу теории растворения солей и обрушения свидетельствует фиг. 5, на которой показано резкое уменьшение мощности солей горизонта Салина в районе пролива Маккинак. Положение этого горизонта в стратиграфическом разрезе и соотношение его с брекчиями показано на фиг. 4.

Растворение солей и обрушение вышележащих слоев известняков и доломитов в основном имело место до отложения формации Данди (в среднем девоне), однако процесс выщелачивания может иметь место даже и в настоящее время.

Депрессии Великих озер. Соли горизонта Салина в пределах бассейна образуют подковообразный выход, строго соответствующий озерам Мичиган и Гурон. Затем выходы отклоняются на восток и прослеживаются через бассейны озер Эри и Онтарио. Соли выходят в основном под дном озер, и, поскольку общая мощность соленосного горизонта, могущего выходить на поверхность, достигает нескольких сот метров, предполагалось (Ньюкомб, *444*), что депрессии Великих озер (за исключением депрессии Верхнего Озера) могли образоваться в связи с растворением солей и последующим опусканием.

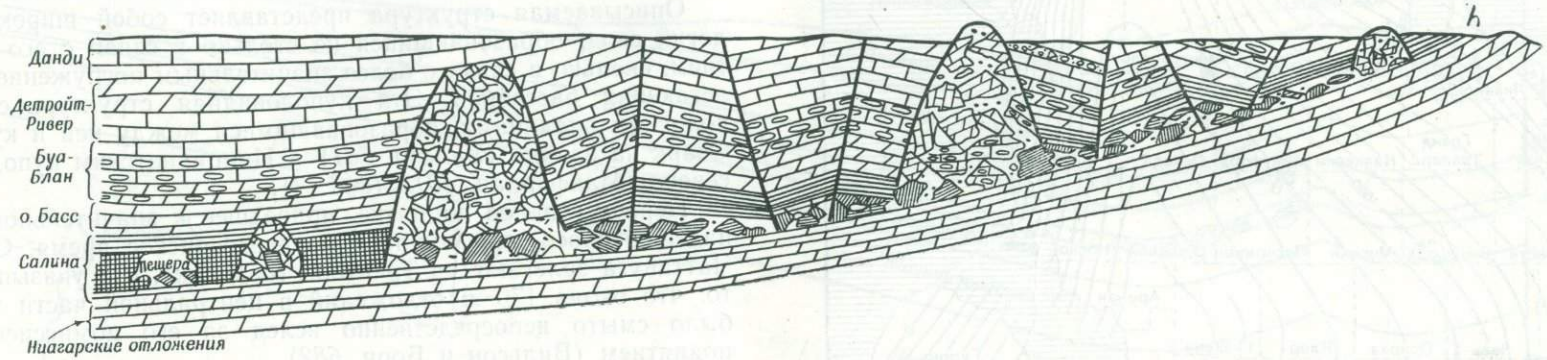
Эти бассейны не связаны со сбросами или складками и существовали, повидимому, задолго до плейстоценового оледенения, частично захватившего их. Теория растворения солей представляется наиболее обоснованной в ряду многих выдвигавшихся объяснений.

Депрессия Верхнего Озера располагается севернее пояса соляных выходов и охватывает главным образом область развития докембрийских пород. Некоторые участки ее берегов связаны со сбросами. Топография дна озера наводит на мысль о развитии здесь сбросовых блоков.

Поскольку образование сбросов относится к докембрийскому и раннепалеозойскому времени, они представляются весьма древними; некоторые блоки могли образоваться в результате эрозионного преобразования массивов пород, ранее рассеченных линиями разломов.

Происхождение огромного бассейна Верхнего озера, местами достигающего глубины свыше 300 *м*, еще не нашло удовлетворительного объяснения.

Бассейн области Иллинойс — Индиана — Кентукки. Этот бассейн называют также восточным внутренним бассейном, но принятое нами название дает более ясное понятие о его положении, а кроме того, оно согласуется с наименованием смежного Мичиганского бассейна, лежащего севернее. Наиболее погруженная часть этого бассейна находится в районе округов Уэйн, Уайт и Гамильтон, где основание формации миссисипских сланцев залегает на 1500 *м* ниже уровня моря. Как уже указывалось, бассейн Иллинойс — Индиана — Кентукки является частью области, в девонское время включавшей и Мичиганский бассейн, однако с того времени погружение этих



Фиг. 4. Гипотетический разрез района пролива Маккинак, показывающий формации, перекрывающие ниагарские известняки и брекчиевые блоки и столбы (по Ландесу, **341**).

двух бассейнов происходило обособленно с образованием между ними свода Канкаки.

Антиклинальный пояс Ла-Саль представляет ряд кулисообразно расположенных антиклиналей и распространяется на 350 *км* от центрального Иллинойса на севере до юго-восточной части Иллинойса на юге.

Северная оконечность этого пояса, возможно, соединяется с антиклиналью района Саванны и Сабула, имеющей широтное простирание (Экблоу, личное сообщение); эта антиклиналь протягивается в восточную часть штата Айова. Южная оконечность, повидимому, сливается с антиклиналью Вобаш-Ривер.

Антиклинальный пояс Ла-Саль сформировался в основном в течение пенсильванского периода и разделил допенсильванский бассейн Иллинойс — Индиана — Кентукки на две части, из которых западная, бóльшая, известна под именем Иллинойского бассейна. Антиклиналь Окленда тесно примыкает к описанному антиклинальному поясу с востока.

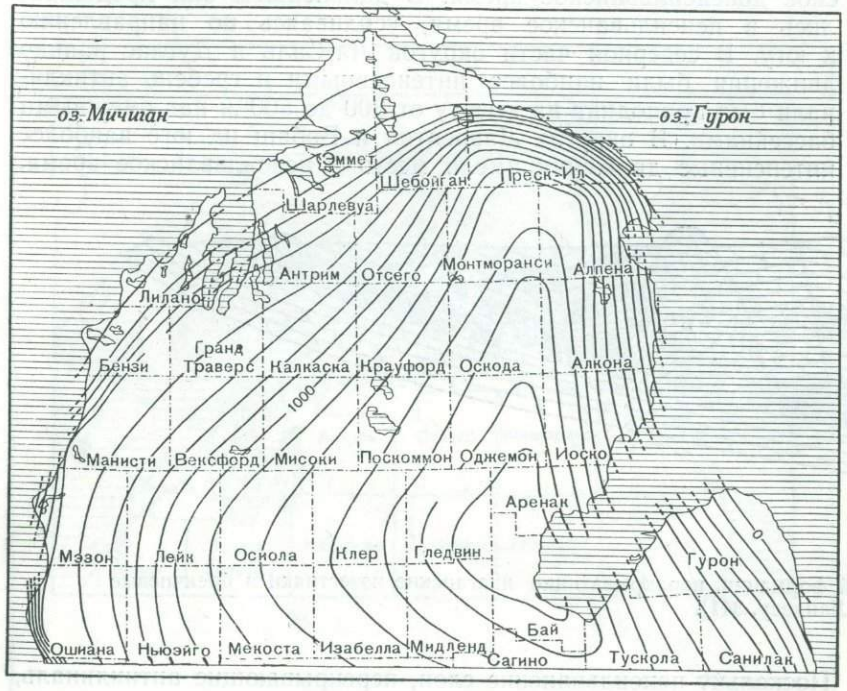
Наиболее ранние деформации имели место в постчестерское допенсильванское время. В дальнейшем они продолжались в пенсильванское время, усиливаясь по направлению к югу. В северной части округов Ла-Саль и Дуглас ранние движения были наиболее интенсивными и гребень антиклинали был приподнят на высоту от 300 до 500 *м* над смежными бассейнами. В округах Лаврентия и Вобаш на юге наиболее интенсивные движения имели место в пенсильванское время. Поскольку пенсильванские слои, перекрывающие антиклиналь, являются слабо складчатыми, возможно, что некоторые движения имели место после их формирования или в период их отложения. Этот вопрос еще не вполне разрешен.

Разрез через антиклиналь Ла-Саль (фиг. 6) иллюстрирует главные стратиграфические и структурные особенности.

В позднедевонское время по западной окраине бассейна Иллинойс — Индиана — Кентукки образовались три антиклинали (с севера на юг): Колмар-Плимутская, Питсфилд-Хадлейская и Уотерлоуская. Уотерлоуская антиклиналь представляет небольшой выступ, отходящий на север от купола Озарк. Поднятие вдоль этой структуры опять-таки относится к позднемиссисипскому времени.

В постчестерское (верхнемиссисипское) время в области описываемого бассейна сформировались еще три значительные

антиклинальные структуры. Это с запада на восток антиклиналь Салем-Лоуден, антиклиналь Клей-Сити и антиклиналь Вобаш-Ривер. Последняя, повидимому, — юго-западное продолжение антиклинального пояса Ла-Саль. На незначительном



Фиг. 5. Карта мощностей Салинской соленосной толщи; сечение изопахит через 100 футов (по Ландесу, **341**).

расстоянии к западу от антиклинали Салем-Лоуден располагается выраженная структурная терраса, известная под именем моноклинали Дю-Куань-Сентралия. Падения слоев здесь относительно крутые, и эта структура рассматривается как ограничивающая Иллинойский бассейн с запада.

Сбросовая зона Шаунитаун — Раф-Крик намечает приблизительно южную границу бассейна Иллинойс — Индиана — Кентукки (см. карту VIII).

Нешвиллский купол. Нешвиллский купол в настоящее время в топографическом отношении представляет котловину, борта которой сложены более молодыми породами. Древнейшими породами, обнажающимися в ядре этой структуры, являются ордовикские отложения, а борта котловины сложены перекрывающими их миссисипскими и пенсильванскими толщами. В раннемиссисипское время (до отложения формации Чаттануга) купол испытал движения, синхроничные тем, которые, по Вильсону (*676*), имели место в тыловой области Аппалачской геосинклинали. Купол погружался под уровень моря несколько раз на различное время, а в другие периоды его центральная часть была приподнята над уровнем моря, но, вероятно, настолько незначительно, что развитие эрозионной деятельности оказывалось весьма незначительным.

Описываемая структура представляет собой широкий пологий свод, образовавшийся не столько в связи с его поднятием, сколько в связи с более значительным погружением прилегающих бассейнов. Эта куполовидная структура создана пологими впадинами, образовавшимися между ней и куполом Озарк на западе (Уилсон, *681*) и Цинциннатским куполом на севере (Макфарлан, *401*) (фиг. 7).

Первое главное поднятие, приведшее к значительному выпадению слоев, произошло в позднедевонское время. Сланцы Чаттануга залегают на Трентоне (ордовик), что указывает на то, что около 170 *м* отложений в центральной части купола было смыто непосредственно вслед за его домиссисипским поднятием (Вильсон и Борн, *682*).

Второе значительное поднятие имело место в позднемиссисипское и раннепенсильванское время, когда произошло поднятие смежных куполов Озарк и Цинциннати (см. карту V). Сланцы Чаттануга были полого изогнуты, образуя региональные падения порядка 3 *м* на 1 *км* на флангах и вдоль оси и 1,5 *м* на 1 *км* на северо-востоке и на юго-западе. Структурная высота, образуемая куполом по отношению к впадине, отделяющей его от Цинциннатского купола на севере, достигает 250 *м*. Структурная высота купола над ограничивающими его бассейнами достигает по меньшей мере вдвое большей величины (Уилсон и Спейн, *678*).

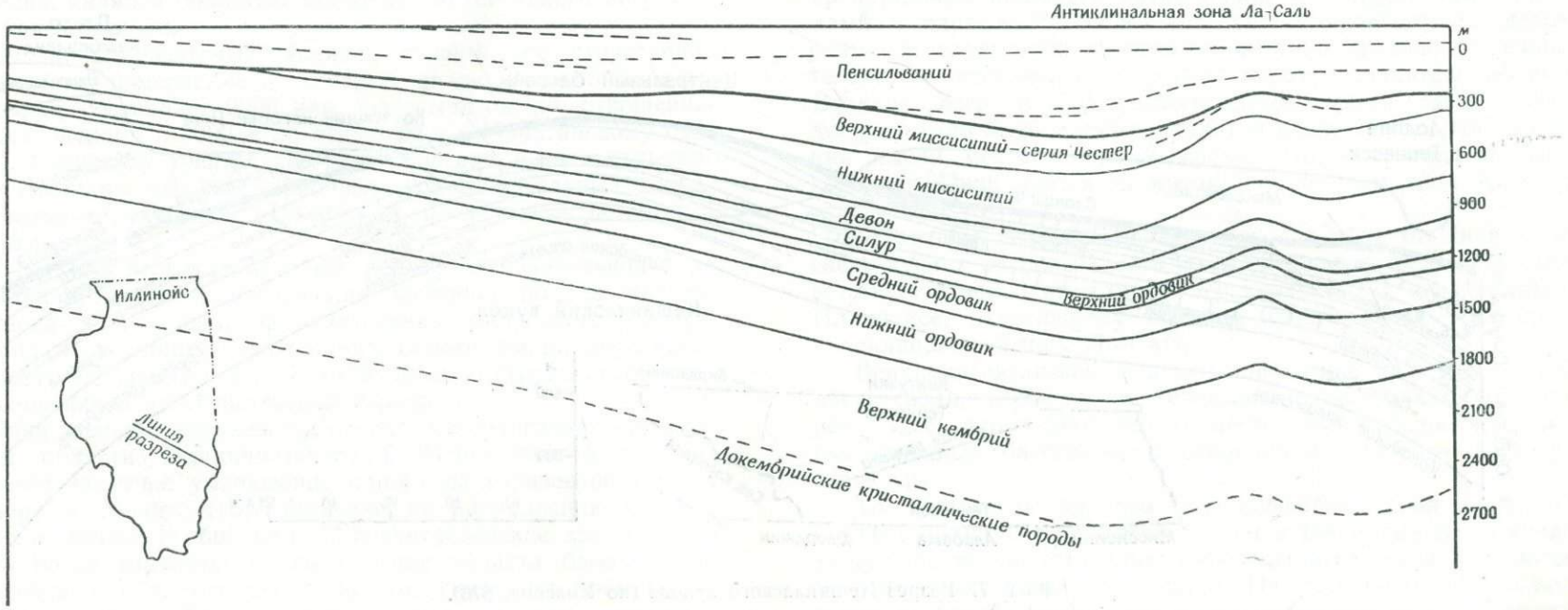
Детальные структурные карты показывают много местных осложнений в пределах Нешвиллского купола. В северо-западной части Вильсоном и Борном (*682*) отмечен значительный выступ, и во многих других местах прослеживаются оси складок.

На структурной карте ордовикской формации Пенсил-Кейв показан небольшой выступ, подобный структуре, выявленной в сланцах Чаттануга (миссисипского возраста), но при

наложении этих местных структур они нигде не имеют сближенного расположения. Можно предполагать, что часть их образовалась до, а часть после отложения формации Чаттануга.

Цинциннатский купол. Цинциннатский купол во многом сходен с Нешвиллским и отделен от него узкой структурной седловиной. Некоторые авторы описывали эти два купола совместно под именем Цинциннатского свода с Джессаминским куполом в центре северной части этой структуры, частью которого является Нешвиллский купол. Цинциннатский купол на севере разделяется на две ветви, одна из которых протягивается на западо-северо-запад, а другая — на северо-северо-восток, и эти ветви, соответственно, называются сводами Канкаки и Финдлей.

Нижнепалеозойская история Цинциннатского купола, вероятно, во многом сходна с историей Нешвиллского купола, но первое поднятие, отмеченное развитием эрозионной деятельности, несколько опередило первое поднятие Нешвиллского купола. Макфарлан (*401*) показал, что среднедевонские известняки формации Бойл перекрывают все более древние формации по направлению к центральной части купола, где они залегают на ордовикских отложениях (формации Ричмонд и Майсвилл). Нижнемиссисипские сланцы (сланцы Огайо, вероятно, соответствующие формации Чаттануга) в нескольких местах «срезают» известняки формации Бойл, чем устанавливается местное развитие позднедевонских движений.

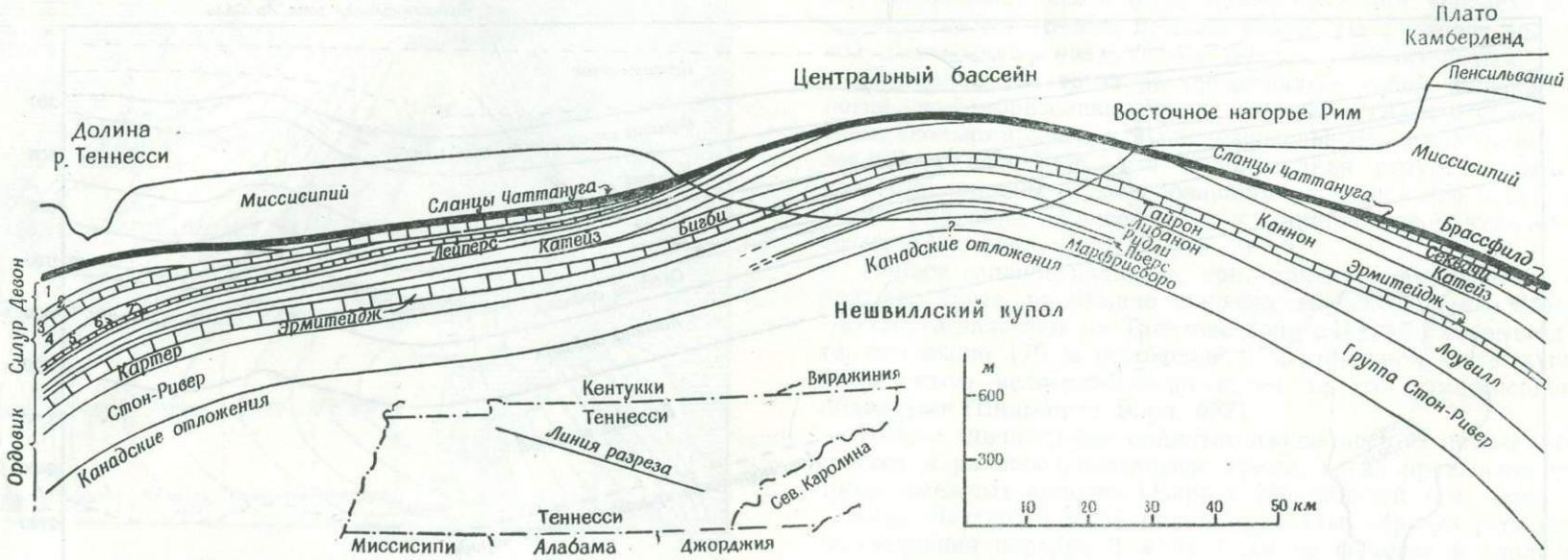


Фиг. 6. Разрез через антиклинальную зону Ла-Саль.

Контакт пенсильванских и миссисипских отложений представляет одно из значительных несогласий, что можно наблюдать в многочисленных долинах, выполненных отложениями формации Поттсвилл. Послемиссисипские поднятия выражены значительно более широко распространенным несогласием, чем

те, которые имели место при образовании среднедевонских куполов (ср. карту III и V). Считается, что после образования верхнемиссисипских сводов Цинциннатский купол претерпел опускание и на нем отложились пенсильванские слои, распространившиеся на запад от Аппалачского района, так что Аппалачский и Центральный внутренний угольные бассейны были соединены.

здесь не столь точно закартированы, как в Нешвиллском куполе, но, насколько известно, здесь отчетливо выраженные складки северо-западного простирания отсутствуют. Вместо этого по восточной окраине купола описано одно или два поднятия (highs), простирающихся параллельно главной оси. Возможно, что при более тщательном картировании будут выявлены местные структуры северо-западного направления.



Ф и г 7. Разрез Нешвиллского купола (по Уилсону, **676**).

1 — нижний и средний девон; *2* — формация Декатор; *3* — формация Лоувилл; *4* — формации Бич-Ривер, Роб и Дизон; *5* — формации Лего, Валдрон, Лаурель и Осгуд; *6* — формация Брассфилд; *7* — формация Ричмонд.

Некоторые слои конгломератов, огнеупорных глин и известняков прослеживаются через купол (см. карту VI).

Современное распределение пенсильванских отложений определяется развитием в послепенсильванское время других широких пологих сводов. Это показано на тектонической карте VIII и отражено на карте X.

Купол пересечен сбросами, которые в дальнейшем будут описаны как часть крупной сбросовой зоны, протягивающейся через несколько штатов. Местные структурные осложнения

Свод Канкаки. Этот свод, выделенный Экблоу (*172*), является северо-западной ветвью Цинциннатского купола и простирается в северо-западном направлении через Индиану и Иллинойс, соединяясь с Висконсинским куполом.

Название Канкаки мы предпочитаем иногда употребляемому для той же структуры названию Вобаш (Экблоу). Наиболее раннее значительное поднятие так же, как и в пределах Висконсинского купола, предшествовало отложению песчаников Сент-Петер.

Песчаники Сент-Петер залегают на кембрийских слоях в Орегоне, Иллинойсе, указывая на то, что при этих ранних движениях имело место поднятие над уровнем моря и уничтожение толщи отложений мощностью 150—200 *м*. Предполагается, что слои кембрия и формация Прери-дю-Шьен (досентпетерская) имели мощность около 1300 *м* как в пределах купола Канкаки, так и бассейна Иллинойс (Лейтон, *354*, и Фолк, *195*); таким образом, в раннеордовикское время свод, очевидно, являлся областью такого же интенсивного погружения, как и бассейн.

По данным нефтяных скважин, современное структурное превышение, измеряемое по кровле горизонта трентонских известняков, составляет 2000 или более метров по отношению к Иллинойскому и 3000 *м* по отношению к Мичиганскому бассейну. Поскольку трентонские слои залегают выше сентпетерских, очевидно, что свод приобрел этот значительный дополнительный структурный рельеф уже после досентпетерского поднятия.

Ясно, что этот структурный рельеф в значительной мере является результатом погружения бассейнов по обе стороны от свода и что лишь незначительная часть этого рельефа создана восходящими движениями самого свода, обусловившими его эрозию (см. фиг. 3, отражающую структурные взаимоотношения в досентпетерский период).

Единственным отражением средне- и верхнедевонских поднятий области Цинциннатского и Нешвиллского куполов является заметное уменьшение одного из горизонтов группы Траверс в Мичиганском бассейне по направлению к своду (Кохи, личное сообщение). В позднедевонское время имело место более значительное погружение области бассейна по сравнению с областью свода, на что указывает упомянутый горизонт группы Траверс. Перед этим бассейн претерпел быстрое опускание, и в течение силура и части девона (до отложения группы Траверс) отложились мощные толщи эвапоритов. Этим мощным слоям каменной соли, гипса, известняков и доломитов в Иллинойском бассейне отвечают менее мощные неэвапоритовые серии, следовательно, рельеф свода на юго-западе был не столь значителен, как на северо-востоке.

Раннемиссисипское море, повидимому, распространялось на площадь свода, хотя нижнемиссисипские слои здесь в настоящее время отсутствуют. Этот вывод может быть сделан на том основании, что развитые здесь слои не обнаруживают особенностей, характерных для слоев, перекрывающих область суши. Верхнемиссисипские (честерские) слои Иллинойса в Мичиганском бассейне и где-либо севернее свода Канкаки отсутствуют; таким образом, повидимому, в позднемиссисипское время свод и область к северо-востоку от него были или слабо приподняты, или претерпели погружение с отложением покрова верхнемиссисипских осадков, а затем были приподняты с размывом отложившегося покрова. Современная структура представляет широкую антиклиналь с силурийскими породами в ядре и с последовательно сменяющимися девонскими и миссисипскими отложениями на крыльях. Следовательно, в дополнение к региональному поднятию области Великих озер в позднемиссисипское время здесь также должно было быть местное поднятие вдоль свода. Эти движения имели место в то же время, что и описанные выше поднятия Цинциннатского купола, с которым свод Канкаки сливается.

Отложение пенсильванских осадков в области Цинциннатского купола на поверхности со значительным рельефом соответствует широко известному пенсильванскому перекрытию в Иллинойсе, охватившему область южнее свода Канкаки и антиклинальный пояс Ла-Саль.

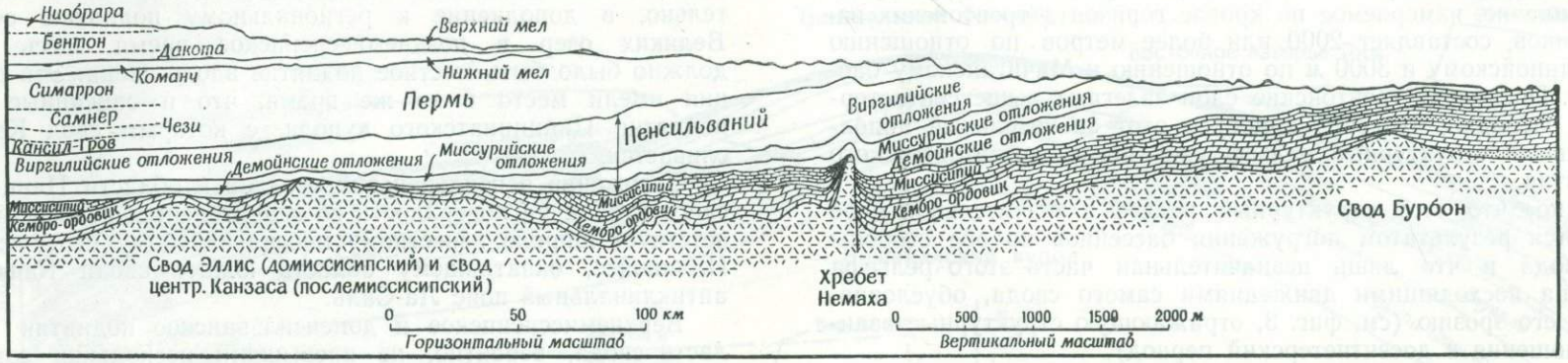
Верхнемиссисипское и допенсильванское поднятия в области свода, вероятно, не превышали нескольких сот метров. Здесь опять-таки имело место значительное погружение смежных бассейнов, в основном и создавшее сводовую структуру.

То обстоятельство, что пенсильванские слои были несколько приподняты и затем смыты с Цинциннатского свода, указывает на постпенсильванское поднятие, хотя и пологое, но охватившее широкую площадь. Из этого явствует, что поднятие распространялось на север, охватывая купол Канкаки, Висконсинский купол, Мичиганский бассейн и южную часть Канадского щита.

Таким образом, структурный рельеф свода Канкаки не столько был обусловлен фактическим поднятием, сколько главным образом более интенсивным погружением прилегающих к нему бассейнов. В раннеордовикское время он был приподнят над уровнем моря и на одном участке был эродирован на 200 *м*. В позднемиссисипское время он вновь был приподнят над уровнем моря и, наконец, в позднепенсильванское время был вовлечен в региональное поднятие области Великих озер.

Впадина, пересекающая свод между Перу и Логанспортом, называется впадиной Логанспорт. Другие мелкие усложнения свода создали нефтеносные структуры данного района.

Свод Финдлей. Свод Финдлей представляет правую ветвь Цинциннатского купола и проходит на северо-северо-восток в провинцию Онтарио, а потом к Канадскому щиту (карта V). По размерам и рельефу он сходен со сводом Канкаки и начиная с раннеордовикского поднятия имеет сходную с ним историю развития (Кохи, личное сообщение). На площади свода накопления мощной толщи досентпетерских осадков



Фиг. 8. Поперечный разрез свода центрального Канзаса, хребта Немаха и свода Бурбон (по Бетти Келлет).

не происходило, и с самого начала кембрия он мог фактически представлять невысокий гребень докембрийских пород (Кохи, личное сообщение).

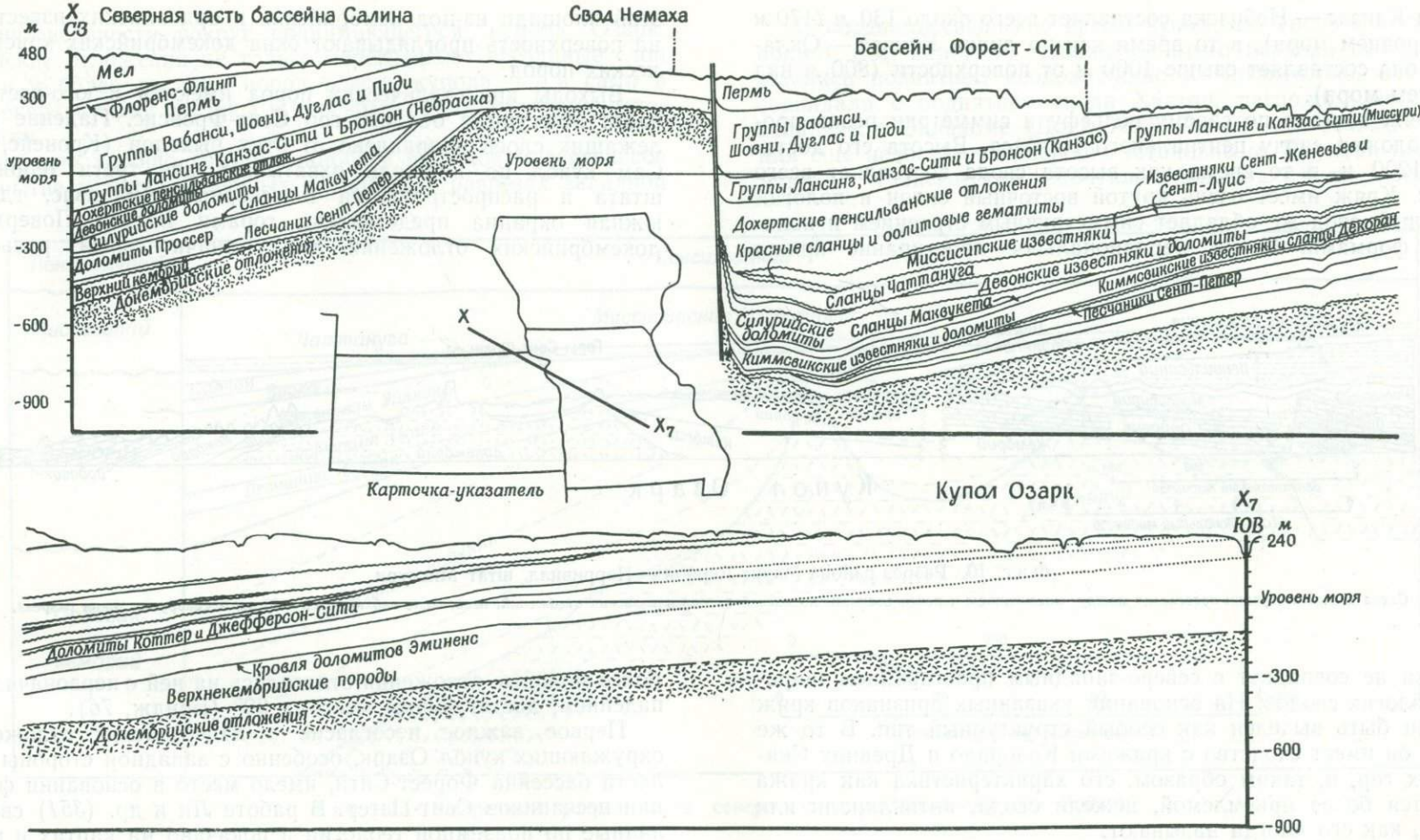
Поднятие свода Финдлей было локализованным и имело несколько большую амплитуду, чем поднятие свода Канкаки (Кохи, личное сообщение).

Фиг. 3 показывает основание формации Блек-Ривер и постепенное перекрытие ею по направлению к северу докембрийских кристаллических пород в юго-восточной части провинции Онтарио.

Для описываемого свода и для отдельных его частей употреблялись названия: ось Лима, свод Сандаски (Финни, *468*), альгонгкская ось (Кэй, *292*), ось Катаракт; Экблоу (*172*) и другие предпочитают называть его сводом Финдлей. Погружение оси свода близ Чатама, оконтуренное Кохи (личное сообщение), отражает приблизительно те же движения, которые имели место в области свода. Эта поперечная структура носит название впадины (sag) Чатам.

Своды центрального Канзаса. На карте VII показано наложение одного сводового поднятия на другое в центральном Канзасе, причем оси этих поднятий имеют несколько различные направления. В конце девона образовался широкий свод, для которого мы сохранили название свода Эллис (Мур и Джевитт, *433*) и который был эродирован так, что в ядре оказались вскрыты нижнеордовикские арбукльские известняки. Затем в область свода Эллис распространилось миссисипское море, вероятно, покрывшее его. Послемиссисипское поднятие в области, расположенной несколько севернее и в более узкой зоне, выразилось в размыве миссисипских отложений и вскрытии отложений в пределах свода Эллис. Это новое поднятие называется сводом центрального Канзаса. Однако местные складки, развившиеся параллельно главной оси свода Эллис, простираются наискось через ядро свода центрального Канзаса (фиг. 8 и фиг. 120). Свод Эллис продолжается на восток через Чотокуа по направлению к куполу Озарк. Это соединение существовало только в конце девона.

Хребет (кряж) Немаха. Весьма резкое поднятие, ныне погребенное, хребет Немаха, простирается на юго-юго-запад от Омахи через юго-восточную часть Небраски и через Канзас в северную Оклахому (см. фиг. 8 и 120 и карту VI). Оно приобрело гористый рельеф в течение пенсильванского времени, так как миссисипские слои на его склонах опрокинуты и срезаны.



Ф и г. 9. Поперечный разрез хребта Немаха и бассейна Форест-Сити (по Уоллесу Ли).

Поднятие и размыв были достаточно значительны, и в ядре структуры до ее погружения обнажились докембрийские кристаллические породы (фиг. 9). Структурный рельеф в центральной части кряжа составляет 1200 *м*, а по восточной окраине он настолько пологий и сглаженный, что здесь отчетливо выражены сбросово-блоковые движения (Ли и др., *351*).

Кряж был эродирован настолько быстро, что пенсильванские слои, частично образованные осадками, смытыми с самого кряжа, отлагались на его окраинах и вместе с обильным экзотическим материалом, частично, возможно, поступившим с раннего поднятия Уачита, в конце концов погребли кряж. Современная глубина залегания «гранитного» основания по

линии Канзас — Небраска составляет всего около 130 *м* (170 *м* над уровнем моря), в то время как по линии Канзас — Оклахома она составляет свыше 1000 *м* от поверхности (800 *м* над уровнем моря).

Кряж Немаха по своему рельефу и симметрии резко противоположен своду центрального Канзаса. Высота его достигает 1200 *м*, в то время как высота свода составляет всего 500 *м*. Кряж имеет очень крутой восточный склон и пологий западный, свод же обладает симметричным строением и пологими формами. Почти меридиональное простирание кряжа

Фиг. 10. Разрез района Маунт-Вернон — Перривилл, штат Миссури.

Слева для иллюстрации несогласия между миссисипием и пенсильванием показан блок пенсильванских отложений; несогласие наблюдается в 80 *км* к северу от линии разреза.

Немаха не совпадает с северо-западным простиранием широких пологих сводов. На основании указанных признаков кряж должен быть выделен как особый структурный тип. В то же время он имеет сходство с кряжами Колорадо и Древних Скалистых гор, и, таким образом, его характеристика как кряжа является более приемлемой, нежели свода, антиклинали или гряды, как его иногда называют.

Свод Бурбон. Несколько севернее области развития свода Чотокуа позднее, в нижнепенсильванское время, образовалось более узкое поднятие, которое являлось, повидимому, мелководной платформой, расположенной между бассейном Форест Сити на севере и бассейном Чероки на юге (Мур и Джевитт, *433*) (см. фиг. 8).

Купол Озарк. В настоящее время купол Озарк представляет широкую, почти округлую площадь выходов кембрийских и ордовикских известняков, окруженную склонами, сложенными миссисипскими известняками. В восточной части этой площади из-под кембрийских и ордовикских известняков на поверхность проглядывают окна докембрийских кристаллических пород.

Выходы кристаллических пород имеются в юго-восточной части Миссури в области гор Сент-Френсис. Падение вышележащих слоев направлено от этих выходов (Кронейс, *135*). Сам купол по площади охватывает две трети территории штата и распространяется в северный Арканзас, где его южная окраина представлена горами Бостон. Поверхность докембрийских отложений имела значительный рельеф, и более молодые отложения отлагались на ней с первоначальным падением, достигающим местами 30° (Бридж, *76*).

Первое важное несогласие в палеозойских отложениях, окружающих купол Озарк, особенно с западной стороны в области бассейна Форест-Сити, имело место в основании формации песчаников Сент-Петер. В работе Ли и др. (*351*) сведены данные по подземной геологии и показано на картах и разрезах, что опускание в области Озарк произошло в досентпетерское время, тогда как в юго-восточной Небраске и северо-восточном Канзасе имело место поднятие (свод Небраска). Структурное превышение между бассейном и поднятием достигало 700 *м*.

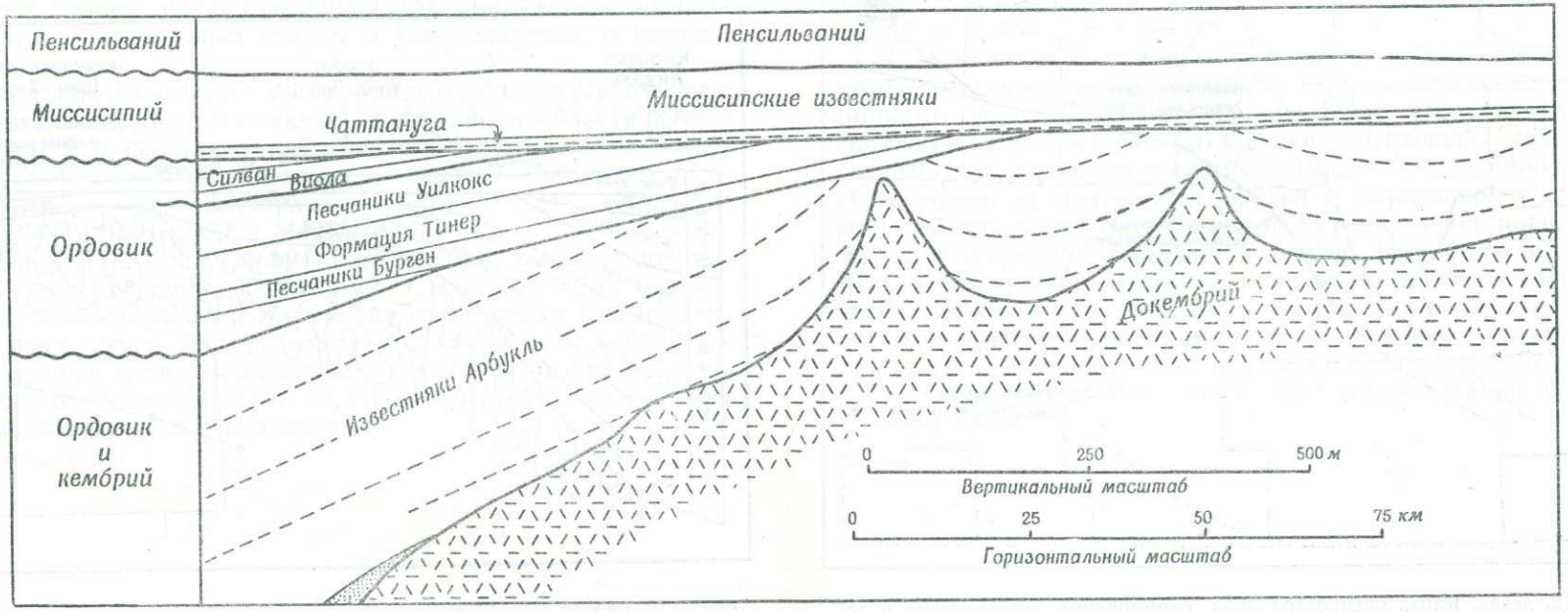
Начиная с сентпетерского времени движения земной коры приобрели диаметрально-противоположный характер, и в области бассейна Озарк началось поднятие, в то время как свод Небраска начал опускаться. В конце силура имело место широкое развитие эрозионной деятельности, достигшей наиболь-

шей интенсивности вокруг поднимающегося купола Озарк. Девонские отложения не только перекрывают срезанные слои силура и более древних пород вокруг купола, но и сами в свою очередь были срезаны и перекрыты миссисипскими отложениями.

Особенно хорошо изучено наиболее широкое миссисипское перекрытие в многочисленных прекрасных разрезах западной части купола (см. карту IV, фиг. 10 и 11). Наличие описанного несогласия указывает, что в позднедевонское время купол был снова приподнят и подвергся значительному размыву. Домиссисипские геологические карты этой области (Мур и Джевитт, *433*; Радзер, *694*; Ли и др., *351*), а также распределение пород на поверхности указывают, что своды Эллис и Чотокуа и купол Озарк слагали единый широкий свод, отходивший от трансконтинентального свода под прямым углом и поворачивавшийся на восток в южную часть штата Миссури.

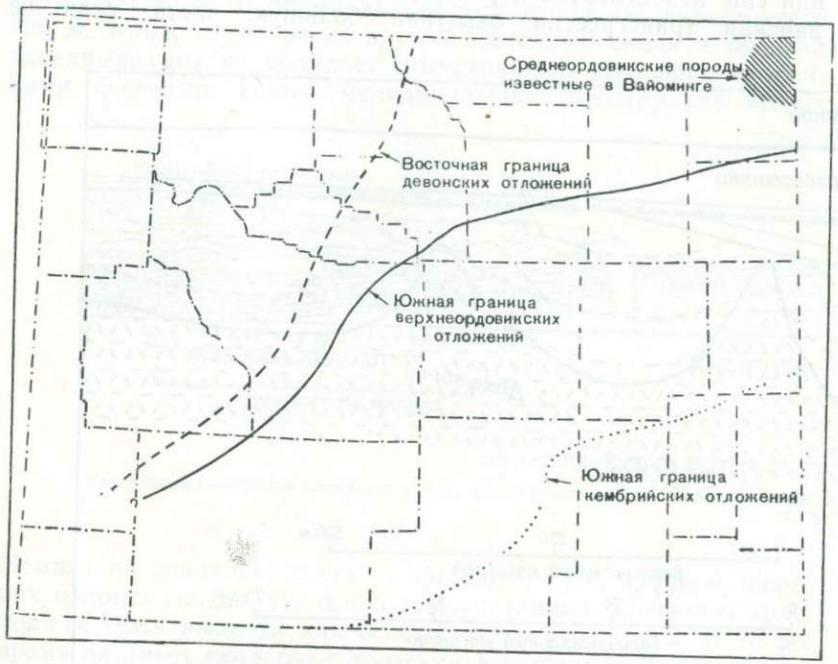
В позднемиссисипское время купол был снова слегка приподнят (см. карту V). Движения этого периода не сопровождались поднятием сводов Эллис и Чотокуа, но, очевидно, совпадали с поднятием свода Хантон, расположенного юго-западнее, в Оклахоме (Дотт, *162*). Однако эти взаимоотношения еще недостаточно хорошо установлены. Крупная пенсильванская трансгрессия охватила большую часть, если не всю поверхность купола, и в течение пенсильванского и пермского времени поднятие не возобновлялось. Девонское и миссисипское поднятия привели к смятию купола в пологие узкие складки, простирающиеся в северо-западном направлении.

Южнее купола Озарк и севернее сложноскладчатой и разбитой надвигами области гор Уачита расположена Арканзасская долина (Арканзас-Велли), которая представляет собой не только долину, но и структурный бассейн и будет описана в главе 13.



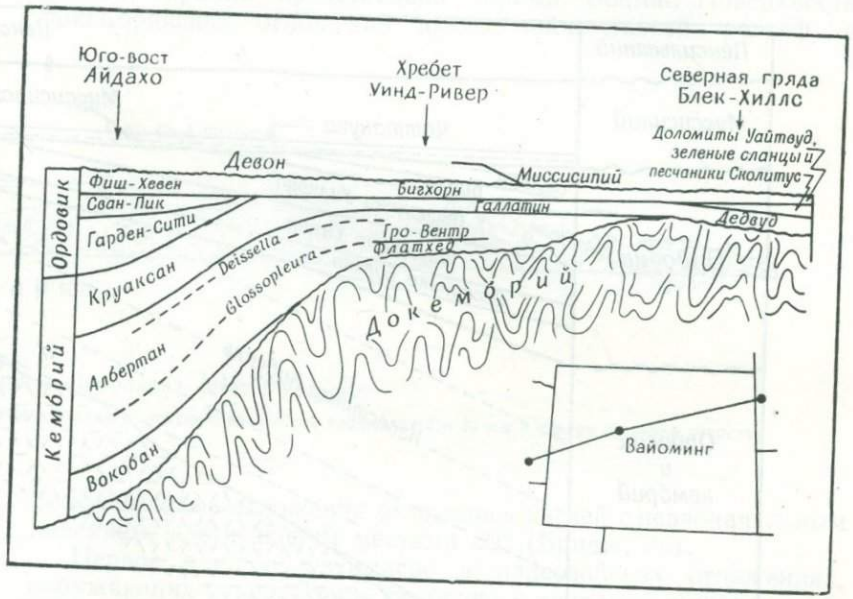
Фиг. 11. Поперечный разрез через северо-восточную Оклахому (по Уайту).

Свод Кембридж. Вдоль линии, проходящей через Небраску в северо-западном направлении, было пробурено шесть скважин (Баллард, *33*), причем все они достигли «гранитного» основания. Карта изопахит, составленная Баллардом вдоль этой линии скважин, позволяет предположить, что свод



Фиг. 12, левая. Карта распространения кембрийских, ордовикских и девонских отложений в Вайоминге (по Томасу, **601**).

центрального Канзаса, хорошо известный по данным многочисленных скважин, продолжается на северо-запад в область Блек-Хиллс и в действительности проходит далее за пределы этой области к юго-восточному углу штата Монтана. Этот свод в пределах штата Небраска известен как свод Кембридж (карта IV). Однако геологические контакты, установленные на основании как поверхностных, так и подземных данных, не дают возможности установить наличие свода, так как последний расположен главным образом в пределах площади развития докембрийских пород более крупного трансконтинентального свода (карты III и IV). Северо-восточнее области сводов Кембридж и центрального Канзаса ни одна скважина не была добурена до докембрия и таким образом границы допенсильванских формаций вдоль трансконтинентального свода в дальнейшем могут претерпеть значительные изменения.



Фиг. 12, правая. Стратиграфическая диаграмма соотношений кембрийских и ордовикских отложений в районе между юго-восточным Айдахо и северным склоном хребта Блек-Хиллс (по Томасу, **601**).

Западные шельфы

Шельф Юта—Вайоминга. Западные шельфы располагаются между трансконтинентальным сводом и Канадским щитом на юго-востоке и востоке и великой Кордильерской геосинклиналью на западе. В течение палеозоя они несколько раз являлись областью широко распространенных мелководных морей, но только в центральной части штата Монтана погружение земной коры в один из этих периодов достигало более 300 *м*. Этот бассейн Биг-Сноу уже описан на стр. 33 (см. карту V).

Он разделял площадь западного шельфа на две части — южную (Юта—Вайоминг) и северную (Альберта).

В области шельфа Юта-Вайоминга сохранился тонкий покров кембрийских, ордовикских, девонских, миссисипских, пенсильванских и пермских отложений. Влияние поднятий Древних Скалистых гор и других областей суши на области осадконакопления в течение каменноугольного времени показано на картах VI и VIII и фиг. 15. Фиг. 12 представляет разрез, иллюстрирующий взаимоотношение шельфа с трансконтинентальным сводом и Кордильерской геосинклиналью.

Формации шельфа Юта—Вайоминг в области Вайоминга и Монтаны несколько отличаются от формации области Юта—Аризона. Эти формации являлись объектом многочисленных стратиграфических исследований, поскольку они имеют важное значение как вместилища нефти и газа (Ли, *352*; Нобле, *447*; Бейкер, *23* и Макки, *405*).

Шельф Альберта. Южная часть шельфа Альберта покрыта только кембрийскими, девонскими и миссисипскими отложениями, обнажающимися на холмах предгорий и в канадских Скалистых горах. За пределами этой области к западу известны лишь очень незначительные участки развития палеозойских, особенно кембрийских, образований под отложениями равнин Альберты и Саскачевана.

Силурийские и ордовикские отложения в южной Альберте отсутствуют. Шухерт установил, что моря этих периодов распространялись от Юкона через северо-восточный угол Британской Колумбии и северную часть Альберты. Общая мощность палеозойских отложений на шельфе составляет около 1000 *м* (Мур, *432*).

О несогласиях низов девона имеются весьма скудные данные. Миссисипские отложения отсутствуют в Эдмонтоне (Альберта), где нижний мел залегает непосредственно на девоне (Линк, *359, 360*).

В Монтане и Вайоминге существует широко распространенное несогласие между нижне- и верхнемиссисипскими формациями, но оно не имеет тектонического значения. Это несогласие свидетельствует, что на широкой площади море было осушено и медисонские известняки (нижне- и среднемиссисипского возраста) подверглись эрозии с образованием древней коры выветривания. Затем произошло наступление моря, отложившего формации Биг-Сноу и Бразер (см. карту V). Наибольшее несогласие представляет эрозионная поверхность миссисипских и более древних пород, на которые налегают юрские отложения. На севере юра залегает на нижнемиссисипских отложениях, а на западе — на девонских. Таким образом, в постмиссисипское время имели место слабые деформации и последующая эрозия.

5

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ КОРДИЛЬЕРСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Введением в употребление термина «Кордильерская геосинклиналь» мы больше всего обязаны Шухерту. Он также применял термин «геосинклиналь Скалистых гор», включая в эту структуру отложения, распространенные в западной трети континента, от Дакоты до Калифорнии. В мезозое его «Кордильерская внутригорная геоантиклиналь» разделила широкие и неправильные бассейны на две «геосинклинали» — западную и восточную. Он уделяет основное внимание изменениям береговой линии морских бассейнов, в то время как на страницах данной книги особое внимание будет уделено описанию областей максимального прогибания и отложившихся в них осадков.

В палеозойское время Кордильерская геосинклиналь в основном состояла из двух основных прогибов (troughs) — западного, называемого здесь Тихоокеанским, и восточного, именуемого прогибом Скалистых гор (фиг. 13 и 14).

Срединная область также являлась областью обильного осадконакопления, но о ней очень мало известно, особенно в Канаде. Сдвоенное строение геосинклинали отмечалось Кэем (*292, 293, 294*) и Штилле (*571*). Нижеследующее сводное описание осадков, отложившихся в этих прогибах, отражает их распределение, установленное указанными авторами.

Западный прогиб, повидимому, претерпел более значительное опускание, чем восточный, и здесь отложились более мощные осадки, но в обоих прогибах осадконакопление происходило в геосинклинальных масштабах. Наиболее значительное различие между ними заключается в характере осадков. В Тихоокеанском прогибе преобладает вулканический материал и грауваккковые отложения, в то время как прогиб Скалистых гор был выполнен песчаниками, глинистыми сланцами и известняками.

Вулканический материал в Тихоокеанском прогибе представлен туфами, лавами, вулканическими конгломератами и различными пирокластическими образованиями.

Вулканический и грауваккковый материал присутствует в отложениях всех стратиграфических систем от ордовика и более древних до мела. Пермское время являлось временем особенно интенсивного вулканизма, и вулканические образования этого периода прослежены от Калифорнии и западной Невады до Аляски (Уилер, *662*). В хребте Гумбольдта северо-западной Невады установлена толща мощностью свыше 3000 *м* преимущественно вулканических пермских отложений.

Другой характерной особенностью отложений Тихоокеанского прогиба является их метаморфизм. Мощные толщи превращены в филлиты, метаморфические сланцы, аргиллиты, кварцевые, хлоритовые, роговообманковые и известковистые сланцы, роговообманковые гнейсы, перекристаллизованные кремнистые сланцы, мраморы, метаконгломераты, метаандезиты и различные метаморфизованные пирокласты. Третьей характерной особенностью является присутствие крупных интрузивных тел более позднего возраста и метаморфизм осадков вблизи этих интрузий.

Отложения прогиба Скалистых гор не метаморфизованы. Многие песчаники имеют кремнистый цемент и именуются кварцитами, однако проявления динамического метаморфизма в палеозое, мезозое и в третичное время были незначительны.

ПРОГИБ СКАЛИСТЫХ ГОР

Додевонские бассейны

Прогиб Скалистых гор фиксируется по разрезам кембрия. В одном из районов южной Невады и в Калифорнии мощность нижне-, средне- и верхнекембрийских отложений оценивается в 6000 *м*. Мощность постепенно уменьшается по направлению к северу через штат Юта к северному Айдахо в связи с тем, что три отдела кембрия последовательно перекрывают друг

друга. В северной части Айдахо и в южной части Британской Колумбии, повидимому, имело место поднятие, отделившее южный кембрийский прогиб от северного.

Шухерт (*525*) называл это поднятие островом Монтана, а Дейс—Монтанией; в настоящее время оно представляет область выходов формации Белт протерозойского возраста. Однако Кэй не признает существования этого поднятия (Кэй, личное сообщение).

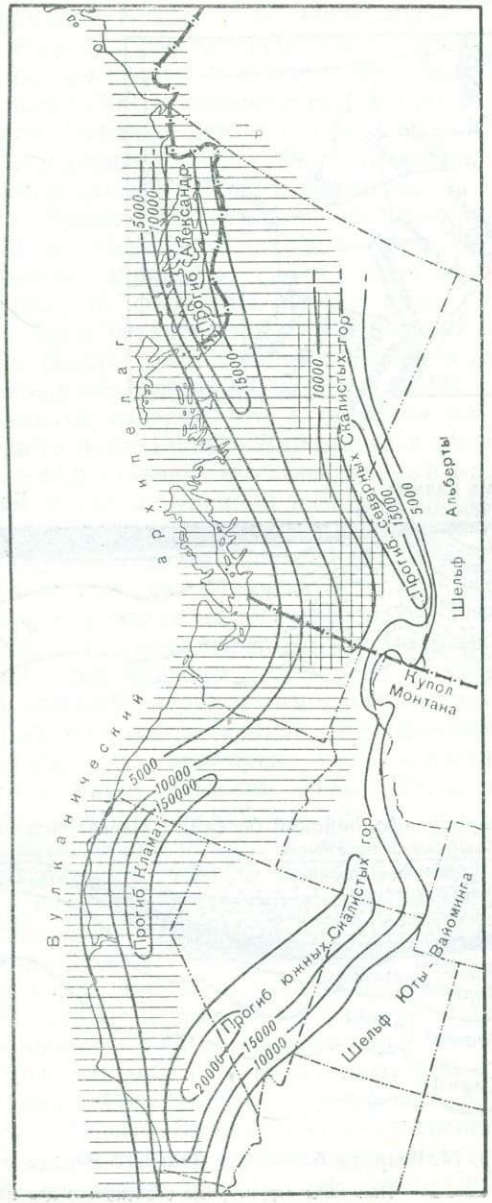
Севернее предполагаемого поднятия образовался второй глубокий прогиб, в котором также отложились толщи, относящиеся к трем отделам кембрия. Общая мощность кембрийских осадков здесь около 6000 *м*.

В этих толщах Уолкотт провел свое известное исследование кембрийской фауны. Из этих слоев были вырезаны высокие и живописные Канадские Скалистые горы области Банф и Джаспер.

Ордовикские слои имеют весьма значительную мощность как в южной части прогиба (1700 *м*), так и в северной (800 *м*), но силурийские отложения распространены только в южной части.

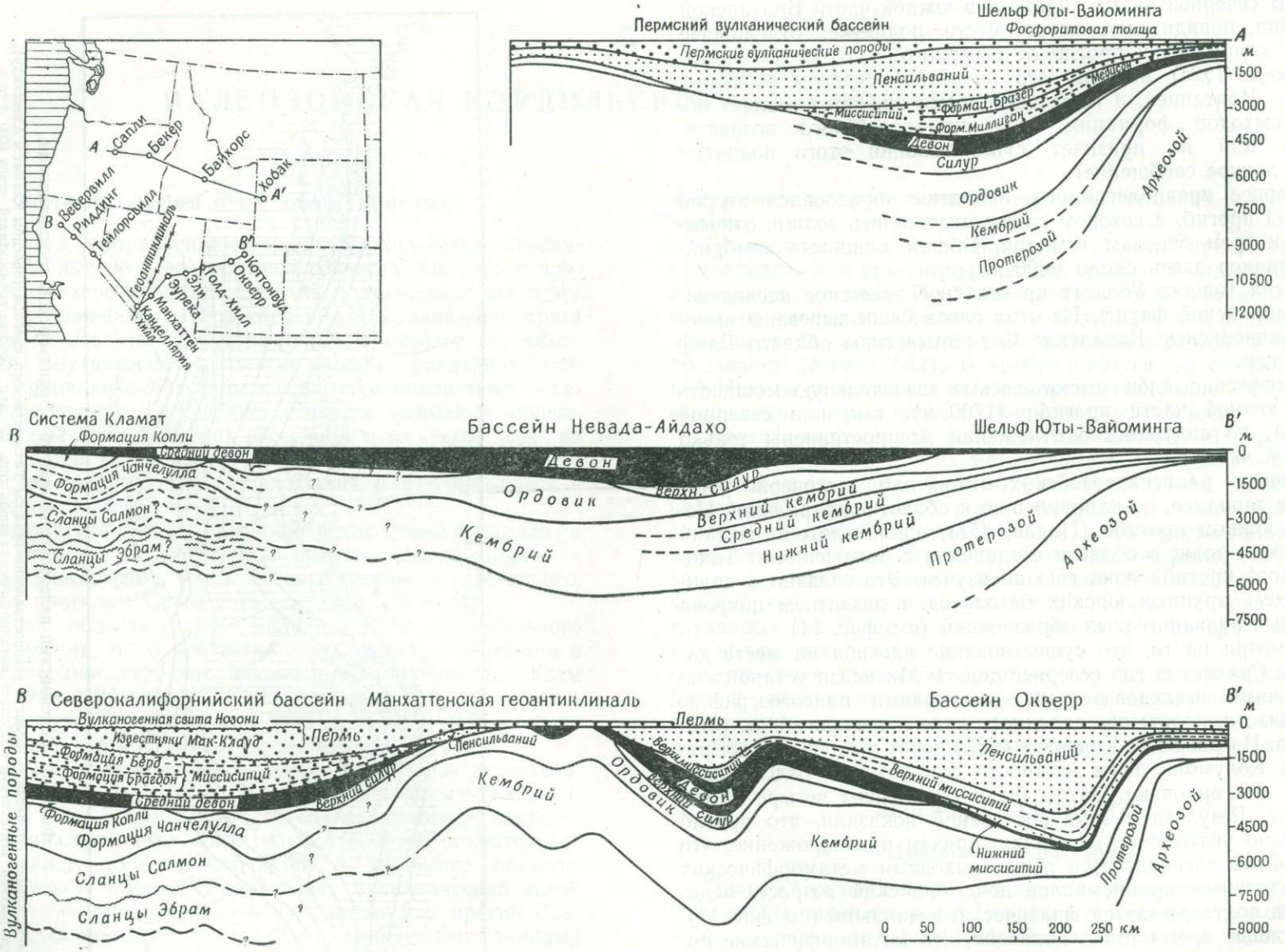
Развитие раннепалеозойских отложений достоверно установлено западнее, по направлению к области центральной Невады в южном прогибе (Нолан, *451*), однако литологический состав этих толщ в области соединения с отложениями Тихоокеанского прогиба пока еще не изучен. Это связано с наличием здесь крупных юрских батолитов и развитием покрова третичных вулканогенных образований (см. фиг. 14).

Несмотря на то, что существование прогиба на месте канадских Скалистых гор севернее дельты Маккензи установлено несколькими исследователями, изучавшими палеогеографию этой области, положение западного края этого прогиба не установлено. На разрезах Уолкотта *(687)* через южную часть Британской Колумбии даны мощности для каждого отдела кембрия и для ордовика. Затем были составлены четыре карты изопахит. Результаты этих построений показали, что прогиб постепенно углубляется к западу, причем предположение, что ось прогиба располагается перед выходами метаморфических пород, которым приписывался докембрийский возраст, недостаточно подтверждается фактическими данными (см. фиг. 13). В настоящее время точно доказано, что метаморфические породы, которые развиты близ Тихоокеанского прогиба, имеют не только докембрийский, но и палеозойский возраст, и, таким образом, представляется вероятным, что осадконакопление



Фиг. 13. Додевонский палеозойский прогиб Кордильерской геосинклинали.

Горизонтальная штриховка — область распространения осадков Тихоокеанского прогиба (прогибы Кламат и Александр); перекрестная штриховка — области метаморфических пород типа Шусвап. Сечение горизонталей через 5000 футов.



Фиг. 14. Разрезы бассейнов Дальнего Запада конца девона и конца перми (разрез $B — B'$ по Нолану, **449**, **451**, и Хиндсу **256**).

Показаны структурные особенности девонских, миссисипских и пенсильванских пород и опущены литологические данные.

происходило на всей площади, распространяясь от северной части Скалистых гор к западу, в область Тихоокеанского прогиба. Прогибы могли быть отделены друг от друга легким вздутием, и это вздутие, если оно существовало, должно рассматриваться как линейно вытянутый участок земной коры, который не претерпел столь быстрого опускания, как прилегающие к нему области прогибов.

Далее к северу вдоль реки Маккензи в пределах Северо-западных территорий мощность додевонских палеозойских отложений колеблется от 1200 до 1500 *м* (Стюарт, *569*), причем они имеют преимущественно силурийский и ордовикский возраст. Частично они представлены толщами эвапоритов. Об их распространении настолько мало известно, что не было сделано никаких попыток продолжить в этот район изопахиты северной части прогиба Скалистых гор.

Девонский бассейн

Несмотря на то, что девонские отложения установлены почти повсеместно к западу от Трансконтинентального свода, мощность их лишь в западной части области главных Скалистых гор превышает 300 *м* (см. карту III). В хребте Робертс (Невада) Мерриан описал девонские слои мощностью 1500 *м*, а вблизи Эврики им установлена для этих отложений мощность 1300—1700 *м*. Они представлены главным образом песчаниками и доломитами; найденные в них окаменелости дают очень полный разрез. Широкий прогиб, в котором эти отложения накапливались, погружался в течение большей части девонского периода.

Другой весьма глубокий девонский бассейн известен далее к северу в районе Норман Уэлс на реке Маккензи в пределах Северо-западных территорий (Стюарт, *569*).

Максимальная мощность, указываемая для средне- и верхнедевонских отложений, — 1200 *м*, но, поскольку эти отложения прослеживаются на поверхности на обширной площади к северу по направлению к дельте Маккензи, а южнее перекрыты меловыми образованиями, очевидно, что их первичные мощности превышали мощность Невадского бассейна.

Миссисипский бассейн

Нижнемиссисипский бассейн, в котором отлагались мединсонские известняки и эквивалентные им слои, несколько отличается от верхнемиссисипского бассейна, в котором отложились формация Бразер и ее эквиваленты. Таким образом, движения земной коры миссисипского времени должны быть разделены на две стадии (см. карту V). Медисонский бассейн глубиной свыше 300 *м* ограничивается прогибом, охватывающим южную Неваду, центральную часть Юты, восточный Айдахо и центральную Монтану. Наибольшие мощности отложения наблюдаются в хребте Биверхед, на границе Айдахо и Монтаны (Купш, *335*), где они достигают 1700 *м*.

Близ Пиоче (Невада) Вестгейт и Кнопф (*657*) установили тысячеметровую мощность слоев, слагающих известняки Бристоль-Пасс и формацию Пирс-Спринг. В районе Три-Форкс (Монтана) установлено, что отложения эти имеют мощность 600 *м* (Берри, *54*), а далее к северу в районе планшета Сейпо их мощность равна 330 *м* (Дейс, *149*).

Дж. Вильямс считает, что в северной части Колорадо и в южной части центрального Вайоминга в миссисипское время должен был существовать континентальный массив, с которого поступал материал, слагающий толщи песчаников и различные красноцветные отложения. В Калифорнии, в районе Долины смерти, мощность нижнемиссисипских слоев, повидимому, превышает 700 *м*. Это свидетельствует о том, что Медисонский прогиб распространялся на юг через район Пиоче, где нижнемиссисипские отложения известны на площади южной Невады и северо-западной Аризоны.

Весьма мощный разрез метаморфизованных сланцев и песчаников наблюдается в южной Калифорнии юго-восточнее Лос-Анжелоса, где некоторые слои известняков содержат миссисипскую фауну (Ларсен, *344*). Часть этих отложений может иметь пенсильванский возраст.

В позднемиссисипское время образовался более обширный и глубокий бассейн. Хорошо известен бассейн Брезер северной Юты и юго-восточного Айдахо. Дж. Вильямсом в каньоне Вебер установлена мощность в 580 *м*, а в горах Уэллсвилл — 1030 *м* (горы Вэсеч); Мансфилд (*391*) для юго-восточного Айдахо приводит данные о мощности свыше 370 *м*. Эмплеби и др. (*618*) устанавливают, что в области Макей центрального Айдахо мощность разреза может достигать свыше 2000 *м*. Эти огромные мощности соответствуют 1800 *м* мощности формаций Вудмен и Охр-Маунтин, Голд-Хилла, Юта (Нолан, *451*).

В районе Пиоче (Невада) верхнемиссисипские отложения, повидимому, представлены кварцитами Скотти-Ваш и нижней половиной формации известняков Бейли-Спринг. Мощность этих слоев около 700 *м*.

В районе Сан-Франциско (Юта) известняки формации Топаче, вероятно, имеют верхнемиссисипский возраст, мощность их 500 *м*. Нижнемиссисипские слои здесь отсутствуют.

Мощность нижнемиссисипских слоев Аризоны не превышает 100 *м* (Мак-Ки, *408*). Верхнемиссисипские отложения здесь также маломощны, они развиты в юго-восточном углу области. В горах Мудди (Невада) Лонгвелл оценивает мощность нижнемиссисипских слоев в 200, а верхнемиссисипских — свыше 300 *м*.

В верхнемиссисипское время в центральной части Монтаны и в западной части Северной Дакоты образовался резко выраженный бассейн, в котором отложилась серия Биг-Сноу. Максимальная мощность этих слоев около 500 *м* (Скотт, *532*; Баллард, *33*).

Остается неясным, поступали ли осадки в бассейн Биг-Сноу с возвышенности, располагавшейся на юге или на севере.

Манхаттенская геоантиклиналь

К концу девонского периода, согласно Нолану (*451*), в западной части центральной Невады началось поднятие геоантиклинали приблизительно вдоль линии максимального осадконакопления в нижнем палеозое (см. фиг. 12 и карту V). Это поднятие разделило геосинклиналь на западный и восточный прогибы, и распространение девонских осадков определялось двумя факторами: почти полным смывом нижнедевонских отложений вдоль оси свода и перемещением зоны максимального осадконакопления на восток, в область Эврика (Невада).

Поскольку большинство других важнейших структурных единиц получило собственное наименование, желательно соответствующим образом назвать на тектонических картах и геоантиклиналь центральной Невады. Ось последней проходит приблизительно через горнопромышленный район Манхаттена, где были изучены хорошие разрезы, поэтому представляется целесообразным назвать эту структуру Манхаттенской геоантиклиналью.

Присутствие огромного количества кластического материала в миссисипских отложениях и в нижней части разреза пенсильванских отложений в Калифорнии, а также наличие грубообломочного материала в верхней части пенсильванских отложений Эврика (Невада) указывает на то, что в течение почти всего миссисипского и пенсильванского времени продолжалось поднятие, причем вздымающиеся массивы подвергались эрозии (Нолан, *451*).

Пермское время отмечено прекращением поднятия и развитием процессов выравнивания. Повидимому, имело место незначительное опускание, обусловившее распространение отложений этого периода на всей территории.

Поднятие свода в южной Неваде сопровождалось широкими изгибами; местами в связи с развитием складчатости образовались угловые несогласия (до 30°), как, например, в районе Канделарии (горы Хиллс-Миллер), где подстилающие ордовикские слои срезаются пермскими отложениями. Далее к северу в миссисипское время образовались крупные взбросы.

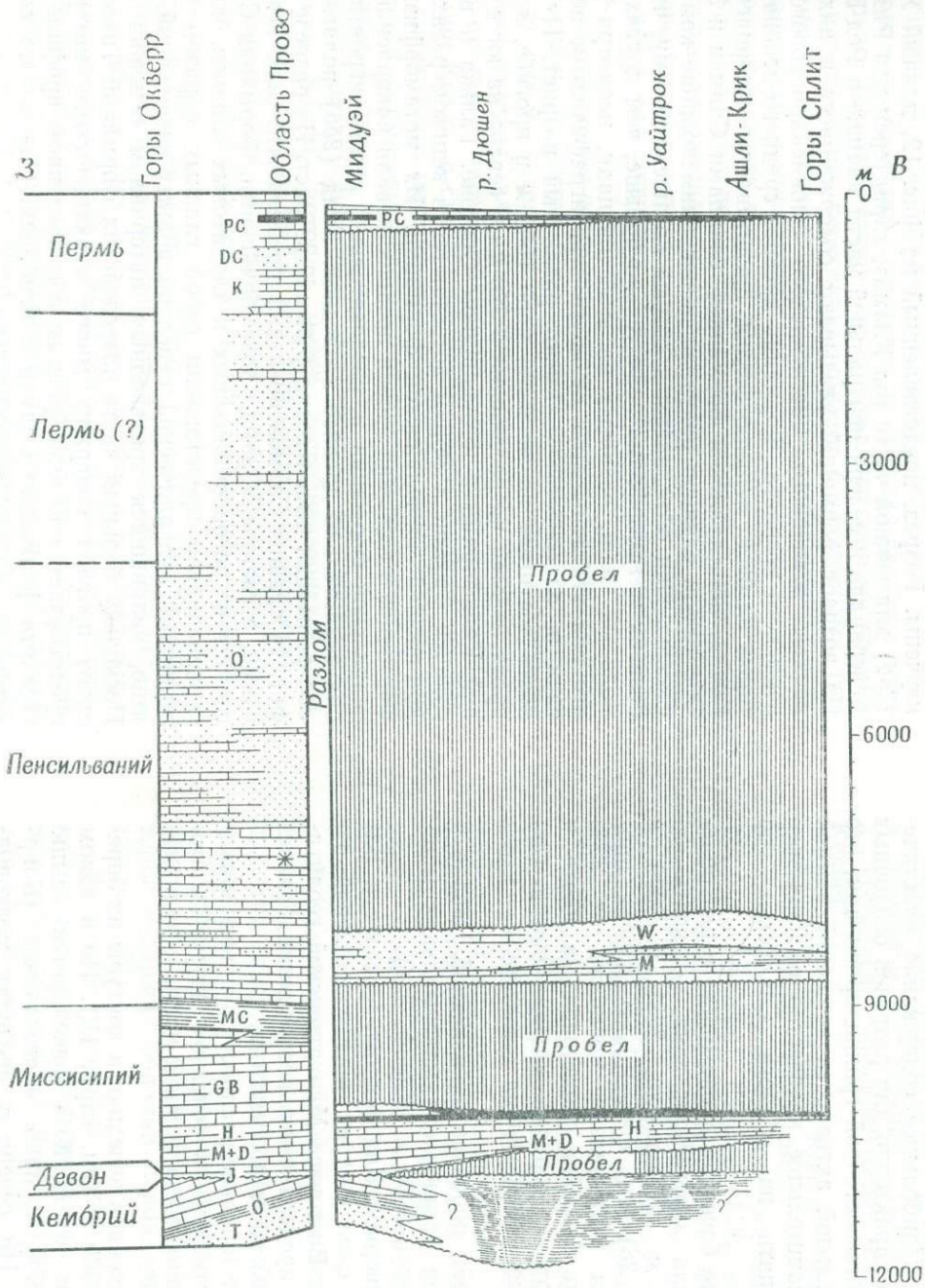
Ось геоантиклинали прослеживается через Нир-Остин (Невада) (Нолан, *451*).

Пенсильванские известняки залегают здесь на глинистых и известковистых сланцах предположительно ордовикского возраста. Южнее ось проходит западнее Иньо-Рейндж, что можно заключить по сходству разреза с разрезом района Эврика и по его отличию от разреза каменноугольных метаморфизованных пород Калаверас Калифорнии. Что происходит с геоантиклиналью дальше к югу — неизвестно. Возможно, она сливается с широкой областью поднятия или орогении. Западнее Иньо-Рейндж эта геоантиклиналь отмечает место наибольшего накопления осадков в докарбоновое время.

Севернее разрез гор Руби (Шарп, *540*) показывает, что ось поднятия располагается западнее в пределах планшета Антлер-Пик и в северной части центральной Невады, где Робертсом (*500*) были установлены крупные взбросы и сложная складчатость, имевшие место в миссисипское и раннепенсильванское время. В районах Байхорса и Вуд-Ривер, в штате Айдахо, мощные разрезы указывают на то, что в этой части бассейн не претерпел деформаций и что, следовательно, при своем возникновении геоантиклиналь протягивалась от Невады на север, западнее упомянутых районов штата Айдахо. Проследить ее далее к северу почти невозможно, потому что огромный мезозойский батолит Айдахо пересекает ее почти под прямым углом.

Пенсильванские и пермские бассейны

Пенсильванские отложения широко распространены в западной части Соединенных Штатов, и местами они достигают значительных мощностей. Согласно Нолану (*451*), эти отложения показывают более резкие изменения мощности на



Фиг. 15. Сравнительная диаграмма стратиграфических разрезов вдоль южного склона гор Уинта и южного участка гор Окверр и Вэсеч (по Бекеру, Хиддлу и Кинни, 28).

PC — формация Парк-Сити
DC — песчаники Даймонд-Крик
K — известняки Киркман
O — формация Окверр
W — формация Вебер
M — формация Морган
M, C — сланцы Маннинг-Каньон
GB — известняки Грейт-Блю
H — формация Хамбург
M+D — известняки Медисон и Дезерт
J — доломиты Джефферсон
O — формация Офир
T — кварциты Тинтик
Звездочкой показаны верхи демойнских отложений.

сравнительно небольших расстояниях, чем это наблюдается для разрезов верхнемиссисипских отложений. Это отличие, наряду с большим количеством кластического материала в слоях и наличием местных несогласий, указывает на значительную подвижность обширной геосинклинальной области в течение пенсильванского времени. Наибольшее содержание кластического материала особенно характерно для разрезов осадочных пород близ восточной и юго-восточной границ провинции, что свидетельствует о значительной активности движений земной коры в этой области. Значительное количество песчанистого материала могло поступать из области Скалистых гор (см. карту VI).

Наибольшее прогибание бассейна происходило в центральной части Юты, где была зарегистрирована мощность отложений порядка 5500 *м* (Джиллюли, *208*) и 8000 *м* (Бекер, Хаддл и Кинни, *28*) (см. фиг. 15). В других прилегающих участках была установлена мощность от 2500 до 3000 *м*. Глубокая часть бассейна оконтурена на карте и названа бассейном Окверр по горному кряжу Окверр, где, повидимому, наблюдается наибольшая мощность отложений.

Другой глубокий бассейн образовался в южной Неваде и в южной Калифорнии, где установлена максимальная мощность пенсильванских слоев в 2600 *м* (Кнопф, *324*).

В западной Неваде, северной Калифорнии, Орегоне и Вашингтоне пенсильванские слои состоят преимущественно из вулканического материала. Восточнее Манхаттенской геоантиклинали эти отложения представлены песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и доломитами.

Пермские осадки имеют широкое распространение в западных Кордильерах и представлены в основном двумя типами разрезов: морскими отложениями восточной части и вулканическими сериями на западе.

Размеры восточных бассейнов невелики и контуры их определяются по изопахите в 300 *м* (см. карту IX). Но в одном районе центральной части штата Юта фиксируется свыше 3000 *м* морских известняков, сланцев и песчаников (Баркер, личное сообщение). На севере в пределах мелководных шельфов, особенно в северной части Юты, восточном Айдахо, западном Вайоминге и в южной части центральной Монтаны отложилось значительное количество кремнистых и фосфоритоносных известняков и сланцев.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПРОГИБ

Горы Кламат

Метаморфизованные додевонские породы гор Кламат плохо изучены. Разрез, представленный на фиг. 12, данный Хиндом (*256*) для южной части гор Кламат, характерен для Риддинга, Вевервилла и севера центральной части планшета Ред-Блафф. На возраст формаций указывают содержащиеся в них ископаемые девонского, миссисипского (нижнекарбонового) или пермского возраста. Формации древнее среднего девона, в которых не было найдено фауны, представлены метаандезитами Копли, чанчелуллской формацией, сланцами Салмон и Эбрам. Обе толщи сланцев получили общее наименование комплекса Сискью. Они объединены в особый комплекс потому, что степень их метаморфизма значительно больше, чем других более молодых толщ, развитых на этой площади, несмотря на то, что они отделены друг от друга стратиграфическим несогласием и, следовательно, имеют различный возраст. Их мощность достигает по меньшей мере 1500 *м* в прогибе, который протягивается на расстояние в 320 *км* с севера на юг в северной Калифорнии и юго-западном Орегоне. Галька и валуны сланцев Салмон и Эбрам встречаются в конгломератах перекрывающей чанчелуллской формации. Их метаморфизм, деформация и глубокая эрозия предшествовали накоплению чанчелуллской формации и, следовательно, весьма вероятно, что они значительно древнее последней. Хинд (*256*) полагал, что обе формации имеют досилурийский возраст. На разрезе *B*—*B′* фиг. 14 сланцы Салмон показаны предположительно кембрийскими, а сланцы Эбрам — докембрийскими. Формация Салмон состоит из роговообманковых и хлоритовых сланцев, которые первоначально представляли собой главным образом тонкозернистый вулканический пепел подводных извержений, вероятно, являвшийся производным материалом основной лавы. Поскольку большая часть палеозойских формаций Тихоокеанского прогиба содержит много вулканического материала, представляется целесообразным в приведенном профиле сопоставлять формацию Салмон с кембрием. Однако это соображение сугубо предположительно.

Формация Эбрам отделена от сланцев Салмон размывом и сложена преимущественно слюдяными сланцами, слюдяно-кварцевыми сланцами и метакварцитами. Это наиболее древние породы, известные в горах Кламат, вероятно, докембрий-

ские, но кембрийский возраст их, конечно, не исключен. Мощность их оценивается по меньшей мере в 1500 *м*.

Чанчелуллская формация перекрывает сланцы «с небольшим несогласием и отчетливым размывом» (Хинд, *256*) и образует широкую зону, протягивающуюся, насколько известно, в северном направлении. Основание ее сложено главным образом серыми тонкослоистыми перекристаллизованными кремнистыми известняками, переслаивающимися с слюдистыми, графитовыми и известковистыми сланцами, кварцитами, метаконгломератами и мраморами.

В верхних частях количество слюдяных сланцев, частично метаморфизованных песчаников, конгломератов и известняков значительно увеличивается. Породы сильно смяты и умеренно метаморфизованы, хотя перекристаллизация не столь интенсивна, как в нижележащих сланцах. Их мощность превышает 1500 *м*.

После отложения осадков в них на большой площади внедрились силлы андезитов и андезитовых порфиритов мощностью от 60 до 150 *м*. Андезиты затем были превращены в зеленокаменные породы или хлоритовые сланцы. Метаандезиты весьма сходны с перекрывающими вулканическими породами формации Копли, и степень их метаморфизма одинакова. Поэтому справедливо предположение, что основные породы чанчелуллской формации представляют собой интрузивные фации эффузивов Копли.

Чанчелуллская формация отложилась до образования формации Копли, которая имеет досреднедевонский возраст. Хинд (*256*) полагал, что чанчелуллская формация — нижнепалеозойская и, повидимому, параллелизовал ее в разрезах с ордовикской системой, развитой дальше к востоку.

В горах Кламат и горах Сискью широко распространены остатки мощной вулканической формации, называемой метаандезитами Копли. Она состоит из крупно- и тонкозернистых пирокластических пород андезитового и базальтового состава с перемежающимися потоками пироксеновых порфиритов, андезитов и базальтов. Видимая мощность ее составляет 450 *м*, но так как хорошие разрезы отсутствуют, истинная мощность неизвестна.

Вулканические породы Копли в общем метаморфизованы до зеленых сланцев, но интенсивность перекристаллизации в разных местах различна. Нередки потоки порфиритов пузырчатых, амигдалоидных, брекчированных, глыбовых или шлаковидных лав. Вблизи контакта с невадскими (верхнеюрскими) интрузиями эффузивы обычно превращены в хлоритовые сланцы. Контактовый метаморфизм гранитных интрузивов накладывается на более ранний метаморфизм.

Эффузивы Копли лежат с видимым угловым несогласием и размывом на сланцах Сискью и формации Чанчелулла и несогласно перекрываются среднедевонской формацией Кеннет.

Породы формации Копли связаны с верхнесилурийской толщей района Тейлорсвилл, что совершенно понятно, если принять, что чанчелуллская формация относится к ордовику (нижнему силуру). Диллер (*154*), собирая в древних породах ископаемые, нашел силурийскую фауну в окрестностях Тейлорсвилла, но здесь породы были представлены главным образом тонкослоистыми кварцитами с темными аспидными сланцами и известняками и не имели сходства с эффузивами Копли.

Западная окраина широкого бассейна в Неваде в девонское время была выполнена главным образом черными глинами, в настоящее время представленными глинистыми или аспидными сланцами. Они богаты кремнеземом и содержат тонкие слои песчаников и линзы известняков с органическими остатками; породы в значительной степени перекристаллизованы. Девонские слои, известные под названием формации Кеннет, выходят в двух довольно ограниченных зонах в горах Кламат.

В Калифорнии, южнее гор Кламат, в горах Сьерра-Невады или Береговых хребтах, а также на севере в штате Орегон неизвестны слои, которые можно было бы идентифицировать с девоном.

Несогласно на дислоцированных и эродированных метаандезитах Копли лежит формация Кеннет, базальные слои которой содержат обломки пород, очевидно, эффузивов Копли (Хиндс, *256*).

Девонские отложения первоначально имели бóльшую мощность, чем теперь, но подверглись эрозии и местами были совершенно уничтожены, в результате чего на больших площадях миссисипские слои лежат непосредственно на эффузивах Копли.

Миссисипские отложения в Кламатских горах состоят из формаций Брагдон и Берд. Они являются, вероятно, наиболее распространенными формациями в этой области. Формация Брагдон представлена главным образом глинистыми и аспид-

ными сланцами обычно серого цвета, в противоположность черным глинистым и аспидным сланцам более древней формации Кеннет. Вблизи основания некоторые песчаники конгломератовидны и содержат обломки пород как формации Кеннет, так и формации Копли. В пределах риддингского планшета отмечена серия вулканических пород, называемых базальтами гор Басс. Мощность формации Брагдон местами превышает 1800 *м*. Вулканическая серия гор Басс местами содержит много туфовых слоев. Согласно Хинду (*256*), она приурочена к низам формации Брагдон.

Формация Берд состоит главным образом из песчаников и туфов, верхняя часть содержит известковистые и кремнистые сланцы. Мощность ее около 210 *м*; повидимому, эта формация залегает согласно на формации Брагдон (Хинд, *256*).

Известняковая толща Мак-Клауд, богатая окаменелостями, первоначально, повидимому, была представлена массивными кремнистыми известняками, но в настоящее время благодаря воздействию юрской интрузии известняки в различной степени метаморфизованы вплоть до мраморов. Их максимальная мощность достигает 600 *м*. Окаменелости первоначально относились к пенсильванскому отделу (верхнему карбону), но последующее изучение их Уилером (Хинд, *256*) показало, что они относятся к нижней перми.

Известняки Мак-Клауд несогласно перекрывают миссисипскую формацию Берд; таким образом, становится очевидным, что большая часть пенсильванского времени была эпохой поднятий.

Толща Нозони состоит из базальтовых агломератов, литоидных туфов, покровов андезитов и оливиновых базальтов, темнокоричневых, содержащих окаменелости глинистых известняков и темносерых до коричневых туфовых сланцев и глинистых сланцев. Максимальная мощность достигает (по Хинду) 360 *м*. Считается, что эта толща относится к нижней перми. Хинд (*256*) полагает, что толща Нозони лежит на размытой поверхности известняков Мак-Клауд.

После опубликования работ Хинда к изучению гор Кламат были привлечены работники Геологической службы Соединенных Штатов. Были найдены силурийские окаменелости, а некоторые слои, ранее относимые к девону, теперь считаются юрскими. При опубликовании последующих работ необходимо пересмотреть данные, приведенные в предыдущих разделах.

Сьерра-Невада

В северной Сьерра-Неваде широко распространена метаморфическая толща каменноугольного возраста, которая состоит главным образом из черных филлитов с подчиненными тонкозернистыми песчаниками, известняками и кремнистыми породами. Она известна под именем толщи Калаверас.

С этими отложениями ассоциируются и отчасти переслаиваются зеленые амфиболовые сланцы того же возраста. На основании окаменелостей, найденных преимущественно в известняках, толща Калаверас, по крайней мере частично, имеет каменноугольный возраст, но часть ее относится к девону, а часть к триасу, как это и закартировано. Вследствие того, что породы, в которых была найдена фауна, довольно значительно метаморфизованы, палеонтологам было нелегко определить, к какой части каменноугольного периода она относится. Гирти (Диллер, *154*) считает, что каменноугольные окаменелости из тейлорсвиллского района скорее относятся не к известнякам Мак-Клауд (ныне относимых к перми), а к формации Берд, которая теперь считается миссисипской.

Амфиболовые сланцы первоначально были тонкими пирокластическими породами (Кнопф, *325*). Слоистые породы наиболее обильны в северной Сьерре, но южнее метаморфизм пород усиливается и увеличиваются площади, занятые гранитными интрузиями. В горах Техачапи и южной части Береговых хребтов присутствуют догранитные, но высоко метаморфизованные породы.

Мощные разрезы как пенсильванских, так и триасовых отложений могут быть идентифицированы (см. карты VI и XI).

Центральный Орегон

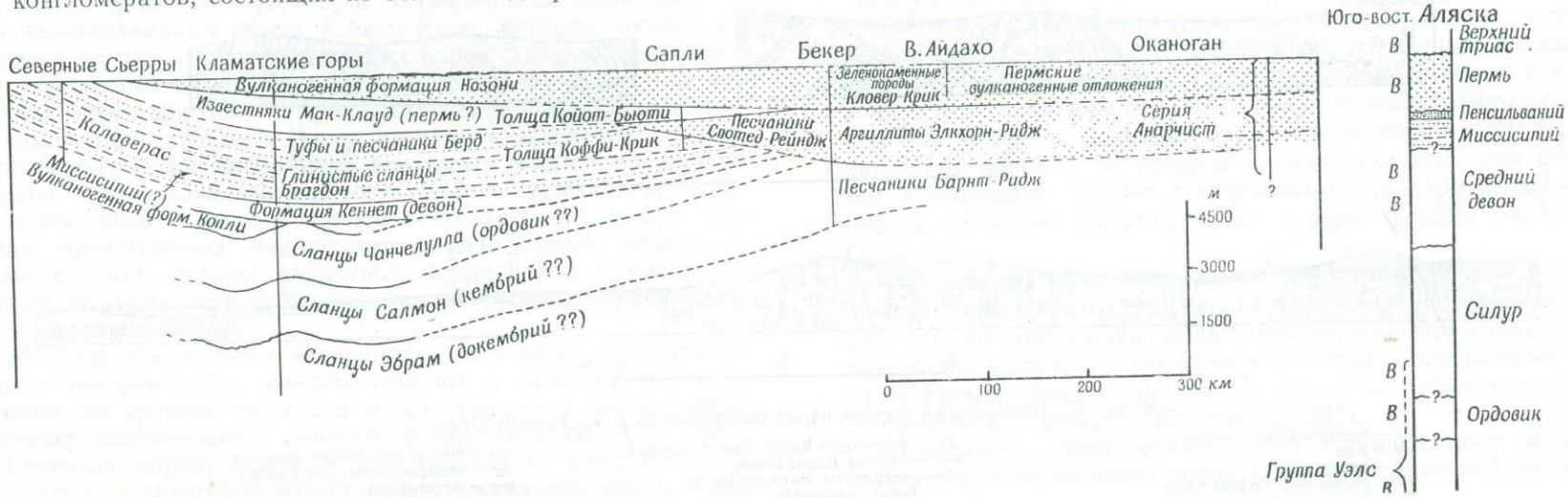
От центрального до восточного Орегона протягивается разнообразная группа хребтов широтного направления, которая вместе с рассеченным лавовым плато известна под названием поднятия Блю-Маунтин, или поднятия Блю-Маунтин — Очоко-Маунтин (Уотерс, *641*). Хребты сложены палеозойскими и мезозойскими осадками, лавами, мезозойскими интрузиями, и этот комплекс выступает среди лавовых полей реки Колумбия в виде островоподобных останцов. Нижнекаменноугольные известняки и известковистые песчаники (Мерриам и Бертиум, *415*) являются наиболее древними из вскрытых здесь отложений (фиг. 16 и 17).

Они называются формацией Коффи-Крик, имеют вскрытую мощность около 300 *м* и не содержат вулканического материала. Формация Спотед-Рейндж перекрывает отложения формации Коффи-Крик. Непосредственных контактовых взаимоотношений между ними не наблюдалось, но если и существовало несогласие, то оно не было угловым и представляло собой не более, чем перерыв во времени. Толща Спотед-Рейндж состоит из песчаников и алевролитов, содержащих ископаемые растения; конгломератов, состоящих из обломков диоритов; андезитов и дацитов и слоистых кремнистых пород. Возможная ее мощность — 450 *м*. Растения, вероятно, относятся к нижнепенсильванскому возрасту.

Толщи Коффи-Крик и Спотед-Рейндж описываются как интенсивно складчатые, но нигде не упоминается об их метаморфизме (Мерриам и Бертиум, *415*). Они лежат в тектонической зоне дислоцированных слоев, в которой породы, расположенные с запада (Кламат) и с востока (район Бекер) метаморфизованы, и остается неясным, каким образом эти толщи оказываются неизмененными.

Толща Спотед-Рейндж (?) перекрывается толщей Койот-Бьюти и состоит почти исключительно из массивных известняков. Вблизи ее основания присутствует небольшое количество конгломератов с галькой кремнистых пород. Возраст ее предположительно нижнепермский.

Между палеозойскими слоями центрального Орегона и вышележащими триасовыми конгломератами, достигающими мощности 1200 *м*, устанавливается отчетливое угловое несогласие.



Фиг. 16. Возможная корреляция вулканогенных и метаморфических серий Кордильерской геосинклинали в северной Калифорнии, Орегоне и Вашингтоне.

Схема призвана истолковать структурные соотношения в том виде, в каком они могли проявиться до послепермской (дотриасовой) складчатости.
В — вулканогенные отложения

Восточный Орегон

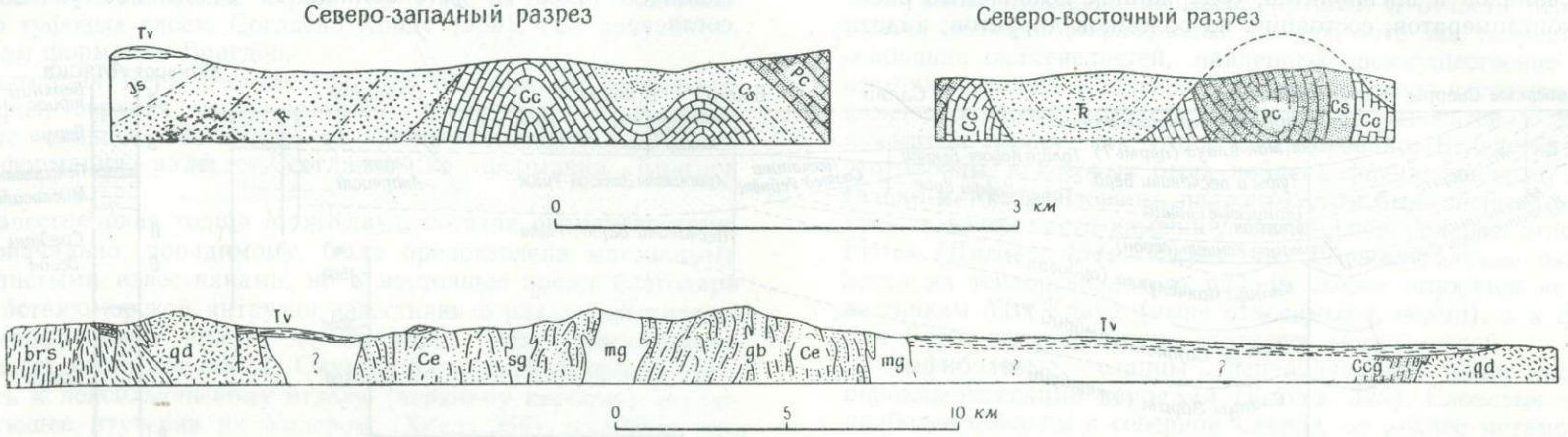
На планшете Бекер в восточном Орегоне Джиллюли (*210*) описывает толщу сланцев Барнт-Ривер, которую он на основании главным образом более высокого ее метаморфизма, по сравнению с метаморфизмом соседних пород каменноугольного возраста, неуверенно считает более древней.

Здесь развиты зеленокаменные сланцы, кварцевые сланцы, сланцеватые конгломераты, известняки, глинистые сланцы и кварциты, которые составляют толщу мощностью минимум

1500 *м*. Отдельные вышеупомянутые разновидности постепенно переходят друг в друга.

Джиллюли представляет себе происхождение толщи следующим образом:

«В бассейне седиментации (во впадине) время от времени отлагался в различных количествах пирокластический материал, имеющий иногда песчанистый, а иногда глинистый характер с небольшим количеством карбонатов. В тех случаях, когда количество вулканического материала было невелико, происходило отложение таких пород, как кварциты и карбонатные сланцы; когда же количество вулканического материала увеличивалось по сравнению с нормальными теригенными осадками, то происходило отложение промежуточных пород. Временами вулканические потоки настолько преобладали над другим материалом, что образовывались практически чистые туфы».



Ф и г. 17. Поперечный разрез через центральный и восточный Орегон.

Tv — третичные отложения
Js — юра
Ŧ — триас
Cc — формация Коффи-Крик
Cs — формация Спотед-Рейндж (пенсильваний)
Pc — формация Койот-Бьютт (пермь)
brs — сланцы Барнт-Ривер
Ce — аргиллиты Элкхорн-Ридж (пенсильваний?)
Ccg — зеленокаменные породы Кловер-Крик (пермь)
qd — биотит-кварцевые диориты
sg — силифицированное габбро
mg — метагаббро
gb — габбро

Сланцы Барнт-Ривер имеют литологическое сходство с формацией Калаверас; различие, повидимому, в основном заключается в большем метаморфизме последней и в отсутствии в ней кремнистых пород.

В опубликованных описаниях формация Барнт-Ривер кажется удивительно сходной с салманскими сланцами гор Клаумат, которые, повидимому, имеют досилурийский возраст (см. фиг. 16 и 17).

На сланцах Барнт-Ривер лежат аргиллиты Элкхорн-Ридж мощностью около 1500 *м*. Эта формация, — повидимому, наиболее распространенная дотретичная толща; она представлена мощной серией аргиллитов, туфов и кремнистых пород с подчиненными известняками и зеленокаменными породами.

В зоне аргиллитов, простирающейся с востока на запад, отмечается большое количество крупных интрузивных тел; последние вместе с перекрывающими их кайнозойскими породами препятствовали изучению контактов и установлению стратиграфических взаимоотношений. Поскольку в известняках были найдены фузулины, возраст слоев определен как пенсильванский. Однако в формацию могли быть включены пласты более молодые, как это и закартировано (Джиллюли, *210*).

Вся толща предположительно считается морской. Туфы, содержащие туфовый материал аргиллиты и известняки ясно свидетельствуют о том, что пирокластический материал принимает значительное участие в строении толщи; весьма возможно, что кремнистые породы, столь же многочисленные и

мощные, как и другие породы этой толщи, могут рассматриваться как образования, также связанные с вулканическими условиями.

Ассоциация известняков с вулканическим материалом может и не иметь генетического значения, но можно предполагать некоторую зависимость между ними, поскольку вулканизм повышает температуру моря и, следовательно, уменьшает растворимость извести (Джиллюли, *210*).

Поверх аргиллитов формации Элкхорн-Ридж лежит формация зеленокаменных пород Кловер-Крик, которая состоит из измененных лав и пирокластических пород с подчиненными им конгломератами, известняками, кремнистыми породами и аргиллитами. Формация Кловер-Крик протягивается далеко на восток до самого каньона Снейк-Ривер, и поэтому она, вероятно, аналогична «пермским эффузивам» некоторых районов восточного Айдахо. Наибольшая ее мощность 1200 *м* (Джиллюли, *210*).

Эффузивные породы в порядке относительного распространения представлены кварцевыми кератофирами (содержащими альбит), туфами кварцевых кератофиров и метаандезитами. Окаменелости, собранные из этой формации, указывают на ее пермский возраст.

Морские известняки и ассоциирующие с ними туфы, содержащие окаменелости, свидетельствуют о наличии морского режима, по крайней мере для эпохи отложения части толщи. Характер альбитизации, которой подверглась большая часть эффузивных пород, обычный для подводных извержений, в ассоциации с морскими известняками достаточно определенно свидетельствует, что зеленокаменные породы, или во всяком случае часть их, также имеют подводное происхождение.

Центральный Айдахо и северо-западная Невада

Эффузивные породы Тихоокеанского прогиба в пермское время простирались на восток на огромное расстояние, вплоть до центрального Айдахо и северо-западной Невады. Толща имеет мощность 1500 *м* в Блерсдене в Сьерра-Неваде и восточнее, в хребте Гумбольт, она достигает 3600 *м* (Нолан, *451*). Северо-западнее, в центральном Айдахо, комплекс этот утоняется до 1200 *м* (см. карту IX и фиг. 14 и 16).

Северный Вашингтон и южная часть Британской Колумбии

В том месте, где река Оканоган пересекает государственную границу, на широкой площади развиты дотретичные породы. Доинтрузивные (доюрские) метаморфические породы, названные серией Анарчист, на западе обнажаются в хребте Оканоган вблизи Оканоганской долины и широко развиты на востоке в Оканоганском нагорье. Согласно Краускопфу (*331*), не было обнаружено ни основания, ни кровли серии Анарчист, но мощность известных слоев, повидимому, составляет не менее 3000 *м*. Не вполне четко они могут быть расчленены на три отдела. Нижний отдел состоит из серых или смоляно-черных филлитов с некоторым количеством прослоев кварцитов и небольшим количеством хлоритовых сланцев; средний отдел состоит из известняков, массивных кварцитов, граувакк, конгломератов, некоторого количества филлитов, а на севере и востоке содержит много зеленокаменных пород; верхний отдел в большей своей части состоит из зеленокаменных пород с небольшим количеством прослоев филлитов и кварцитов. Альбит в зеленокаменных породах верхнего отдела позволяет сопоставить их с кератофирами восточного Орегона.

Региональным метаморфизмом первичноосадочные и эффузивные породы были превращены в типичные породы хлоритовой зоны метаморфизма. Вблизи некоторых интрузивных тел, в результате наложения высокотемпературного контактового метаморфизма, образовались биотитовые и амфиболовые сланцы и диопсидовые породы (Краускопф, *331*).

Немногочисленные окаменелости устанавливают морскую природу некоторой части пород формации, имеющей верхнепалеозойский возраст.

В округе Стивенс, в северо-восточном Вашингтоне, Уивер (*645*) описывает серию Стивенс — группу метаморфических пород, мощность которой достигает 12 900 *м*. Она состоит из кварцитов, аргиллитов, филлитов, доломитизированных известняков и метаморфических сланцев. Вероятно, частично эта серия имеет каменноугольный возраст, но нижняя часть ее, возможно, более древняя. Банкрофтом (*35*) были обнаружены остатки ископаемых растений, оказавшихся каменноугольными. Часть серии Стивенс, имеющая каменноугольный возраст, повидимому, эквивалентна части серии Анарчист, развитой на западе, и группе пород Пенд-Орей (Дели, *140*), развитой на северо-востоке вдоль 49-й параллели. Группа Пенд-Орей частично также считается каменноугольной. Эта группа и ее эквиваленты покоятся на чрезвычайно мощной формации Белт протерозойского возраста, которая образует зону меридиональ-

ного направления в северном Айдахо, западной Монтане и в Британской Колумбии восточнее озера Кутней.

Нижняя часть серии Стивенс позже была расчленена Парком и Кенноном *(460)* на большое количество формаций в связи с находками кембрийской, ордовикской и девонской фауны.

Парк и Кеннон дают следующий разрез серии Стивенс:

Формации	Мощность, *м*
Известняки (девон)	210
Сланцы Ледбеттер (ордовик)	750
Известняки Металайн (средний кембрий)	900
Филлиты Мейтлен (нижний или средний кембрий)	более 900
Гипсоносные кварциты (нижний или средний кембрий)	1590—2550
Формация Монк (кембрий)	1140
Несогласие	
Эффузивы Леола (докембрий)	более 1500
Конгломераты Шедруф (докембрий)	более 1500
Несогласие	
Группа Прист-Ривер (докембрий)	?

Кембрийская формация Парка и Кеннона была прослежена до северо-восточной части округа Стивенс Кемпбеллом *(110)*; в этом районе Кемпбелл обнаружил поддающиеся определению окаменелости нижней части среднего кембрия.

В долине Оканоган в Британской Колумбии Кайрнесом *(105)* установлена мощная серия Нисконлит, состоящая из метаморфизованных осадков, главным образом аргиллитов, и перекрывающая ее группа Кач-Крик, в которую входят эффузивы среднего состава и осадочные породы, содержащие окаменелости верхнекаменноугольного или пермского возраста. Серия Нисконлит относится то к палеозою, то к белту, то к добелтскому возрасту, но ее возраст видимо докачкрикский, точнее не установлен, так как в ней не было обнаружено никаких окаменелостей.

В долине Оканоган прямо на север от государственной границы была описана группа пород Кобау. Она состоит из сильно измененных осадочных и эффузивных пород. Повидимому, первоначально осадки были аргиллитами, а амфиболовые и хлоритовые сланцы были андезитовыми лавами. В известняках, которые, повидимому, согласно перекрывают слои Кобa, были найдены пермские окаменелости, и, следовательно, эта группа предположительно может рассматриваться как каменноугольная.

Другие каменноугольные формации были описаны в юго-западной Британской Колумбии, например формации Хозамин и Чиливак. Хозаминская группа представлена главным образом тесной ассоциацией андезитовых лав (зеленокаменных пород) и полосчатых кремнистых пород с аргиллитовыми прослоями. В них отсутствуют окаменелости, однако эти породы сходны со многими разностями широкоразвитой серии Кач-Крик, в которых в последние годы было собрано большое количество пермских окаменелостей. Слои Хозамин, вероятно, несколько моложе, чем слои группы Чиливак (разрезы вдоль государственной границы). Эта серия пород имеет преимущественно осадочное происхождение и содержит морскую фауну верхнекаменноугольного возраста.

В Северных Каскадных горах (Смит, *554*) выходят черные сланцеватые глины, кремнистые породы и известняки ордовикского возраста, так же как и каменноугольные породы, эквивалентные породам группы Кач-Крик. Девонские породы были описаны к западу от Каскадных гор на островах Сан-Хуан.

Несмотря на то, что большая часть обширной площади в северном Вашингтоне и южной части Британской Колумбии подстилается высоко метаморфизованными кристаллическими породами, последние больше не могут рассматриваться как принадлежащие только к «архею» или докембрию. Кайрнес *(105)* и другие исследователи довольно решительно доказывают их происхождение в результате метаморфизма вблизи крупного юрского батолита, и настоящая степень их метаморфизма не является указанием на время, когда породы были отложены. Вышеупомянутые формации дают отрывочные представления о характере осадконакопления в этом участке Кордильерской геосинклинали в домезозойское время.

Факты и высказанные по этому вопросу мнения все в большей и в большей степени заставляют предполагать, что главная часть палеозойских пород отлагалась в каменноугольное время и что в перми была особенно широко распространена аккумуляция вулканического материала.

Особенно интересна практически повсеместная на указанной площади ассоциация юрских интрузий и каменноугольных эффузивных пород. Совпадение интрузивного пояса и более ранних вулканогенных отложений показано на фиг. 18.

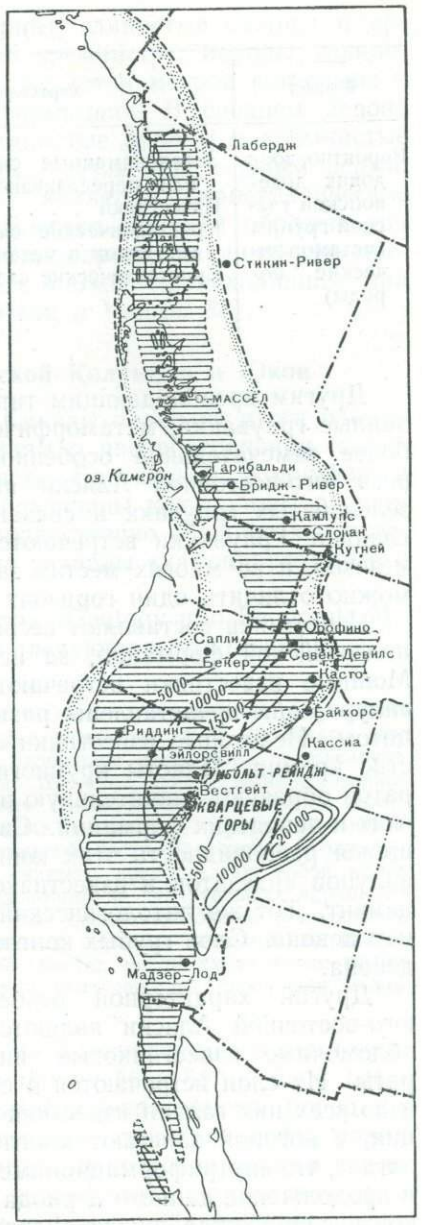
Юго-восточная Аляска

Палеозойские породы юго-восточной Аляски между 54°30′ и 60° с. ш. имеют геосинклинальные мощности и образуют многочисленные формации ордовикского, верхнесилурийского, девонского, миссисипского, пенсильванского и пермского возрастов (Баддингтон и Чепин, *88*).

Стратиграфическая последовательность дана в таблице.

Одним из наиболее обычных типов пород являются андезиты различных разновидностей. Они встречаются, по крайней мере, в семи формациях от пермского до ордовикского и, возможно, более древнего возраста.

Многие из вулканических пород в настоящее время представлены зеленокаменными сланцами. Подушечные лавы изобилуют в нижнем и среднем ордовике, верхнем силуре, среднем и верхнем девоне, нижней перми и верхнем триасе.



Фиг. 18. Совпадение зоны пермского вулканического прогиба (точки) и зоны интрузий Сьерра-Невады (горизонтальные линии).

Точки — места развития каменноугольных, пермских и триасовых пород, упоминаемые в тексте. Пенсильванские и пермские бассейны даны в изопахитах. Зона интрузий включает почти все сателлиты и палингенетические области. Сечение изопахит через 5000 футов.

Возраст	Характеристика пород	Мощность, *м*
Юра		
	Несогласие	
Верхний триас	Андезитовые породы, содержащие брекчии с известковым цементом и потоками лавы (отчасти с подушечной (pillow) текстурой), местами переслаиваю циеся с сланцеватыми глинами и другими осадочными породами	более 420
	Несогласие	
	Конгломераты, песчаники и известняки в округе Кетчикан в верхней части содержат значительное количество черных глинистых сланцев	± 480
	Несогласие	
Пермь	Толстослоистые известняки с обильными, местами обильными прослоями белых кремней	300
	Конгломераты, известняки, песчаники, андезитовые и базальтовые лавы, туфы и местами риолитовые вулканические породы	900
	Несогласие	
Пенсильваний (?)	Белые массивные известняки	более 30
Миссисипий	Переслаивание крупнокристаллических известняков и черных кремнистых пород, перекрытых переслаивающимися плотными серыми кварцитами и кремнистыми известняками; редкие конгломераты . .	300
Верхний девон	Базальты, андезиты (частично подушечные лавы), туфы, известняки, песчаники, глинистые сланцы и конгломераты	300
	Несогласие (?)	
	Известняки	более 180 *м*
Средний девон	Зеленые, серые андезитовые туфы (местами кремнистые породы) и граувакки, местами с тонкими прослоями конгломератов, переслаивающимися с известняками, и меньшим количеством андезитовых лав и брекчий	более 720

Продолжение

Возраст	Характеристика пород	Мощность, *м*
	Андезитовые лавы (частично подушечные лавы), брекчии, туфы, конгломераты и иногда риолитовые лавы	600
	Переслаивающиеся известняки, сланцы, кремнистые породы, андезитовые лавы, брекчии, туфы и иногда конгломераты. Конгломераты и граувакковые песчаники, местами переслаивающиеся с известняками	600
	Зелено-серые граувакки с редкими слоями конгломератов. Переслаивающиеся красные, зелено-серые и серые граувакки типа песчаников с небольшим количеством сланцев	более 1500
Верхний силур	Зелено-серые сланцы с переслаивающимися красными слоями и тонкослоистыми мелкозернистыми серыми песчаниками, сланцами и плотными известняками . .	более 150
	Главным образом толстослоистые плотные известняки, переслаивающиеся с мощными пластами грубообломочных конгломератов, тонкослоистыми известняками, узловатыми и сланцеватыми глинистыми известняками и песчаниками. Известняки — 900 *м*, конгломераты — 450 *м* . .	± 1350
	Андезиты (и частично подушечные лавы) и андезитовые порфировые лавы, конгломераты; с некоторыми ассоциируют граувакки, туфы, брекчии и известняки . .	± 900
	Несогласие (?)	
	Твердые граувакки и связанные с ними черные сланцы и спорадические конгломераты и известковые отложения . .	?
	Несогласие (?)	
Средний ордовик	Твердые граувакки в ассоциации с черными сланцами и спорадическими конгломератами и известковые слои; местами андезитовые подушечные лавы и эффузивные породы	?
Нижний ордовик	Тонкослоистые черные кремнистые породы с отдельными пропластками черных граптолитовых сланцев, граувакк и местами андезитовых вулканогенных пород	?

Продолжение

Возраст	Характеристика пород	Мощность, *м*
Вероятно, доордовик додевонской уэлской группы (метаморфические породы)	Зеленокаменные сланцы с включенными или переслаивающимися известняками	?
	Известняки	?
	Кристаллические сланцы с пластами известняков и метаморфических сланцев .	?
	Кристаллические сланцы	?

Другим преобладающим типом пород являются рассланцованные граувакки, метаморфические сланцы и филлиты. Наиболее замечательной особенностью стратиграфического разреза юго-восточной Аляски является громадное количество зеленоватых граувакк и связанных с ними метаморфических сланцев. Граувакки встречаются во всех отделах палеозоя и мезозоя, и во многих местах затруднительно или даже невозможно отличить один горизонт граувакк от другого.

Известняки составляют весьма значительную часть каждой палеозойской формации, за исключением ордовикских толщ. Мощные известняки встречаются в верхней части верхнего силура; они представлены разностями, очень богатыми кальцитом. Некоторые известняки содержат значительное количество кремня. Пласты крупногалечных и валунных конгломератов образуют значительную и мощную часть верхнесилурийских и девонских формаций. Своеобразная, но часто встречающаяся разновидность этих конгломератов состоит из галек и валунов андезитов и известняков, заключенных в туфогенный цемент. Тот же литологический состав наблюдается и в среднем девоне. Слои грубых конгломератов залегают в основании девона.

Другой характерной особенностью литологии палеозоя юго-восточной Аляски являются обработанные водой грубообломочные известняковые внутриформационные конгломераты. Их слои встречаются в силуре, девоне, перми и триасе, и во всех них гальки известняков содержат фауну той формации, в которой залегают конгломераты. Баддингтон *(88)* полагает, что внутриформационные конгломераты образовывались в продолжение данного периода в результате движений земной коры, сопровождавшихся вулканической деятельностью.

Широко распространены черные глинистые сланцы и аргиллиты; тонкослоистые черные кремнистые породы мощностью в несколько десятков и даже сотен метров встречены в ордовикской и миссисипской формациях. В среднем девоне содержатся толстослоистые кремнистые породы и кремнистые туфы; белые кремнистые породы обычны для верхней перми.

Также распространенными являются кристаллические сланцы и гнейсы, которые образуются главным образом при проникновении горячих растворов, сопровождающих размещение и застывание больших масс магмы, происходившие при орогеническом стрессе (Баддингтон и Чапин, *88*).

Северная часть Британской Колумбии и Юкон

Новая геологическая карта Канады подводит итоги известным в настоящее время сведениям о распространении палеозойских пород в северной части Британской Колумбии и Юкона. Обширные площади обозначены как районы распространения «палеозойских, преимущественно осадочных пород», но на значительных территориях указаны «каменноугольные и пермские осадочные породы».

В одном из последних номеров «Geology and Economic Minerals of Canada», 1947, дается следующая стратиграфическая сводка:

«В течение каменноугольного и пермского периодов почти вся область Западных Кордильер (к западу от рва Скалистых гор) находилась под уровнем моря, и здесь происходило отложение осадочного и вулканического материала большой мощности. Широкие, почти неисследованные площади восточного Юкона, повидимому, сложены главным образом палеозойскими осадками, но, возможно, также содержат и породы докембрийского и мезозойского возраста. В северной части Британской Колумбии, где обнажаются слои, которые, как считают, представляют собой значительную часть разреза палеозоя, сколько-нибудь значительных нарушений не устанавливается. Во многих местностях осадкообразование и вулканизм, вероятно, более или менее непрерывны с верхнего палеозоя до нижнемезозойского времени, но в отдельных местах могли иметь место поднятия и эрозия без заметного изменения угла наклона слоев или складчатости».

В отчете Долмеджа (*159*) по Кассиарским горам (округ реки Финлей), расположенным между 56 и 58° с. ш. и 124 и 126° з. д., описывается серия метаморфизованных пород каменноугольного возраста. Это «зеленые пепловые туфы, уплотненные и превращенные в сланцы, переслаивающиеся с пластами граувакк, фельзитов, геллефлинт, серпентинитов и аргиллитов». Вдоль озер Такла и Стюарт и в их окрестностях формация сложена известняками, аргиллитами, кремнистыми кварцитами, зелеными сланцами, туфами и вулканическими брекчиями, а также тонкими слоями доломитов. В некоторых из этих слоев были найдены фузулины и другие каменноугольные ископаемые.

Подстилая каменноугольную формацию, залегает мощная толща кристаллических сланцев и кварцитов. Кварцитово-слюдяные сланцы составляют около трех четвертей всей толщи. Во многих местах сланцы постепенно переходят в кварциты. Как первые, так и вторые безусловно образовались из кремнистых осадков (Долмедж, *159*). Такие породы имеют широкое распространение и могут быть сопоставлены с терригенной толщей Шусвап южной части Британской Колумбии. Как уже было сказано, эта толща состоит как из некоторого количества пород палеозойского периода, так и докембрийских пород. Некоторые грубозернистые кварциты, конгломераты с кварцитовой галькой и известняки также можно сравнивать с кембрийскими слоями Скалистых гор южной Канады, которые описаны выше.

Площадь развития этих пород показана на фиг. 13. Обширная срединная зона протерозойских (белтских) пород отделяет западную область развития карбона от восточной области палеозойских пород. Но еще не ясно, являлась ли эта площадь в палеозойское время приподнятым участком суши.

ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОРОГЕНИИ В ТИХООКЕАНСКОМ ПРОГИБЕ

Зона Кламат

Распространение. Зона Кламат относится к верхнепалеозойским структурам северной части гор Сьерра-Невада, гор Кламат и северной части Калифорнии, юго-западного Орегона и Очокских гор и гор Блю-Маунтин центрального и восточного Орегона. Эти части зоны Кламат когда-то были соединены, но теперь они разделены широко развитым покровом новейших осадков. Вулканические породы и большая часть других кластических образований могли приноситься только с запада, и весьма вероятно, что орогенический пояс, в котором находилось некоторое количество вулканов и восточнее которого располагались подводные вулканические потоки, должен был лежать недалеко к западу от современных выходов.

Зона Кламат на севере, повидимому, соединялась с зоной Оканоган, от которой она теперь отделена широким плато третичных лав Колумбии.

Досреднедевонская фаза. Доказательством наличия деформаций в зоне Кламат в верхнепалеозойское время является угловое несогласие между метаандезитами Копли и среднедевонской формацией Кеннет.

Деформации были достаточно значительны для того, чтобы смять в складки слои Копли и более древние отложения и образовать континентальный массив, который подвергся значительной эрозии.

Поскольку перекрывающие слои Кеннет первоначально были представлены черными глинами, очевидно, что на большей части площади движения, выразившиеся в образовании несогласия и предшествовавшие отложению тонкокластических осадков, были отделены интервалом времени, в течение которого произошли значительная эрозия и слабое погружение.

При погружении Кламатской области западный континентальный массив, с которого поступали осадки, занимал пониженное положение или даже, возможно, был удален от того моря на востоке, на дне которого отлагались черные глины.

Эти движения в слабой форме проявились на расстоянии нескольких сот километров к востоку в пределах бассейна Невада—Айдахо, где в районе Манхаттенской геоантиклинали (см. фиг. 14, разрез B—B′) девонские слои перекрывают ордовик.

Девонский бассейн имел наиболее глубоко погруженную часть в области центральной Невады, и в нем отлагались главным образом известковистые осадки, что и следовало бы ожидать, учитывая расположение западной континентальной массы и промежуточной зоны аккумуляции кластических отложений.

Андезиты Копли были слабо метаморфизованы до внедрения юрских интрузий, в свою очередь определивших ряд местных изменений. Однако неясно, был ли первичный метаморфизм связан с досреднедевонскими движениями, или с другими, имевшими место в карбоновое и в триасовое время.

Хинд *(256)* отмечает, что степень регионального метаморфизма кристаллических сланцев Эбрам и Салмон гораздо более значительна, чем у перекрывающей их интенсивно складчатой формации Чанчелулла, и что между ними существует угловое несогласие. Если эти взаимоотношения имеют региональное распространение, то не может быть сомнений в том, что указанные формации разделены интенсивными орогеническими движениями. В отношении же постчанчелуллских отложений геологические исследования в области Кламат не установили каких-либо особых отличий в степени первичного динамического метаморфизма указанных формаций.

Метаандезиты Копли и сланцы Кеннет имеют примерно одинаковую степень метаморфизма.

Позднедевонская — раннемиссисипская фаза. Поскольку формация Брагдон миссисипского возраста перекрывает породы формации Копли и Кеннет, очевидно, что в позднедевонское или в раннемиссисипское время в области Кламат вновь произошли движения земной коры. Формация Брагдон первично была представлена преимущественно глинами, так же, как и подстилающая ее формация Кеннет; следовательно, континентальный массив, являвшийся областью сноса, имел пониженное положение или располагался в значительном удалении и отложению глин Брагдон предшествовали тектонические движения и эрозионная деятельность.

Отложение базальтов гор Басс-Маунтин является третьим эпизодом в развитии вулканизма системы Кламат. Экструзии лав и туфов в значительных масштабах сопровождали домиссисипские дислокации и, повидимому, указывают на распространение движений земной коры на запад.

Пенсильванская фаза. В горах Кламат нижнепермские слои залегают на миссисипских, если только датировка последних является правильной. Таким образом, в течение пенсильванского времени эта область была сушей и подвергалась эрозии. Это поднятие было наиболее значительным в области Очокских гор; несмотря на то, что континентальный массив здесь существовал более короткое время, в этом районе пенсильванские слои отложились несогласно на более древних породах. Близ Бекера в восточном Орегоне пенсильванские аргиллиты, вероятно, залегают на кристаллических сланцах Барнт-Ридж, которые, повидимому, являются значительно более древними.

В течение большей части периода отложения формации Элкхорн-Ридж, имеющей пенсильванский возраст, на западе имела место интенсивная вулканическая деятельность, и пирокластический материал обильно поступал (хотя и с перерывами) в погружающийся пенсильванский бассейн.

В районе Сапли центрального Орегона пенсильванские слои отделены от нижнепермских незначительным угловым несогласием, и, таким образом, местами, повидимому, эти движения продолжались до конца пенсильванского времени.

Пермская фаза. Пермские вулканогенные отложения, столь широко распространенные в пределах великой Кордильерской геосинклинали, указывают на то, что на западе располагалась

цепь вулканов, давших подводные лавовые потоки в полосе современных выходов. Несомненно, что орогенические движения привели к образованию континентального массива значительных размеров или архипелага островов.

Интенсивный пермский вулканизм, вместе с указанными движениями земной коры, явился началом проявления пермской орогенической фазы.

Проявления вулканизма участками продолжались и в триасе, но в районе Сапли между пермскими и триасовыми вулканическими сериями было установлено угловое несогласие. В дотриасовое время сжатие проявилось в образовании серии складок северо-восточного и северо-северо-восточного простирания. Наличие углов падения в 60° и более указывает на то, что эти складки были сжатыми, а деформации интенсивными (Мерриам и Бертгейм, *415*).

Поперечный разрез на фиг. 17 показывает эти складки в каменноугольных и пермских слоях, а также несогласие между этими комплексами и триасовыми вулканогенными отложениями. Синклиналь, сложенная триасовыми слоями, имеет в своей южной части северо-западное простирание (330°), а в северном конце поворачивает на север. Углы падения триасовых слоев во многих обнажениях превышают 40°, но обычно эти складки представляются более открытыми, чем складки в слоях, расположенных ниже поверхности несогласия. Период сжатия, приведший к образованию складок в триасовых слоях, может быть связан с позднеюрской невадской орогенией или предшествовать ей. Для точной датировки имеющихся данных недостаточно.

В районе Бекер во всех трех обнажающихся формациях имеет место интенсивная складчатость. Здесь наблюдаются западные простирания и крутые падения; складчатость, повидимому, носит изоклинальный характер, и широко развит метаморфизм. К сожалению, линии контактов прорваны интрузиями или замаскированы перекрывающими третичными отложениями и, поскольку возраст кристаллических сланцев формации Барнт-Ривер не установлен, удовлетворительная расшифровка структурных взаимоотношений является невозможной (Джиллюли, *210*). Если считать возраст кристаллических сланцев Барнт-Ривер докарбоновым, то структура может рассматриваться как северное крыло крупного антиклинория, а возможно, что эти сланцы надвинуты на аргиллиты формации Элкхорн-Ридж. Возможно также, принимая во внимание значительную рассланцованность всех пород, что аргиллиты Элкхорн-Ридж надвинуты на север на зеленокаменные породы формации Кловер-Крик.

Все дотретичные породы, за исключением наиболее молодых и наиболее распространенных интрузивных тел биотито-кварцевых диоритов, были затронуты динамическим метаморфизмом. Все они подверглись интенсивному рассланцеванию и одновременно претерпели минералогические преобразования. Метаморфизм, вызванный внедрением интрузий, был незначительным. Пермские зеленокаменные породы в контактах с интрузиями были превращены в роговообманковые или в гранатовые гнейсы, аргиллиты Элкхорн-Ридж — в пятнистые андалузитовые роговики, а кристаллические сланцы Барнт-Ривер — в амфиболиты (Джиллюли, *210*).

Возраст динамического метаморфизма представляет наибольший интерес. Является ли он послепермским, но дотриасовым, позднетриасовым или раннепермским? Группа основных интрузий планшета Бекер считается магматически связанной с единым интрузивным циклом. Они все в равной степени затронуты динамическим метаморфизмом. Интрузивные породы, относимые к основным плутонам, внедрились в верхнетриасовые осадочные отложения кряжа Очоко и были вскрыты эрозией до отложения покрова нижнеюрских отложений (Люфер, *385*). Основные интрузии были преобразованы в серпентиниты. Если серпентинизация, как полагает Модгер, имеет динамическое происхождение, что вполне возможно (Пирсон и Кнопф, *471*), то представляется вероятным приписывать метаморфизму пород района Бекер и главному метаморфизму перидотитовых пород позднетриасовый возраст. По крайней мере ничто не мешает прийти к выводу, что складчатость, взбросы (?) и метаморфизм относятся к послеюрскому и донижнепермскому времени.

Кнопф (*325*) в районе Мадзер-Лод установлено, что метаморфизм, развитый в породах формации Калаверас, значительно отличается от метаморфизма, развитого в ассоциирующейся с этими породами, но более молодой, верхнеюрской формации Марипоза. Кнопф считает, что метаморфизм формации Калаверас происходил в более раннее время и в иных условиях, чем метаморфизм, преобладавший в течение позднеюрских складчатых движений и предполагает, что этот домарипозский метаморфизм произошел в результате динамического сжатия земной коры. Одновременно с метаморфизмом формации Калаверас или несколько позже произошло внедрение значительных масс диоритов. В настоящее

время эти диориты большей частью рассланцованы и гнейсированы в результате катакластического метаморфизма.

Пространственное и временное положение орогенического пояса. Вышеприведенные данные в отношении палеозойской Кордильерской геосинклинали в области Кламат приводят к следующим выводам. Западный пояс вулканов значительно способствовал развитию процессов аккумуляции в прогибе краевой восточной части. В периоды незначительного развития или прекращения вулканической деятельности участки суши были пониженными или далеко отстоящими. Движения земной коры в пределах вулканического пояса проявлялись от времени до времени, и зона дислокаций распространялась на восток в геосинклинальную область. Эти деформации были достаточны для того, чтобы создать несогласия между осадочными сериями. Однако не позже верхней перми или триаса Кордильерская геосинклиналь испытала интенсивную орогению, вызвавшую складчатость и метаморфизм, которые обнаруживаются в области Кламат.

Различные простирания дотриасовой и послетриасовой складчатости в районе Сапли и различные простирания слоев в районе Бекер могут быть связаны с орогеническими движениями различных периодов, структуры которых дискордантно накладывались друг на друга. Кроме того, как будет видно из дальнейшего изложения, орегонская часть области Кламат и округ Оканоган расположены на пересечении двух крупных дуг главного палеозойского вулканического и орогенического пояса и в этом узле пересечения простираний структуры, несомненно, должны быть усложнены. В этой области невадские батолиты имеют наиболее неправильную форму и сложное строение и распространяются наиболее далеко на восток (фиг. 13, 14). Процессы палингенеза также имели в этой области пересечения наиболее интенсивное развитие.

Зона Оканоган

Зона Оканоган Тихоокеанского прогиба охватывает палеозойские структуры штата Вашингтон и южной части Британской Колумбии. Площади выходов выше уже были перечислены. По Краускопфу *(331)*, филлиты, зеленые сланцы и хлоритовые сланцы долины Оканоган в Вашингтоне регионально метаморфизованы, и на этот ранний метаморфизм накладывается более глубокий метаморфизм, связанный с интрузиями.

В Британской Колумбии, на севере, метаморфизму формации Шусван приписывается юрский и раннемеловой возраст и предполагается, что он связан с интрузиями и орогеническими процессами. Однако вполне вероятно, что контактовому метаморфизму предшествовал один или несколько этапов динамического метаморфизма. Кайрнес в своем описании отмечает:

«Несомненно, что такие каменноугольные формации, как Кач-Крик, Анарчист, Чилливак, Хозамин и Кобау были смяты в складки и подверглись некоторому метаморфизму до главного периода батолитовых интрузий. Интрузивные тела являются отчетливо секущими по отношению к складчатым структурам и сами являются относительно свежими и ненарушенными. Однако совершенно неясно, один или несколько этапов деформации претерпели каменноугольные отложения. Если этапов было несколько, то последний из них проявился в меловой период или в самом конце юрского времени, поскольку он затронул и интрузивные тела, как, например, гранито-гнейсы Кастер и батолиты Озойус и Фервью — предположительно позднеюрского возраста. Эти батолиты были вовлечены в складчатость и метаморфизм пород группы Кобау и являются, несомненно, более древними, чем большая часть батолитов данной области.

Для юго-западной части Британской Колумбии отмечается, что формации триасового и более раннего возраста являются более сильно деформированными и более сложно измененными, чем формации юрского и позднемезозойского возраста, и, повидимому, все сходятся во мнении, что эти ранние деформации являлись результатом орогенических движений, предшествовавших размещению огромных количеств батолитового материала в позднеюрское время и продолжавшихся в меловом и третичном периодах. В немых толщах главную трудность в этой части провинции представляет литологическое или структурное отделение триаса от позднепалеозойских формаций, что является более затруднительным, чем отделение триаса от формаций более поздних. Далее к северу, в центральной части Британской Колумбии, положение меняется. Здесь пермские и каменноугольные толщи более деформированы, чем триасовые (вероятно, верхнетриасовые), юрские и нижнемеловые породы. Это различие, вероятно, тесно связано с различной историей развития батолитовых интрузий. На юге главные периоды интрузивной деятельности, повидимому, проявились в позднеюрское, послениженемеловое и в середине третичного времени. На севере же есть основания считать, что наиболее ранний важный период интрузивной деятельности проявился в триасовое (вероятно, в нижнетриасовое или в доверхнетриасовое) время, а другие эпохи интрузий пришлись на доверхнемеловое и доэоценовое время. Однако многие данные представляются по меньшей мере умозрительными и, что особенно усложняет положение, — это отсутствие осадков там, где они были бы наиболее необходимы для стратиграфии, бедность руководящих окаменелостей там, где они были бы особенно полезны, и разногласия в определении растительных остатков и беспозвоночных из тех слоев, которые привлекают особое внимание исследователей».

Кайрнес *(105)* считает, что сланцеватость формации Шусван является унаследованной и согласной с первичной слоистостью и что преобладающие простирания структур,

указываемые этой сланцеватостью, иногда могут способствовать установлению границ между формациями различного возраста, имеющими различную структурную историю. Он отмечает общий пологий характер структур, что является диагностическим признаком их автохтонного происхождения и указывает на то, что они не претерпели значительной складчатости до или в период внедрения гранитных интрузий.

Зона Александр

Распространение. Эта часть Тихоокеанского прогиба названа по имени архипелага Александр на юго-восточной Аляске, но, кроме островов, эта зона включает прилегающие части материка, в настоящее время в основном сложенные огромным батолитом Береговых хребтов. Палеозойские породы обнажены на площади от хребта Св. Ильи на юг до прохода Диксон, а отсюда до южной оконечности острова Ванкувер выходят только мезозойские отложения. Отложения системы Александр отделяются батолитом от палеозойских и мезозойских пород восточной части, которые еще слабо изучены, однако, по всей вероятности, представляют частично фации Тихоокеанского прогиба, а частично — фации прогиба Скалистых гор.

Досреднедевонская фаза. Взаимоотношения досреднедевонских формаций друг с другом нигде достоверно не установлены (Баддингтон и Чапин, *88*). Группа Уэлс, часть которой, повидимому, имеет доордовикский возраст, местами перекрыта (неизвестно, согласно или несогласно) отложениями нижне- и верхнесилурийского возраста. Породы группы Уэлс значительно более интенсивно деформированы и метаморфизованы, чем известные силурийские формации, однако возможно, что это различие может быть обусловлено интенсивным метаморфизмом, связанным с интрузией крупных массивов изверженных пород, которые лишь слабо обнажены на поверхности. Пород группы Уэлс в контакте с формациями точно установленного ордовикского возраста не наблюдалось, и взаимоотношения между ними неизвестны. Породы описываемой группы первоначально были представлены песчаниками, сланцами, лавами и туфами.

Граувакково-сланцевые толщи ордовика и нижнего силура сложены в изоклинальные складки с почти вертикальными падениями, наблюдающимися повсеместно, независимо от наличия интрузий. С другой стороны, верхнесилурийские слои участками метаморфизованы и смяты в складки вблизи интрузивных массивов, однако обычно не столь интенсивно, как подстилающие граувакки и сланцы. Имеется два возможных объяснения этого явления: ордовикские и нижнесилурийские слои могли быть смяты в складки до отложения верхнесилурийских толщ или же более интенсивная складчатость более древних пород является результатом смятия некомпетентных толщ грауваккових и сланцевых отложений под сводами мощных массивных силурийских известняков, которые вели себя как породы компетентные. Несомненно, что различия в степени компетентности пород являлись важным фактором в возникновении различий в характере складчатости указанных двух групп пород, но вряд ли они являлись единственным фактором (Баддингтон и Чапин, *88*). Наличие вулканических пород, граувакк, конгломератов, предполагаемых несогласий, а возможно, и различий в степени складчатости и метаморфизма некоторых формаций — все это указывает на существование в ближайшем соседстве орогенического пояса, где имели место тектонические подвижки. Пояс главной орогении проходит западнее, а область преобладающего осадконакопления находилась в прогибе, который периодически захватывался движениями земной коры, что приводило к нарушению осадков и лавовых покровов.

Среднедевонская фаза. Среднедевонские формации несогласно перекрывают нижне- и верхнесилурийские слои. Эти взаимоотношения отчетливо представлены на некоторых островах архипелага (Баддингтон и Чапин, *88*).

Следует напомнить, что среднедевонские отложения в зоне Кламат несогласно перекрывают более древние формации. Установление движений земной коры, происходивших в указанных участках в одно и то же время, несмотря на то, что в деталях они остаются неизученными, подчеркивает значительность орогенических движений, обусловивших указанное несогласие.

Некоторые предположения о наличии несогласия между средним и верхним девоном высказывались для двух участков: островов Коронадос — небольшой группы в бухте Св. Николая, острова Принца Уэльского и маленьких островов в заливе Трокадеро.

Пермская фаза. В районе Кетчикан известняковый отдел перми несогласно перекрывает отложения верхнего девона. На острове Кеку (округ Петерсберг) нижний отдел перми, повидимому, несогласно залегает на формациях силурийского возраста. В восточной части острова Суэмес пермские отложения

несогласно налегают на верхнедевонские породы (Баддингтон и Чапин, *88*).

Нижнетриасовая фаза. Базальные конгломераты верхнетриасовых формаций в архипелаге Александр во многих местах содержат гальку известняков с фауной девона и перми. Во многих пунктах верхнетриасовые слои перекрывают верхний отдел перми, а местами они перекрывают девонские отложения (Баддингтон и Чапин, *88*).

Базальные триасовые конгломераты, кроме юго-восточной Аляски, наблюдались во многих районах Британской Колумбии и Юкона. Шофилд *(52)* перечислил следующие участки их нахождения: озеро Камерон на острове Ванкувер, залив Массел, область Гарибальди, районы Коквехеллы, Бридж-Ривер, Стикин-Ривер, область Лабердж, Слокан, Кутней и Камлупс (см. фиг. 18).

Конгломераты состоят из галек и валунов метавулканических пород, слюдяных сланцев, метакварцитов, диоритов или габбро и очень часто гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. В некоторых местах они массивны и диаметр валунов превышает 20 *см*.

В области Лабердж массивные конгломераты имеют мощность 250 *м* и состоят из хорошо окатанных валунов диаметром от 5 до 70 *см* преимущественно вулканических порфиров и граувакк. Обильны валуны гранодиоритов, и спорадически встречается галька известняков.

Галька окремненных плутонических пород не могла образоваться за счет размыва юрских батолитов, поскольку триасовые конгломераты прорываются и почти повсеместно метаморфизуются ими.

В области Британской карты (Britania map) совместно с конгломератами встречаются аркозы. Слабая окатанность зерен, свежесть плагиоклазов и мощность неслоистых пластов свидетельствуют о быстром процессе аккумуляции и о близости источника сноса. В аналогичных условиях, повидимому, отлагались и конгломераты. Особого интереса заслуживает вывод, что близрасположенный источник сноса являлся областью суши, где были обнажены окремненные плутонические породы.

Райт и Райт *(695)* установили северо-восточное простирание складок, которое к концу палеозоя являлось, как они полагают, преобладающим для структур всей юго-восточной Аляски.

Современные простирания структур северо-западные и, согласно Баддингтону (Баддингтон и Чапин, *88*), наблюдения Райта нуждаются в специальных доказательствах в силу их исключительности. Баддингтон наблюдал северо-восточные простирания складок только в одном месте и не считает этот спорный вопрос разрешенным. Тем не менее он полагает, что несогласное налегание верхнетриасовых осадков на более древние отложения фиксирует период значительных дислокаций, возможно, главной орогении. Шофилд отмечает, что триасовые слои местами имеют такие же простирания и падения, как и подстилающие отложения; несмотря на это, здесь раннетриасовая орогения, повидимому, утрачивает важное значение и теория изменения простираний складок, созданных ранней орогенией под воздействием послетриасовых орогенических движений, не подтверждается. Базальные триасовые конгломераты отражают орогенические движения, происходившие в близрасположенной области, и наблюдающееся местами отсутствие угловых несогласий в участках развития конгломератов не умаляет значения этой орогенической фазы.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРХИПЕЛАГ

Понятие о западном континентальном массиве

По мнению некоторых геологов, источник осадков, в особенности вулканических отложений Кордильерской геосинклинали в палеозойское время, находился на западе. Шухерт назвал континентальный массив, с которого поступали эти отложения, Каскадией и охарактеризовал его как величайший из всех «бордерлендов». Он считает, что в мезозойское время Каскадия была разделена на два менее крупных континентальных массива, у которых береговые линии располагались западнее, чем у палеозойского массива. Шухертовская концепция Каскадии в настоящее время, повидимому, является наиболее широко распространенной среди палеонтологов и стратиграфов. Дейсс *(148)* недавно установил положение береговой линии Каскадии в кембрии, почти совпадающее с ее положением, показанным у Шухерта; эта линия проходит по западной окраине южной части прогиба Скалистых гор, через купол Монтана и северную часть прогиба Скалистых гор (см. фиг. 13).

Шофилд *(521)*, пересмотрев концепцию «Каскадии», признает существование западного континентального массива, но

на основании изучения протерозойских, силурийских и триасовых конгломератов Британской Колумбии и юго-восточной Аляски предполагает, что он находился западнее современного западного берега Северной Америки; только в протерозое (белт) береговая линия, по его мнению, проходила непосредственно западнее Кутнея. Кайрнес *(105)*, как уже отмечалось, установил, что массив Шусван представлен не только докембрийскими породами и, таким образом, не являлся древней сушей, но, наоборот, будучи сложен метаморфизованными отложениями нескольких периодов, был областью осадконакопления по крайней мере в течение известной части палеозойского времени. Шухертом и другими исследователями массив Шусван был описан как часть Каскадии, но в настоящее время это мнение представляется опровергнутым.

В предыдущем описании Кордильерской геосинклинали — ее подразделений, осадков и деформаций — высказывались некоторые данные, необходимые для установления положения и состава массивов, с которых поступали эти отложения. Единственным надежным критерием является природа осадков, которая наряду с условиями их распространения представляет достаточно данных для реконструкции общей картины западных континентальных массивов.

Доказательства существования западного архипелага

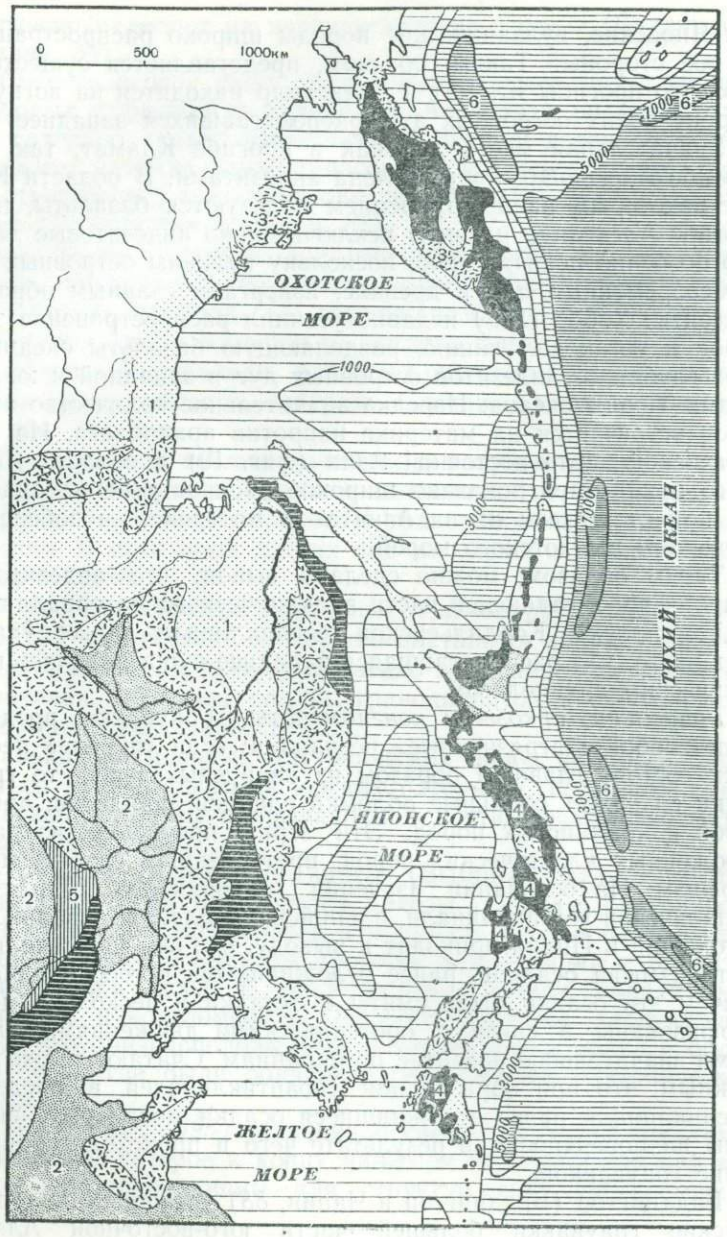
Вулканические породы. Отмечается обилие вулканических пород, главным образом туфов и лав, в Тихоокеанском прогибе при отсутствии этих отложений на востоке. Вулканы не могли располагаться вдоль континентального массива между двумя прогибами, поскольку такого поднятия, вероятно, не существовало; исключением было каменноугольное поднятие на юге, где образовалась Манхаттенская геоантиклиналь. Если бы срединная суша существовала и являлась местом развития вулканов, то восточный прогиб содержал бы такое же значительное количество вулканического материала, как и западный. Таким образом, можно прийти к выводу, что вулканы располагались вдоль западной окраины Тихоокеанского прогиба. Известно, что они были особенно многочисленны против прогибов Кламата и Александр и действовали на определенных интервалах всех геологических периодов — от доордовикского времени до наших дней. В настоящее время серии действующих вулканов располагаются на вогнутой стороне островных дуг или архипелагов; но на больших островах, таких, как Японские, вулканические породы широко распространены по обе стороны. Таким образом, представляется существенным, что прогибы Кламат и Александр находятся на вогнутой стороне неких островных дуг, располагавшихся западнее.

Значительная масса лав как в прогибе Кламат, так и в прогибе Александр, представлена андезитами. В области Кламат некоторым распространением пользуются базальты, но в прогибе Александр развиты исключительно андезитовые лавы. Это особенно показательно, поскольку вулканы островных дуг как современные, так и древние, извергали главным образом андезиты. Хоббс *(259)* недавно уточнил распространение этих пород и установил линию, разделяющую базальты океанических глубин от андезитов островных дуг в западной и южной частях Тихого океана. Изредка значительное количество андезитов встречается на материке напротив архипелага. На геологической карте восточной Азии (фиг. 19) в области Японского архипелага показано широкое распространение андезитов при отсутствии их на Азиатском материке, на побережье Японского и Охотского морей.

Таким образом, можно сделать вывод, что андезитовая природа преобладающей части вулканического материала в западном прогибе Кордильерской геосинклинали также указывает на то, что располагавшаяся западнее суша являлась вулканическим архипелагом.

Граувакки, аркозы и конгломераты. Граувакки представляют собой «загрязненные» песчаники; если «чистые» песчаники состоят главным образом из кварцевых зерен, то граувакки содержат обильные обломки сланцев, филлитов, аргиллитов и кремнистых пород. Эти зерна произошли из ранее отложенных кластических пород, претерпевших слабый метаморфизм. На основании изучения грауваккового отложений Аппалачской геосинклинали, альпийских моласс и сиваликских отложений в Индии приходят к выводу, что они произошли за счет размыва осадков, ранее отложившихся в геосинклинали, причем эти осадки были смяты в складки и несколько метаморфизованы в связи с орогеническими движениями, имевшими значительное развитие по окраинам. Считают также возможным, что при образовании геоантиклиналей в пределах геосинклинали ранее отложившиеся осадки могли быть выведены на поверхность, в результате чего и происходит образование граувакков.

Баддингтон (Баддингтон и Чапин, *88*) установил, что силурийские граувакки большей части юго-восточной Аляски



состоят из материала пород, аналогичных тем, которые образуют гальки и валуны в конгломератах, с которыми они переслаиваются наряду со значительным содержанием зерен плагиоклаза, щелочного полевого шпата и кварца.

Конгломераты сложены преимущественно андезитовыми гальками и валунами, однако гальки сланцев, диоритов, риолитов и известняков в некоторых конгломератах встречаются если не в преобладающем, то в значительном количестве. Например, один из образцов граувакк девонского или силурийского возраста оказался состоящим из зерен андезитов, фельзитов, плагиоклазов, гранофиров кварца, сферолитовых риолитов и ортоклаза и хлоритизированного и слегка карбонатизированного цемента.

Ассоциация граувакк и конгломератов, описанная Баддингтоном, является весьма показательной для подтверждения их происхождения. Конгломераты сами по себе являются указанием на существование вулканического архипелага на западе и заслуживают дальнейшего изучения. Ниже приводятся сводные данные Баддингтона по силурийским конгломератам. Встречаются следующие разновидности конгломератов:

1. Конгломераты, почти целиком состоящие из хорошо окатанных андезитовых или андезитпорфиритовых галек и валунов; цемент бывает карбонатизирован, встречаются линзы известняков, но известняковая галька встречается спорадически.

2. Конгломераты, почти целиком состоящие из галек и валунов известняков в известковистом или андезито-туфовом цементе; этот тип встречается редко, но образует пласты мощностью до 30 *м*.

3. Особая разновидность конгломератов типа промежуточного между 1 и 2, состоящая из галек и валунов андезитов и известняков в зеленокаменном туфогенном цементе.

4. Гомогенные породы, состоящие из обломков андезитов в цементе из того же материала; они имеют структуру конгломератов или переработанных водой брекчий.

Обломки известняка обычно представлены известняками плотной текстуры, типичными для силура, и содержат много ископаемых силурийского возраста, аналогичных тем, которые встречаются в перекрывающих известняках. Таким образом,

Фиг. 19. Схематизированная геологическая карта Японского архипелага и Восточной Азии.

1 — преимущественно осадочные породы, но также и архейские гнейсы и кристаллические сланцы и небольшие выходы интрузивных и эффузивных пород; *2* — аллювий; *3* — изверженные породы, главным образом граниты и гранодиориты, но также и архейские гнейсы и кристаллические сланцы и выходы осадочных пород; *4* — андезиты; *5* — базальты; *6* — трахиты. Изобаты в метрах.

очевидно, что эти конгломераты являются внутриформационными и что обломки известняка практически имеют тот же возраст, что и обломки вулканических пород. Вертикальные движения морского дна, возможно местного характера, должны были сопровождаться проявлениями вулканической деятельности и приводить к одновременной эрозии и подводным оползням слабо уплотненного тонкого известковистого ила. Часть вулканического материала должна была быть извергнута из центральных вулканов, которые возвышались над поверхностью океана и, таким образом, являлись объектом эрозии.

Несмотря на то, что некоторые вопросы, связанные с проблемой происхождения граувакк, конгломератов и известняково-аргиллитовых прослоев, представляются пока еще не разрешенными, Баддингтон следующим образом характеризует обстановку осадконакопления: крупные линзообразные пласты конгломератов могли быть отложены местными бурными потоками, и граувакки частично могли являться их более тонко измельченными эквивалентами, отлагавшимися в более удаленных участках морских бассейнов. Известковистые сланцы и глинисто-известковые прослои, которые местами переслаиваются с чистыми толстослоистыми известняками, частично могли являться более удаленными прибрежными эквивалентами конгломератов и граувакк.

Известняки представляют собой плотные на свежей поверхности белые породы массивного сложения с очень редко проявляющимися признаками слоистости. Наблюдались отложения мощностью до 700 *м*. Местами они переслаиваются с тонкослоистыми известняками, узловатыми и сланцеватыми известняками, известковистыми сланцеватыми аргиллитами, плотными плитчатыми глинистыми сланцами и спорадически встречающимися выветрелыми песчаниками. Массивные известняки, повидимому, связаны с быстрым отложением в участках, где имела место чистая аккумуляция в достаточном удалении от суши, то есть там, где не происходило отложения кластического материала. Предполагается, что вулканическая деятельность способствовала отложению известняков путем воздействия магматических вод или метеорных вод, проходящих через вулканические массивы или в связи с прогреванием морских вод. Однако с химической и океанографической точек зрения эта проблема не разработана.

Выше уже упоминалось о том, что Шофилд *(521)* поставил вопрос о происхождении гранитоидных галек и валунов в конгломератах различного возраста, особенно триасовых. В обсуждении этой проблемы участвовал также Баддингтон. В одной местности в Британской Колумбии, называемой областью Британской карты, описаны аркозы, состоящие из неправильных зерен кварца, плагиоклаза, ортоклаза и серицитового сланца.

Отсутствие окатанности зерен, свежесть плагиоклазов и значительная мощность пластов, не имеющих признаков слоистости, показывают, что материал накоплялся быстро и переносился на небольшое расстояние от источника, то есть от размываемого плутонического массива гранитоидов. Баддингтон считает невозможным проследить связь кластического гранитоидного материала с его источником, несмотря на то, что размер и количество этого материала свидетельствуют о его местном происхождении. Он приходит к выводу, что гранитоидные интрузии существовали на суше, которая прежде располагалась на западе, в области, ныне занимаемой Тихим океаном.

Исследователи, изучая тектоническое значение аркозовых отложений, пришли к выводу, что эти породы отлагались в тот момент, когда область гранитоидных массивов начала подниматься и подвергалась энергичному размыву. Аркозовые отложения связаны с деформированной геосинклиналью, в которую внедрились гранитоиды. Эти плутоны были вскрыты при размыве горных сооружений, созданных орогеническими движениями, а затем на дальнейших стадиях деформации они были еще более приподняты и подверглись интенсивной эрозии.

В пределах небольших островных дуг гранитные плутоны редко бывают вскрыты. Поэтому следует предполагать, что источником гранитоидного материала конгломератов и аркозовых отложений являлись более крупные острова какого-то архипелага.

На геологической карте Японского архипелага (фиг. 19) показаны широкие области гранитных интрузий и докембрийских гнейсов, которые могли поставлять необходимый материал. Главный архипелаг, подобно Японскому, имел длительную орогеническую историю и был сложен породами, из которых могли произойти не только грауваккковые, но и аркозовые отложения. В таком аспекте представляется суша, которая послужила источником осадков западной части Кордильерской геосинклинали.

Ортокварциты и кремнистые сланцы. Восточный прогиб лишен вулканогенных, грауваккковых и аркозовых отложений, и преобладающими литологическими разновидностями здесь являются породы, которые чрезвычайно редко встречаются в западном прогибе: это песчаники с кремнистым цементом (их

обычно называли кварцитами в районах Тинтик, Бригхем, Бингем, Вебер, Уэлс, Квадрант, Флатхед, Дедвуд и т. д.), но, возможно, их следовало бы именовать ортокварцитами и кварцитовыми песчаниками, во избежание недоразумений, поскольку эти разности не являются метаморфическими. Некоторые протерозойские кварциты прогиба Скалистых гор регионально метаморфизованы, но весьма сомнительно, чтобы палеозойские и мезозойские кварциты были в какой-либо мере затронуты этим процессом.

Полагают, что осадочные ортокварциты и кварцитовые песчаники образовались или как отложения, сопровождающие длительное химическое выветривание, или за счет переработки ранее существовавших кварцевых осадков. Первая группа в основном образовалась за счет химического разложения пород в пенепленизированных областях. В мелководных морях, в которых происходило отложение песков, в это время имело место осаждение кремнезема, в результате чего и образовались ортокварциты. Если в какой-либо части морского дна песчанистые отложения были удалены, то в этом случае должны были образоваться значительные прослои кремнистых пород. Если это положение справедливо, то очевидно, что песчанистый материал ортокварцитов сносился с материковой части континента. Мало вероятно, что он поступал с запада, где преобладала вулканическая деятельность.

В ассоциации с палеозойскими кварцитами находится несколько известняковых формаций мощностью от 170 до 700 *м*, а также менее мощные сланцевые толщи. Ассоциация кварцитов со сланцами и известняками подтверждает вывод об их образовании за счет размыва материка.

Среди отложений вулканического архипелага имеются мощные слои кремнистых сланцев. Слои кремнистых сланцев и кремнистых известняков широко распространены в области прогиба Скалистых гор, так же как и во внутренних бассейнах и на шельфах материка. Таким образом, факторы, способствовавшие отложению кремнезема, были, вероятно, различны. Перенос кремнезема в растворенном виде морскими течениями мог привести к отложению его на больших расстояниях от источника сноса. Легко представить себе, что значительная часть кремнезема в своем происхождении связана с вулканической деятельностью в пределах архипелага, что некоторая часть его переносилась течениями через море, располагавшееся между архипелагом и материком, за пределы областей отложения вулканического материала, и обильное осаждение этого кремнезема происходило в мелководных бассейнах восточного прогиба и материкового шельфа, где на отдельных участках и в отдельные периоды отлагались глины, известковые илы или пески.

Затронутая проблема заслуживает более подробного освещения, однако распространение кремнистых сланцев и ортокварцитов вполне соответствует представлению о существовании западного вулканического архипелага.

Распространение прогибов и отложений. Додевонские прогибы Кордильерской геосинклинали показаны в изопахитах на фиг. 13. Имеющиеся фактические данные и количественная интерпретация были приведены на предыдущих страницах. Коротко можно сказать, что очертания западного прогиба, располагавшегося между архипелагом Александр и горами Кламат, в общем предположительны, однако контуры эти достаточно вероятны и не противоречат имеющимся данным. Прогиб Кламат оконтурен на основе принятия палеозойского возраста для формаций Копли, Чанчелулла и Солмон.

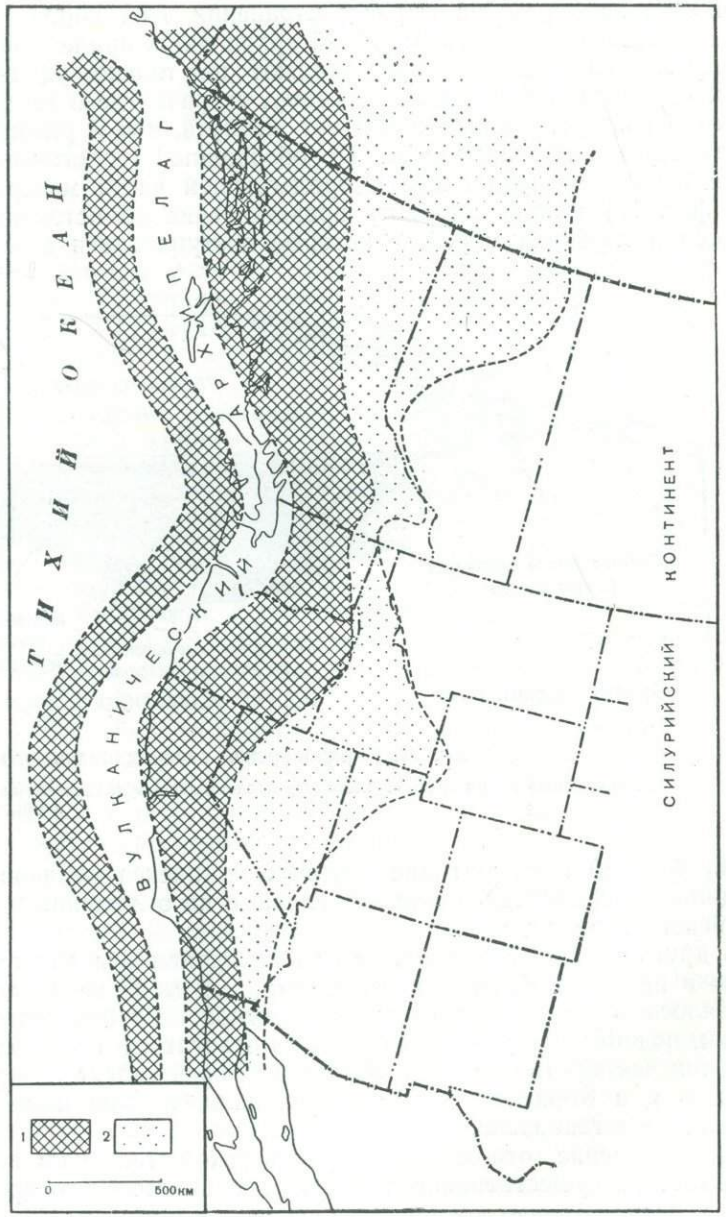
Западная граница северной части прогиба Скалистых гор замаскирована метаморфизмом, так что ее точная конфигурация неизвестна. Точно так же и продолжение этого прогиба на север от Джаспера в основном является гипотетичным. Однако в пределах огромной геосинклинали могут быть где-нибудь установлены надежные данные, подтверждающие произведенное оконтуривание.

Распределение прогибов наряду с установлением западного вулканического архипелага напоминает распределение морей и архипелагов западной части Тихого океана, и вполне естественно произвести соответствующее сравнение. При этом следует иметь в виду, что для американской западной геосинклинали мы располагаем разрезами осадочных пород нескольких геологических периодов, в то время как для западной части Тихого океана имеются данные о положении современной береговой линии, о распространении горных пород в пределах архипелага и в прибрежной части материка, но практически отсутствуют сведения об отложениях, которые образуются в морских бассейнах.

В нескольких местах было произведено драгирование морского дна, результаты которого были опубликованы, но они характеризуют только самую верхнюю часть отложений. Мы имеем весьма слабое представление о том, в каких именно участках обширного морского бассейна между архипелагом и материком располагались узкие прогибы наиболее интенсивной

аккумуляции и какова природа отложений в этих прогибах. Вместо сравнительного изучения мы вынуждены судить о неизвестных нам отложениях одних участков по изученным отложениям других. Таким образом, воспроизводя облик всей геологической провинции в целом, в одном случае мы опираемся на изученные разрезы осадочных отложений, тогда как в других случаях нам известны только области сноса и осадконакопления. Располагая имеющимися данными о происхождении осадков, нетрудно установить соответствие или несоответствие сравниваемых частей.

С одной стороны, форма и размеры геосинклинальных элементов описываемых областей являются вполне сравнимыми (ср. фиг. 19 и 20). Японский архипелаг, включая Камчатку, был выбран для сравнения потому, что он представляет наиболее близкую современную аналогию из всех возможных. Изгибы островных дуг, их выпуклость в сторону океана, их ширина и длина поразительно сходны. С другой стороны, геологическое строение Японского архипелага примерно соответствует строению, принятому для гипотетической суши, являвшейся источником осадков Тихоокеанского прогиба палеозойской Кордильерской геосинклинали. Если снять покров третичных и меловых отложений с Японских островов, то слагающие их породы и массивы представятся возможным источником отложений, аналогичных осадкам Тихоокеанского прогиба. Наиболее распространенными породами, закартированными в пределах Японского архипелага, являются андезиты, граниты, сиениты, рассланцованные граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, кремнистые сланцы, песчаники, известняки, диориты, пироксениты, амфиболиты, габбро и трахиты, перечисляемые приблизительно в убывающем порядке по степени распространенности.



Фиг. 20. Вулканический архипелаг и его взаимоотношения с отложениями палеозойской Кордильерской геосинклинали.

Карта составлена для силурийского периода, причем предполагается, что вулканические породы гор Кламат имеют силурийский возраст и увязываются с силурийскими вулканическими и граувакковыми толщами архипелага Александр. Комплекс пород вулканического архипелага состоит из разнообразных андезитовых эффузивов, граувакк, конгломератов (галька андезитов и гранитоидов), массивных известняков и грубозернистых внутриформационных известняков, кремнистых пород, аркозов, черных глинистых сланцев и окремненных глинистых сланцев (все перечисленные породы в основном представлены в метаморфизованном виде). Материковый комплекс состоит из ортокварцитов, аркозовых песчаников, песчаников, конгломератов (преимущественно гравелистых и галечных, состоящих из кварцитовой и кварцевой гальки), известняков и доломитов, кремнистых известняков и кремнистых пород и различных сланцев и алевритов.

1 — комплекс вулканического архипелага; *2* — материковый комплекс.

Исходя из характера и распространения этих пород, можно представить себе, что Японский архипелаг и прилегающие к нему морские бассейны представляют не только удачный пример для сравнения, но, повидимому, их развитие в течение палеозойской эры прошло почти тот же путь, что и развитие Кордильерской геосинклинали. По обобщенной геологической карте Японского архипелага и прилегающей части материка (см. фиг. 19) можно составить представление об источниках осадков и глубинах морей, в которые поступали эти осадки.

Архипелаг и орогенический пояс

Данные изучения осадочных отложений, доказывающие существование крупного вулканического архипелага на западной стороне Кордильерской геосинклинали, указывают и на наличие здесь орогенического пояса, поскольку все известные нам аналогичные архипелаги в других частях мира являются результатом движений земной коры в зонах активных деформаций.

Фиг. 21. Кордильерская геосинклиналь юго-восточной Аляски и Британской Колумбии в конце перми.

Темноцветные толщи прогиба Александр представлены вулканическими породами (белые треугольники) и граувакками (белые точки). Прочие комплексы даны в общепринятых обозначениях.

На фиг. 20 показаны два крупных комплекса осадков в Кордильерской геосинклинали, выделенные по отложениям силурийского периода.

В другие периоды вулканизм или не проявлялся одновременно в прогибах Кламат и Александр, или море не распространялось в область восточного прогиба. Глубоководные осадки, подобные тем, которые должны отлагаться в наиболее глубоких частях Японского и Охотского морей, могут присутствовать и в Кордильерской геосинклинали, однако наличие их пока не установлено.

Распределение отложений Кордильерской геосинклинали указывает на существование в палеозое вулканического архипелага, располагавшегося западнее западного прогиба.

Дополнением к стратиграфическим доказательствам существования палеозойского орогенического пояса являются тектонические данные, выразившиеся в виде многочисленных несогласий между отложениями различных стратиграфических систем в Тихоокеанском прогибе. Кроме того, таким теоретическим доказательством является метаморфизм отложений прогиба, и данные наблюдений, установивших, что частицы граувакковых отложений и гальки конгломератов образовались за счет разрушения палеозойских пород, уже ранее подвергшихся динамическому метаморфизму. Таковы вкратце линии доказательств, подтверждающих существование крупного орогенического пояса на западе Кордильерской геосинклинали в палеозое (см. фиг. 21).

6

АППАЛАЧСКАЯ ГОРНАЯ СИСТЕМА

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ

На фиг. 22 показаны структурные зоны восточной окраины континента от Нью-Йорка до Алабамы. Внутренняя устойчивая область континента представлена провинцией Аппалачских плато, где отложения залегают почти горизонтально и пересечены хорошо разработанной и разветвленной гидрографической сетью. В южной части штата Нью-Йорк, в центральной Пенсильвании и в северной части Западной Вирджинии породы смяты в очень пологие складки, которые являются местом развития газоносных и нефтеносных полей. Складчатость здесь настолько пологая, что отложения подверглись лишь незначительному размыву; здесь развит характерный для плато разветвленный тип рек, резко отличающийся от района, расположенного западнее.

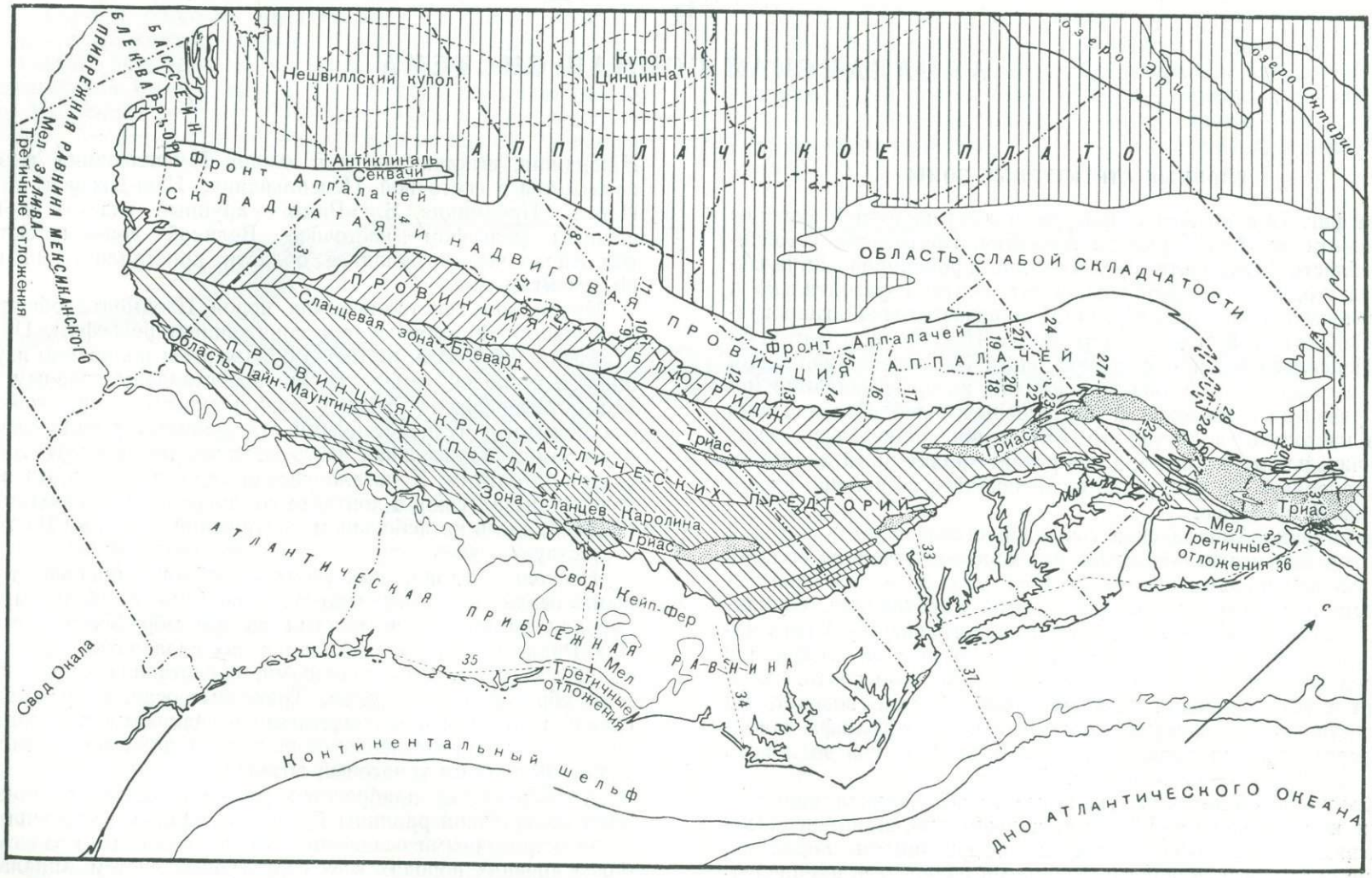
Собственно Аппалачские горы представлены складчатой и разбитой надвигами областью. Это хорошо изученная область с плосковершинными параллельными или субпараллельными грядами и с долинами, прорезающими антиклинали, синклинали и надвиговые чешуи. Рисунок гидрографической сети характеризуется прямоугольностью (trellis) и резко отличается от древовидноветвящегося рисунка Аппалачского плато. Отложения в этих провинциях имеют палеозойский возраст, но мощность их увеличивается в направлении от шельфа западной окраины плато к геосинклинали, охватывающей восточную часть плато и складчатый пояс.

Провинция Блю-Ридж (Голубые горы) сложена кембрийскими и верхнедокембрийскими, а возможно, и нижнедокембрийскими метаморфическими и изверженными породами, сильно смятыми в складки и разбитыми надвигами, направленными к складчатой и нарушенной надвигами области собственно Аппалачей. Этот тектонический элемент не только сложен более древними породами, чем Аппалачи на западе, но породы его, кроме того, более или менее метаморфизованы. Он имеет наибольшую ширину в Южной Каролине и северной Джорджии, выклинивается в южной Пенсильвании и снова появляется в восточной Пенсильвании, Нью-Джерси и Нью-Йорке. Провинция Блю-Ридж — крупный участок с повышенным рельефом восточнее Великой долины складчатых Аппалачей и западнее области кристаллических пород Пьедмонта.

Провинция кристаллических пород Пьедмонта обширна и в основном характеризуется пониженным рельефом. Породы, слагающие эту область, плохо обнажены и полностью изучены лишь в нескольких местах. Они представлены главным образом метаморфизованными докембрийскими и палеозойскими осадочными и вулканогенными отложениями и палеозойскими плутонами, значительная часть которых по размеру соответствует батолитам. Кристаллические породы Пьедмонта в Пенсильвании залегают в контакте со складчатыми породами Аппалачей; здесь на небольшом протяжении комплекс Блю-Ридж отсутствует.

Несколько удлиненных узких бассейнов выполнено триасовыми осадками, несогласно залегающими на более древних породах предгорий, а местами на докембрийском комплексе Блю-Ридж и на породах Аппалачских складчатых поясов. Они являются сбросовыми впадинами, представляя часть главной зоны сбросов или расколов. Триасовые осадки представлены главным образом красноцветными песчаниками и сланцами и пересечены многочисленными крупными дайками и силлами, также имеющими триасовый возраст.

Атлантическая прибрежная равнина является продолжением прибрежной равнины Гудзонова залива и сложена меловыми и третичными осадками, которые несогласно залегают на более древних породах всех структурных систем Аппалачских гор. В Нью-Джерси они несколько перекрывают и триасовые отложения. Они имеют пологое падение в сторону моря и, повидимому, распространяются под водой до окраины континентального шельфа Атлантического океана, так что эта провинция в геологическом смысле целиком может быть отнесена к



Фиг. 22. Обзорная карта структурных систем восточного края континента (по данным Тектонической карты Соединенных Штатов, 1944 г.).

Короткие пунктирные линии с номерами обозначают линии поперечных разрезов; номера соответствуют номерам разрезов, представленных на фиг. 38—70.

континентальному шельфу. Положение современной береговой линии следует признать непостоянным, и представляется бесспорным, что осадки прибрежной равнины продолжают отлагаться и в настоящее время.

Помимо описанных крупных продольных структурных зон Атлантической окраины континента, обычно выделяют также поперечные зоны под именем Центральных и Южных Аппалачей. Южная часть Аппалачской области включает в себя три структурные системы: складчатую зону Аппалачей, провинцию Блю-Ридж и провинцию Пьедмонта в штатах Алабама, Джорджия, Теннесси, Северная Каролина и Вирджиния; те же три зоны в Западной Вирджинии, Мериленде, Пенсильвании и Нью-Джерси включены в Центральноаппалачскую область, хотя некоторые авторы относят весь структурный комплекс к югу от Нью-Йорка, к Южным Аппалачам.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМИ ПРОВИНЦИЯМИ

Провинция Аппалачского плато

Структурные зоны, или системы, большей частью находят свое отражение в геоморфологических провинциях и таким образом, за небольшими исключениями, границы их совпадают.

Провинция Аппалачского плато включает два главных плато: Камберленд на юге и Аллеганы на севере.

Рельеф этой провинции создан законченным или почти законченным циклом эрозии, и она возвышается над соседними областями на площади четырех пятых ее территории, а отдельные части ее заслуживают названия гор. Эта провинция — широкий пологий синклинальный прогиб, наиболее молодые породы которого представлены группой Данкард (пермь или «верхняя непродуктивная толща»). Они представлены в основном мощной толщей красноцветных сланцев и песчаников и слагают зону, распространяющуюся почти от Питтсбурга до окрестностей Хантингтона (Западная Вирджиния). Вокруг них в виде последовательно сменяющих друг друга эллиптических зон обнажаются формации Мононгахела («верхняя продуктивная»), Конемо («нижняя непродуктивная»), Аллегани («нижняя продуктивная») и, наконец, совершенно маломощная формация Поттсвил. Большая часть известняков и наилучшие угольные пласты содержатся в формации Мононгахела.

Аллеганское плато соединяется с плато Камберленд, и граница между ними является условной. Южное плато является несколько менее расчлененным, и слагающие его почти горизонтально залегающие отложения представлены главным образом песчаниками, сланцами и базальными конгломератами формации Поттсвилл.

Феннеман *(185)* отмечает:

«В южном Огайо миссисипские породы западной окраины Аллеганского плато образуют куэсты, поднимающиеся до уровня плато. Высота этих куэст понижается по направлению к югу, однако они продолжаются в виде узкого пояса, включенного в плато, до 37°30′ с. ш.; за его пределами миссисипские породы (за исключением самой верхней части) широко распространяются к западу, залегая на более низком уровне в различных провинциях.

Далее к югу крепкие конгломераты или песчаники, залегающие в основании формации Поттсвилл (группа Роккастл), подстилают и образуют основание окраины плато. Все слои здесь полого падают на восток; крепкие базальные формации, там, где они частично обнажаются, обнаруживают местами также восточное падение.

Поскольку обнаженный пояс расширяется по направлению к югу, а провинция сужается, общая ширина плато Камберленд в Теннесси и Алабаме ограничивается зоной выходов крепких пород, известных здесь под именем песчаников Вальден и Лукаут.

На протяжении почти 350 *км* вдоль осевой линии провинции в Теннесси и Алабаме проходит прямолинейная антиклиналь Секвачи, на западе срезанная надвигом. Если бы она не была эродирована, то образовала бы горный кряж, как это еще и имеет место в ее северном конце, где горы Краб-Орчард располагаются на одной линии с хорошо разработанной антиклинальной долиной, намечающей затухание поднятия.

Подобно более обширным и сложным Аллеганским горам и горам Камберленд, эта антиклиналь представляет результат распространения в пределах плато тех сжимающих стрессов, которыми были смяты в складки отложения провинции Хребтов и Долин. Параллельно этой структуре в 25 *км* к востоку располагается аналогичная антиклиналь Уилс-Крик, выраженная долиной, проходящей западнее горы Лукаут».

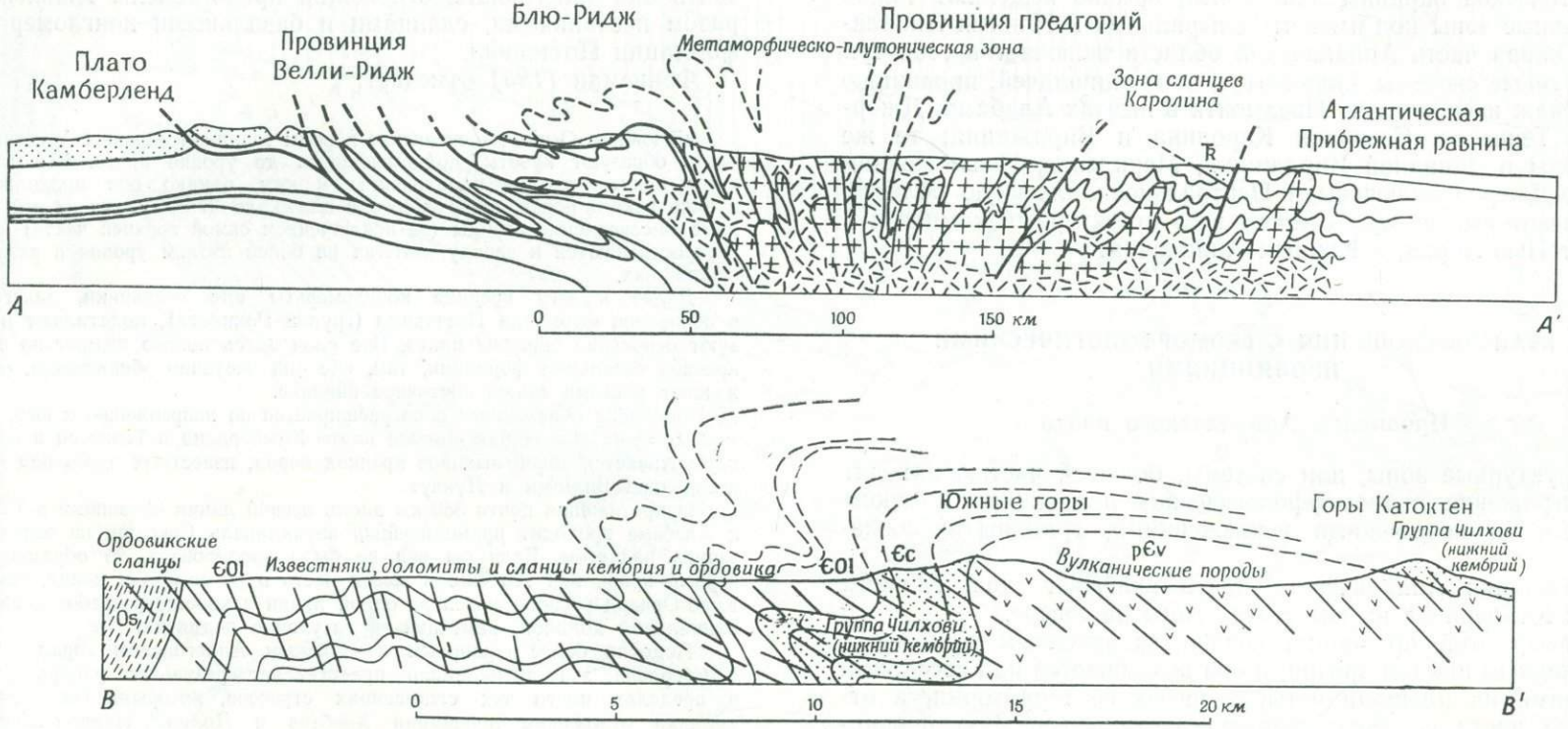
Провинция Хребтов и Долин

Складчатая и надвиговая структурная система Аппалачей геоморфологически является провинцией Хребтов и Долин, которая, как уже указывалось, состоит из параллельных или субпараллельных хребтов и долин с относительными превышениями от 300 до 700 *м*. Ее часто выделяют под именем Новых Аппалачей, в противоположность Древним Аппалачам,

которые включают провинции Пьедмонта и Блю-Ридж (см. фиг. 23). Однако, хотя провинция предгорий сложена метаморфическими и изверженными породами, вполне вероятно, что значительная часть их имеет палеозойский возраст и что

Феннеман (*185*) указывает:

«В провинции Хребтов и Долин можно выделить северо-западную зону, в пределах которой высокие хребты перемежаются с долинами различной ширины («зона Хребтов и Долин»), и широкую низменность юго-



Ф и г. 23. Разрез *A*— *A′* — схема взаимоотношений нескольких структурных провинций Аппалачской системы (по Кингу, **317**).

Разрез *A*—*A′* иллюстрирует переход от пологой складчатости к зоне крутых складок вдоль восточной окраины Великой долины (Грейт-Велли) в окрестностях Южной горы, в Мериленде (по Кингу, **317**).

pЄv — вулканические породы
Єс — нижнекембрийские породы группы Чилхови
Є01 — кембрийские и ордовикские известняки, доломиты и сланцы
Os — ордовикские сланцы
R — триас

их структурные элементы формировались в то же время, когда формировалась структура провинции Хребтов и Долин, и, таким образом, как отмечает Джонсон (*281*), вышеприведенные термины вряд ли подходящи.

восточной зоны («Великая долина»). Эти зоны более или менее отчетливо выражены на всем протяжении описываемой провинции.

За исключением короткого промежутка в штате Нью-Йорк, общей северо-западной границей провинции является эрозионный уступ, образованный полого падающими или горизонтально залегающими отложениями

Аппалачского плато. На участке от южной Пенсильвании до Алабамы юго-восточная граница образована устойчивыми породами хребта Блю-Ридж, возвышающегося над Великой долиной. Эта граница имеет эрозионное происхождение; менее устойчивые палеозойские отложения были смыты с поверхности докембрийских образований, а в некоторых местах — с устойчивых кварцитов кембрия, на которых они отлагались. В других участках контакт слабых палеозойских отложений с устойчивыми кристаллическими породами проходит вдоль пологого надвига, и отложения, расположенные северо-западнее плоскости разлома, подверглись эрозии.

Породы описываемой провинции представлены палеозойскими отложениями по возрасту от кембрия до пенсильвания. Их сопротивляемость эрозии весьма различна, что оказывает значительное влияние на рельеф. Широкая низменность Великой долины связана с неустойчивостью кембро-ордовикских известняков (формации Киттатини и другие толщи) и ордовикских сланцев (формация Мартинсбург). Хребты зоны Хребтов и Долин сложены весьма устойчивыми средне- и верхнепалеозойскими песчаниками и конгломератами, в частности тускарорскими кварцитами и конгломератами (силур), песчаниками Поконо (миссисипий) и конгломератами Поттсвилл (пенсильваний).

В конце палеозойского времени отложения области Новых Аппалачей подверглись интенсивному давлению с юго-востока и были смяты в крупные антиклинали и синклинали, местами опрокинутые на северо-запад. Кроме того, в зоне наибольшего напряжения развивались надвиги, причем горизонтальное положение слоев едва ли было нарушено. Область недислоцированных пород образует современное Аппалачское плато; складчатая область относится к Новым Аппалачам. В Новых Аппалачах простирания структур — северо-восточные и благодаря последующему развитию эрозионной деятельности такими же являются простирания основных элементов рельефа».

Провинция Блю-Ридж

Провинция Блю-Ридж возвышается в южной Пенсильвании в виде гребня Карлейл и протягивается на юго-запад в северную Джорджию в соответствии с основным простиранием Аппалачской системы. На северо-западе она отделена от области Великой долины провинции Хребтов и Долин и от нижележащей провинции предгорий на юго-востоке заметным переломом в рельефе местности. Эта провинция получила свое наименование от хребта Блю-Ридж в Вирджинии, который представляет довольно узкий горный хребет, протягивающийся на 350 *км* от реки Потомак до Роанока. Около реки Потомак высота хребта — 300 *м*, но на юго-западе высота его превышает 1200 *м*. Юго-западнее Роанока провинция Блю-Ридж представлена выпуклым (rolling) плато шириной от 17 до 100 *км* со средней высотой около 900 *м*. Ограничивающие его уступы имеют высоту от 300 до 600 *м*. Эта часть провинции включает область гор Грейт-Смоки, которая является наиболее возвышенным местом континента восточнее Скалистых гор: гора Роджерс вблизи ее северо-восточного склона в Вирджинии имеет высоту 1716 *м*, а гора Митчелл в Северной Каролине достигает высоты 2010 *м*.

Геоморфологическая провинция Блю-Ридж заканчивается в северной Джорджии непосредственно севернее Гейнсвилла, где провинция Пьедмонт и провинция Хребтов и Долин замыкаются на западе вокруг гор Грейт-Смоки. Однако докембрийский структурный пояс распространяется дальше на юг в Алабаму, где он погребен под отложениями прибрежной равнины; поскольку он был эродирован до уровня предгорий, геоморфологи включают его в провинцию Пьедмонт и таким образом зоны геоморфологического и структурного районирования оказываются несовпадающими.

Провинция предгорий (Пьедмонт)

Провинция предгорий начинается с триасовой низменности Нью-Джерси, где она представлена Трентонским гребнем, и распространяется на юго-запад в Алабаму. В Пенсильвании, Мериленде и Северной Вирджинии ширина ее всего лишь несколько километров, но в Северной Каролине она достигает 300 *км*. Далее на юго-запад эта провинция следует полосой той же ширины. Поверхность провинции предгорий постепенно повышается к западу к подножью Блю-Риджа, где она достигает высоты 150 *м* на севере и 450 *м* на юге. Она представляет собой обширную равнину, местами пересеченную и образующую рельеф с амплитудой в десятки и даже сотни метров.

Многочисленные холмы и гряды возвышаются на 60—300 *м* над общей равнинной поверхностью. Количество их увеличивается вблизи уступов Блю-Риджа. Породы провинции предгорий представлены главным образом гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами с отдельными выходами мраморов и кварцитов и имеют, вероятно, преимущественно палеозойский, а, возможно, частью докембрийский возраст. Вблизи западной окраины проходит пояс основных пород, содержащий выходы талька и мыльного камня. Метаморфизованные кембрийские осадки слагают полосу, протягивающуюся на северо-запад через Шарлотсвилл.

Полосы фаунистически охарактеризованных верхнеордовикских сланцев проходят в средней части долины реки Джемс-Ривер и юго-западнее Маунт-Вернон (Каролинский сланцевый

пояс, фиг. 22). В пределах провинции развито несколько удлиненных мульд, выполненных верхнетриасовыми песчаниками и сланцами, пересеченными диабазовыми дайками и силлами. Одна из мульд, именуемая бассейном Ричмонд, содержит месторождения угля, которые начали разрабатываться впервые в Северной Америке около 1750 г.

Триасовые породы смяты в пологие складки и пересечены многочисленными сбросами, а остальные докембрийские и палеозойские породы провинции предгорий интенсивно складчаты и местами пересечены крупными надвигами и сбросами.

Кристаллические породы предгорий на востоке перекрыты меловыми и третичными отложениями, и граница между этими двумя провинциями носит название зоны перепадов (fall zone). Вдоль нее расположены города Балтимора, Вашингтон, Фредериксбург, Ричмонд, Петерсберг; зона перепадов приблизительно отмечает рубеж, за которым не ощущается подъем воды в эстуариях, вызванный приливами.

7

ЮЖНЫЕ И ЦЕНТРАЛЬНЫЕ АППАЛАЧИ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ НА ЗОНЫ

Южные и Центральные Аппалачи распространяются от Алабамы до Нью-Йорка и реки Гудзон и включают площадь, показанную на обзорной карте (фиг. 22). Они подразделяются на три продольные зоны: складчатую и пересеченую надвигами провинцию Аппалачских гор, докембрийскую провинцию Блю-Ридж и провинцию кристаллических пород предгорий, Пьедмонт. Выделение Южных и Центральных Аппалачей подразумевает, что выделяется также и северная часть, но она описывается как провинция Новой Англии. Нью-Брансуик и Новая Шотландия должны быть включены в эту северную часть по причине их тесной геологической связи с Новой Англией.

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРАТИГРАФИИ

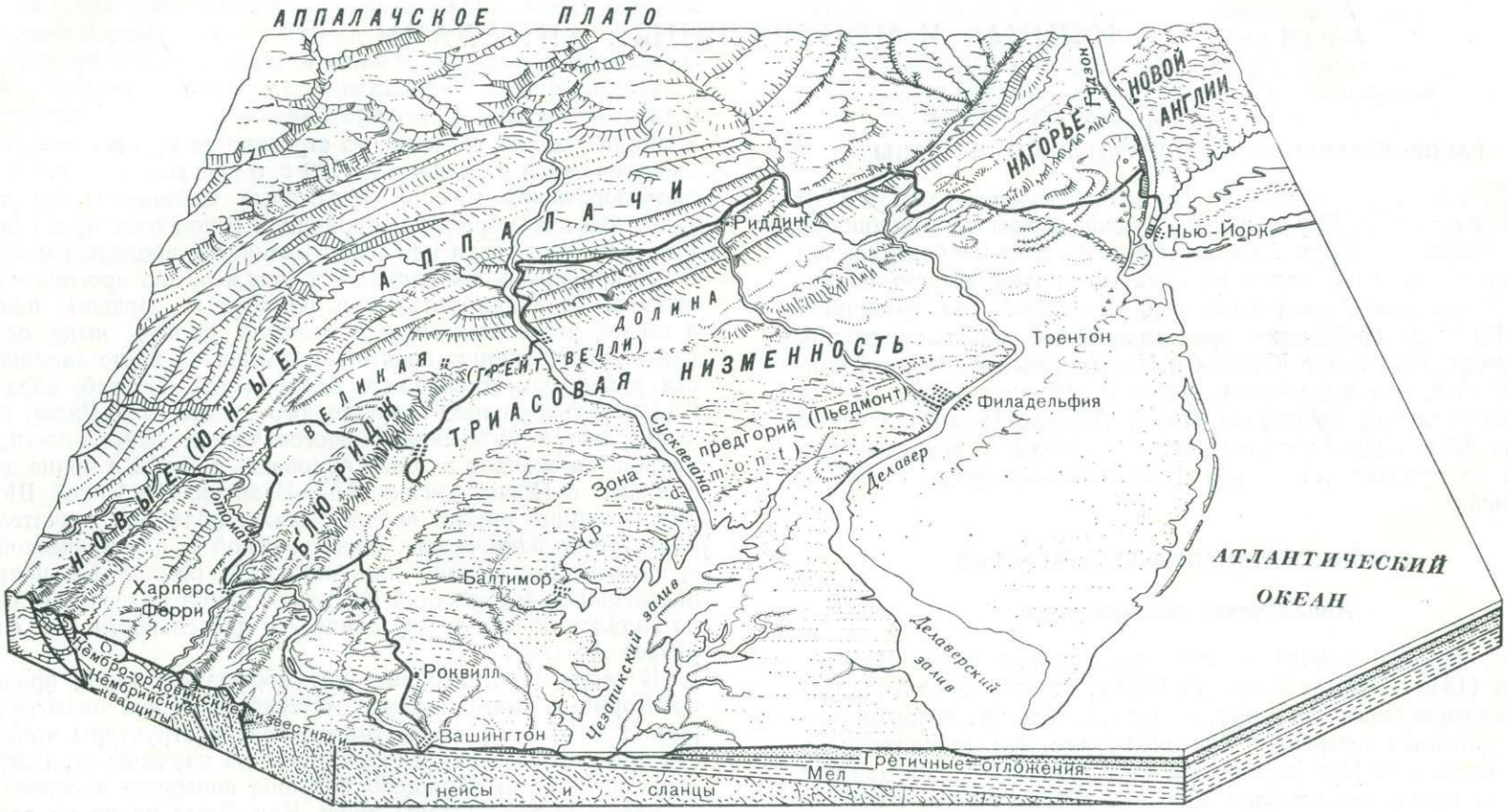
Аппалачская геосинклиналь

Со времени выхода в свет капитальных работ Джемса Холла (1840—1860) и почти до 1920 г. относительно Аппалачской геосинклинали придерживались следующих широко распространенных воззрений: считалось, что эта геосинклиналь простирается от Ньюфаундленда до Алабамы и даже далее к югу, на протяжении свыше 5000 *км*. Полагали, что наибольшее погружение происходило на площади современной провинции Хребтов и Долин и в восточной части Аллеганского синклинория, где местами накопились осадки мощностью свыше 10 000 *м*, и что мелководные внутриконтинентальные моря распространялись от геосинклинали в пределах внутренней устойчивой области континента, а с юго-восточной стороны располагался огромный Аппалачский бордерленд, с которого поступали обильные осадки, выполнявшие погружающийся прогиб. Детали строения северо-западной части геосинклинали хорошо изучены, но строение ее юго-восточной части очень сложное и начиная с 1920 г. о ней высказывалось много противоречивых мнений. Некоторые авторитеты теперь считают, что докембрийская провинция Блю-Ридж могла возникнуть как ядро свода или геоантиклинали, входящей в пределы более крупной геосинклинали, и отделить два прогиба или две области осадконакопления в раннем и среднем палеозое, а также, что восточный или внешний прогиб, ныне представляющий провинцию предгорий, возник на месте западной части ранее существовавшего бордерленда. Прогиб, образовавшийся юго-восточнее современного хребта Блю-Ридж, возник в результате интенсивной орогенической деятельности, проявившейся сначала в конце ордовика, а затем в конце девона, особенно в Новой Англии, Нью-Брансуике и Новой Шотландии. Внешний прогиб являлся также областью значительного развития вулканической, орогенической и плутонической деятельности. Внутренний или западный прогиб не претерпел интенсивных деформаций вплоть до конца палеозоя и никогда не являлся областью плутонической деятельности (см. фиг. 23, разрез $A — A'$).

В связи с интенсивным метаморфизмом пород провинции предгорий и почти полным отсутствием в них окаменелостей работа по расшифровке стратиграфии и структуры этой области продвигалась медленно. Однако на изучение стратиграфии Аппалачей было обращено большое внимание и основные ее элементы будут описаны ниже. Как будет видно из дальнейшего, геосинклинальные прогибы в области Аппалачских гор и Аппалачского плато время от времени смещались, так что точного совпадения структурных зон с областями осадконакопления не наблюдается. Однако в общем смысле западная часть сложного геосинклинального прогиба представляется недеформированной или претерпевшей лишь очень пологую складчатость; в структурном смысле к этому элементу относится Аллеганский синклинорий, а в физико-географическом — область плато. Восточная же часть геосинклинали является

областью развития складчатости и надвигов и, повидимому, характеризуется наибольшими мощностями палеозойских отложений.

давно детально описаны Рессером *(493)*, из работы которого взята прилагаемая таблица (фиг. 25), где указан возраст различных формаций для нескольких разрезов.



Фиг. 24. Блок-диаграмма геоморфологических провинций центральных Аппалачей и Атлантической прибрежной равнины (по Джонсону, Баскому и Шарпу, **281**).

Кембрийская система

Кембрийские отложения Южных Аппалачей имеют значительную мощность и представлены всеми тремя отделами этого периода — нижним, средним и верхним. Они были не-

Нижняя граница кембрия палеонтологически не устанавливается, и тот факт, что самые нижние слои, еще содержащие окаменелости, в Южных Аппалачах подстилаются толщей слоистых пород мощностью в несколько тысяч метров, позволяет делать различные предположения. Кинг *(316)* недавно опубли-

ковал результаты детального изучения этой проблемы и пришел к выводу, что отложения группы Чилхови, которую Рессер определяет как «белтскую» (докембрийскую), должны быть отнесены к кембрию. Кинг отмечает:

«Древнейшие нижнекембрийские ископаемые в этой области содержатся в верхней части отложений группы Чилхови. Эта группа представлена толщей кластических пород мощностью от 750 до 2500 *м*, которые от нижней до верхней части разреза имеют объединяющие их характерные особенности и, вероятно, образовались в течение единого цикла осадконакопления. Они рассматриваются как древнейшие отложения миогеосинклинали, в которой отлагались кембрийские и ордовикские отложения, ныне обнажающиеся в Аппалачской долине. Отложения группы Чилхови местами подстилаются катоктенскими зеленокаменными породами и ассоциирующими с ними осадочными породами, эффузивами горы Роджерс и формацией Окои. Эти комплексы пород формировались в условиях значительной подвижности земной коры и отличаются по своему характеру от формации группы Чилхови. Катоктенские зеленокаменные породы и эффузивы горы Роджерс отделены от группы Чилхови размывом. Между сериями Окои и группой Чилхови также может иметь место несогласие. Все три комплекса пород, залегающие ниже группы Чилхови, лежат с резким несогласием на древних плутонических породах (см. фиг. 26).

Все вышеуказанное приводит к выводу, что имеется достаточно оснований для того, чтобы принять за нижнюю границу кембрийских отложений в Южных Аппалачах нижнюю границу отложений группы Чилхови даже в том случае, если древнейшие кембрийские ископаемые найдены в слоях, расположенных намного выше указанного горизонта. Несогласие в основании катоктенской зеленокаменной толщи, эффузивов горы Роджерс и серии Окои не выражает нижнюю границу кембрия, а лежит в пределах докембрийской толщи, разделяя ее на две части, значительно отличающиеся друг от друга по возрасту».

Нижнекембрийские слои обнажаются вдоль хребта Блю-Ридж в Северной Вирджинии и на продолжении того же направления дальше на юго-запад в Теннесси (см. фиг. 27).

Средне- и верхнекембрийские отложения вместе с нижнеордовикскими слоями представлены известняками и доломитами и образуют огромную толщу мощностью около 2500 *м*. Эти карбонатные породы залегают на докембрии, перекрывая значительные площади во внутренней части страны и распространяясь на север в геосинклинальную область, а существенно обломочные отложения нижнего кембрия развиты в пределах узкого прогиба (см. нижний разрез, фиг. 27, верхнюю левую карту, фиг. 28, и карту кембрия, фиг. 29). Кембрийские и нижнеордовикские породы в восточной части штата Нью-Йорк и в Новой Англии имеют более кластический состав, в противоположность мощным карбонатным толщам южной части.

Шкала времени		Центральная Пенсильвания	Сусквегана-Нью-Ривер	Нью-Ривер-Теннесси	Теннесси-Алабама
Канадский ярус		Ларк	Бикментаун	Чепультепек	Чепультепек
Верхний кембрий	Медисон, Тремпело	Гетисбург 550-600: Майнс 50-70	Конокочеге 530-600	Коппер-Ридж 400-950	Коппер-Ридж 400-950
	Франкония	Гетисбург 550-600: Ор-Хилл-Стаги			Биббб 75-150, Кетона 130-200, Брирфилд 500
	Дресбах	Варрьор 400		Ноличуки 150-250+	Ноличуки
Средний кембрий	Марджум	Плезант-Хилл 200	Элбрук 600-1000	Меривилл 50-250	Меривилл
	Уилер, Суаси			Роджерсвилл 20-80	Роджерсвилл
	Дом, Офир, Ховелл			Ратледж 70-150	Ратледж
Нижний кембрий	Ром	Ром 80+	Ром 300+	Ром 300+	Ром 300+
	Шеди	Породы не обнаружены	Шеди 250-300	Шеди 250-500	Шеди 250-500
	Антьетам		Антьетам 150-500	Антьетам 150-300	Антьетам 150-300
Белт	Чилхови		Харперс Вевертон	Хемптон Уникои	Чилхови

Фиг. 25. Корреляция кембрийских формаций Центральных и Южных Аппалачей (по Рессеру, 493).

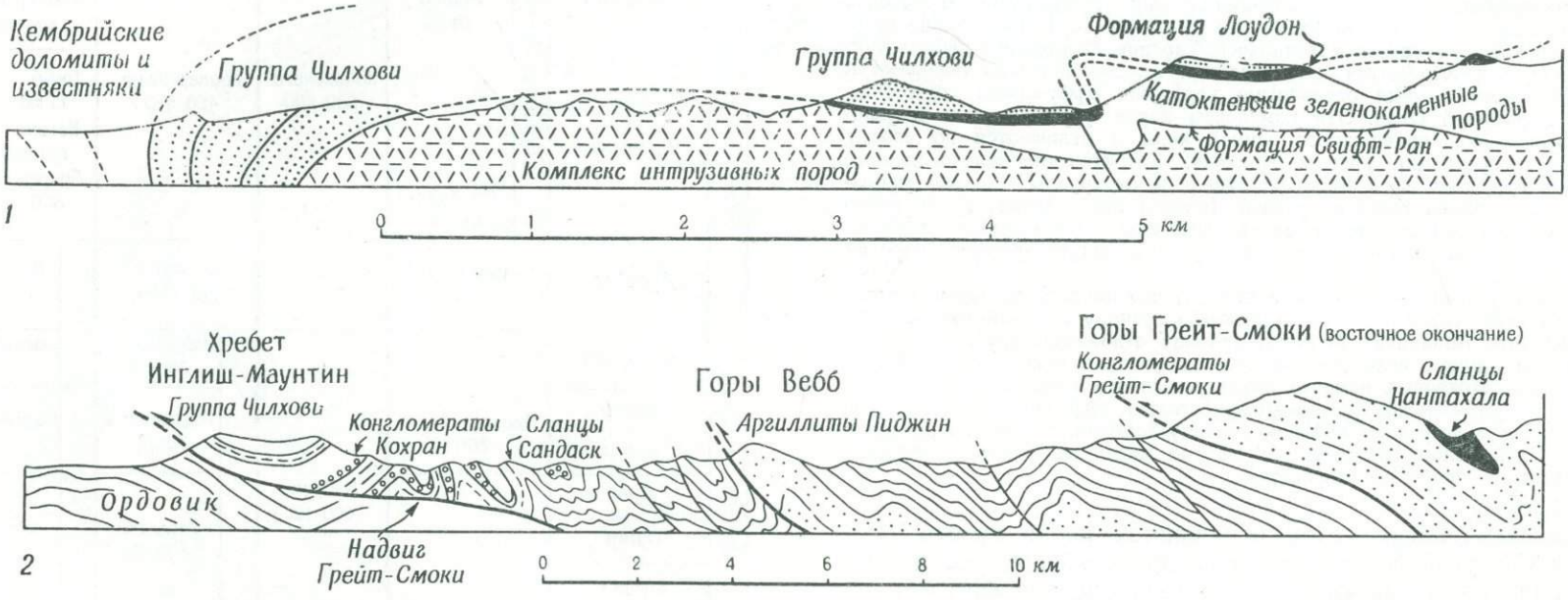
В Пенсильвании и Мериленде разрез кембрия и ордовика описан для области, расположенной восточнее Блю-Ридж, вдоль северо-западной окраины провинции предгорий (Пьедмонт) (Стос и Джонас, *579*) (см. фиг. 30; ср. с фиг. 23).

Ордовикская система

Главные стратиграфические подразделения ордовика, обычно употребляемые для восточной части Соединенных Штатов, даны в таблице на стр. 110 вместе с подразделением других периодов палеозоя.

Важной особенностью ордовикского опускания и осадконакопления является преобладание кластических осадков группы Блаунт, которые залегают вдоль Аппалачского прогиба. Они имеют наибольшее развитие в Теннесси и постепенно выклиниваются к юго-западу в Алабаме и к северо-востоку в Пенсильвании (см. фиг. 27).

Максимальная мощность отложений группы Блаунт составляет около 2500 *м*, что выражает соответствующую величину прогибания этой части геосинклинали в среднем ордовике. Разрез западной части прогиба, показывающий выклинивание группы Блаунт к западу (что в данном случае особенно хорошо выражено для формации Блек-Ривер), дан на фиг. 27.



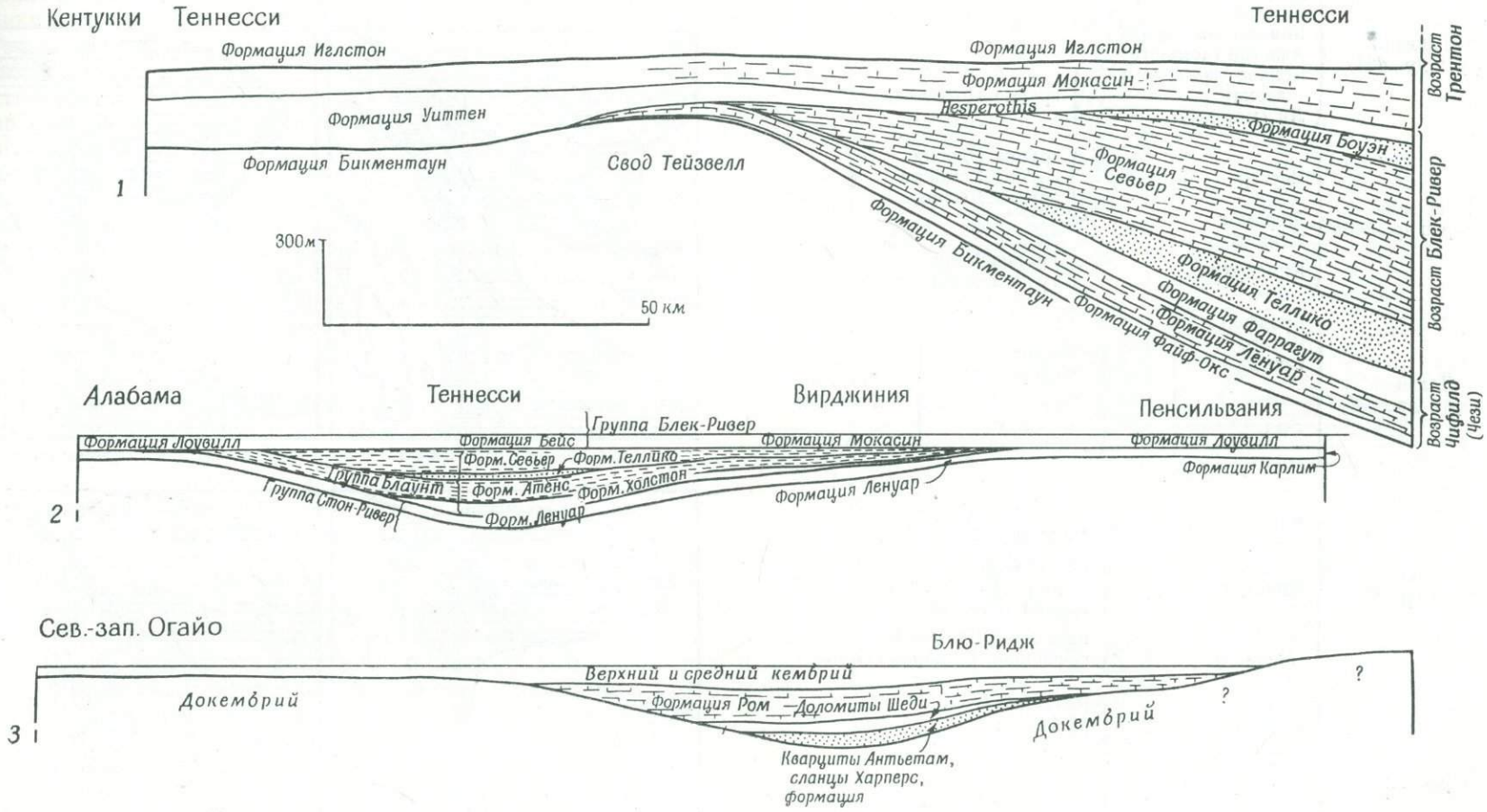
Фиг. 26. Разрез 1 через выступ Шенандоа, округ Пейдж, Вирджиния.

Показаны взаимоотношения отложений группы Чилхови с комплексом изверженных пород, формацией Свифт-Ран и катоктенской зеленокаменной толщей (по Кингу, **317**).

Разрез 2 — через северо-восточную часть гор Грейт-Смоки и северные предгорья этого хребта.

Конгломераты формации Грейт-Смоки и сланцы Нантахала — часть серии Окои верхнего докембрия, которая слагает большую часть области Грейт-Смоки.

О наличии кембрийских и ордовикских формаций восточнее Блю-Ридж в Пенсильвании и Мериленде уже упоминалось выше. В послебикментаунское, по Стосу и Джонесу (*579*), а по Сварцу — в послекембрийское время произошло поднятие антиклинали Майн-Ридж и размыв отложений; затем имело место опускание, и вся площадь была покрыта морем, в котором



Фиг. 27. Разрез 1 через северо-восточный Теннесси (по Проути, **478**).

Разрез 2 через Аппалачскую геосинклиналь (по Баттсу, Стосу и Джонас, **96**).

Показаны линзовидно залегающие отложения грунта Блоунт ордовикского возраста, заключенные между отложениями группы Блек-Ривер и Стон-Ривер. Максимальная мощность отложений группы Блоунт — 2400 *м*.

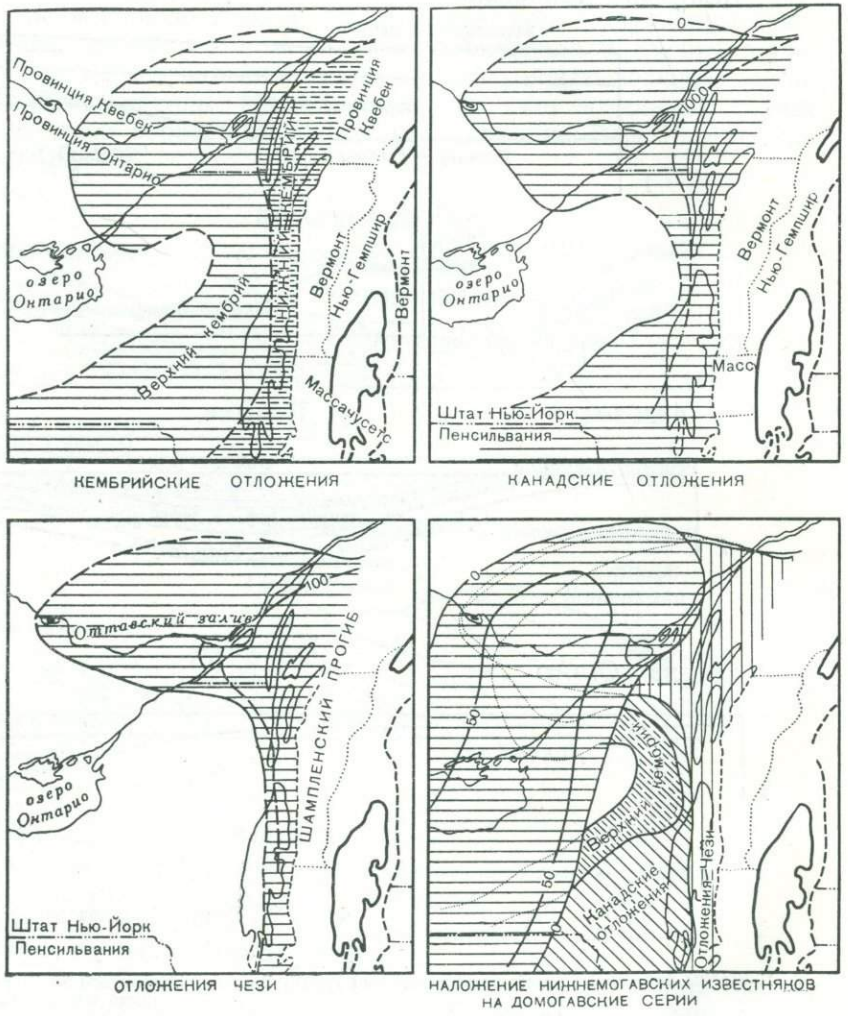
Разрез 3 через Аппалачскую геосинклипаль для конца кембрия (по Баттсу, Стосу и Джонас, **96**).

Существование восточного нагорья противоречит многим современным данным. Максимальная мощность кембрийских формаций — около 1800 *м*.

На всех трех разрезах незаштрихованные толщи представлены известняками и доломитами.

Пермь	Серия Данкард			
Пенсильваний (Мур и др., **434**)	Мононгахела (виргилий)			
	Конемо (миссурий)			
	Аллеган (демойн)			
	Кенава (лампасас и атока)	группа Поттсвилл		
	Ли (морроу)			
Миссисипий (Уэллер, и др., **648**)	Честер	группа Эльвира группа Хомберг группа Десинь		
	Мерамек			
	Осейдж			
	Киндерхук	группа Изли группа Фабиус		
Девон (Купер и др., **131**)	Брадфорд			
	Чотаго			
	Сенека	Чемунг Фингерлейкс	Дельта Кетскилл	
	Эри	Таганик Тьюгньяга Казеновия		
	Улстер			
Силур (Сварц и др., **586**)	Кайго	Басс-Айленд Уиллс-Крик		
	Ниагара	Блумбсбергские красные слои формация Маккензи группа Клинтон		
	Альбий (Медина)	песчаники Кастанеа песчаники Тускарора (Клинч)		
Ордовик	Цинциннат	Ричмонд Мейсвилл Эден		
	Могавк	Трентон Блек-Ривер		
	Чези			
	Канадский комплекс „Бикментаун“			

отложились известняки формации Конестога (см. фиг. 30). По Сварцу, эта формация имеет нижнеордовикский возраст. Распространение морей нижнего и среднего ордовика в Пенсильвании, штате Нью-Йорк и в южном Онтарио показано на фиг. 28 и 29, а среднего ордовика (Могавк) — на фиг. 28. Бассейн, в котором происходило осадконакопление в верхнем ордовике (цинциннат) показан в изопахитах на фиг. 31. Разрез ордовика на той же площади представлен на фиг. 32 и 33.



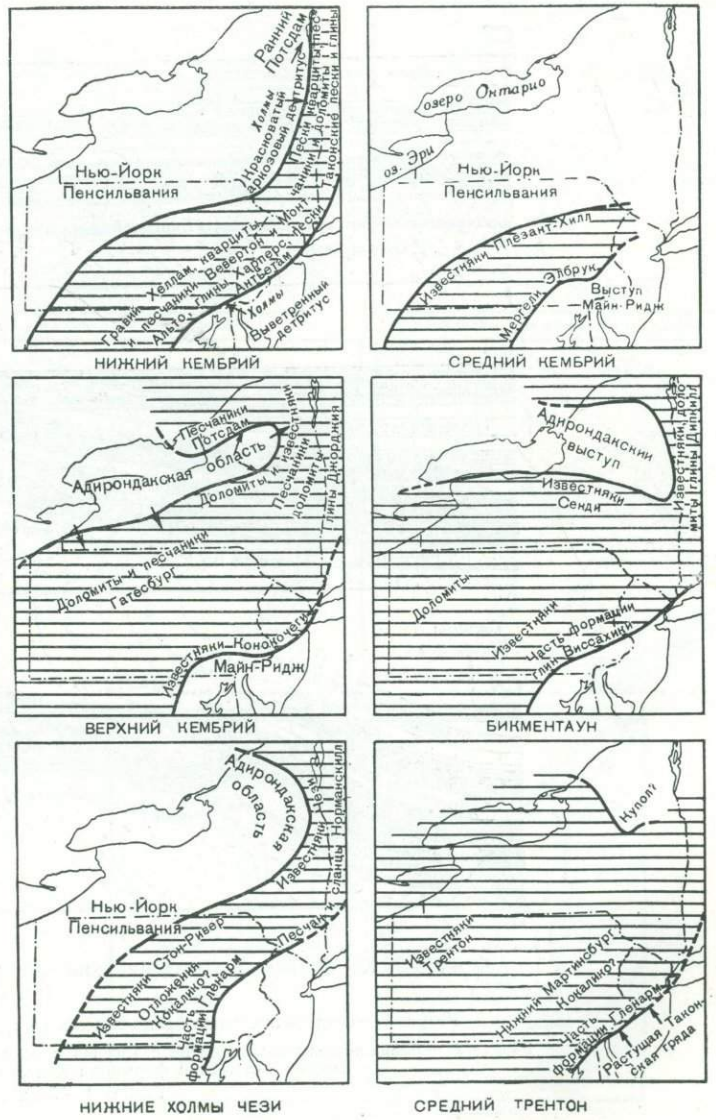
Фиг. 28. Палеогеографические карты кембрия и ордовика для района штат Нью-Йорк — залив Св. Лаврентия (по Кэю, **292**).

Горизонтально заштрихованные **площади — комплексы таконского аллохтона и других** отложений, представленных на фиг. 82 и 83 в их современном и первичном положениях. Сечение изопахит через 50 футов.

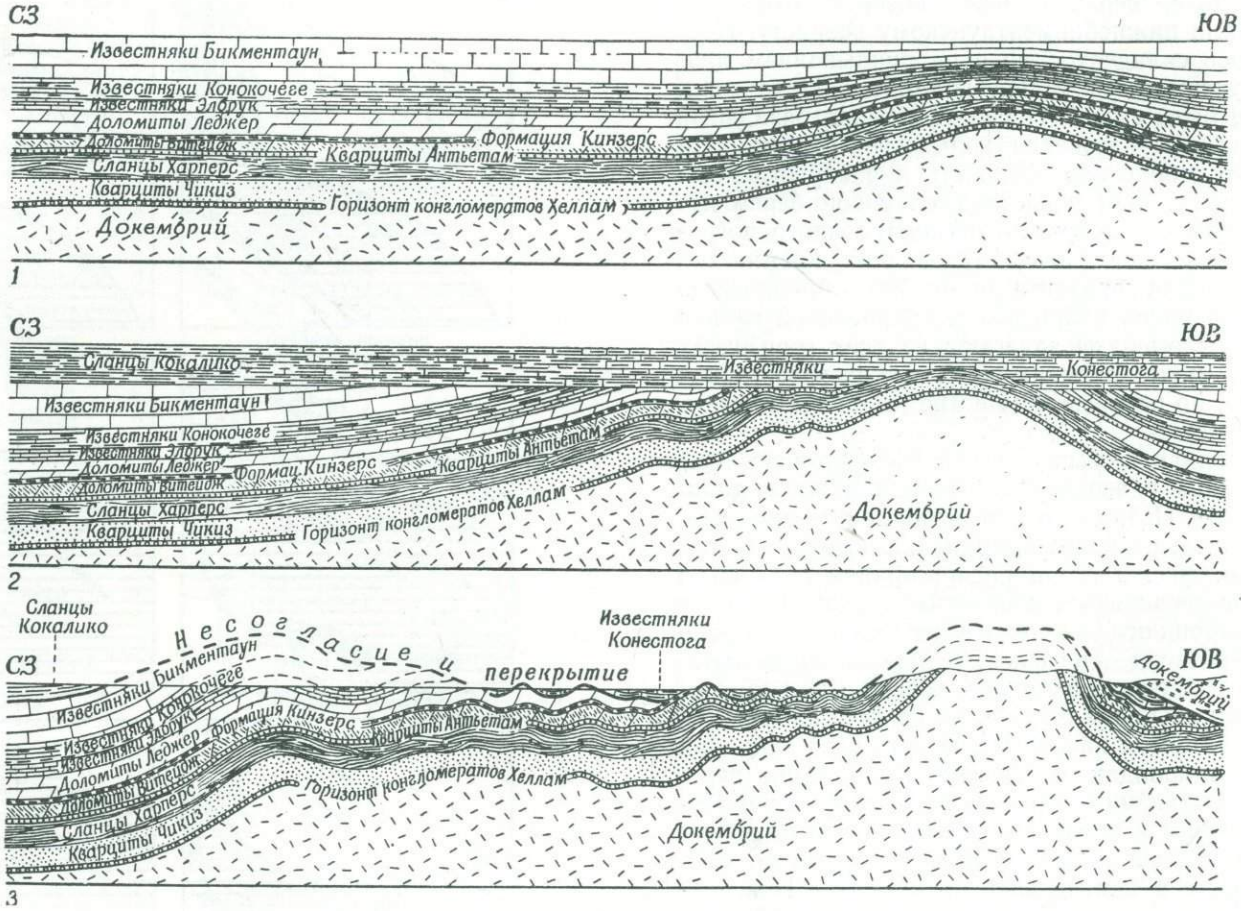
В Бирмингаме (Алабама) поднятие произошло после отложения доломитов Нокс, верхняя часть которых относится к бикментаунскому или нижнебикментаунскому возрасту. Поднятие сопровождалось складчатостью и опрокидыванием пластов, а на одном участке вся толща доломитов Нокс мощностью свыше 900 *м* была смыта. После отложения базальных конгломератов Атталла образовался холмистый рельеф. Эти конгломераты имеют небольшую мощность и распространены в виде отдельных пятен. Они представляют собой береговые отложения, образовавшиеся в результате постепенного погружения холмистого массива Нокс, накопления кремнистой гальки за счет разрушения горизонта доломитов и привноса из более удаленных источников кварцевой и кварцитовой гальки (Баттс, *92*). Эти конгломераты залегают на всех горизонтах доломитов и даже на подстилающих кембрийских известняках формации Конасауга, но перерыв обычно не выражен отчетливым угловым несогласием.

Полуостров Адирондак весьма существенно нарушает правильную форму прогиба в верхнем кембрии и нижнем ордовике (см. фиг. 28 и 29). Позднее, в могавский век, и еще позднее, в конце цинцинната, на месте Адирондака возник пологий свод (Кэй, *292*) (см. фиг. 31). Он распространялся на юг в Пенсильванию и мог соединяться с пологим сводом Тэйзвелл в Теннесси. Свод Адирондак (или «ось» Кэя) изображен также на фиг. 32, а свод Тэйзвелл — на фиг. 27. Мелководный вытянутый бассейн, расположенный западнее, известен под именем прогиба Ридо, а более глубокий бассейн на востоке называется прогибом Шамплен. В самом начале могавского века западная часть полуострова Адирондак и бассейн Ридо были перекрыты несогласно налегающими известняками формации Памелия (фиг. 28). Позднее в течение остальной части ордовика основные движения выразились в опускании широкого бассейна овальной формы в центральной и западной Пенсильвании и в западной части штата Нью-Йорк (см. фиг. 31). Отложения цинцинната в этом бассейне (Аллеганский синклинорий Кэя) представлены глинистыми и песчанистыми фациями, в противоположность карбонатным фациям Могавка.

Мощность их в южной части центрального Нью-Йорка и в Пенсильвании достигает 600 *м*. В северной части бассейна они представлены двумя основными комплексами — нижним комплексом серых сланцев и песчанистых сланцев и верхним комплексом красноцветных сланцев (Куинстон) Онтарио и Огайо, которые юго-восточнее переходят в более грубообломочные



Фиг. 29. Палеогеографические карты района штатов Нью-Йорк, Пенсильвания — Мериленд для кембрия и нижнего и среднего ордовика (по данным Сварца, **586**).



Фиг. 30. Кембрийские и ордовикские отложения к востоку от Блю-Ридж в Пенсильвании и Мериленде (по Стосу и Джонас, **579**).

Разрез 1 — осадконакопление продолжалось во время поднятия антиклинали Майн-Ридж в нижнеордовикское время.

Разрез 2 — раннеордовикское поднятие с эрозией и отложением конестогских известняков на срезанных головах более древних слоев. Возраст отложений формации Конестога принимается как нижний ордовик (Сварц. 586).

Разрез 3 — позднейшая складчатость и надвиги.

красноцветные слои (Джуниата). Эти красноцветные слои на северо-востоке перекрывают серые сланцы цинциннати (Ричмонд) и, в свою очередь, юго-западнее гор Адирондак в северо-восточной Пенсильвании перекрываются силурийскими конгломератами.

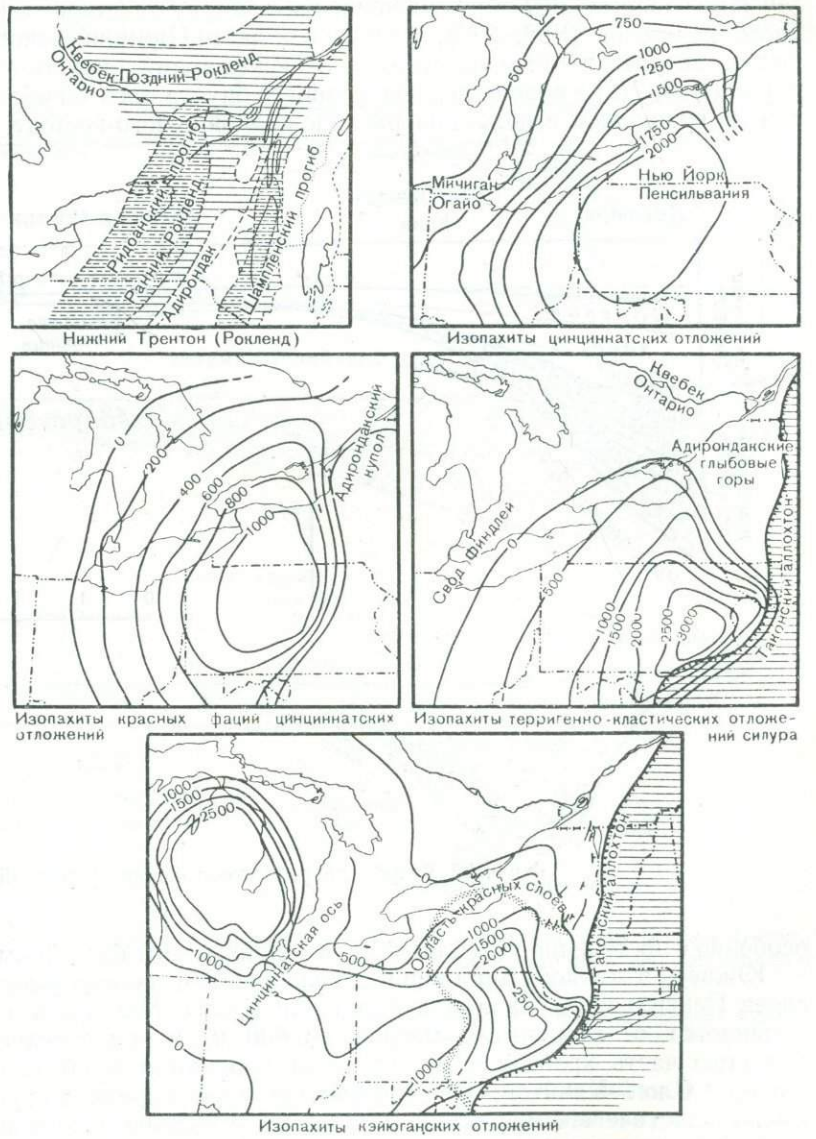
Силурийская система

В области долины Гудзона и озера Шамплен таконская орогения проявилась в конце ордовика, и породы здесь были значительно деформированы. Структурные и стратиграфические взаимоотношения этой орогенической зоны будут подробно рассмотрены в главе 10. Орогенические движения отмечаются по наличию углового несогласия в основании силура в восточной Пенсильвании, Нью-Джерси и юго-восточной части штата Нью-Йорк. На юг эта структура прослежена только до ущелья реки Сусквеганы в центральной части штата (Стос, *580*).

В Пенсильвании несогласие выражено перекрытием базальных конгломератов формации тускарорских песчаников и эквивалентной им на востоке нижней части толщи шавангунских конгломератов или складчатых и эродированных сланцев Мартинсберг.

Вслед за орогеническими движениями произошел огромный привнос терригенных осадков с востока, отложившихся в опускающемся прогибе в виде формаций Тускарора и Клинтон. Эти толщи в разрезе показаны на фиг. 33, *1*, а их распространение и мощность даны на фиг. 31. Наиболее глубокая часть бассейна находилась в юго-восточной Пенсильвании. Кэй (*292*) отмечает, что ордовикские осадки, принесенные с востока, постепенно становятся более грубозернистыми к верхней части разреза, то есть к моменту проявления орогенических движений, а силурийские, начиная с этого момента, постепенно становятся более тонкозернистыми. Кроме того, общее количество ордовикских осадков было больше, чем силурийских. По направлению к области шельфа западной части штата Нью-Йорк, Онтарио и Огайо отложения становятся более тонкозернистыми, но сохраняют свой кластический характер при значительном уменьшении мощности.

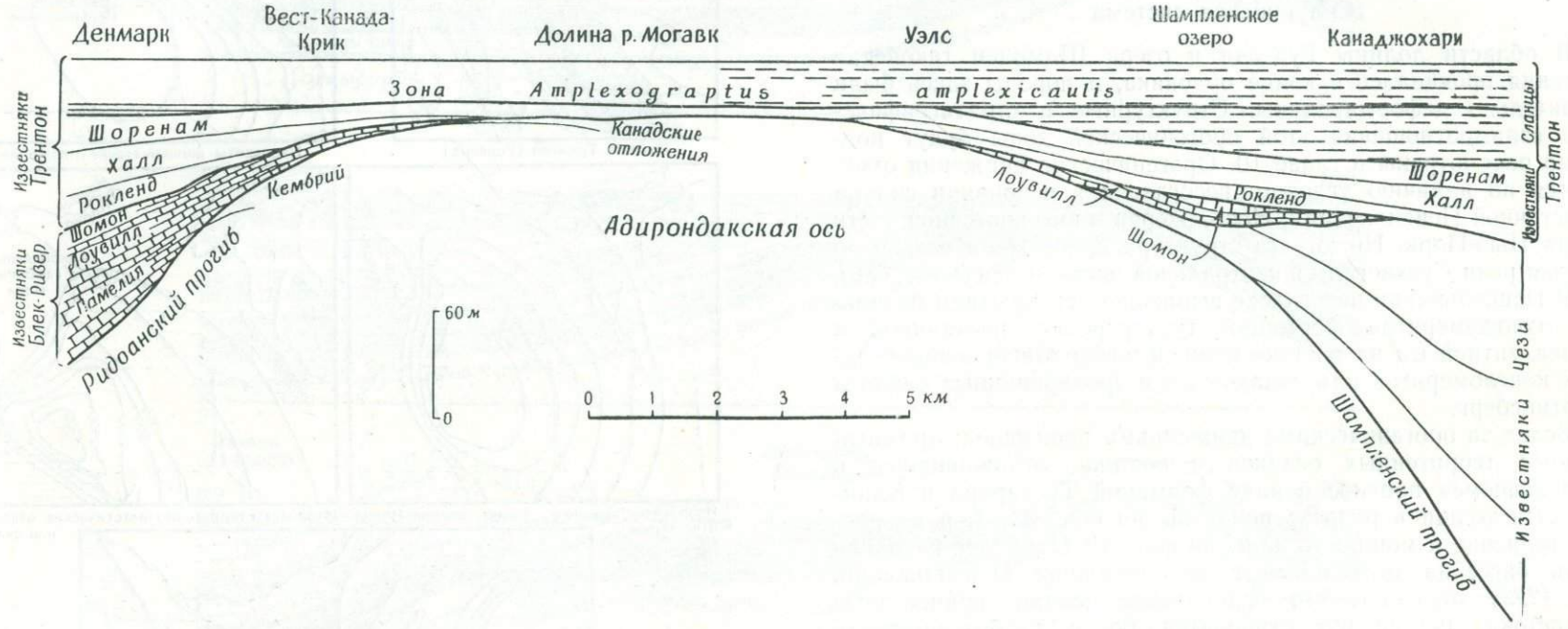
Верхнесилурийские отложения, или слои Кайго, представлены толщей красноцветных и зеленокаменных сланцев, мощность которых превышает в прогибе 600 *м*. Они принесены с востока и к северо-западу переходят в менее мощные карбонатные слои.



Фиг. 31. Бассейны осадконакопления в среднем и верхнем ордовике и в силуре в районе штатов Пенсильвания — Нью-Йорк (по Кэю, **292**).

Сечение изопахит через 250, 200 и 500 футов.

Наблюдается некоторое расширение к западу от Адирондакского поднятия (Кэй, *292*), а также в области Цинциннатского свода, впервые проявившегося в клинтонское время нижнего силура (Кэй, *292*) в виде менее интенсивного опускания этой области по сравнению с областью, расположенной на юго-востоке, и мощность силурийских кластических осадков Аппалачского прогиба, достигающая в Пенсильвании приблизительно 1800 *м*, в южной Вирджинии и в Теннесси уменьшается до 180 *м*; при этом осадки сохраняют свой кластический характер; привнос их происходил с востока.



Фиг. 32. Разрез досреднетрентонских формаций через купол Адирондак в штате Нью-Йорк (по Кэю, **292**).

особенно с постепенно углубляющимся Мичиганским бассейном.

Южнее, в южной Вирджинии, эквивалентом тускарорских слоев Пенсильвании являются песчаники Клинч. Мощность их изменяется от нескольких метров до 600 *м*, и они слагают большую часть хребтов в Аппалачской провинции Хребтов и Долин. Слои Клинтон, перекрывающие слои Клинч, также имеют кластический характер, будучи представлены сланцами и крепкими красноцветными песчаниками. Мощность их незначительна; максимальной мощности около 100 *м* они достигают в Вирджинии. Таким образом, можно считать, что

Девонская система

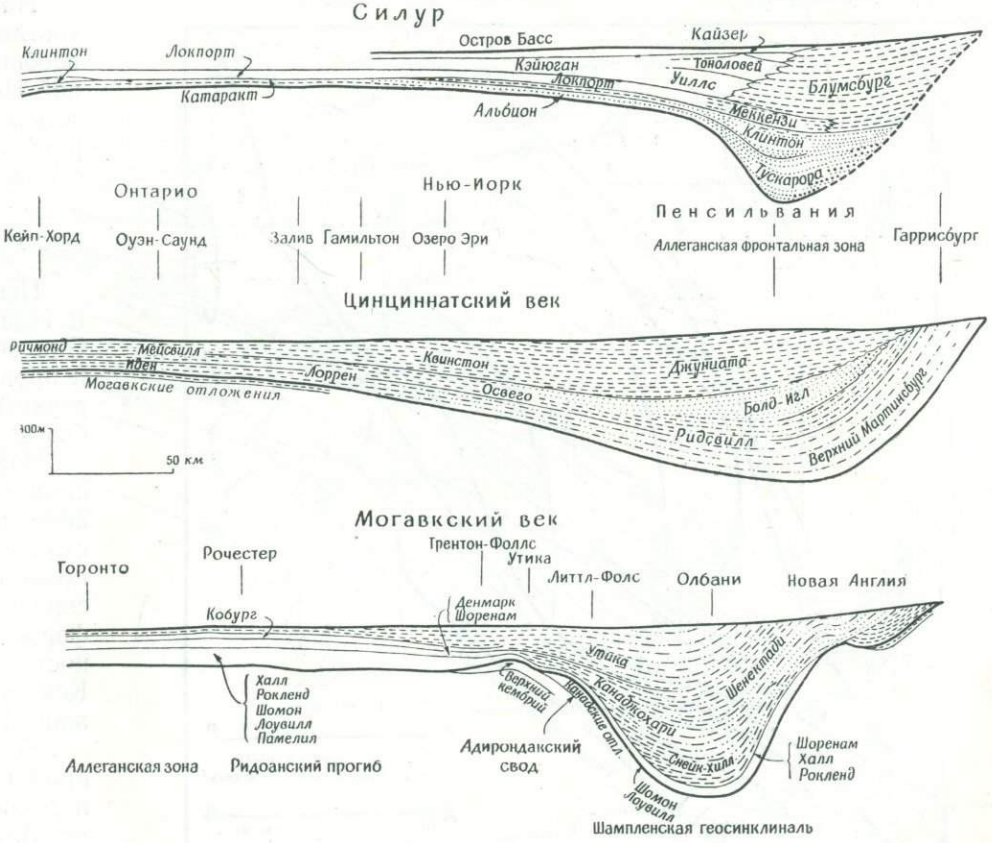
Девонские формации Аппалачских гор и Аллеганского плато в их недоформированном виде реставрированы на фиг. 35. Нижнедевонские отложения повсеместно имели незначительную мощность, и ось неглубокого бассейна, в котором они отлагались, имела несколько более северо-восточное направление, чем ось Адирондакского свода. Море распространялось через нее в западную часть Шампленского пояса (Кэй, *292*) (см. фиг. 34). Распространение песчаников Орис-

кании южнее озера Онтарио и восточнее Цинциннатского свода выражает поднятие свода и обособление Аллеганского бассейна от области Св. Лаврентия.

Постульстерские отложения в центральных Аппалачах почти целиком являются терригенными и фиксируют период опускания бассейна, в котором отложилось свыше 2500 *м* кластических осадков (см. фиг. 35). Распространение этих отложений примерно совпадало с областью отложения терригенных осадков верхнего ордовика (см. фиг. 34). Большая часть средне- и верхнедевонских отложений известна под именем отложений Кетскиллской дельты. По направлению к востоку отложения становятся более грубозернистыми. Область сноса занимала наиболее высокое положение, так как самые грубые осадки располагаются восточнее северо-восточной Пенсильвании. Выше уже упоминалось, что верхнеордовикские, силурийские и девонские породы в центральных Аппалачах и в штате Нью-Йорк представлены мощной толщей преимущественно кластических осадков, но при прослеживании на юго-запад, вдоль Аппалачей, они становятся менее мощными и в Алабаме представляют подчиненный элемент в разрезе геосинклинальной толщи. Детали строения Кетскиллской дельты показаны на фиг 36, фауны и мощности ее — на фиг. 35.

Миссисипская система

В Алабаме маломощные миссисипские известняки форланда по направлению к юго-востоку переходят в 1500-метровую толщу песчаников и сланцев. В северной Вирджинии, Мериленде и Пенсильвании нижняя часть миссисипской толщи мощностью от 300 до 600 *м* представлена сланцами и песчаниками, средняя часть разреза — известняками, максимальная мощность которых достигает 1200—1500 *м*, а верхние формации представлены известковистыми сланцами, красноцветными иловатыми фациями и красными и серыми песчаниками. Формация Поконо и аналогичные ей песчаники нижней части разреза представляют собой толстослоистые конгломератовидные породы. Отмечается увеличение мощности почти всех формаций миссисипской толщи по направлению от западного шельфа к восточному геосинкли-



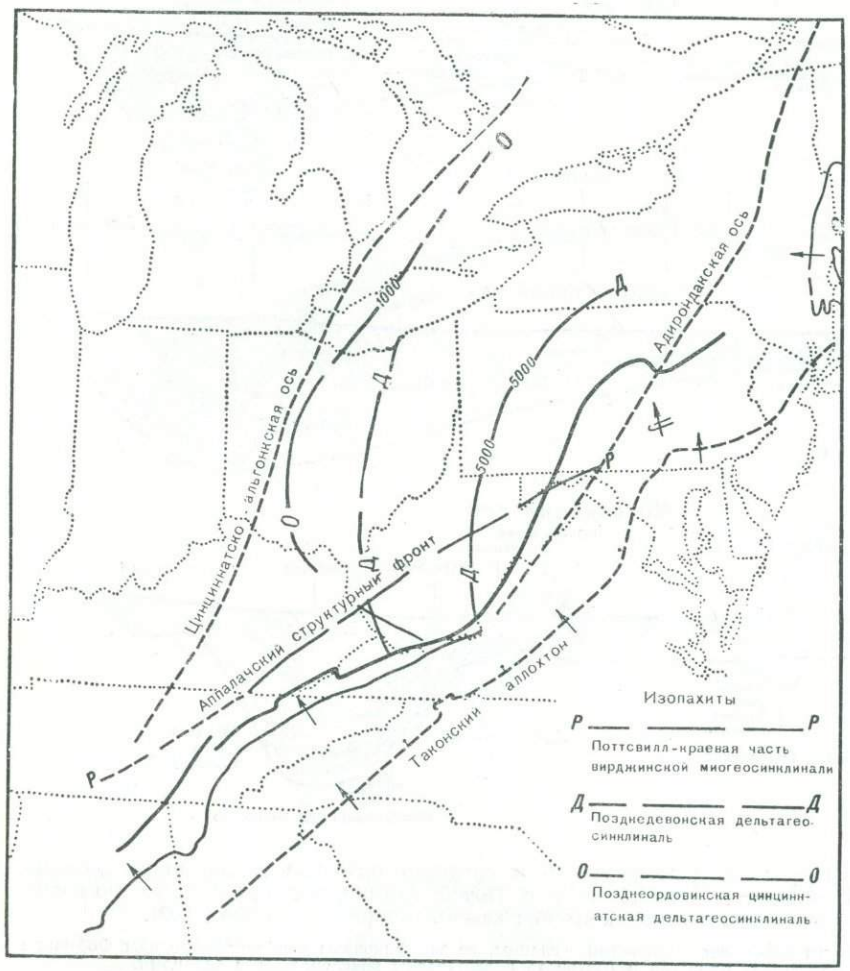
Фиг. 33. Разрезы силура и верхнего и среднего ордовика в провинции Онтарио, в штатах Нью-Йорк, Пенсильвания и в Новой Англии, построенные для моментов завершения осадконакопления каждого периода (по Кэю, **292**).

Точками показаны песчаники, черточками — сланцы, не заштрихованы карбонатные породы. Формации Блумсбург, Квинстон и Джуниата представлены красноцветными сланцами.

нальному прогибу, причем более грубозернистый материал отлагался в участках, где толщи имеют максимальную мощность.

Миссисипский прогиб совпадает с провинцией Хребтов и Долин и не отражает расположенный западнее огромный выпуклый дельтовый конус ордовика и девона (см. фиг. 34).

Повидимому, берег миссисипского моря находился близ хребта Блю-Ридж. Наибольшие мощности (1800 *м* юго-восточнее Норт-Форк в области Холстон-Ривер в Теннесси) наблюдаются лишь в 40 *км* северо-западнее фронта Блю-Ридж.



Фиг. 34. Верхнеордовикские, верхнедевонские и верхнепенсильванские бассейны и их соотношения с аппалачским структурным фронтом (по Кэю, 292).

P — краевая Вирджинская миогеосинклиналь
D — позднедевонская дельтагеосинклиналь
O — позднеордовикская, цинциннатская дельтагеосинклиналь

На севере геосинклинали — в юго-восточной и восточной частях штата Нью-Йорк — миссисипские породы, повидимому, вообще не отлагались. Наиболее грубозернистые слои в восточной Пенсильвании отлагались ближе всего к нагорью, которое в девоне образовалось на месте Новой Англии, и по мере выравнивания этого поднятия раннемиссисипские кластические отложения сменялись карбонатными осадками (Кэй, *292*).

Пенсильванская система

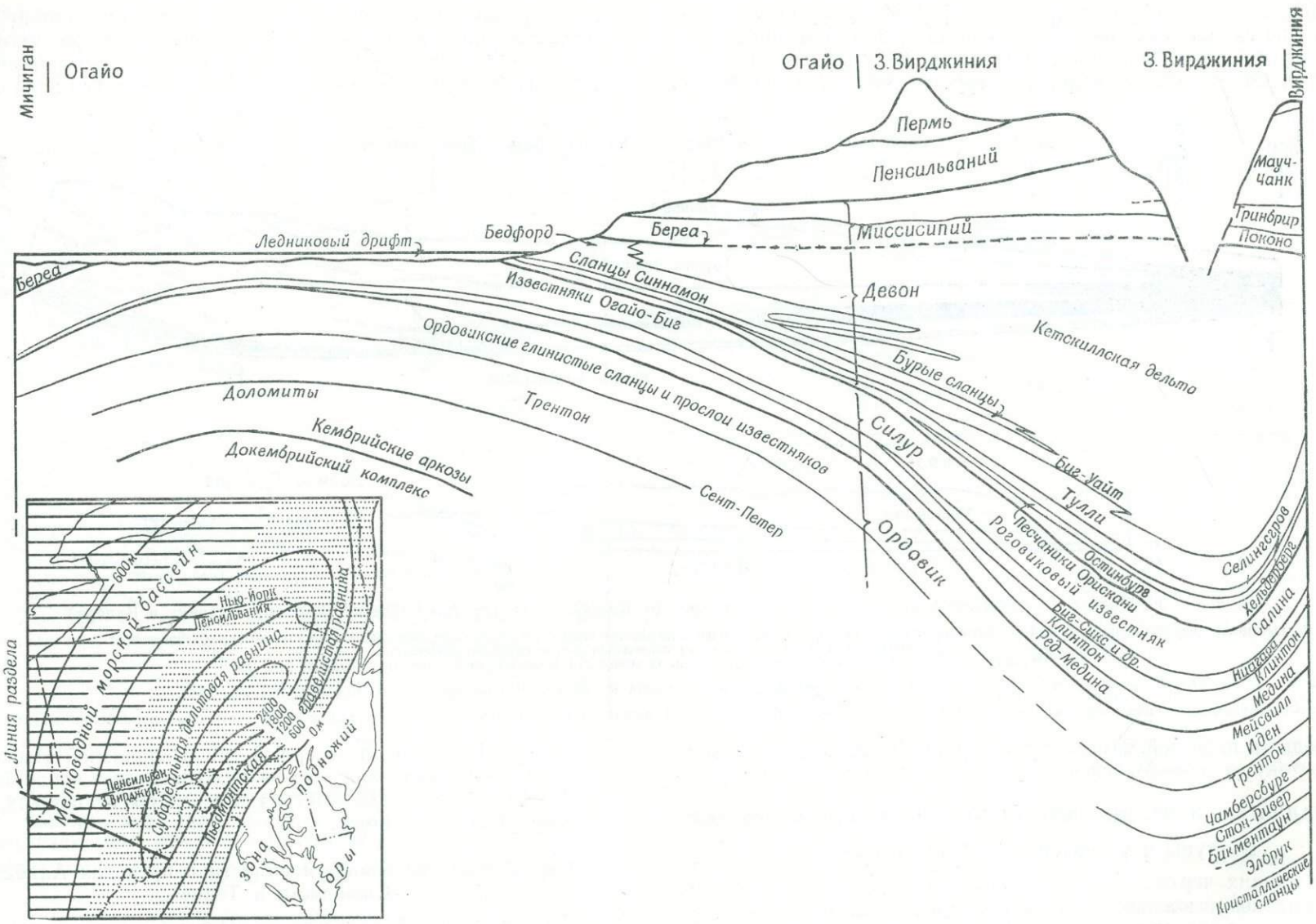
Пенсильванские отложения как в пределах шельфа, так и в геосинклинальных областях имеют кластический характер. Они образуют мощные угленосные толщи Аллеганского плато и провинции Хребтов и Долин. На фиг. 37 представлен поперечный разрез этих отложений от Вирджинии до Иллинойса, без детализации структур.

Наибольшей глубины прогиб достигал в Алабаме, где максимальная мощность поттсвиллских отложений достигает 3000 *м*. По направлению к северо-западу мощность поттсвиллских слоев постепенно уменьшается, доходя в Пенсильвании всего лишь до 60—120 *м*. По мере уменьшения мощности поттсвиллских слоев появляются более молодые пенсильванские формации, и в Западной Вирджинии и Пенсильвании мощность аллеганской формации достигает 100 *м*, формации Конемо — 180 *м*, формации Мононгахела, в основании содержащей особенно ценные питтсбургские угли, — 75 *м*.

Как показано на фиг. 34, изопахиты поттсвиллской толщи приблизительно соответствуют положению провинции Хребтов и Долин и следуют вдоль Аппалачского структурного фронта от Алабамы до центральной части Западной Вирджинии. В Пенсильвании же фронт складчатой зоны занимает косо-секущее положение по отношению к изопахитам поттсвиллской толщи, имеющей здесь наименьшую мощность, и положение его определяется мощными подстилающими толщами девона и ордовика.

Пермская система

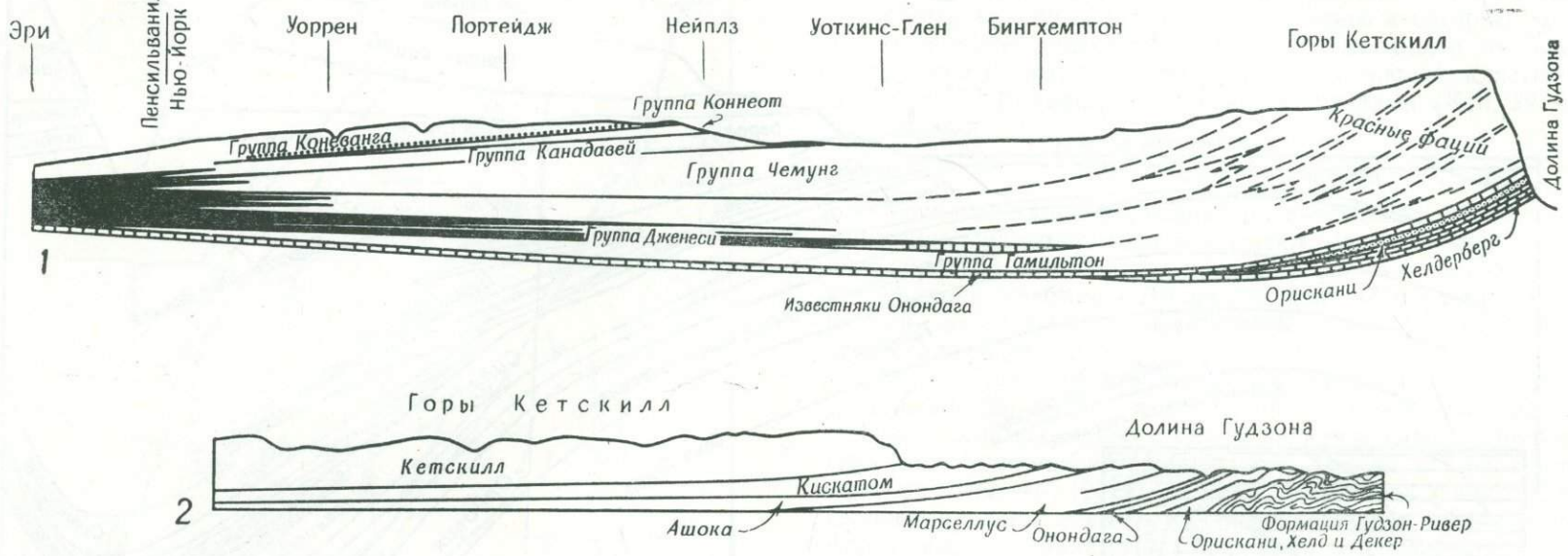
В пределах овальной площади в Западной Вирджинии и в Огайо, целиком расположенной в пределах провинции плато, формация Мононгахела перекрыта отложениями данкардской



Фиг. 35. Разрез палеозоя через Аллеганский бассейн и Цинциннатский свод.

Линия разреза, показанная на врезке, продолжается далее через штат Огайо в южный Мичиган (по Тафферти); там же показана, по данным Шухерта, великая Кетскиллская дельта. Сечение изопахит через 600 *м*.

группы или верхней непродуктивной формации перми. Она состоит из сланцев, частично красноцветных, и песчаников с тонкими угольными прослоями. Максимальная мощность ее около 450 *м*. Отложения данкардской группы являются наиболее



Фиг. 36. Разрез 1 — великая Кетскиллская дельта от Эри до Кетскиллских гор (по Шухерту, Данбару, Чадвику и Куперу).

Черный цвет — черные сланцы; белый — конгломераты, песчаники, глинистые и известковистые сланцы; кластические отложения представлены преимущественно красноцветными толщами и в восточной части становятся более грубообломочными.
Вертикальный масштаб значительно преувеличен. О мощности можно судить по карте изопахит, фиг. 35.

Разрез 2 через Кетскиллские горы и долину Гудзона к северу от Кингстона (по Чадвику и Кэю, **114**).

Показаны современная восточная эрозионная поверхность отложений Кетскиллской дельты и взаимоотношения с поднятыми массами — основным источником осадков.

молодыми палеозойскими отложениями в Соединенных Штатах к востоку от реки Миссисипи.

СКЛАДЧАТЫЕ И НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ АППАЛАЧСКИХ ГОР

Выступы и углубления (salients и recesses)

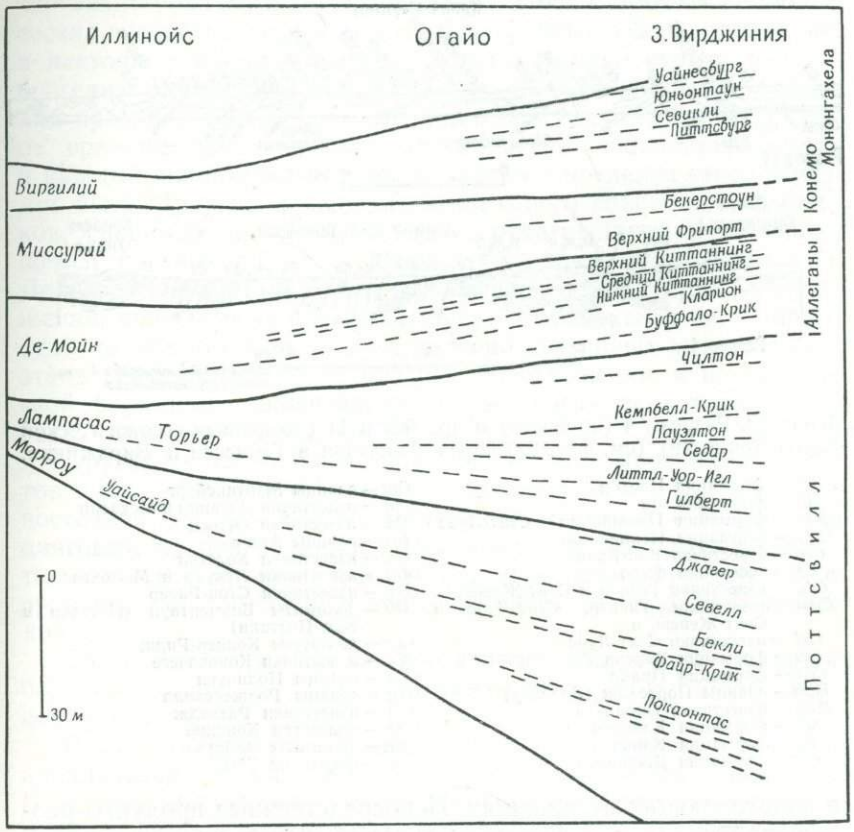
В общих чертах пояс складчатых и надвиговых структур центральных и южных Аппалачей состоит из двух главных выступов и трех углублений [1]. Выступы представляют собой дугообразные части пояса, обращенные выпуклостью в сторону материка, а углубления являются такими же дугообразными участками, обращенными выпуклостью в сторону океана. Южный выступ располагается в основном в Теннесси и юго-восточном Кентукки, а северный — в центральной Пенсильвании. Протяженность каждого из них составляет около 700 *км*. Кейс отмечает еще два выступа в северных Аппалачах, которые будут описаны ниже.

[1] Эти термины введены Кейсом (*299*) в его широко известной книге „Outlines of Appalachian structure".

Структурные особенности области в пределах Алабамы, Джорджии и Теннесси

При изучении Тектонической карты Соединенных Штатов можно видеть, что южная половина провинции Хребтов и Долин характеризуется развитием надвигов, в то время как ее северная половина представляет область развития длинных

параллельных антиклиналей и синклиналей. В южной части надвиговые покровы надвигаются в виде чешуй друг на друга; в восточном Теннесси было закартировано девять таких чешуй. Некоторые из них включают почти весь палеозойский разрез

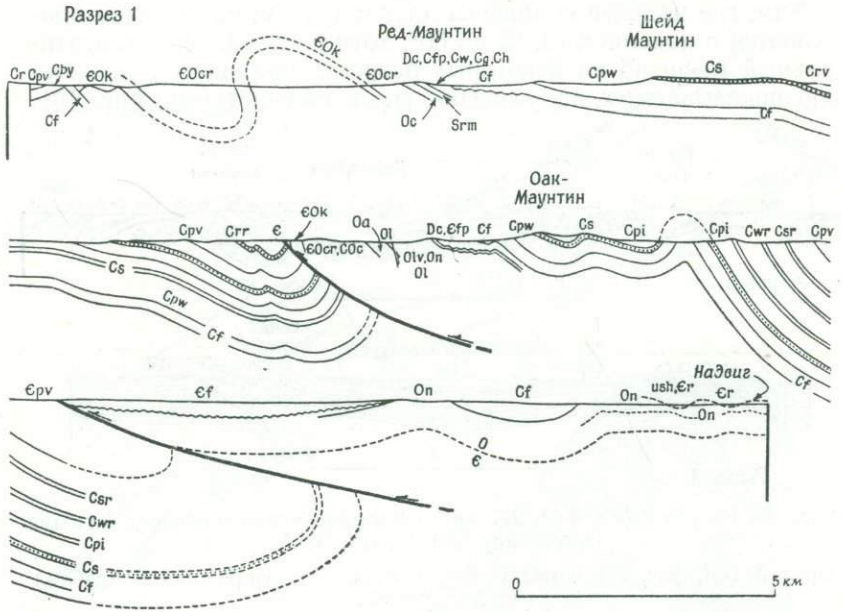


Фиг. 37. Корелляционная диаграмма относительных мощностей пенсильванских отложений в районе от Западной Вирджинии до Иллинойса.

Цинциннатский свод и другие структуры не показаны. Пунктирные линии — угольные пласты.

и залегают на каменноугольных слоях. Другие представлены лишь сдвоенным разрезом нижнепалеозойских отложений. Докембрийские породы в пределах пояса нигде в результате надвигов и эрозии не обнажаются (см. фиг. 23, разрез А—А′).

В Теннесси описываемый пояс почти целиком состоит из надвиговых чешуй, но южнее, особенно вдоль северо-западной его окраины, породы слагают длинную антиклиналь (Секвачи) и синклиналь (Коалбург), которые протягиваются от



Фиг. 38. Разрез 1 (см. фиг. 22) через планшеты Бессемер и Вандивер, Алабама (по Баттсу, **94**).

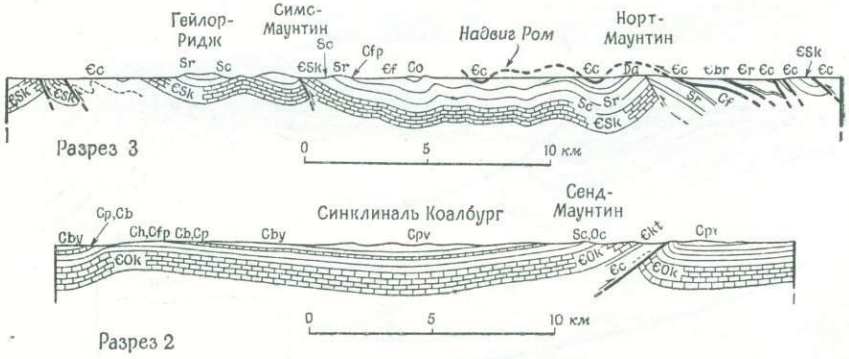
Er — формация Ром
EOk — доломиты Кетона
EOcr — доломиты Коппер-Ридж
EOc — доломиты Чепультепек
Olv — известняки Лонгвью
On — известняки Оденвилл, Невала, Ленуар и Мосхейм
Ol — известняки Литтл-Ок
Oa — сланцы Атенс
Dc — сланцы Чаттануга и песчаники Фрог-Маунтин
Cfp — кремнистые породы Форт-Пайн
Cf — сланцы Флойд
Cpw — сланцы и песчаники Парквуд
Cs, Cpv, Cpi, Cwr, Csr — песчаники Поттсвилл, сланцы, конгломераты и угольные пласты
O — ордовик
E — кембрий

центрального Теннесси до покрова меловых отложений в Алабаме.

Точно также и вдоль юго-восточной окраины пояса в северо-западной Джорджии обнаруживаются многочисленные складки. Они развиты также в области залива, образуемого границей распространения докембрия хребта Блю-Ридж.

Характер надвигов и складок иллюстрируется фиг. 35 и 45. Положение линий разрезов показано на фиг. 22. Почти все надвиговые чешуи за немногими известными исключениями двигались по направлению к внутренней части континента. Одна из них показана на фиг. 39, *2*.

Там, где надвиги сближены друг с другом, они обычно проявляются с падением от 45 до 60°, хотя преувеличенный вертикальный масштаб на некоторых разрезах приводит к увеличению показываемых на разрезах углов падения (см. фиг. 40).

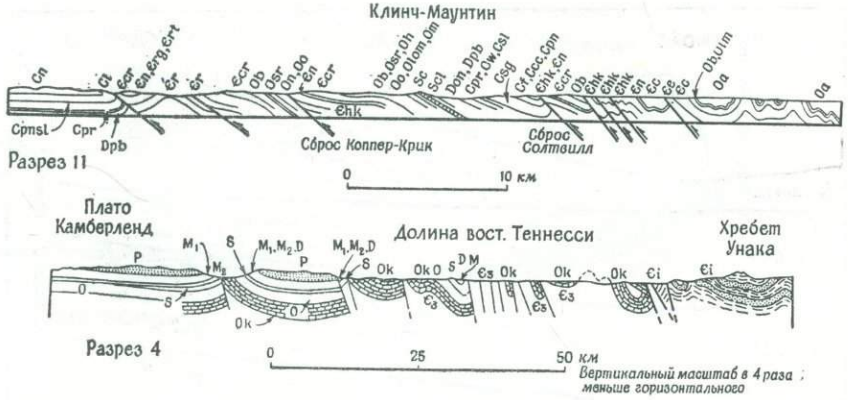


Фиг. 39. Разрез 2 (см. фиг. 22) через Бирмингемский планшет, Алабама (по Хайсу, **239**, Баттсу, **92**).

Разрез 3 (см. фиг. 22) через Ромский планшет, Джорджия и Алабама (по Хайсу, **239**).

Єr — формация Ром
Єc — известняки Конасауга
Єbr — известняки Бивер
Єok и *Єsk* — доломиты Нокс
Oc — известняки Чикамагуа
Sc — песчаники и сланцы Клинтон
Sr — формация Рокъуд
Da — кремн. породы Армучи
Cfp — кремн. породы Форт-Пайн
Ch — горизонт песчаников Флойд
Cb — известняки Бангор
Cp — сланцы Пеннингтон
Cby и *Cpv* — группа Поттсвилл

При изучении надвига Ром (Хейс, *239*) установлено, что широкая чешуя была надвинута по меньшей мере на 17 *км* и затем смята в антиклинальные и синклинальные складки (см. фиг. 39, разрез 3). Некоторые из складок в отложениях, расположенных ниже надвигового покрова, занимают такое же положение, что и складки покрова, но при более детальном рассмотрении можно видеть, что контакты прерываются надвиговой поверхностью, а в других местах вообще не наблюдается совпадения складок. Это указывает на три периода в развитии процесса сжатия, следовавших друг за другом почти в непрерывной последовательности: первый период складчатости и эрозии отложений впереди надвига и, возможно, начальных стадий развития самого надвига; затем последовало надвигание крупного покрова на складчатый и эродированный массив, и, наконец, третий период ознаменовался дальнейшим развитием складчатости как в надвиговом покрове, так и



Фиг. 40. Разрезы 4 (по Баттсу и др., **92**) и 11 (по данным геологической карты Теннесси) (см. фиг. 22) через Аппалачи в Теннесси и Вирджинии.

Cn — формация Нортон
Cl — формация Ли
Cpnsl — формации Пеннингтон — Сент-Луис
Cpn — формация Пеннингтон
Ccc — известняки Ков-Крик
Cf — песчаники Фидо
Csg — известняки Гаспер и Сент-Женевьев
Cgsl — известняки Гаспер, Сент-Луис и Сент-Женевьев
Csl — известняки Сент-Луис
Cw — формация Варсав
Cpr — формация Прайс
Dpb — сланцы Портейдж (Брайер)
Don — известняки Онондага
Scl — формация Клинтон
Sc — формация Клинч
On — формация Джунната
Om — сланцы Мартинсбург
Olom — известняки Лоувилл и Мокасин
Oo — известняки Оттоси
Oa — сланцы Атенс
Oh — известняки Холстон
Olm — известняки Ленуар и Мосхейм
Osr — известняки Стон-Ривер
Ob — доломиты Бикментаун (Ниттани и пост-Ниттани)
Єcr — доломиты Коппер-Ридж
Єc — известняки Конокочеге
Єn — сланцы Ноличуки
Єrg — сланцы Роджерсвилл
Єrt — известняки Ратледж
Єhk — доломиты Хонакер
Єe — доломиты Элбрук
Єr — формация Ром

в подстилающих отложениях. Непосредственные продукты разрушения складок и надвиговых чешуй как в надвинутых покровах, так и в погребенных структурах точно не установлены.

Такие продукты разрушения в виде грубозернистых кластических отложений подножий присутствуют в некоторых надвигах Скалистых гор и помогают точному установлению различных стадий деформации. Мощные толщи кластических отложений, образовавшихся в прогибах, наблюдаются как в пределах плато, так и в провинции Хребтов и Долин Аппалачей.

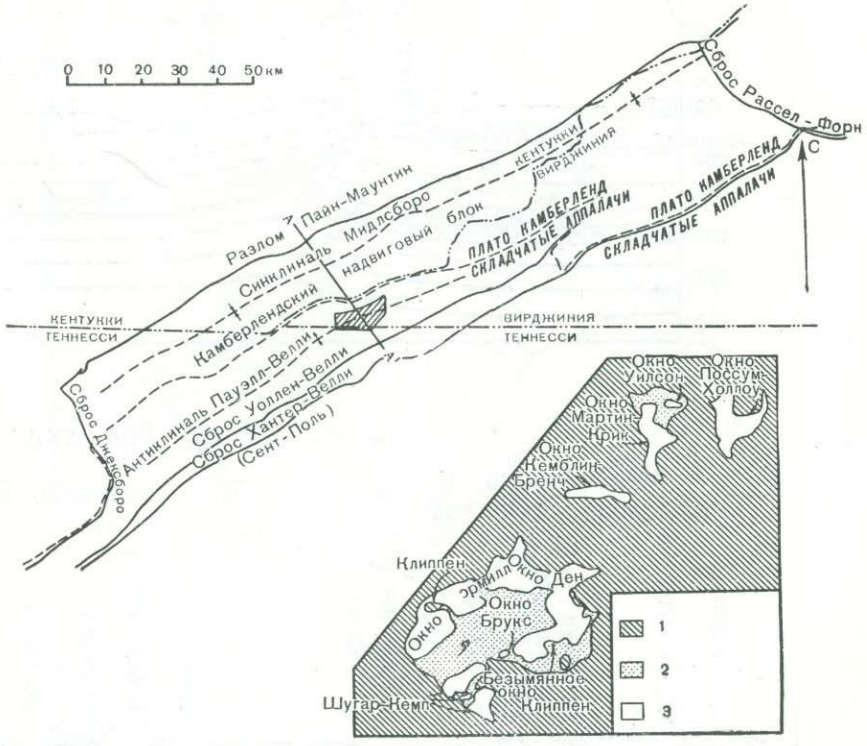
Они были смыты с поднятия, образовавшегося на юго-востоке, и все имеют примерно аналогичный характер, за исключением тех, которые были вовлечены в вышеописанный Бикментаунский разлом. Все вместе они были смяты в складки во время главной позднепалеозойской «аппалачской революции». Поднятие «хинтерленда» долгое время считалось одним из периодических эпейрогенических поднятий устойчивого бордерленда, но в настоящее время возникло представление о существовании орогенического пояса поблизости от главной области опускания прогибов и бассейнов. Внешний орогенический пояс время от времени сам мог являться областью осадконакопления, а каждый значительный период сжатия в пределах этого пояса мог быть отражен процессом смыва с него кластических осадков, сносимых на северо-запад и отлагавшихся в опускающемся прогибе на месте современной провинции Хребтов и Долин и плато. Данные изучения разрезов кластических отложений, принесенных с востока, будут приведены ниже. Однако, судя по надвигу Ром, было три тесно связанных между собой этапа деформации, более поздних по отношению к поттсвиллской формации нижнепенсильванского возраста, которая была захвачена этими движениями.

Другой существенной структурной зоной провинции Хребтов и Долин Южных Аппалачей является вытянутая вдоль ее восточной окраины зона — неглубокий полого залегающий надвиговый покров, подобный Ромскому. Он охватывает значительную часть провинции Блю-Ридж и включает кембрийские и ордовикские отложения и частично развит в области Великой долины.

Согласно современным представлениям, здесь имеется большое количество тектонических окон и останцов (см. фиг. 43, 44 и 45).

В северо-восточном Теннесси и юго-восточном Кентукки аппалачский фронт характеризуется необычным надвигом. В других местах аппалачский фронт представлен границей области весьма резкой складчатости, которая внезапно начинается от полого залегающих отложений области плато.

Как видно на фиг. 41 и 42, широкий блок полого залегающих отложений плато был сорван и надвинут по направлению к устойчивой внутренней зоне, претерпев лишь пологие деформации. Огромный надвиг, подстилающий этот блок, известен под именем разлома гор Пайн, а два поперечных разрыва — как сбросы Джексон и Расселл-Форк. Несмотря на то, что надвиговый покров представляет значительную толщу, на площади от гор Пайн до гор Камберленд отложения залегают настолько полого, что здесь развилась ветвящаяся гидрографическая сеть, и в геоморфологическом отношении эта область относится к провинции плато. Надвинутый покров известен под именем Камберлендского блока, имеющего около 200 *км* в

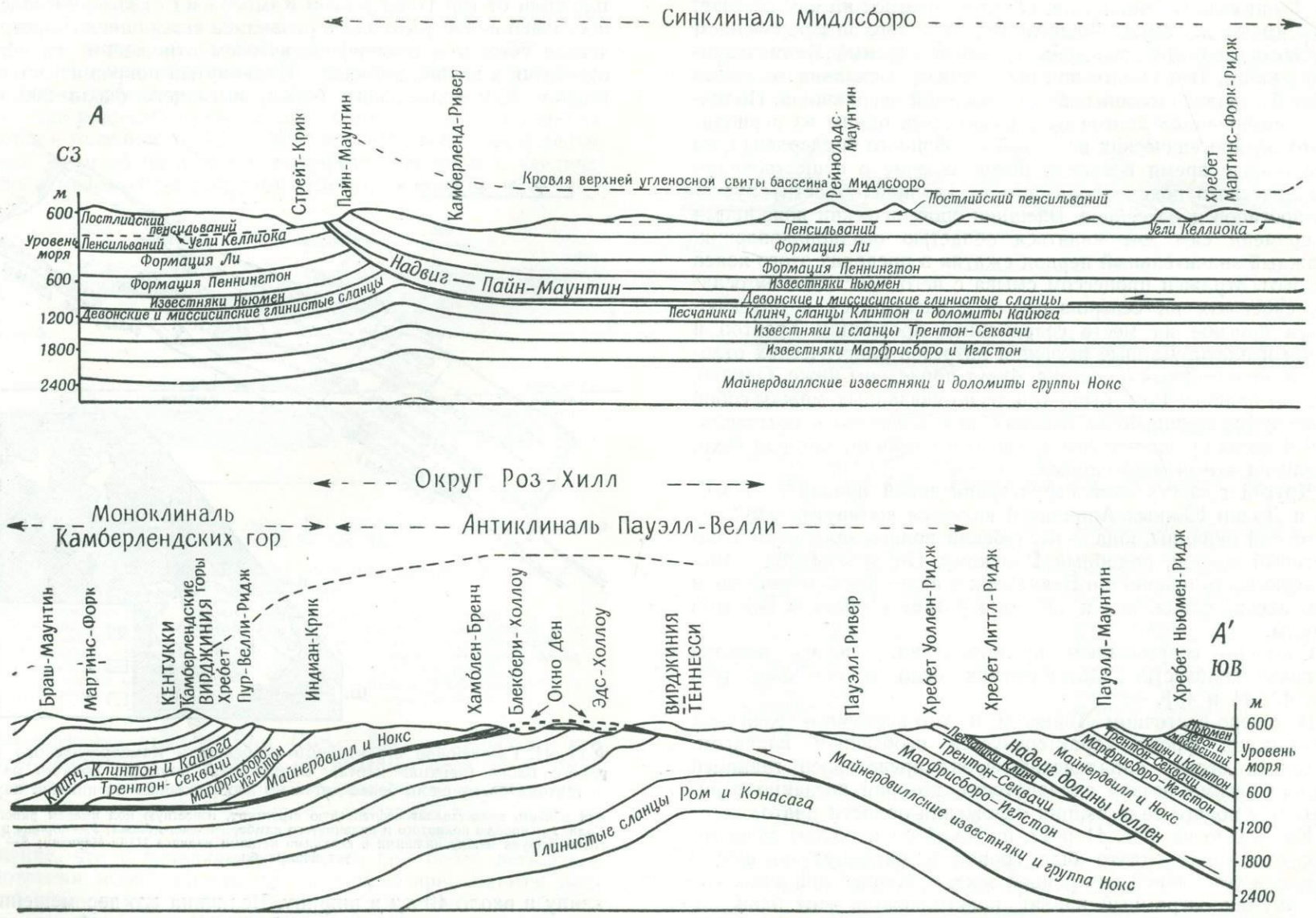


Фиг. 41. Главнейшие структурные особенности Камберлендского надвигового блока (верхняя карта). Штриховкой показана область развития тектонических окон, более детально изображенная на нижней карте.

Эта область представляет нефтеносную структуру, известную под именем района Роз-Хилл. *1* — породы поднятого и надвинутого камберлендского блока; *2* — породы в надвиговых чешуях между нижними и верхними ветвями надвига Пайн-Маунтин; *3* — породы устойчивых блоков.

длину и около 40 *км* в ширину. Величина его перемещения, по подсчетам, составляет около 10 *км* (Миллер и Фуллер, *423*).

Вдоль антиклинали долины Пауэлл в пределах надвигового покрова эрозия прорезала несколько небольших тектонических



Ф и г. 42. Разрез через Камберлендский надвиговый блок по линии А — А′ фиг. 41.

Длина разреза 43 *км*. Перемещение вдоль надвига Пайн-Маунтин — 9,3 *км* (по Миллеру и Фуллеру, **423**). (Разрез по линии *А—А′* соответствует линии разреза 8 на фиг. 22.)

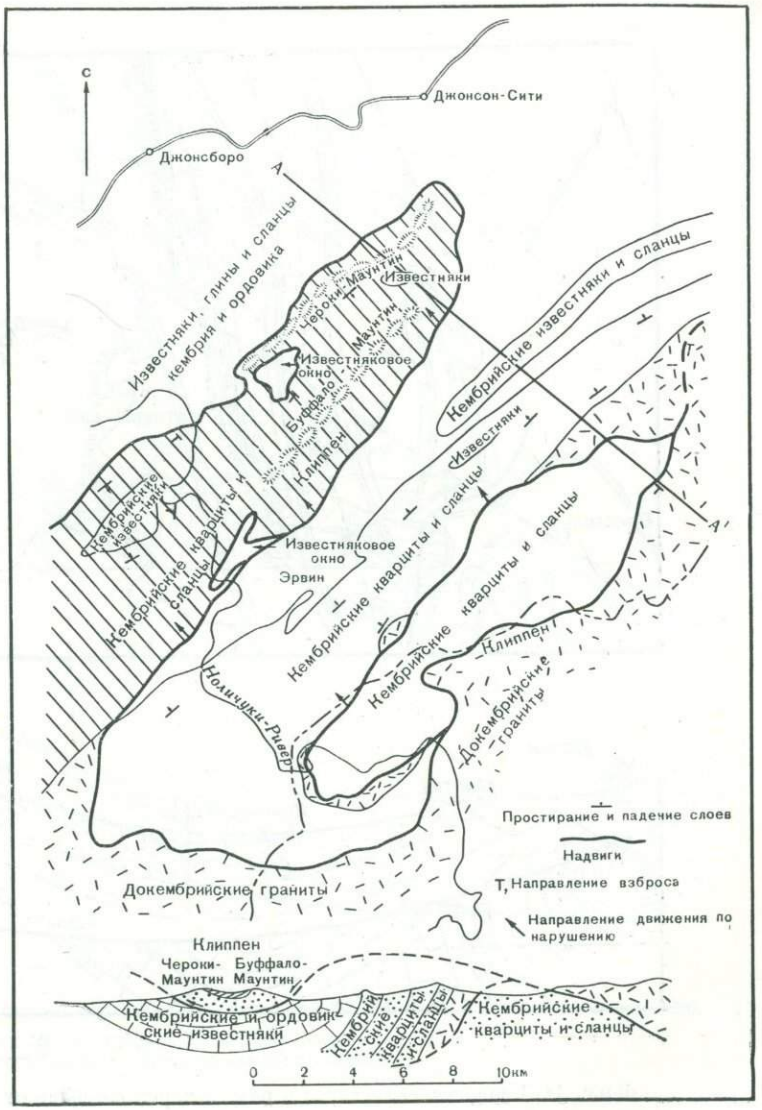
окон, и в подстилающих слоях образовалось нефтеносное поле Роз-Хилл, в котором продуктивными являются моккасинские известняки.

Структурные особенности области в пределах Вирджинии, Мериленда и Пенсильвании

Южная часть Аппалачского пояса, характеризующаяся развитием надвигов, имеет незначительную ширину, но по направлению к северу в западной части Центральной Вирджинии появляется большое количество складок и пояс расширяется. Он переходит в зону, в пределах которой надвиговые структуры развиты преимущественно вдоль западного фронта хребта Блю-Ридж. Резкие асимметричные складки области Великой долины характеризуют среднюю часть пояса, а его западная часть характеризуется весьма пологой складчатостью (см. фиг. 22). Складки этой самой западной зоны настолько пологи, что область может считаться частью провинции плато, и аппалачский структурный фронт здесь рассматривается как западная граница зоны интенсивной складчатости.

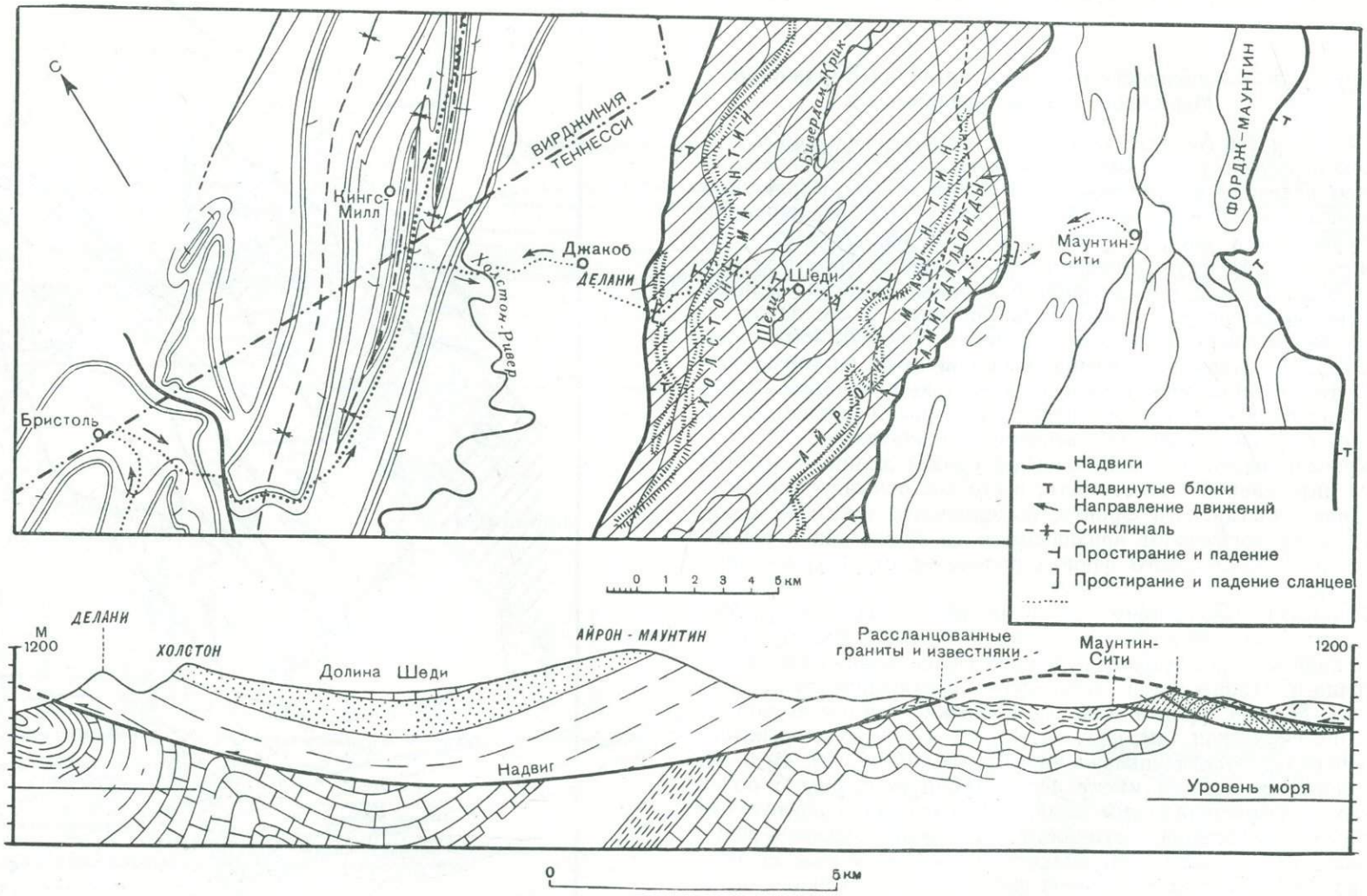
Уровень плато в основном выше уровня долин и хребтов пояса интенсивной складчатости, и его восточный уступ носит название аллеганского фронта, выделяемого, таким образом, по геоморфологическим признакам, в то время как в основу выделения аппалачского фронта положены структурные особенности.

Главными нарушениями здесь являются надвиг Норт-Маунтин и надвиг Пуласки, которые, возможно, представляют часть надвига, проходящего от южной Пенсильвании до северо-восточного Теннесси и имеющего протяженность свыше 850 *км*. Позади фронта надвига Пуласки имеется несколько тектонических окон (см. фиг. 44, 45, 46, 47). Характер интенсивной складчатости показан на фиг. 45, 46, 47, 48, 49 и 50. Большинство складок имеет асимметричную форму с более крутыми северо-западными крыльями, что свидетельствует об интенсивном давлении с юго-востока, с которым связаны почти все надвиги. Складки этой области хорошо известны; некоторые из них имеют значительную протяженность и правильную форму. Кейс (*299*) отмечает, что вогнутые части складок прогибались примерно до одного и того же уровня, в то время как антиклинальные своды поднимались на различную высоту. Некоторые из этих антиклиналей опрокинуты и осложнены надвигами. Однако для большинства надвиговых покровов



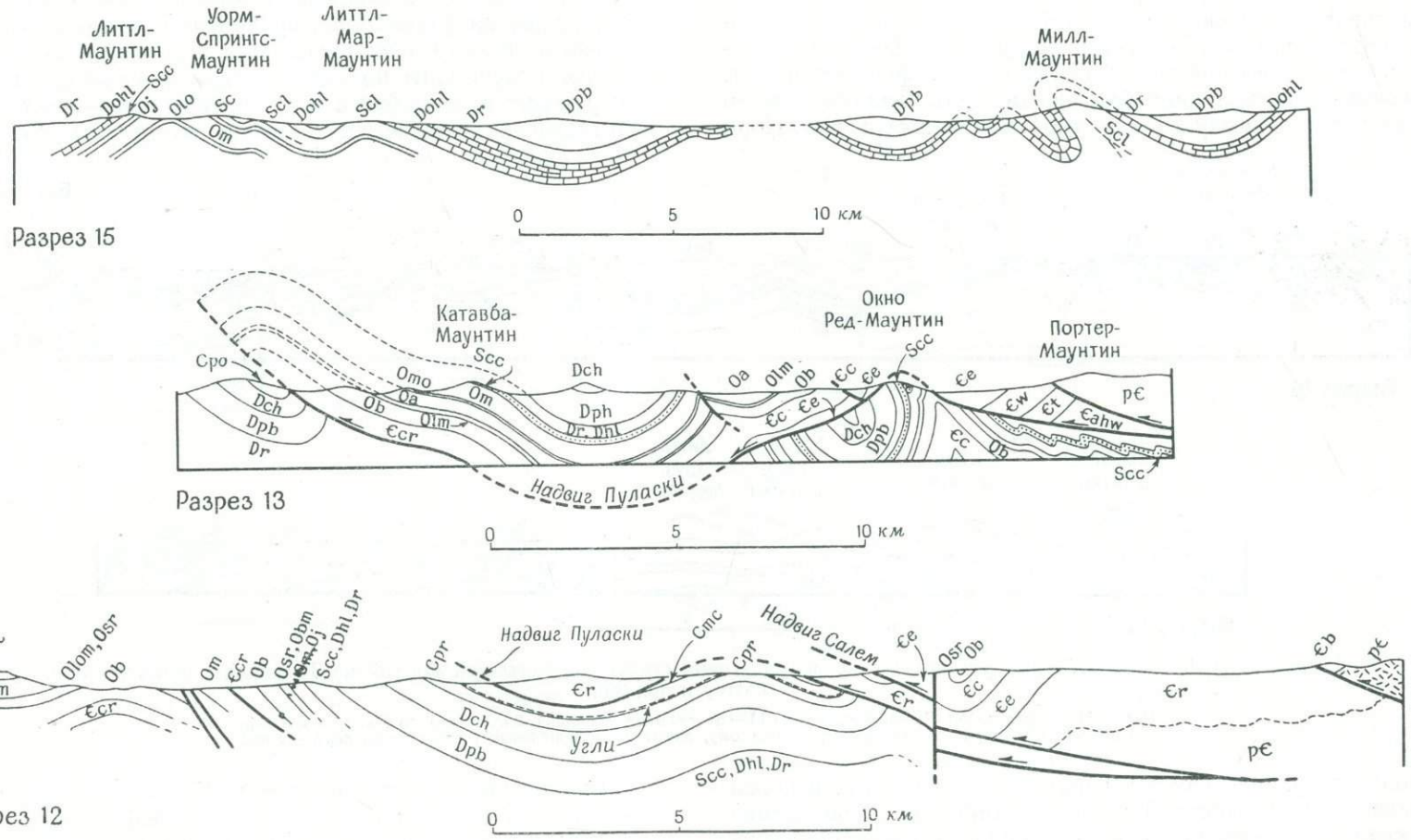
Фиг. 43. Геологическая карта и разрез клиппена гор Чероки, Теннесси (по Баттсу и др., **96**).

(Разрез на обзорной карте соответствует разрезу 9 на фиг. 22.)



Фиг. 44. Геологическая карта и разрез через площадь от Бристоля (Вирджиния) до Маунтин-Сити (Теннесси) (по Баттсу и др., **96**).

(Разрез соответствует разрезу 10 на фиг. 22.)



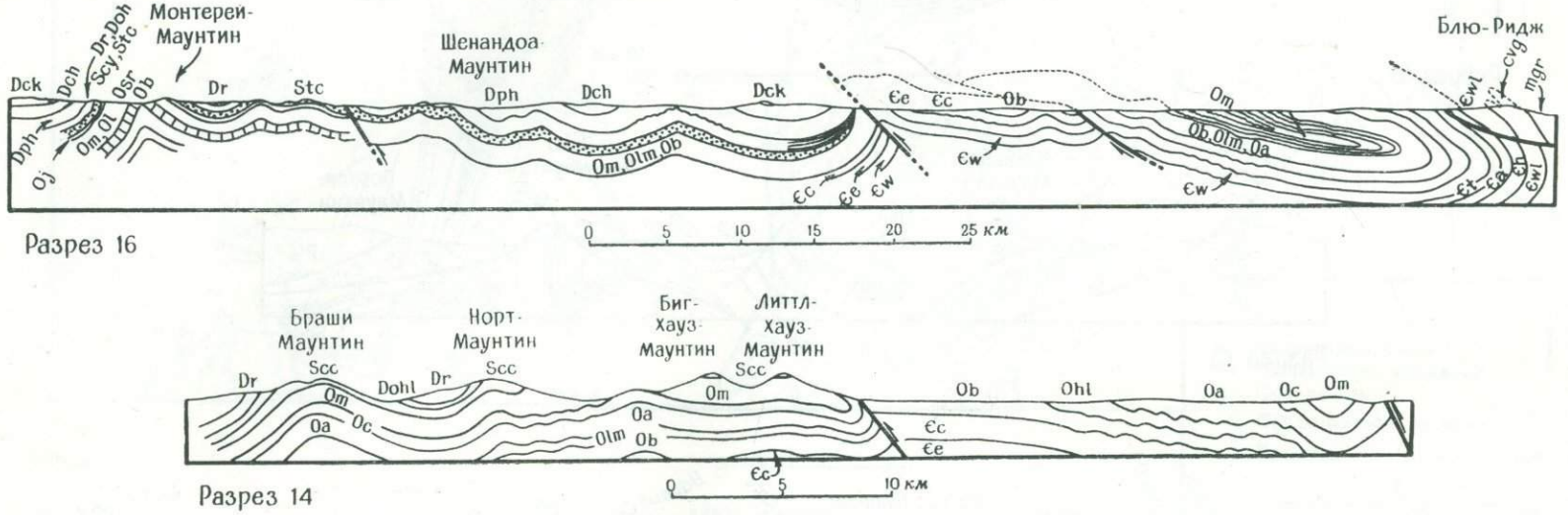
Фиг. 45. Разрезы 12, 13, 15 (см. фиг. 22) через складчатые и надвиговые структуры Аппалачей в Западной Вирджинии (по Баттсу и др., **96**).

Разрез 12 — через Ньюпорт и Кристиансберг. Разрез 13 — через Холлинс-Колледж. Разрез 15 — от Уорм-Спрингс до Гошена.
[Индексы автором не разъяснены; повидимому, взяты из региональных геологических карт. — *Ред.*]

более восточной части, которые имеют обширную гладкую или складчатую нижнюю поверхность, связь с опрокинутыми складками отсутствует.

В южной Пенсильвании разломы затухают, и далее к северо-западу описываемый пояс представляет собой зону антиклинальных и синклинальных складок (см. фиг. 48 и 50). В центральной и восточной Пенсильвании эти складки заметно отклоняются к востоку, и в южной части штата Нью-Йорк представляется зажатой между массивами метаморфических пород Адирондака и Новой Англии (см. фиг. 51).

Что касается аппалачской зоны складчатости и надвигов, то, исключая узкий пояс, проходящий выше Гудзона, можно сказать, что эта зона начинается в южной части штата Нью-Йорк в виде зоны пологих складок и по направлению на юг переходит в зону более интенсивной складчатости. В южных Аппалачах появляются надвиги, которые здесь становятся



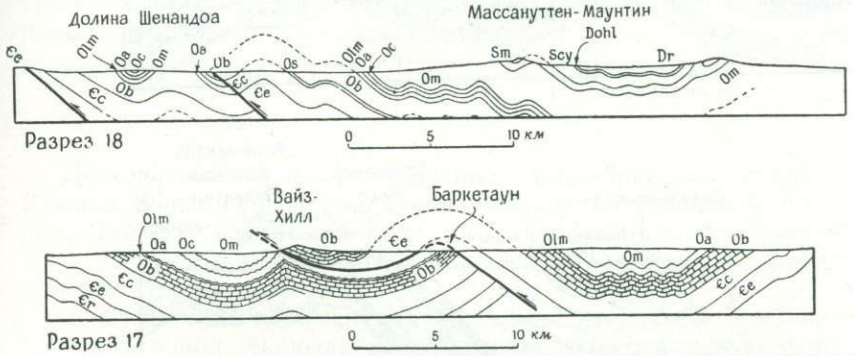
Фиг. 46. Разрезы 14 и 16 (см. фиг. 22) через складчатые и надвиговые структуры Аппалачей для района Западной и центральной Вирджинии (по Баттсу и др., **96**).

Разрез 14 — через район Лексингтон, разрез 16 — от границы Западной Вирджинии до Уэйнсборо и Афтона.
[Индексы авторэм не разъяснены; повидимому, взяты из региональных геологических карт. — *Ред.*]

происходит затухание как зоны пологих складок, так и пояса интенсивной складчатости. Если спроектировать продолжение этих складок, то они протянутся в область Адирондакского поднятия и нижней части долины реки Гудзон. Тектоническая карта Соединенных Штатов свидетельствует, что Адирондакский массив являлся устойчивой областью по отношению к деформациям, происходившим в течение аппалачской орогении, оказывая влияние на затухание складок, подходящих к этому массиву с юго-запада. Узкая восточная зона складчатых и надвиговых аппалачских структур, которая тесно связана с провинцией Блю-Ридж, проходит выше долины Гудзона. Она доминирующим типом структур. Кроме того, можно утверждать, что в основном интенсивность деформаций в пределах пояса увеличивается в направлении на юго-восток и является наибольшей в области Великой долины и фронта хребта Блю-Ридж.

В отношении метаморфизма уже давно было отмечено Кейсом (*299*), что отчетливые изменения имели место вдоль восточной окраины провинции Хребтов и Долин, в районе Великой долины и в прилегающих частях хребта Блю-Ридж. Глинистые сланцы приобретают облик метаморфических сланцев, известняки и доломиты несколько мраморизируются, а песча-

ники кварцитизируются. Сланцевый пояс северо-восточной Пенсильвании и юго-восточной части штата Нью-Йорк является интенсивно смятым, и хорошо известна узкая зона деформаций, проходящая восточнее Блю-Ридж. Переход от бурых углей в антрациты, осуществляющийся в пределах Пенсильвании по направлению на восток, неоднократно отмечался как доказательство нарастания интенсивности деформаций с запада на восток. В пределах пояса, расположенного западнее Великой долины, метаморфизованные угли ассоциируют со слабо измененными глинистыми сланцами, песчаниками и известняками. Можно сомневаться в том, что потеря летучих в углях является исключительно результатом складчатых деформаций, так как



Фиг. 47. Разрезы 17 и 18 (см. фиг. 22) через складчатые и надвиговые структуры Аппалачей в Вирджинии (по Баттсу и др., **96**).

Разрез 17 проходит в 15 *км* севернее Стаунтона, а разрез 18 — в 15 *км* севернее пещер Шенандоа.

[Индексы автором не разъяснены; повидимому, взяты из региональных геологических карт. — *Ред.*]

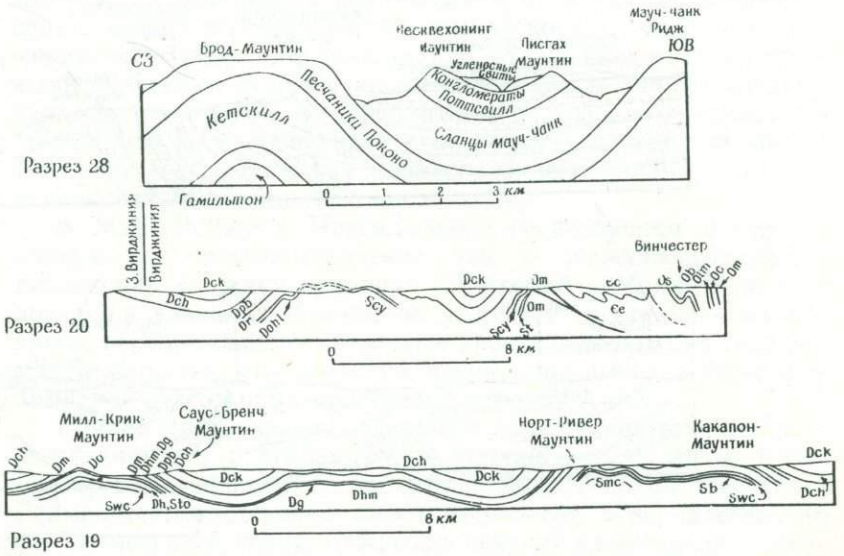
имеются отклонения от указанных взаимоотношений, особенно в Западной Вирджинии. Южнее Ноксвилла (Теннесси) «мраморы», залегающие в зоне интенсивных надвиговых диссоциаций, представляют собой слабо перекристаллизованные породы.

Изменения пород вдоль восточного склона Великой долины использовались Кингом (*317*) для установления четкой границы между провинцией Хребтов и Долин и провинцией Блю-Ридж.

Интрузивные породы в пределах провинции Хребтов и Долин почти полностью отсутствуют и, соответственно, здесь неизвестны проявления термального и эманационного метаморфизма.

Фазы деформации

Общие соображения. Если осадочные комплексы и несогласия принять за основные факторы при определении фаз деформаций в Аппалачах, последовательность диастрофических



Фиг. 48. Разрезы 19, 20, 28 (см. фиг. 22) через складчатые Аппалачи в северной части Западной Вирджинии и Пенсильвании.

[Индексы автором не разъяснены; повидимому, взяты из региональных геологических карт. — *Ред.*]

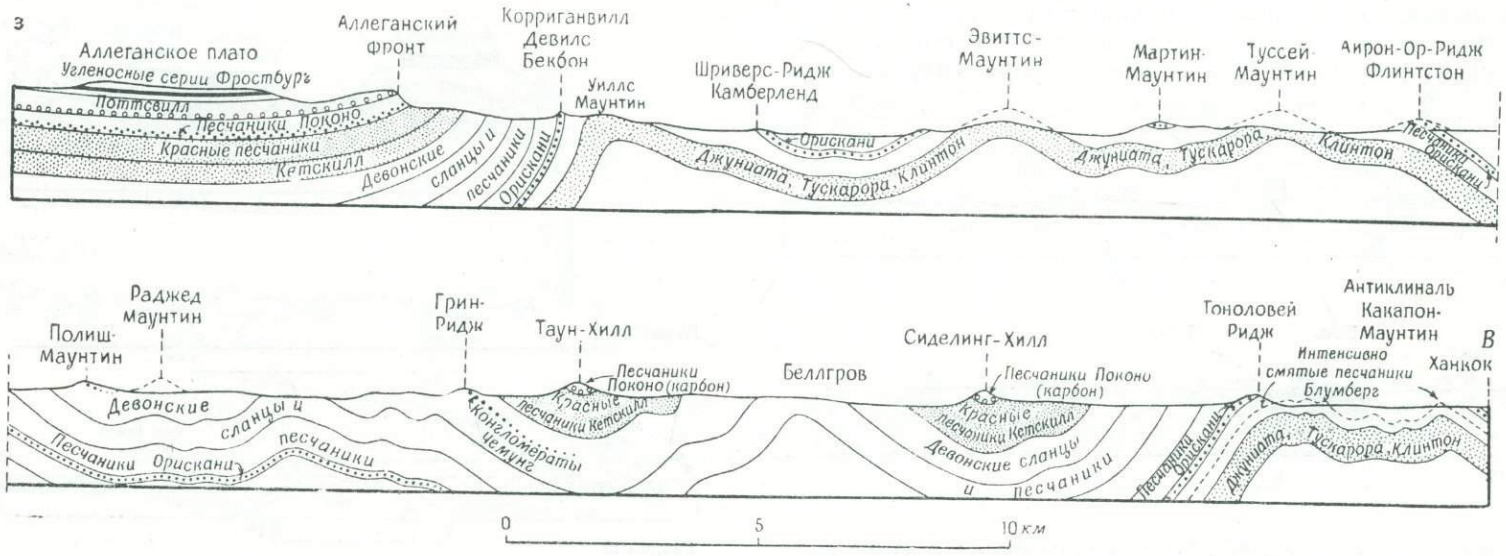
событий в палеозое станет очевидна. Вопросы структуры и метаморфизма провинций Блю-Ридж и предгорий (Пьедмонт) будут кратко обсуждены ниже. Другие факторы, а именно пространство и время, рассматриваются наряду с общими соображениями об истории орогении.

По старой теории, еще поддерживаемой многими авторитетами, отношения, существовавшие между погружающейся Аппалачской геосинклиналью и поднимающимся Аппалачским бордерлендом, весьма просты.

Мощные кластические отложения свидетельствовали бы о быстром погружении прогиба и дополнительном сильном эпейрогеническом поднятии Аппалачей; мощные карбонатные толщи могли бы объяснять погружение прогиба, но не подъем Аппалачей; отсутствие осадков могло бы быть вызвано появлением в это время геосинклинального участка где-либо в другом месте; или возможно, что здесь геосинклинальный режим появился к тому времени, когда отложение почти закончилось, а только что отложенные осадки были устранены последующей эрозией.

Согласно этой теории, мощные разрезы нижнего кембрия, верхнего ордовика, нижнего силура, верхнего девона, нижнего миссисипия и нижнего пенсильвания указывают на время главного поднятия Аппалачей, в противоположность погружению прогиба, причем наиболее сильное поднятие происходило не одновременно на юге и севере. Так как с достаточной очевидностью устанавливается, что распространенные в провинции предгорий метаморфические породы имеют палеозойский, но не докембрийский возраст, можно полагать, что прогибы, в которых происходило отложение, связаны с поясом сжатия, существовавшим здесь вместо стабильного бордерленда.

По крайней мере, западная часть области, которая ранее считалась бордерлендом, несомненно являлась орогеническим поясом. Из этого можно сделать вывод, что осадки, принесенные с востока и заполнившие погружающийся прогиб плато и провинцию Хребтов и Долин, были смыты со смежного мобильного пояса орогенических гор.



Фиг. 49. Разрез от Аллеганского плато до антиклинали Какапон и Ханкоке (Мериленд) (по Баттсу и др., **96**).

Разрез соответствует разрезу 21 на фиг. 22.

В настоящем исследовании мы будем касаться главным образом возраста деформации и только в общих чертах — пространственных взаимоотношений.

Таблица на стр. 129 суммирует фазы деформаций в одном столбце для Новоанглийских Аппалачей и Пенсильвании и в другом — для Центральных и Южных Аппалачей южной Пенсильвании.

Термин «орогения» применяется для деформаций первого порядка, в которых складчатость и надвиги являются преобладающими явлениями, а термин «дислокация» (disturbance) — для деформаций, при которых происходило резкое поднятие

смежной страны, но при которых природа диастрофизма не проявляется.

Фазы	Новоанглийские Аппалачи и Пенсильвания	Южные Аппалачи
Поздняя пенсильванская (?) и пермская	Аппалачская орогения	Аппалачская орогения
Ранняя пенсильванская	Слабое поднятие	Кузская дислокация
Поздняя девонская	Акадская орогения	Акадская орогения (?)
Конец ордовика	Таконская орогения	Таконская орогения (?)
Поздняя ордовикская	Дислокация Освего	Ордовикские дислокации
Средняя ордовикская	Вермонтская дислокация	
Ранняя ордовикская	Дислокация Майн-Риджа	
Ранняя кембрийская		Ранняя кембрийская дислокация

Докембрийские фазы. Поздняя докембрийская история Южных Аппалачей важна для понимания палеозойской истории. Она суммирована Кингом (*317*) следующим образом:

1. Длительная эрозия докембрийских гранитов и инъекционного комплекса.

2. Отложение в замкнутых бассейнах осадочных и вулканических пород, включая катоктенскую зеленокаменную формацию и подстилающие осадочные породы, эффузивы горы Роджерс и толщу Окои. Причем все эти толщи формировались в условиях значительной неустойчивости земной коры, проявляющейся в первых двух толщах в наличии вулканической деятельности, а в третьей — в развитии быстро погружающегося прогиба, окаймленного областями с высоким рельефом (эвгеосинклиналь).

3. Вздымание краевых частей бассейнов в процессе и к концу отложения осадков; эрозия и срез пластов.

4. Отложения группы Чилхови — самые древние отложения палеозойской Аппалачской геосинклинали.

Ранняя кембрийская фаза. Группа нижнекембрийских обломочных пород мощностью от 800 до 2500 *м* в Вирджинии, Теннесси и Алабаме вдоль хребта Блю-Ридж залегает со стратиграфическим несогласием на подстилающих породах и отражает первую палеозойскую дислокацию.

Эти осадки принесены с юго-востока и отчетливо указывают на бывшие там поднятия и эрозию. Это поднятие, повидимому, было эпейрогеническим и значительно менее интенсивным, чем предшествующие докембрийские фазы орогении. Во время перерывов в течение раннего чилховийского времени происходило возобновление вулканизма (Кинг, *317*).

Ордовикские фазы. Следующими отлагались нижнекембрийские обломочные породы и почти до середины ордовика накапливались мощные слои карбонатных пород (известняки и доломиты). Они являются показателями периода, характеризующегося общей неподвижностью земной коры со слабым погружением площади, где происходило отложение, и с пониженными областями суши по краям (Кинг, *317*). Многочисленные прослои песчаников в карбонатных отложениях свидетельствуют, что снос происходил с внутренних частей континента (Проути, *478*). Однако в раннеордовикское время были отмечены отдельные местные дислокации.

В Майн-Ридже в Пенсильвании распознаются и определяются как послекембрийские, так и послебикментаунские дислокации (нижний ордовик). Дислокация Майн-Ридж распознается главным образом по угловому несогласию известняков, перекрывающих срезанные края нижележащих складчатых пластов так, что, очевидно, никакие возвышенности не поднимались в это время непосредственно восточнее.

Кринин подчеркивает очевидность повторяющегося местного «вертикального прогиба» вдоль Ниттанского свода в округе Сентер в Пенсильвании в нижнеордовикское время. Песчаники Бельфонте представлены слоем мощностью 5 *м*, залегающим в 1500-метровой толще нижнеордовикских известняков и доломитов. Они содержат доломитовую гальку, которая может быть отнесена к различным нижнеордовикским формациям, и кварцевый песок, относящийся непосредственно к верхнекембрийским формациям Гейтбург и Майн, лежащим на 1050 *м* ниже бельфонтского пласта.

Погружение Аппалачского прогиба в начале среднего ордовика и накопление в Теннесси 2400 *м* блоунтейнских слоев, главным образом глинистых сланцев, соответствуют спокойному поднятию на юго-востоке, происходившему, может быть, на обширной площади, достаточной для снабжения окружающих бассейнов тонкозернистыми осадками (Кэй, *292*).

Приблизительно к этому же времени мы относим несогласие в Алабаме, которое указывает на поднятие и спокойное изгибание пластов, эрозию и концентрацию кремнистых осадков

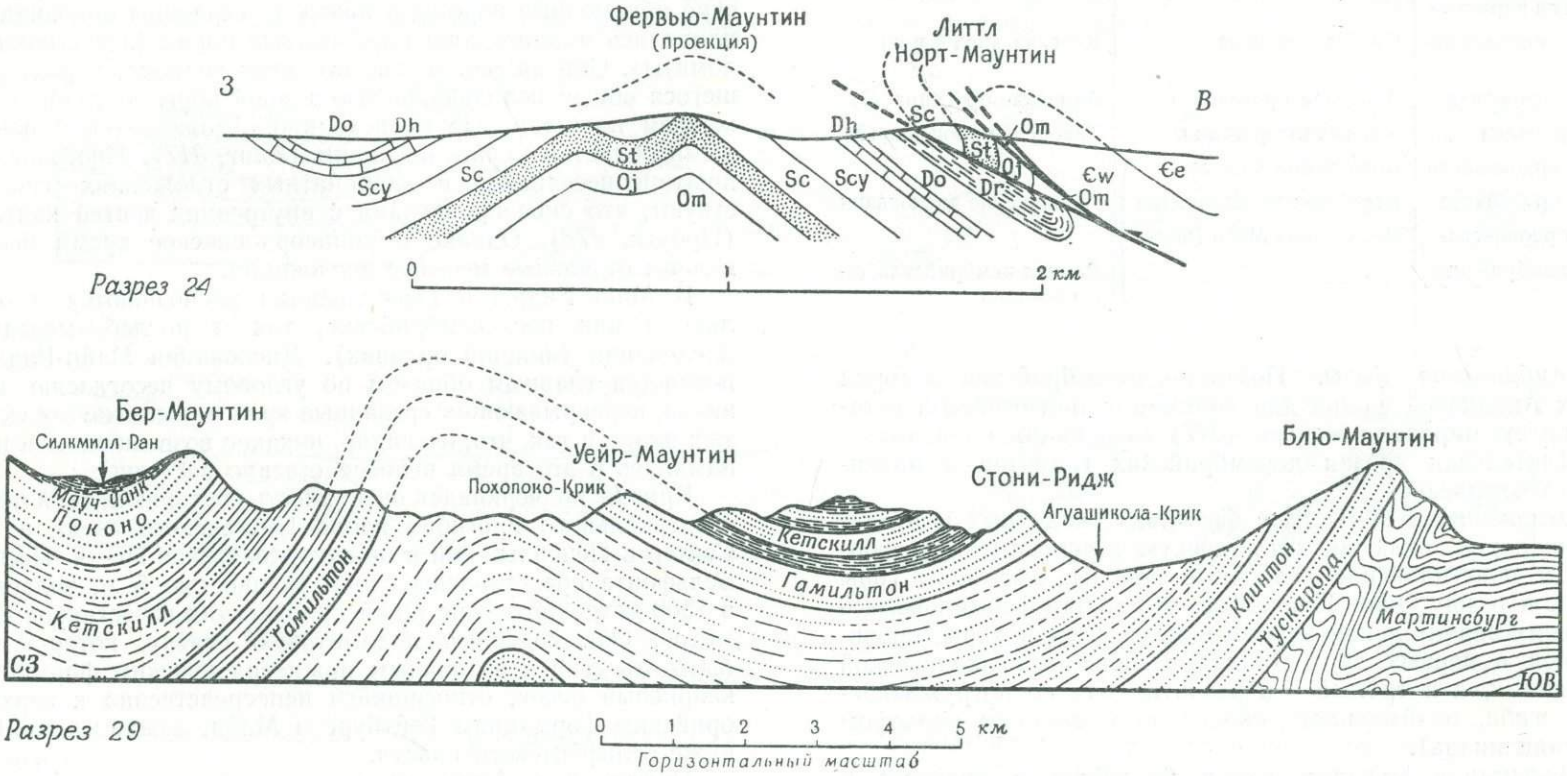
в верхней части ноксских доломитов, которые перемешаны с грубыми береговыми отложениями, принесенными издалека.

Кинг (*317*) восстанавливает стратиграфические отношения среднего и позднего ордовика и силура для провинции Хребтов и Долин восточного Теннесси и заключает, что они выражают радикальные изменения в геосинклинали, поскольку представлены преимущественно обломочным материалом, принесенным с востока, и в меньшей степени карбонатными толщами с немногочисленными прослоями обломочного материала, которые могли быть принесены с запада. Это отмечает переход от миогеосинклинальных к экзогеосинклинальным фациям по классификации Кэя (*294*).

Кинг (*316*) отмечает:

«Орогенические движения примерно этого времени нужно доказать, но они подтверждаются наличием пегматитовых жил на этой площади, возраст которых определен радиоактивным методом как ордовикский, и, кроме того, несогласием средней части верхнеордовикской арвонской толщи и сланцев Квантико, залегающих на кристаллических сланцах и гранитах...»

Кэй (*292*) назвал дислокации среднего и позднего ордовикского времени в долине Гудзона и в районе Шампленского



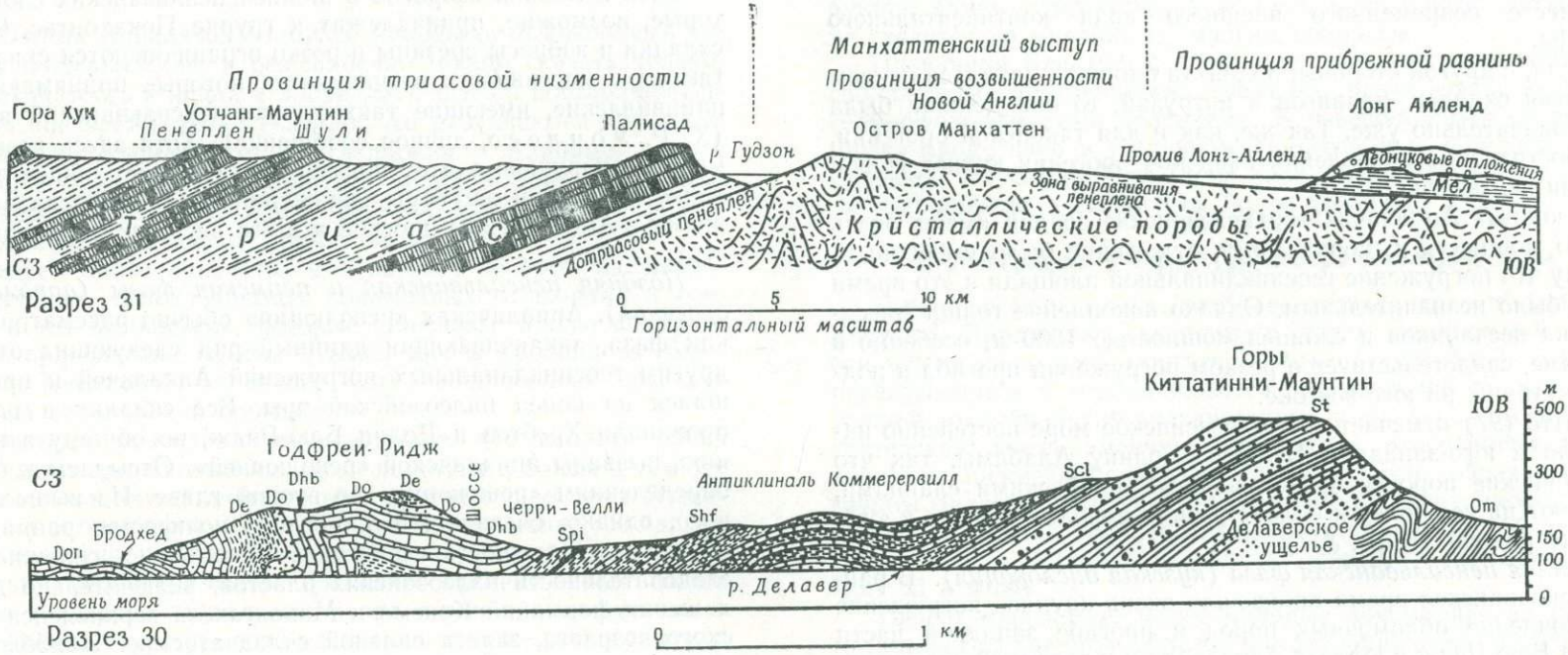
Фиг. 50. Разрезы 29 и 24 (см. фиг. 22) (по Баттсу и др., **96** и Джонсону, **281**).

[Индексы автором не разъяснены; повидимому, взяты из региональных геологических карт. — *Ред.*]

озера соответственно вермонтской и Освего. Они будут описаны в главе 10.

Послеордовикская фаза (таконская орогения). Таконский аллохтон долины Гудзона хорошо изучен и будет описан в главе 10.

Орогения была очень крупная и произошла почти точно в конце ордовика. Насколько далеко к юго-западу простирается



Ф и г. 51. Разрезы 30 и 31 (см. фиг. 22) (по Джонсону, 281).

Om — сланцы Мартинсбург
St — песчаники Тускарора
Scl — песчаники Клинтон
Shf — сланцы Хай-Фоллс
Spi — песчаники Поконо-Айленд
Dhb — известняки Хельберберг
Do — песчаники Онондага
De — формация Эзопус
Don — известняки Онондага

орогенический пояс, — вопрос спорный. Одни считают, что таконский надвиг переходит южнее в мартикский и что западный край предгорий является таконским аллохтоном, надвигавшимся по направлению к Алабаме. Другие полагают, что надвиги имеют пермский возраст, и считают очевидным, что таконский орогенический пояс «исчезает» по направлению к югу.

Угловое несогласие между силурийскими и ордовикскими слоями было прослежено только южнее, в северной Пенсильвании. Эта проблема будет поставлена в широком масштабе, после того как мы рассмотрим провинцию Блю-Ридж и провинции предгорий (Пьедмонт).

Поздняя девонская фаза (акадская орогения). Структурные проявления акадской орогении хорошо изучены в северных Аппалачах (Новая Англия, Новая Шотландия и Нью-Брансуик), а в Центральных Аппалачах лишь обширная Кетскиллская дельта, вершина которой находится в восточной Пенсильвании, отчетливо фиксирует наличие значительных дислокаций на востоке.

Орогения, несомненно, началась в среднедевонское время и имела свое наивысшее развитие в конце этого века. С этого

времени накапливающиеся миссисипские осадки становятся более тонкообломочными и рассматриваются как принесенные в результате разрушения гор, созданных акадской (?) орогенией. Объем осадков в Кетскиллской дельте подсчитывался Баррелом (*38*). Если, как он предположил, стабильный бордерленд был поднят в начале осадконакопления и оставался неизменным после поднятия, то он должен был бы существовать в виде плато высотой 3000 *м* наряду с дренированным водоразделом на месте современного внешнего края континентального шельфа.

Если, с другой стороны, поднятая площадь являлась поясом развития складок, надвигов и интрузий, то она должна была быть значительно уже. Так же, как и для таконской орогении, распространение проявлений акадской орогении южнее Новой Англии неизвестно.

В южных Аппалачах верхнедевонские осадки имеют очень малую мощность и, повидимому, отложение было умеренным, потому что погружение геосинклинальной площади в это время здесь было незначительным. Однако накопление толщи миссисипских песчаников и сланцев мощностью 1600 *м*, особенно в Алабаме, свидетельствует о резком погружении прогиба и поднятии страны на юго-востоке.

Баттс (*97*) отмечает, что миссисипское море постепенно наступало к юго-западу в Великую долину Алабамы, так что миссисипские породы, представленные флойдскими сланцами, залегают на все более и более древних породах дальше к юго-востоку района (Кинг, *317*).

Ранняя пенсильванская фаза (кузская дислокация). В раннепенсильванское время произошло очень крупное погружение и накопление обломочных пород в прогибе западной части хребта Блю-Ридж в южных Аппалачах и в западной части провинции Хребтов и Долин центральных Аппалачей (см. карту VI). Обилие кварцевых и полевошпатовых песков и галечников свидетельствует о другом резком поднятии страны на востоке. Можно показать, что складчатость и надвиги вызвали поднятия в участках, смежных с этими отложениями в Скалистых горах, и возможно, что предгорные провинции снова явились местом, где проявилось сжатие, а не просто эпейрогеническое поднятие. Тот факт, что поттсвиллские осадки имеют мощность 3000 *м* в бассейне Кузы в Алабаме и являются там более грубыми и мощными, чем где-либо в другом месте, говорит о возможном нарушении, проходящем по долине реки Кузы. В центральных Аппалачах поттсвиллские осадки имеют меньшую мощность, но обломочные отложения, следующие за верхнемиссисипскими карбонатными толщами, свидетельствуют о возобновлении поднятия на востоке.

В округе Вайоминг, на юго-востоке Западной Вирджинии, вдоль железной дороги, пересекающей шоссе, на расстоянии около 1,5 *км* к западу от Пайнвилла, имеется серия резких складок и мелких взбросов в нижнепенсильванских слоях, которые, возможно, принадлежат к группе Покахонтас. Острые складки и взбросы срезаны и резко ограничиваются снизу контактом с массивными песчаниками, которые принимаются за пайнвиллские, имеющие также нижнепенсильванский возраст (Х. Р. Уонлесс, личное сообщение). Хотя здесь возможны местные нарушения, этот пример подтверждает общее впечатление о наличии ощутимых движений в нижнепенсильванское время в Аппалачском прогибе и в его внешних окраинных частях.

Поздняя пенсильванская и пермская фазы (аппалачская орогения). Аппалачская «революция» обычно рассматривается как фаза, заканчивающая длинный ряд следующих одно за другим геосинклинальных погружений Аппалачей и приходящаяся на конец палеозойской эры. Все складки и надвиги провинции Хребтов и Долин Блю-Ридж, по общему заключению, вызваны аппалачской «революцией». Отсылаем к общим определениям «революции» во второй главе. Из вышесказанного, однако, очевидно, что большое количество ранних фаз обусловило сложность структуры. Несомненно, сплошная последовательность палеозойских пластов, включительно до отложения формаций Конемо и Мононгахела верхнепенсильванского возраста, задета сильной складчатостью. Наиболее молодые пласты, включенные в надвиг, — поттсвиллские. Данкардские пласты пермского возраста занимают восточную часть аппалачского структурного фронта, но частично находятся в зоне спокойных складок на Аллеганском плато. Поэтому обычно говорят, что пермские отложения включены в деформацию и, следовательно, аппалачская орогения происходила в позднепермское или даже раннетриасовое время.

Пермские пласты не отделены от поздних пенсильванских сколько-нибудь отчетливыми литологическими изменениями или несогласием, и отсюда явствует, что цикл терригенных отложений с редкими наступлениями моря был начат в пенсиль-

ванское время и что до начала перми заметных движений не происходило. Представляется весьма возможным, что складчатость и надвиги в центральных Аппалачах могли начаться в раннепенсильванское время вдоль хребта Блю-Ридж и Великой долины и продолжаться в процессе накопления толщ Поттсвилл, Аллеганской, Конемо, Мононгахела и Данкард. Складчатость тогда шла к западу, задевая пенсильванские пласты, и в заключение слабо задела также отложения пермского бассейна.

В Южных Аппалачах наиболее молодыми отложениями являются поттсвиллские, и безошибочно можно сказать только, что складчатость и надвиги проявились здесь в послераннепенсильванское время. Было указано, что различаются три фазы сжатия: на площади Ром, в Джорджии и Алабаме, и хотя они могли произойти за короткое время и одна за другой, возможность продолжительной орогении, начавшейся в средне- или позднепенсильванское время, очевидна.

Следует также признать, что возраст любого из надвигов восточнее пенсильванских обломочных отложений и особенно в тех комплексах, которые включают только кембрийские и ордовикские пласты (такие, как в провинциях Блю-Ридж и Пьедмонт), не может быть синхроничным возрасту надвигов аппалачской орогении.

Некоторые исследователи указывали, что надвиги обоих типов имеют одинаковый наклон, надвинуты в одном и том же направлении и, повидимому, задеты прогрессирующим с запада к востоку метаморфизмом и что поэтому они являются частью одной орогенической зоны. Первые два довода теряют силу, поскольку развитие очень большого орогенического пояса вообще — явление длительное, и простирания последующих и более ранних структур, если исключить детали дискордантных соотношений, совпадают. Указание же о прогрессивном метаморфизме является дискуссионным, как это будет продемонстрировано ниже.

В настоящее время неясно, отделено ли во времени кузское нарушение от аппалачской орогении, поскольку возможно, что с начала пенсильванского времени продолжающаяся складчатость и надвиги могли прогрессировать. По крайней мере, можно сказать, что большой приток кластических осадков с юго-востока, повидимому, отмечает начальную фазу, а складчатость и взбросы в толщах кластических осадков — позднюю фазу.

ПРОВИНЦИЯ БЛЮ-РИДЖ

Введение и подразделение на зоны

В провинциях Блю-Ридж и Пьедмонт мы сопоставляем метаморфические и изверженные породы только в части, изученной и расшифрованной по известной литературе, которая представляет не только большой запас фактических сведений, но и быструю эволюцию взглядов. Кроме того, нами анализируются данные дискуссии, в которой признанные авторитеты не сходятся во мнениях по многим вопросам.

Провинция Блю-Ридж охватывает два довольно отчетливо сопряженных тектонических элемента, почти совпадающих с геоморфологическими делениями. К северо-востоку от района Френч-Брод-Ривер в восточном Теннесси и в западной части Северной Каролины Блю-Ридж узок, тогда как юго-западнее он расширяется и становится более сложным.

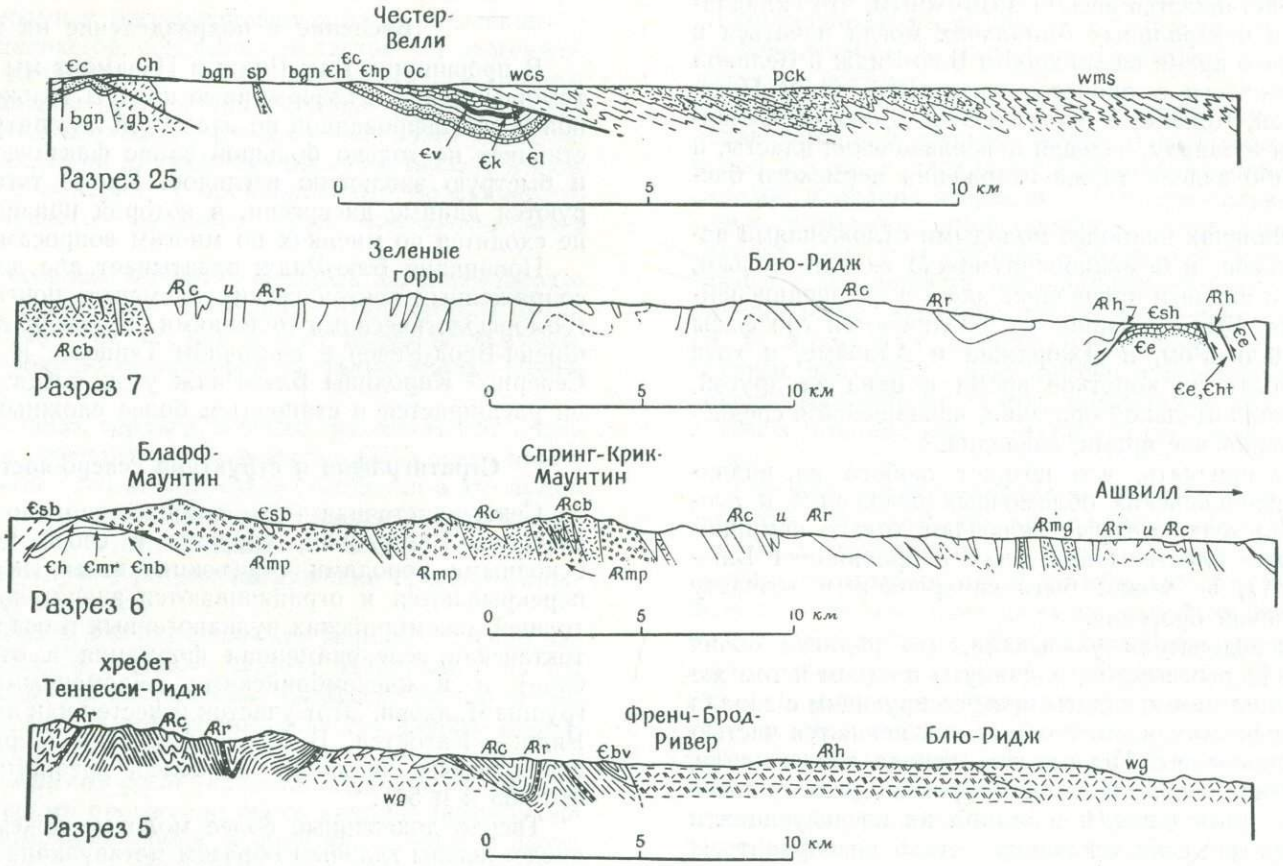
Стратиграфия и структура северо-восточной зоны

Северо-восточная зона, наиболее типично представленная в северной Вирджинии, сложена в своей центральной части основными породами («инъекционными гнейсами»), которые перекрываются и ограничиваются значительной по размерам толщей докембрийских вулканогенных и осадочных пород (катоктенская зеленокаменная формация и относящиеся к ней слои) и нижнекембрийскими обломочными образованиями группы Чилхови. Этот участок известен как антиклинорий Блю-Ридж — Катоктен. В Пенсильвании и Мериленде балтиморские гнейсы являются наиболее древними породами (см. фиг. 53 и и 54).

Твердо доказанные более молодые докембрийские породы представлены главным образом метавулканическими образованиями катоктенской толщи. Кембрийские осадки Южных гор юга центральной Пенсильвании и центрального Мериленда залегают несогласно на базальтовых и кислых лавах (на профиле показаны как зеленокаменные породы).

Сварц (*586*) отмечает:

«Южные горы непосредственно западнее триасовой низменности в южной и центральной Пенсильвании и центральном Мериленде составляют северную часть провинции Блю-Ридж Аппалачского нагорья. Различные кряжи и долины сложены толщей мощностью 900—1200 *м* песчаных и глинистых осадков, содержащих нижнекембрийскую фауну в своих почти самых верхних частях. Однако в большей части области Южных гор нижнекембрийские слои уничтожены эрозией и там обнажаются метаморфизованные



Фиг. 52. Разрезы 5, 6, 7, 25 (см. фиг. 22) через Блю-Ридж и провинцию предгорий Северной и Южной Каролины (по Кейсу, 298).

Разрез 5 — планшет Писгах

Ac — гнейсы Каролина
Ar — гнейсы Роан
Ah — граниты Гендерсон
wg — граниты Уайтсайд
Cbv — крист. сланцы Бревард

Разрез 6 — планшет Ашвилл, Сев. Каролина и Теннесси (по Кейсу, 298).

Amp — граниты Макс-Патч
Amg — метагаббро
Ac — гнейсы Каролина
Ar — гнейсы Роан
Cnb — кварциты Небо
Cmr — сланцы Мюррей
Ch — кварциты Хессе
Csb — формация Сноуберд

Разрез 7 — планшет Маунт-Митчелл (горы Грейт-Смоки, Сев. Каролина (по Кейсу, 298).

Ac — гнейсы Каролина
Ar — гнейсы Роан
Ah — граниты Гендерсон
Cht — сланцы Хамптон
Ce — кварциты Эрвин
Csh — мраморы Шеди

Разрез 25 — планшет Коатсвилл, Пенсильвания (по Баскому и Стосу, 43).

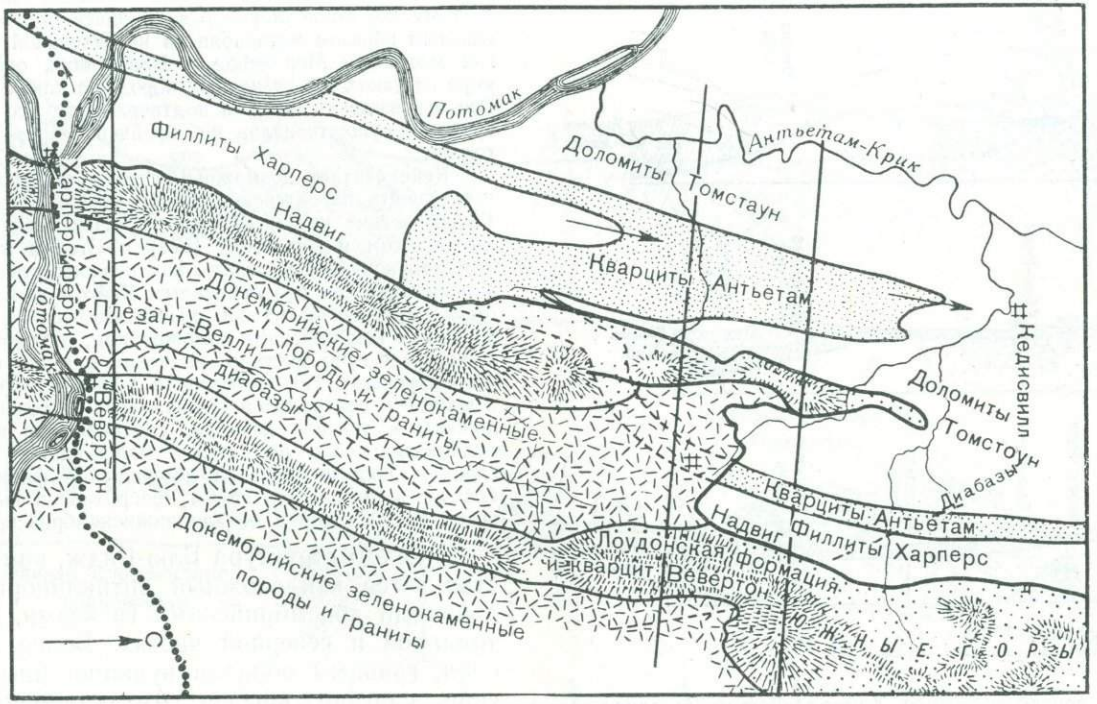
wms — гнейсы Виссахока
pck — сланцы Петерс-Крик
wcs — крист. сланцы Виссахока
Cc — кварциты Чикиз с конгломератами Хеллам (*Ch*) в основании
Chp — крист. сланцы Харперс
bgn — балтиморские гнейсы
gb — докембрийские габбро
sp — серпентиниты

лавы и туфы. Особенно широко распространены богатые эпидотом зеленокаменные метабазальты, именуемые Кэйсом катоктенскими кристаллическими сланцами по имени горы Катоктен у восточной границы района Южных гор в Мериленде. Сопутствующие им метариолиты или апориолиты окрашены в голубовато-серые и красные тона.

Метариолиты не выделены как самостоятельная формация, поскольку в структурном и стратиграфическом отношении они тесно связаны и перемешаны с метабазальтами, а весь вулканический покров, включающий во многих местах. Туфогенные отложения, иногда с обломками от 2,5 до 5 *см* в диаметре, составляют небольшой процент от общей массы вулканогенных пород.

Комплекс гранодиоритов и биотитовых гранитов расположен в катоктенской зоне вблизи реки Потомак в Мериленде.

Согласно Стосу и Стос (582), гранитный комплекс сечется дайками, которые являются корнями катоктенских покровов, и, следовательно, представляет собой часть основания, на которое изливались катоктенские лавы.



Фиг. 53. Геологическая карта Блю-Ридж и Южных Гор северо-восточнее Харперс-Ферри, Западная Вирджиния (по Баттсу и др., **96**).

(Разрез 22 по обзорной карте, фиг. 22.)

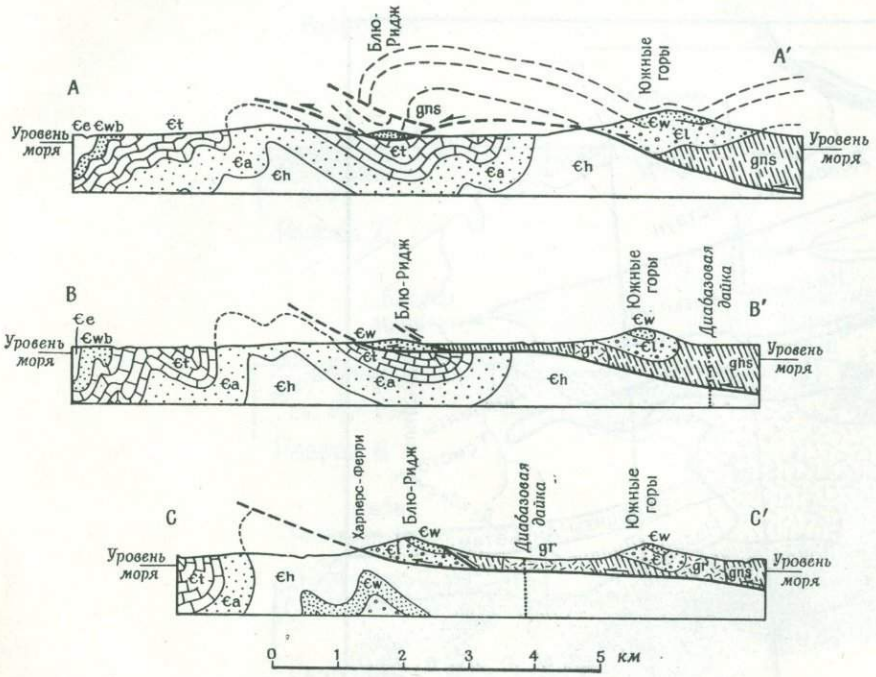
метабазальты, метариолиты и подчиненное количество метаандезитов, условно объединен в настоящем описании в группу катоктенских метавулканических образований. Катоктенские метавулканические образования в этом обобщающем смысле состоят главным образом из измененных базальтовых потоков, выходы которых распространены в Мериленде, и риолитовых лав, количество которых увеличивается вдоль Южных гор по направлению к Пенсильвании. Андезитовые лавы имеют существенно подчиненное значение. Амигдалоидные пустотки встречены

По краям области выходов гранитного комплекса имеются редкие проявления осадочных кварцитов и туфовых сланцев, которые Стос и Стос рассматривают как исходные материалы катоктенской серии; в одном месте имеется небольшая линза мрамора на этом же стратиграфическом уровне.

Метабазальты иногда примыкают к этим осадкам, иногда залегают на них, а там, где последние отсутствуют, лежат непосредственно на гранитах. Севернее, где обильно представлены метариолиты, неясно, подстилают ли они метабазальты, или лежат стратиграфически выше их.

По крайней мере в некоторой степени метариолиты и метабазальты замещают друг друга по простиранию.

Вся катоктенская толща подвергнута в небольшой степени метаморфизму, так что имеется повсеместно распространенная сланцеватость, падающая к юго-востоку под углом около 60°. Сланцеватость того же направления встречается в нижнекембрийских осадках в районе Южных гор и, следовательно, не является докембрийской (Клоос, *125*).



Фиг. 54. Разрезы к фиг. 53, северо-восточнее Харперс-Ферри, Западная Вирджиния (по Баттсу и др., **96**).

ϵe — известняки Элбрук
ϵwb — формация Уайнсборо
ϵt — доломиты Томстоун
ϵa — кварциты Антьетам
ϵh — филлиты Харперс
ϵw — кварциты Вевертон
ϵl — формация Лаудон
gns — докембрийские зеленокаменные породы
gr — докембрийские граниты

Кристаллы метаморфических минералов катоктенской толщи очень мелкозернисты. Тем не менее первоначальная структура настолько маскируется, что трудно прослеживать отдельные потоки и устанавливать последовательность и мощности различных компонентов толщи. Исходя из площадного распространения метавулканических образований и предполагая, что сложность их структур сравнима с близлежащими палеозойскими толщами, можно считать, что мощность вулканогенных образований достигает, по крайней мере, 1,6 *км*.

Картирование в пределах планшета Фэрвью на небольшом участке вулканогенной толщи, где удавалось проследить отдельные пласты, подтвердило, что имеется небольшое угловое несогласие на контакте лав с лоудоунской формацией в основании кембрийских отложений. Только эрозия может объяснить различия, имеющиеся в Мериленде, вкрест вулканогенной толщи от основания лоудоунских пород до плутонов, на которых, по утверждению Стоса и Стос, залегает катоктенская толща. К тому же лоудоунские осадки здесь образовались за счет разрушения главным образом метариолитов катоктенской серии, в то время как в других местах, в Мериленде и Вирджинии, они происходят в значительной мере из таких же гранитных пород, на каких залегает катоктенская толща. Все эти взаимоотношения подтверждают, что до и в течение лоудоунского времени существовала, по крайней мере, местная эрозия катоктенской толщи.

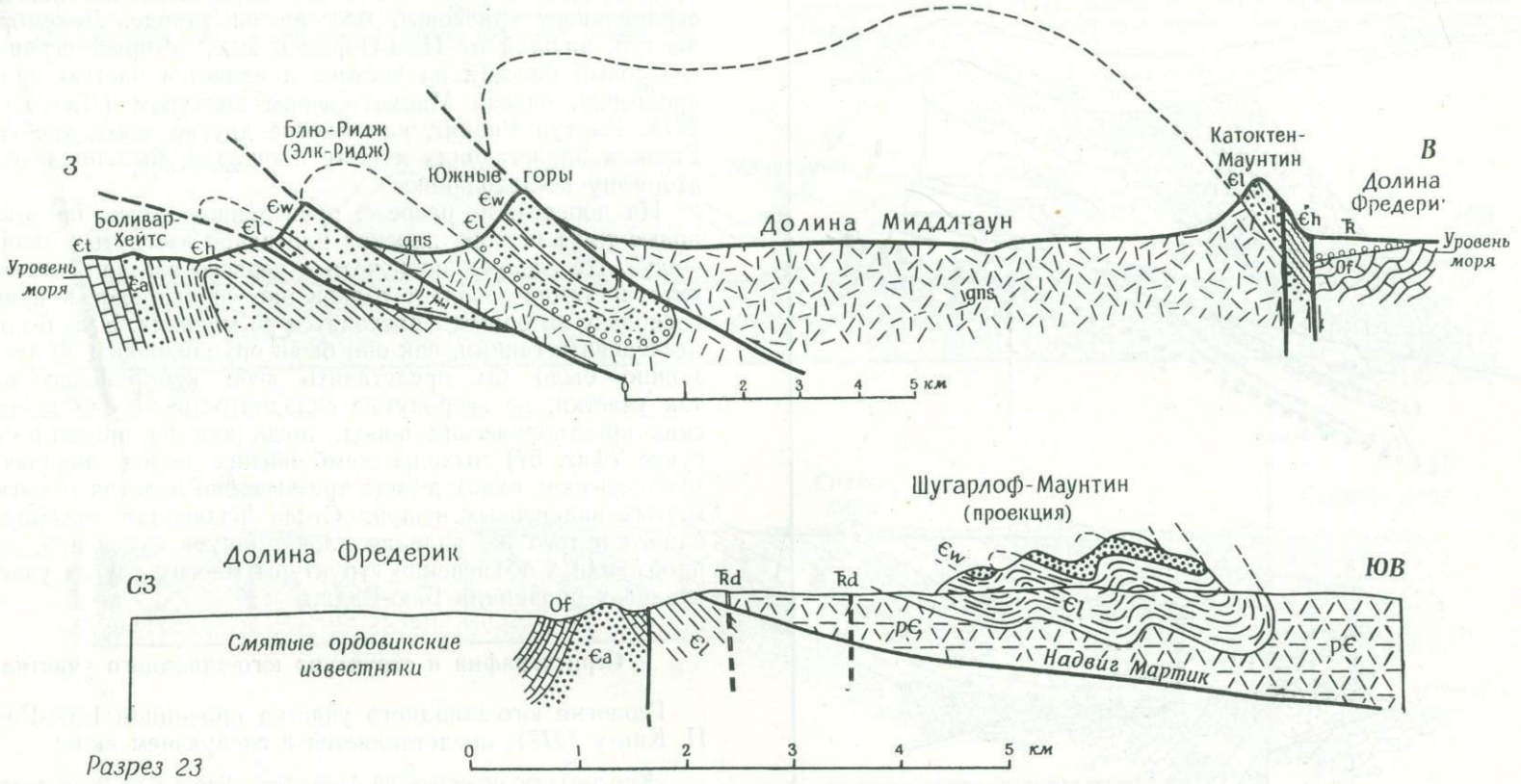
Кейс считает возможным, что в северной Вирджинии долоудоунская поверхность катоктенской толщи имела рельеф с отметками 150—240 *м*. Геологические карты Южных гор Пенсильвании и Мериленда, составленные Стосом и Баскомом (578) и Стосом и Стос (582), интерпретируют долоудоунскую поверхность как поверхность значительно более пенепленизированную, чем это отмечается Кейсом для северной Вирджинии. Неясно, были ли признаки эрозии, проявляющиеся на границе между катоктенской толщей и кембрийскими отложениями, обусловлены диастрофическими движениями сугубо местного значения или же продолжительностью эрозионного перерыва. Тем не менее в Южных горах центрального Мериленда и в южной и центральной Пенсильвании позднекембрийские осадки были отложены в течение периода, следовавшего непосредственно за периодом вулканизма; если не считать маломощных туфогенных метаморфических сланцев, происшедших из лоудоунской формации, экструзивная деятельность в катоктенское время прекратилась внезапно и полностью на площади Южных гор в начале нижнекембрийского осадконакопления».

В целом структура Блю-Ридж, как уже упоминалось, представляется как сложный антиклинорий с ядром, сложенным древними докембрийскими гнейсами, расположенными в центральной и северной частях. Более молодые докембрийские слои, главным образом вулканогенные на севере и кембрийские, слагают крылья. Антиклинорий имеет асимметричное строение с многочисленными надвигами, падающими на восток, и полосой кембрийских кварцитов и метаморфических сланцев на северо-западе. Мощная рассланцованная толща серии Гленарм, в которой основной формацией являются кристаллические сланцы Виссахика, появляется на юго-востоке и слагает большую часть предгорий. Эти породы Джонас и другими относятся к докембрию, но, возможно, отложения серии Гленарм являются метаморфизованными породами кембрийского и нижнеордовикского возраста.

Северо-западное крыло Блю-Ридж сложено кембрийскими слоями, которые повторяются в неправильной последовательно-

сти, и вся масса надвинута на северо-запад на отложения Великой долины. На севере это обычно глинистые сланцы Мартинсберг (ордовикские).

двиг Фриз в Вирджинии, надвиг Харперс-Ферри в Западной Вирджинии, Мериленде и Пенсильвании, см. фиг. 52, 53 и 55).

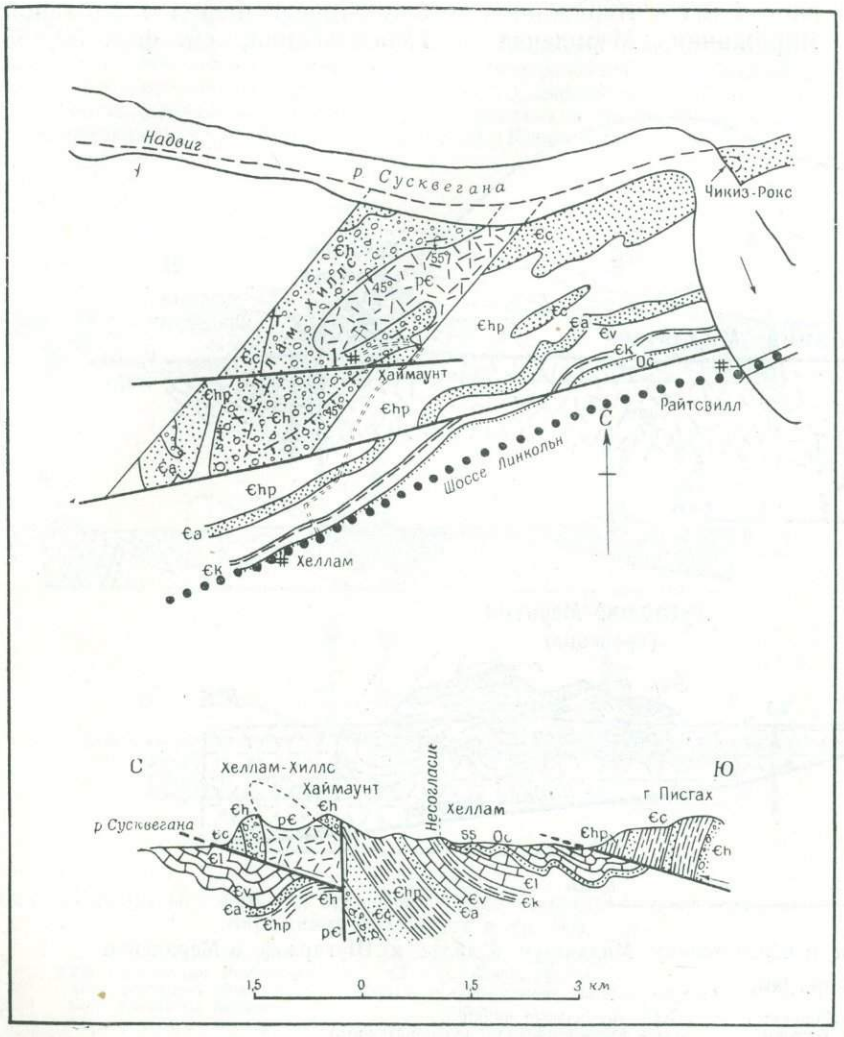


Фиг. 55. Разрез 23 (см. фиг. 22) через Блю-Ридж к Фредерик-Велли и через долину Миддлтаун и далее к Шугарлоф в Мериленде (по Ваттсу и др., **96**).

ϵl — лоудоунские кварциты и песчанистые филлиты
ϵw — кварциты Вивертон
ϵa — кварциты Антьетам
ϵh — филлиты Харперс
ϵt — доломиты Тостоун
Of — известняки Фредерик
$\mathrm{T}d$ — диабазовые дайки
gns — докембрийские зеленокаменные породы

Джонас (*287*) назвала сбросы вдоль западного фронта «надвигами или серией надвигов Блю-Ридж», но на тектонической карте Соединенных Штатов надвигам присвоены индивидуальные названия (надвиг Картерсвилл в Джорджии, на-

В провинции Блю-Ридж имеется пробел в юго-восточной Пенсильвании, и сужающаяся зона, которая подходит с юга, кончается несколько южнее Гаррисбурга, иногда называется Карлайлским выступом (prong) и принимается некоторыми за



Фиг. 56. Карта и разрез через Хеллам-Хиллс, Пенсильвания (по Стосу, Джонас и Ашли, 580).

Oc — известняки Конестога с песчаниками в основании
Єl — доломиты Леджер
Єk — формация Кинзерс
Єa — кварциты Антьетам
Єv — доломиты Вентейдж
pЄ — докембрийские вулканические породы
T — блок, перемещенный по надвиговому нарушению
Єc — кварциты Чикиз
Єhp — филлиты Харперс
Єh — хелламские конгломераты

окончание Блю-Ридж (см. фиг. 24). Та часть хребта Блю-Ридж, где он снова приобретает северо-восточное направление, известна как выступ Ридинг, или нагорье Ридинг. Выступ Ридинг представляет собой докембрийский массив, который ограничивает триасовый бассейн на западе. Докембрийский выступ, идущий от Нью-Йорка к югу, который ограничивает триасовый бассейн на востоке и является частью провинции предгорий, назван Манхаттенским выступом (Джонас и др., *281*). Выступ Ридинг, как многие другие части хребта Блю-Ридж и прилегающих к нему площадей, был подвергнут повторному исследованию.

На поперечном разрезе, приведенном здесь, представлены новые типы мелких, плоских или слабо изогнутых надвиговых чешуй. Не следует заключать с первого взгляда, что «новая» интерпретация означает толкование «правильное и принятое», поскольку авторитеты расходятся во мнениях. Если бы разрезы исследовать такими, как они были опубликованы 50 лет назад, можно было бы представить себе кембрийские массивы как участки, не затронутые складчатостью среди докембрийских кристаллических пород, тогда как на прилагаемом рисунке (фиг. 57) выходы кембрийских пород появляются в тектонических окнах в виде чрезвычайно пологих и мягко изогнутых надвиговых чешуй. Столь различная интерпретация одного и того же явления иллюстрирует изменения, которые произошли в объяснении структуры многих других участков в пределах провинции Блю-Ридж.

Стратиграфия и структура юго-западного участка

Геология юго-западного участка провинции Блю-Ридж, по П. Кингу (*317*), представляется в следующем виде:

«Юго-западнее окрестностей Френч-Брод-Ривер Блю-Ридж теряет свою «рубцовую» форму. Взаимоотношения становятся значительно более сложными, и стратиграфическая последовательность отложений здесь не установлена.

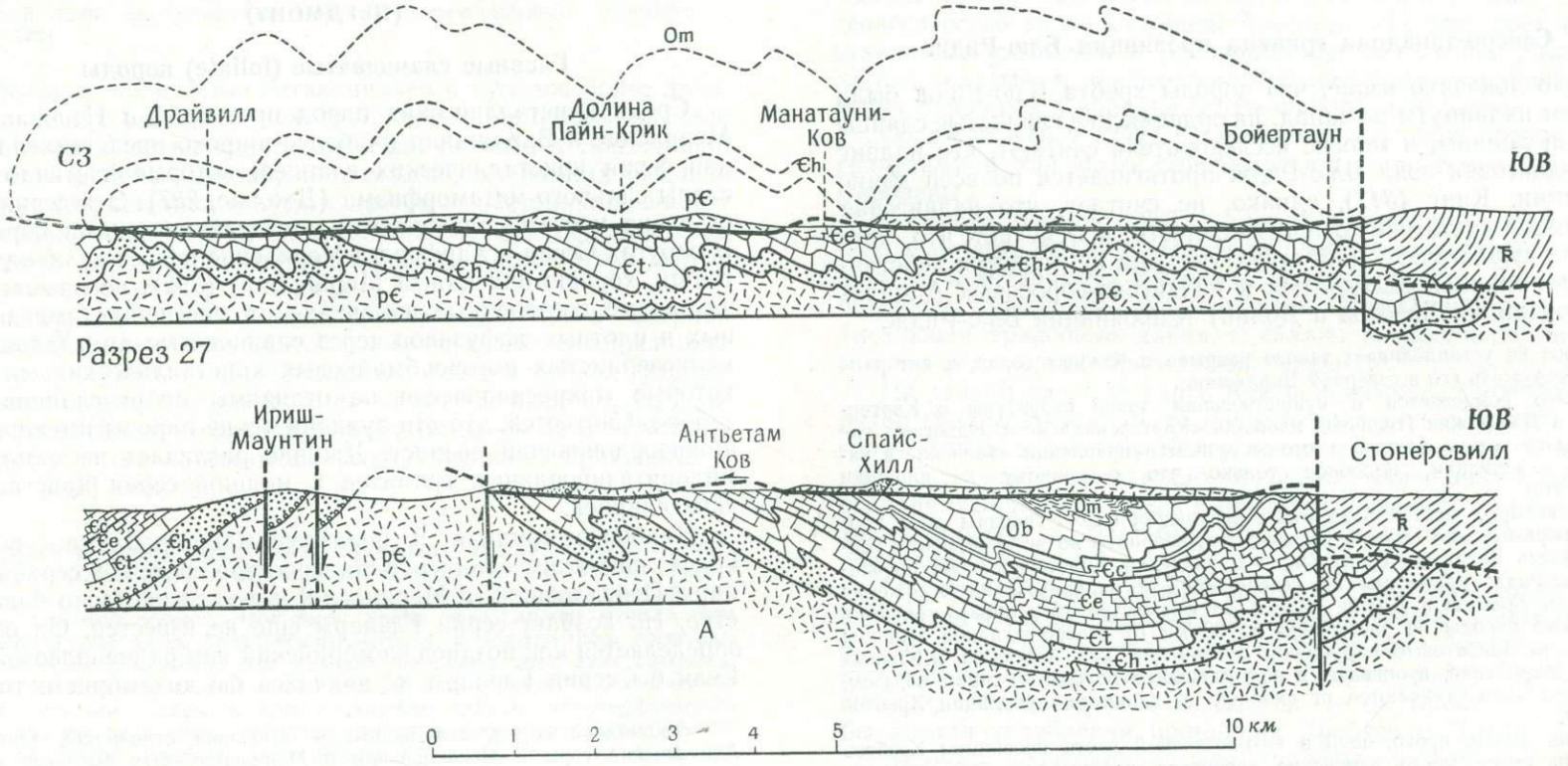
Среди пород этой части хребта Блю-Ридж выделяется серия Окои Теннесси и Северной Каролины. Блю-Ридж как топографическая единица кончается в северной Джорджии, но серия Окои переходит по простиранию в серию Талладега, которая лежит в основании отложений северо-западной части Пьедмонта в Джорджии и Алабаме; телладегский пояс в этих штатах может быть принят за тектоническое продолжение провинции Блю-Ридж... Серии Окои и Талладега представлены немыми кластическими осадочными толщами, частично граувакковыми фациями; мощность их достигает 6000 или более метров или почти равна мощности палеозойских пород провинции Хребтов и Долин на северо-западе. Предполагается,

что юго-восточнее серия Окои лежит несогласно на каролинских гнейсах, возраст которых определяется как «архейский». Эти взаимоотношения точно не установлены, и имеется большая доля вероятности того, что каролинские гнейсы являются просто более метаморфизованными горизонтами серий Окои и Талладега...

Предполагается, что обломочные породы серий Окои и Талладега являются аллохтонными юго-восточными фациями палеозоя (Баттс, **94**; Ломбард, **362**), принесенными с северо-запада надвигами из внутренних частей геосинклинали («эвгеосинклинальные» фации, как противоположность «миогеосинклинальным» фациям палеозоя провинции Хребтов и Долин).

Полевые работы в районе выходов серии Окои в окрестностях гор Грейт-Смоки-Маунтин в восточном Теннесси показывают, однако, что эта серия подстилает группу нижнекембрийских отложений Чилхови и поэтому может иметь позднедокембрийский возраст (Кинг, **316**). Описание Баттса (**94**) нижней части серии Талладега, залегающей выше уровня песчаников Чеша и Баттинг-Рам, подтверждает, что эта часть эквивалентна толще Окои; таким образом, она имеет тоже докембрийский возраст, как указано Крикмеем (**134**). Большая часть толщи пород провинции Блю-Ридж юго-западнее окрестностей Френч-Брод-Ривер была, таким образом, очевидно, сформирована в ранние геосинклинальные фазы аппалачского мобильного пояса.

В двух местах в верхних частях талладегского разреза в Алабаме была собрана палеозойская фауна девонского возраста в одном месте и пенсильванского — в другом. Некоторые геологи считали эти фаунистически охарактеризованные пласты окнами, окруженными отложениями



Ф и г. 57. Разрез 27 (см. фиг. 22) через выступ Риддинг (по Стосу и Джонас, **581**).

Єc — кварциты Антьетам
Єe — известняки Элбрук
Єt — доломиты Томстоун
Єh — филлиты Харперс
pЄ — докембрийские вулканические породы
ob — доломиты Бикментаун
Om — сланцы Мартинсбург
R — триас

Талладега, но не приводили при этом никаких доказательств. Первоначальная интерпретация Баттса кажется более правдоподобной, и можно с ним согласиться, что серия Талладега имеет «альгонкский (?) и палеозойский возраст» и что пласты, содержащие фауну, лежат в стратиграфической последовательности на толще отложений серии Талладега.

Если это так, то в Алабаме геосинклинальные отложения, возможно позднедокембрийского возраста, были несогласно перекрыты значительно более молодыми отложениями в течение позднего палеозойского времени».

Северо-западная граница провинции Блю-Ридж

Было доказано выше, что породы хребта Блю-Ридж были в общем надвинуты на запад, на ордовикские глинистые сланцы Великой долины, и многие исследователи считают, что надвиг или надвиговая зона Блю-Ридж протягивается по всей длине провинции. Кинг (*317*), однако, не считает, что надвиговая зона имеет достаточную протяженность, и отмечает, что, хотя местами существует такая структура, она не является действительной границей складчатых и надвигово-сбросовых Аппалачей (провинция Хребтов и Долин) и провинции Блю-Ридж.

Клоос не устанавливает такого разрыва в Южных горах, и автор не смог обнаружить его в северной Вирджинии.

Кеслер сомневается в существовании такой структуры в Картерсвилле, в Джорджии (типичная площадь «Картерсвиллского надвига»), где он признает только идущее в юго-восточном направлении изменение в характере деформации, подобное только что описанному на площади Южных гор.

В некоторых местах надвиговые нарушения вдоль границы двух провинций поразительно широко развиваются, например во всем сегменте Теннесси. Здесь надвигом Грейт-Смоки и надвигом Холстон породы провинции Блю-Ридж принесены на северо-запад и надвинуты на отложения провинции Хребтов и Долин, причем во множестве окон обнаруживаются перекрытые породы на расстоянии до 60 *км* от северо-западной границы провинции. Надвиговые нарушения в Теннесси, как и складки в Южных горах в Мериленде, проникают в подстилающие породы и, таким образом, фундаментально отличаются от складок и надвигов провинции Хребтов и Долин.

Вдоль линии, проходящей в юго-восточной части провинции Хребтов и Долин, имеет место изменение характера деформации. Эта перемена в структурном облике прекрасно иллюстрирована Клоосом в недавней работе по Южным горам Мериленда.

Складки юго-западнее Южных гор являются флексурными складками, в которых слои просто наклонены, а смещение вызывается скольжением между пластами, как и в сбросах на этой же площади; кливаж и другие явления, связанные с метаморфизмом, почти отсутствуют. Напротив, складки площади Южных гор являются сколовыми складками, в которых вся масса стратифицированных пород и породы основания деформированы как одно целое ламинарным течением, в результате чего широко развивается пластинчатый кливаж и отмечается увеличение мощности слоев вдоль осей складок.

Автор считает, что это изменение структурного облика так же, как и другие особенности, обусловливает обособление провинции Хребтов и Долин от провинции Блю-Ридж.

Изменение структурного облика иллюстрируется фиг. 23, *2*.

ПРОВИНЦИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ПРЕДГОРИЙ (ПЬЕДМОНТ)

Главные сланцеватые (foliate) породы

Среди кристаллических пород предгорий в Пенсильвании, Мериленде и Вирджинии наиболее широко представлена мощная серия кристаллических сланцев, которые частично несут следы сильного метаморфизма (Джонас, *287*). Эта серия представлена местами различными метавулканическими породами. В округах Сесил и Харфорд в Мериленде разрез вулканической толщи, хорошо описанный Маршаллом (*392*), показывает значительные постепенные изменения от массивных амигдалоидных и плотных эффузивов через сланцеватые амигдалоиды до мелкозернистых роговообманковых кристаллических сланцев, которые макроскопически не отличимы от рассланцованных габбро. Считается, что эти вулканические породы имеют послениженрдовикский возраст. Джонас различает несколько тел милонитизированных гранитов в мощной серии кристаллических сланцев.

Наиболее трудная и неразрешимая проблема — возраст кристаллических сланцев. Они сопоставляются с серией Гленарм Пенсильвании и Мериленда, и с этим согласно большинство. Но возраст серии Гленарм еще не известен. Он обычно определяется как позднедокембрийский или раннепалеозойский. Если бы серия Гленарм не являлась бы докембрием, то

«...комплекс пород, залегающих в основании отложений, слагающих Аппалачские горы в Пенсильвании и Мериленде, был бы сжат сравнительно мало, небольшие и изолированные массивы гнейсов появлялись бы в Балтиморских гнейсовых куполах и антиклиналях, подобных таким же структурам Майн-Риджа в юго-восточной Пенсильвании. Аппалачи достигали бы Балтиморы и Филадельфии, и возраст деформации для всего комплекса можно было бы принять за палеозойский.

Аппалачская горная система была бы тогда весьма сходна со всеми известными орогеническими системами. Она была бы подобна варисской системе Европы, которая состоит из внешнего пояса смятых в складки осадков с прибрежными углями и внутренней осевой зоной с кристаллическими сланцами и интрузивными телами. Предгорья в Пенсильвании и Мериленде и их продолжения можно было бы сравнить с Оденвальд-Шварцвальдским центральным плато и Богемским кристаллическим

массивом. Ширина и глубина Аппалачей были бы тогда в более нормальных соотношениях с их длиной.

Если серия Гленарм является докембрием и, следовательно, древний фундамент занимает площадь, равную тысячам квадратных миль, то юго-восточная граница палеозоя Аппалачей должна передвинуться на 30—65 *км* к северо-западу. Тогда Аппалачи были бы лишены кристаллической оси и интрузивных массивов и остались бы в виде неглубокой и маломощной складчатой зоны на громадном массиве докембрийского основания...» (Клоос, 125).

Небольшое количество антиклиналей и куполов более древних пород, предположительно балтиморских гнейсов, найдено внутри мощной серии кристаллических сланцев в Вирджинии, Мериленде и Пенсильвании, и, возможно, в пределах большой площади, закрашенной голубым цветом на тектонической карте Соединенных Штатов и представленной главным образом мощной серией кристаллических сланцев, могут находиться другие тела древних балтиморских гнейсов.

Предгорья и восточная часть хребта Блю-Ридж в Северной и Южной Каролине сложены смятыми гнейсами, содержащими гранитные плутоны и их сателлиты, многочисленные ультраосновные интрузии и узкие зоны метаосадочных пород. Граница провинций предгорий и Блю-Ридж здесь не отчетлива и проводится на основании общих геологических соображений.

Кинг (*317*) отмечает:

«Возраст и разрез пород метаморфического и плутонического пояса и их геологическая история недостаточно ясны вследствие сильной степени метаморфизма, отсутствия фауны, больших площадей распространения гранитов и глубокой эрозии. Этот пояс, кроме того, изучен меньше, чем какая-либо другая часть Аппалачского нагорья, и должно быть проведено серьезное полевое изучение для полного понимания всех этих взаимоотношений. Различие трактовки этой площади иллюстрируется заключением Джонас, что все гнейсы и кристаллические сланцы метаморфического пояса и значительная часть гранитных интрузий имеют докембрийский возраст, а, с другой стороны, заключением Вудварда, что многие из них имеют палеозойский возраст.

Кейс в своих различных трудах по Аппалачам называет большую часть метаморфических пород этого пояса каролинскими гнейсами. Это кварцево-полевошпатово-слюдяные гнейсы, возможно, частично метаизверженного, а частично метаосадочного происхождения, содержащие пласты и прожилки роговообманковых роанских гнейсов. И те и другие отнесены Кейсом к докембрию («архею»). Джонас (287) переводит гнейсы в формацию Виссахока, в столь же неопределенную единицу, возраст которой также считается докембрийским («альгонк»?). Уже упомянутые предположения Крикмея сводятся к тому, что гнейсы могут быть, по крайней мере частично, высокометаморфизованными фациями серий Окои и Талладега и, следовательно, могли образоваться из ранних геосинклинальных отложений Аппалачского мобильного пояса».

Батолиты

В провинции предгорий встречаются многочисленные плутоны, большая часть которых по размерам отвечает батолитам. Их распределение показано на тектонической карте Соединенных Штатов, на геологической карте Соединенных Штатов и на геологической карте Северной Америки. На этих трех картах отмечаются различия в распределении батолитов; последняя из них показывает значительно меньшее распространение плутонов в Южной Каролине и Джорджии, чем первая.

Согласно Кейсу (*299*), большинство плутонов представлено гранитами и или мало деформированы, или вовсе не деформированы.

Согласно Джонас (*287*), петерсбергские граниты Вирджинии не деформированы; они секут древние структуры, не нарушая их, и внедряются в породы, переплавляя их. Думают, что батолиты предгорий моложе всех кристаллических пород (исключая триасовые дайки и силлы) и, следовательно, они могут иметь верхнепалеозойский возраст.

На старой сводной карте Кейса показано скопление батолитов позади южного Аппалачского выступа провинции Хребтов и Долин, и поэтому Кейсу представлялось, что их внедрение обусловлено и вызвано боковыми движениями, которые создали складки и надвиги в пределах упомянутого выступа, и, таким образом, возраст батолитов определяется временем Аппалачской орогении.

На позднейшей сводной карте не показана группировка батолитов в таком виде, как она дана у Кейса; действительно, как будто бы нет оснований считать, что если бы покров меловых отложений был бы передвинут из предгорий в Вирджинию, Делавер, Мериленд и Нью-Джерси, то он также не оказался бы позади углублений провинции Хребтов и Долин.

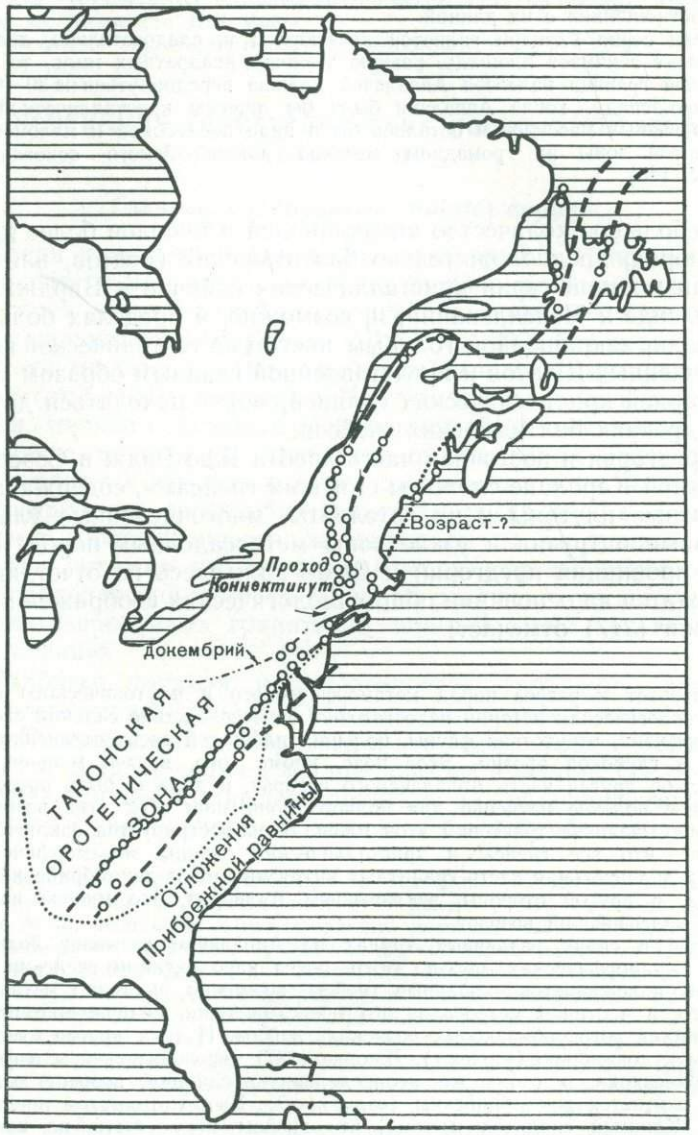
Джонас подчеркивает, что граниты встречаются позади углублений так же, как позади южного выступа, и что внедрение, по крайней мере петерсбергских гранитов, было пассивным; граниты моложе серии Гленарм и, бесспорно, имеют палеозойский возраст. Достаточно обоснованно сопоставление плутонов с известной верхнедевонской или нижнемиссисипской (Белые горы) послеорогенической магматической серией Новой Англии (Биллингс, *60*). Сопоставление с синорогенной магматической серией Нью-Гемпшира можно будет проводить лишь после того, как комплексы, рассматриваемые здесь, будут лучше изучены.

Определение возраста по радиоактивности

Уиллис и Уиллис (*675*) перечисляют пять типов «гранитов» из кристаллических пород Новой Англии и два из кристаллических пород предгорий в Северной Каролине, возраст которых определялся свинцово-урановым методом. Анализы дают колебания в возрасте от 230 до 350 миллионов лет для Новой Англии и от 250 до 580 миллионов лет для Северной Каролины. В то же время породы Канадского щита имеют, по данным анализов, проведенных тем же методом, возраст от 900 до 1900 (?) миллионов лет. Гудмен и Эванс (*217*) определяют возраст в 230 миллионов лет (по свинцовому коэффициенту (?) для пенсильванских отложений и около 600 миллионов лет для нижнекембрийских. Возраст гранитов Белых гор в Нью-Гемпшире определен Биллингсом (*60*) как среднедевонский, верхнедевонский и нижнемиссисипский на основании находок фауны и пространственных взаимоотношений. По свинцовому коэффициенту возраст этих комплексов — приблизительно 300 миллионов лет. Топсхемский гранит в штате Мен имеет возраст 230 миллионов лет и, может быть, является одним из верхнекаменноугольных интрузивов (см. фиг. 98). Данные одного анализа гранита в Северной Каролине (250 миллионов лет) свидетельствуют, что граниты могли иметь каменноугольный возраст и быть синхроничными магматической серии Нью-Гемпшира. Другой анализ в Северной Каролине (580 миллионов лет), быть может, свидетельствует о кембрийском возрасте пород. Недавние свинцово-урановоториевые определения подтверждают, что пегматиты вблизи Спрус-Пайн в Северной Каролине могут иметь ордовикский возраст (Стос и Стос, *582*). До сих пор «граниты» кристаллической зоны предгорий не разделялись на различные возрастные группы, но, несмотря на ограниченные и ненадежные геологические и радиоактивные данные, становится ясно, что граниты предгорий — палеозойские, а не докембрийские.

Ультраосновные интрузии

Хесс (*247*) закартировал серпентинизированные ультрамафические интрузии Аппалачей и нашел, что они образуют узкий пояс, идущий вдоль кристаллической провинции предгорий через Новую Англию до города Квебека, а оттуда через таконскую и акадскую зону Квебека к полуострову Гаспе и далее через Ньюфаундленд (см. фиг. 58). В своей работе



Фиг. 58. Серпентинитовый пояс Аппалачей. Кружками обозначены тела серпентинитов.

о Больших и Малых Антильских островах Хесс заключает на основании убедительных данных (см. главу 35), что серпентиниты встречаются в дугообразной высоко деформированной орогенической зоне, и делает вывод, что в известных древних орогенических поясах, ныне замаскированных метаморфизмом и современными отложениями, они могут указывать положение зоны максимальных орогенических движений. Серпентиниты связаны главным образом с Таконским орогеническим поясом в Новой Англии и в провинциях Новая Шотландия и Нью-Брансуик и, как представляется Хессу, убедительно свидетельствуют, что центральная зона таконского орогена протягивается через кристаллическую полосу предгорий Южных и Центральных Аппалачей. Кинг (*317*) отмечает:

«Кроме гранитных плутонов, пояс метаморфизма и интрузий содержит группу ультраосновных интрузий — перидотитов, дунитов, пироксенитов и других пород, теперь частично измененных до серпентинитов. В отличие от гранитов они занимают небольшие площади, но во многих случаях образуют хорошо выраженные зоны, указывающие на то, что все эти породы были интрудированы под влиянием одинаковых тектонических явлений. Наиболее отчетливо выраженная зона лежит согласно с северо-западной границей пояса метаморфизма и плутонов в юго-восточной части провинции Блю-Ридж на западе Северной Каролины; она продолжается к северо-востоку в Вирджинию и к юго-западу в Джорджию. Другая, значительно слабее охарактеризованная группа интрузий появляется у юго-восточной границы пояса метаморфизма и интрузий почти на внутренней окраине прибрежной равнины в Джорджии. Возраст основных интрузий в Южных Аппалачах неизвестен. Пратт и Льюис на основании очень шатких доводов считают, что интрузии древнее палеозоя».

Нескладчатые поясы метаосадочных пород

Кинг (*317*) отмечает:

«Кроме гнейсов, пояс метаморфизма и плутонов содержит другие метаморфические породы, которые имеют явно осадочное происхождение (см. фиг. 22 и 59). Характерная форма их залегания — узкие поясы или пачки со значительным линейным протяжением. Основные поясы метаосадочных пород следующие:

1. Арвонский пояс метаморфических сланцев вблизи Джемс-Ривер и пояс метаморфических сланцев Квантико вблизи реки Потомак в Вирджинии. Они залегают в ядрах синклиналей и сложены фаунистически охарактеризованными ордовикскими породами, лежащими несогласно на древних кристаллических сланцах и гранитах.

2. Пояс кварцитов, кристаллических сланцев и мраморов в Северной и Южной Каролине, который закартирован Кейсом на площади Кингс-Маунтин. Дополнительные детали описаны Кеслером, чья интерпретация отличается от интерпретации Кейса.

3. Бревардский пояс кристаллических сланцев, который является наиболее протяженным и распространяется от центра Северной Каролины через Южную Каролину, Джорджию и Алабаму до Прибрежной равнины Мексиканского залива. Джонас (**287**) устанавливает, что подобные породы протягиваются от центра Северной Каролины в южную Вирджинию. Породы бревардского пояса представлены смятыми темными метаморфическими и кристаллическими сланцами с линзами известняков, очевидно, несколько менее метаморфизованных, чем окружающие их породы. Кейс считает, что кристаллические сланцы слагают узкую синклинальную складку, но имеются и другие мнения по этому поводу.

4. Пояс мерфийских мраморов на западе Северной Каролины и в северо-западной Джорджии. Этот пояс во многом подобен другим вышеописанным поясам и отличается тем, что находится не среди кристаллических пород, а в толще измененных осадочных пород серии Окои.

Результаты недавних полевых работ, проведенных в этом поясе Феркроном и Теге и Ван-Хорном, несколько расходятся в толковании полученных данных. В поясах южной Вирджинии фауны найдено не было, и возраст пород, слагающих эти поясы, неизвестен. Эти поясы датируются различно — палеозоем и докембрием. Они представляют узкие полосы нескладчатых метаосадочных пород в метаморфическом и плутоническом поясе и напоминают одну из корневых зон (root zone) на южном подножии Альп, описанную Колле (**130**) таким образом:

«В этом районе покровы приняли более или менее вертикальное положение. Зоны развития осадочных пород, представленные доломитизированными мраморами и метаморфизованными блестящими кристаллическими сланцами, разделяют покровы. Иногда эти зоны (синклинали) раздроблены и растянуты по протяжению, так что появляются только линзы этих пород. В тех местах, где отсутствуют осадочные породы (sic), контакт между двумя покровами отмечается плоскостью надвига».

Каролинский пояс метаморфических пород

В юго-восточной части провинции предгорий высоко метаморфизованные породы уступают место менее метаморфизованным осадочным и вулканическим породам. Гранитные интрузии здесь еще имеются, но уже меньших размеров и рассеяны на большей площади. Эти особенности хорошо видны с самолета при пересечении с севера на юг Джорджии. Пролетев много миль на небольшой высоте над невыразительным плато предгорий (Пьедмонт), сложенным метаморфическими и изверженными породами, путешественник будет удивлен, обнаружив в 110 *км* южнее Атланты, почти у Прибрежной равнины, извилистые хребты, сложенные собранными в складки осадочными породами, очень похожими на массивы провинции Долин и Хребтов, которая осталась далеко позади на севере. Это пояс гор Пайн-Маунтин, который будет упомянут ниже. На еще большем расстоянии к югу от Аппалачей глубоким бурением во Флориде установлено, что мезозойские породы этого штата подстилаются неизмененными осадочными породами, содержащими фауну палеозойского возраста. Эти явления соответствуют высказанному ранее представлению об Аппалачах как, скорее, о двусторонней, чем односторонней горной системе.

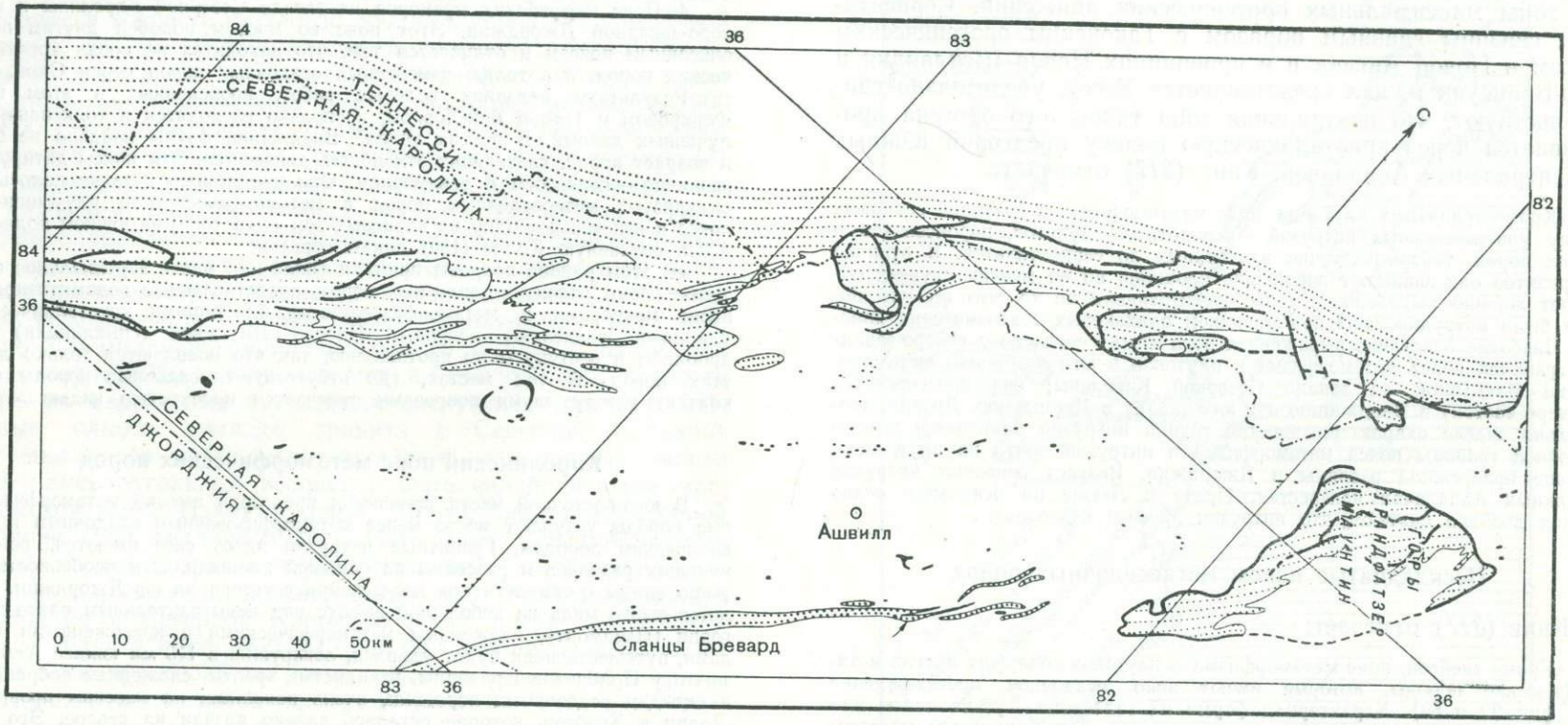
В Северной и Южной Каролине, протягиваясь в Вирджинию и Джорджию, располагается несколько поясов сланцеватых пород, большей частью вулканического происхождения; главный пояс в Северной Каролине достигает ширины 80 *км*. Эти поясы были названы в Вирджинии вирджинской вулканической серией и серией Литтл-Ривер в Джорджии; наиболее подходящее общее название этих комплексов — «вулканические серии». Породы

представлены лавами, брекчиями и слоистыми туфами вулканического происхождения, переслаивающимися с подчиненными метаморфическими сланцами и песчаниками.

Условия отложения описываются Ланеем на примере типичного участка в районе Голд-Хилл в Северной Каролине.

«Серии в целом представляют период вулканической деятельности, в течение которого извергались лавы риолитов и дацитов или андезитов, возможно, в большом количестве. Продолжительный период вулканизма, очевидно, состоял из коротких периодов большой активности, в течение которых образовывались туфы и... изливались потоки риолитов... и андезитов. Вслед за этим наступил период покоя, в течение которого были отложены слои тонкого материала. Представляется вероятным, что район находился частично под водой, а возможно, являлся непосредственно прибрежным участком и что туфы и тонкий материал были перемыты, и даже возможно, что лавы изливались в подводной обстановке».

Структура подобного рода описывается следующим образом (Ланей):



Фиг. 59. Карта части хребта Блю-Ридж и провинции предгорий западной части Северной Каролины, иллюстрирующая распределение ультраосновных изверженных пород (по Кингу, **317**).

Площади, заштрихованные точечным пунктиром, — осадочные породы палеозойского возраста, включающие серию Окон, возможно докембрийского возраста, и бревардские кристаллические сланцы неизвестного возраста. Белые площади восточнее и внутри заштрихованных ареалов — гнейсы и кристаллические сланцы с телами гранитов. Мелкие черные пятна — ультраосновные изверженные породы. Жирные линии — разрывы.

«С увеличением расстояния от контакта (тектонического) с изверженными породами складчатость становится все менее и менее отчетливой, и вдоль крайней восточной границы исследуемой площади породы становятся массивными и в них исчезают полностью или частично существенные проявления динамометаморфизма.

Маршрут, осуществленный в 35—50 *км* к востоку от границы закартированной площади, показал, что интенсивность складчатости продолжает убывать. Во многих местах слои лежат практически горизонтально. Однако пересечение не было продолжено вкрест всей формации, которая имеет ширину от 65 до 80 *км*, и поэтому невозможно установить, каковы общие черты складчатости. Тем не менее считается, что толща кристаллических сланцев воспринимала деформирующие усилия как единое целое. Также, повидимому, возможно рассматривать эту толщу как крупный синклинорий, осложненный разрывами и мелкой складчатостью.

Толща отложений «вулканических серий» не содержит фауны, и ее возраст предположителен. Неясность в отношении ее возраста иллюстрируется тем фактом, что она показана как докембрийская («альгонк?») на Геологической карте Соединенных Штатов (1933) и как палеозойская на Геологической карте Северной Америки (1946) (Кинг, **317**).

Пояс Пайн-Маунтин

В юго-западной части провинции предгорий в Джорджии, протягиваясь к западу в Алабаму, расположен пояс кварцитов, метаморфических сланцев и мраморов, которые слагают горы Пайн-Маунтин и прилегающие хребты. Эти породы сильно метаморфизованы и прорваны разгнейсованными гранитами, но имеют явно осадочное происхождение и смяты преимущественно в пологие складки. Возраст их не определен. Они считаются докембрийскими, но с успехом могут быть и палеозойскими (Кинг, **317**).

Палеозой Флориды

В пределах площади, охватывающей северную Флориду и прилегающие части южной Алабамы и Джорджии, недавно проводившееся бурение показало, что мезозойские породы подстилаются вулканическими и осадочными породами палеозойского возраста. Они описаны в работе Апплина (13).

В поднятии Окала домезозойские породы местами встречены на глубине менее 1200 *м*, но в других местах они залегают на глубине 3000 *м*. Домезозойские породы недостаточно полно пересечены скважинами, чтобы установить их разрез: скважины углублены в породах различного типа, и трудно обнаружить последовательность отложений.

Осадочные породы представлены главным образом сланцами и песчаниками. Некоторые песчаники содержат отпечатки ходов червей (сколиты), которые не были обнаружены в более древних палеозойских породах Аппалачей; в других песчаниках содержится большое количество обломочной слюды. Глинистые сланцы имеют серую, черную и даже красную окраску. Наряду с другой фауной здесь найдены граптолиты. Из палеозойских систем, присутствие которых отчетливо подтверждается палеонтологически, находятся только ордовик и силур, хотя могут существовать и другие. Эффузивы могут быть отнесены к толще «вулканических серий» юго-восточной части площади предгорий, но для них, так же, как и для этой толщи, возраст не установлен.

Керны скважин показывают, что эти породы мало деформированы. Такие проявления метаморфизма, как кливаж и перекристаллизация, отсутствуют. Слоистость падает полого, в некоторых местах пласты горизонтальны, а максимальные наклоны пластов — от 25 до 30°.

Бурение охватывает настолько широкое пространство, что позволяет установить не только общие структурные особенности. Так как породы встречаются на обширной площади, то даже небольшие углы падения достаточны, чтобы подсчитать значительные мощности разрезов осадочных и вулканических пород.

Эти данные имеют большой интерес, поскольку они показывают, что юго-восточнее Аппалачской системы имеется форланд, или шельф, сложенный слабо деформированными породами, точно такими же, какие имеются к северо-западу от нее. Эти породы теперь отделены сотнями миль от ближайших палеозойских пород провинции Хребтов и Долин, а до сокращения земной коры, которое имело место в течение деформации, они были еще более удалены друг от друга.

Как и можно было ожидать при таком широком географическом разобщении, ордовикские и силурийские породы Флориды по своим фациям резко отличаются от одновозрастных пород северо-западного края Аппалачей». (Кинг, **317**).

На фиг. 23 иллюстрируется представление, согласно которому осевая часть Аппалачской системы находится в кристаллической провинции, и поясы, менее интенсивно деформированные и подверженные более молодым деформациям, являются боковыми по отношению к осевой части.

История предгорий (Пьедмонт)

Сложность строения кристаллической провинции предгорий хорошо иллюстрируется Маршаллом (*392*), который изучал ее на территории Мериленда.

Маршалл отмечает:

«В процессе настоящего исследования было обнаружено, что площадь сложена породами не одного, а различных типов. Несколько различных типов пород, которые существуют в других частях провинции Пьедмонта, были найдены здесь и, повидимому, имеют гленармский возраст, который, однако, еще точно не установлен.

Имеются, по крайней мере, семь типов пород, которые достаточно заметно отличаются друг от друга. Древнейшими являются кристаллические сланцы. Они близко сходны со сланцами серии Гленарм, которые хорошо обнажены на реке Сусквегана у станции Пичботтом к северу от Пенсильванской железнодорожной линии.

В этих сланцах хорошо развиты трещины кливажа, и во всех отношениях они напоминают сланцы формации Петерс-Крик. Повидимому, вулканические породы имеют примерно тот же возраст... Вулканические породы прорваны интрузиями габбро, которые... делятся на собственно габбро и метагаббро. На этой площади габбро имеют отчетливые линейные текстуры, тогда как для метагаббро характерны текстуры массивные. И те и другие разности изменены. Они прорваны несколькими гранитными интрузиями, которые колеблются по составу от биотитовых до роговообманковых гранитов. Граниты, в свою очередь, интрудированы дайками гранит-порфиров и позднее — роговообманковыми лампрофирами.

Среди гранитов встречаются небольшие аплитовые дайки, более поздние, чем граниты, но находящиеся в неясных взаимоотношениях с другими породами. Имеются также вероятные апофизы основной гранитной интрузии.

Залегания вулканических пород указывают на осевую часть изоклинально изогнутой синклинали, оставшейся как ксенолит в окружающих гранитах комплекса Порт-Депозит.

История района может быть сведена к следующему: гленармские эффузивы и кристаллические сланцы были смяты в изоклинальные складки, слегка опрокинутые к северо-западу. Трещины кливажа развивались после складчатости, затем внедрялись габбро, в значительной степени следуя структурам более древних пород, обычно в виде небольших даек. Габбро, очевидно, не проникали в толщу вулканических пород, последние являлись экранизирующими. Последующие интрузии комплекса Порт-Депозит прорвали вулканические породы, интрудировали их «lit-par-lit» и расщепили на длинные узкие фрагменты. Направление течения гранитов было почти параллельным простиранию складок.

Дайки, внедрявшиеся после гранитов, следовали этим же линиям и интрудировали вулканические породы и граниты почти параллельно их расслоению. Жилы и пегматиты формировались после внедрения даек. После внедрения последней интрузии имелась достаточная деформированность для образования зоны скола вдоль линий расслоения и для развития различной степени катакластических текстур по всей площади».

Клоос и Хитанен (*125*) сопоставляют вулканические породы округа Сесил с серией Гленарм.

Надвиги Мартик и Бревард

На Тектонической карте Соединенных Штатов породы провинции предгорий показаны отделенными от пород провинции Блю-Ридж большим надвигом, который называется надвигом Мартик в Пенсильвании и надвигом Бревард в Северной Каролине (Бревардский пояс кристаллических сланцев на фиг. 22 и 59) (см. также фиг. 33 и 55). На некоторых картах все нарушение в целом показано как мартикское. Выходы на поверхность плоскости надвига наблюдаются редко, и существование столь протяженного надвигового покрова устанавливается по другим данным, главным образом Джонас, Стосом и Блисс. В Пенсильвании эти исследователи отметили, что «докембрийские» альбит-хлоритовые сланцы Виссахика, участвующие в мартикском надвиге, имеют несогласные взаимоотношения с породами нижнего кембрия и ордовика, залегающими к северу и северо-западу от них. В тектонических окнах, образуемых надвигом, появляются ордовикские известняки, окруженные кристаллическими сланцами. В Вирджинии и дальше к юго-западу формация Виссахика по некоторым предположениям оказывается надвинутой на аналогичные кристаллические сланцы, но окна или выходы поверхностей нарушения не обнаружены.

Однако Джонас считает, что крупный скол подтверждается зоной ретроградного метаморфизма, которая весьма отчетливо характеризуется альбит-хлоритовыми кристаллическими сланцами и другими породами, очевидно, менее метаморфизованными.

ГЛЕНАРМСКАЯ ПРОБЛЕМА

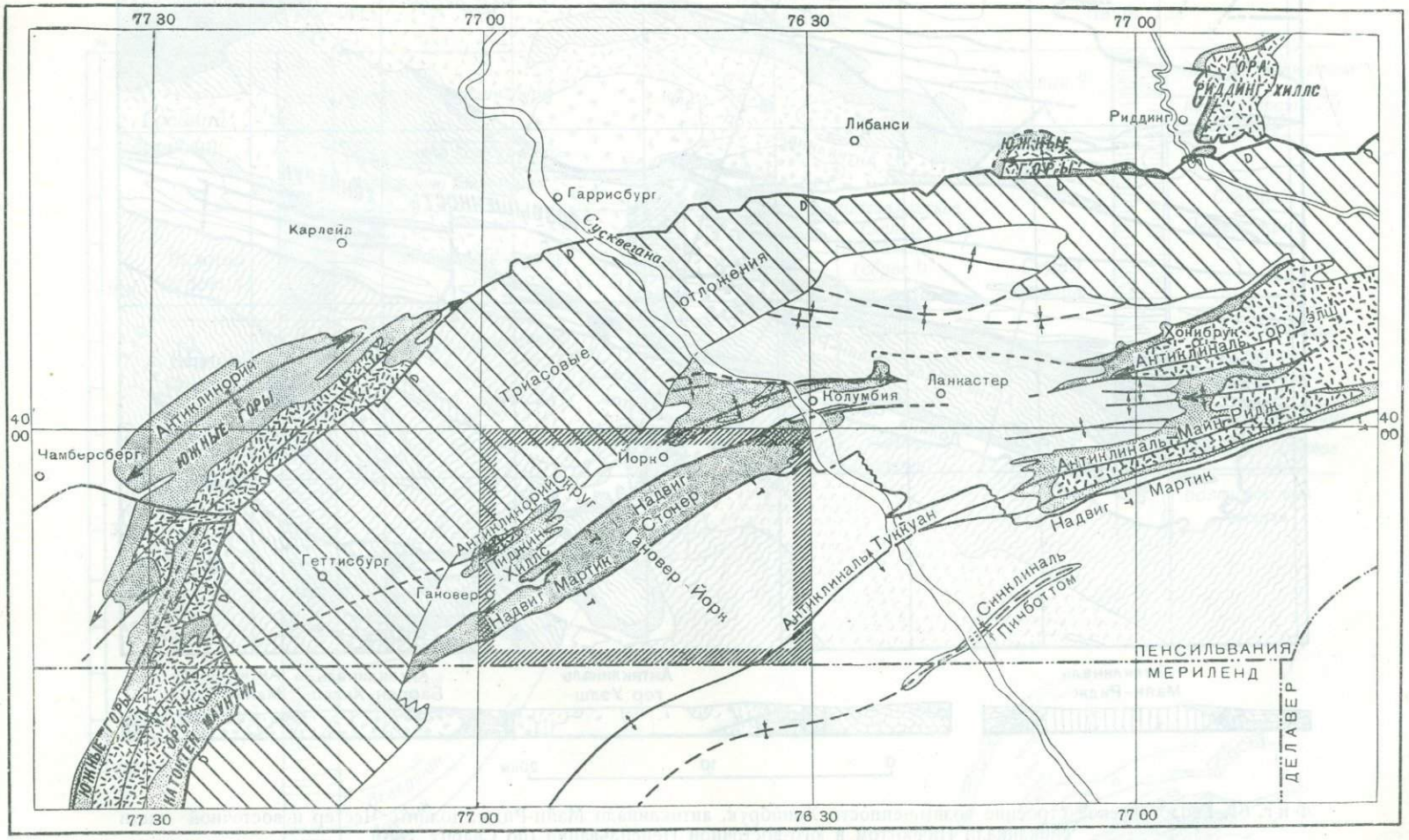
Сущность вопроса

Если серия Гленарм юго-восточной Пенсильвании имеет докембрийский возраст, то необходимо было воздействие крупного надвига, чтобы перенести альбит-хлоритовые фации «Октораро» и Виссахика (часть комплекса Гленарм) на ордовикские известняки долины Честер. Если, с другой стороны, серию Гленарм датировать как кембро-ордовик, то, вероятно, осадочный контакт, а следовательно и надвиг могли и не иметь места. Третий вариант возникает, если принять возраст серии Гленарм как нижнепалеозойский и считать, что кристаллические сланцы надвинуты на известняки, может быть, несколькими чешуями (Клоос, *125*). Если существует крупное нарушение, оно может быть продолжением послеордовикского таконского надвига, возникшего в таконскую орогеническую эпоху в долине Гудзона, или оно может быть структурой, образованной в акадскую или аппалачскую эпохи.

Возраст плутонов предгорий, особенно недеформированных гранитных батолитов, является также важной проблемой.

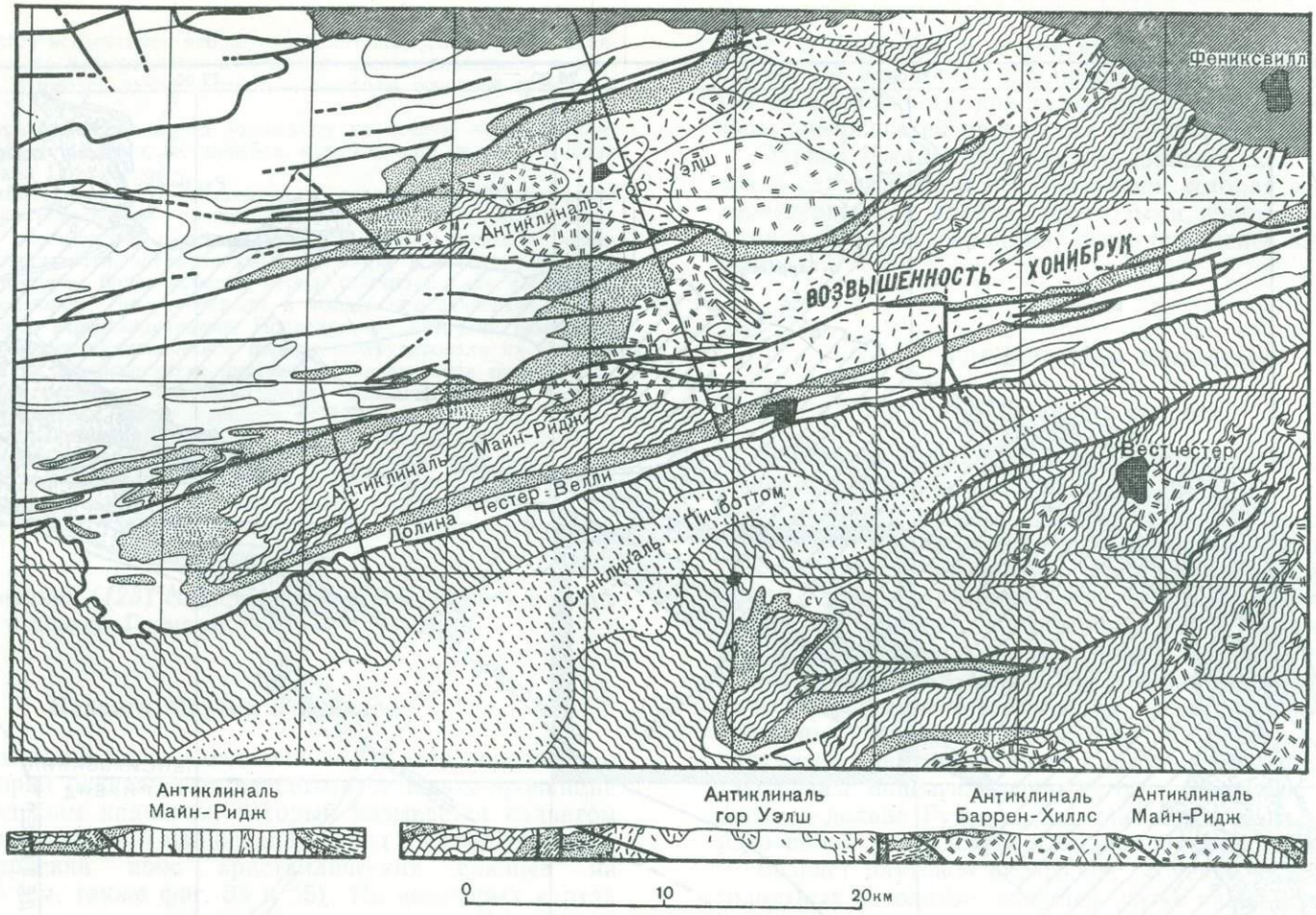
Таковы объекты гленармской проблемы, и решение их упирается в установление возраста серии Гленарм. Решение этой проблемы на площадях Пенсильвании и Мериленда имело бы важное значение для выяснения возрастных соотношений на площадях к северо-востоку в Нью-Джерси и в штате Нью-Йорк и в районах, расположенных на юго-западе вдоль Аппалачей вплоть до Алабамы.

В связи с тем, что площадь Пенсильвания — Мериленд, повидимому, дает нам наилучшие возможности, именно она стала объектом многих исследований в Центральных и Южных Аппалачах.



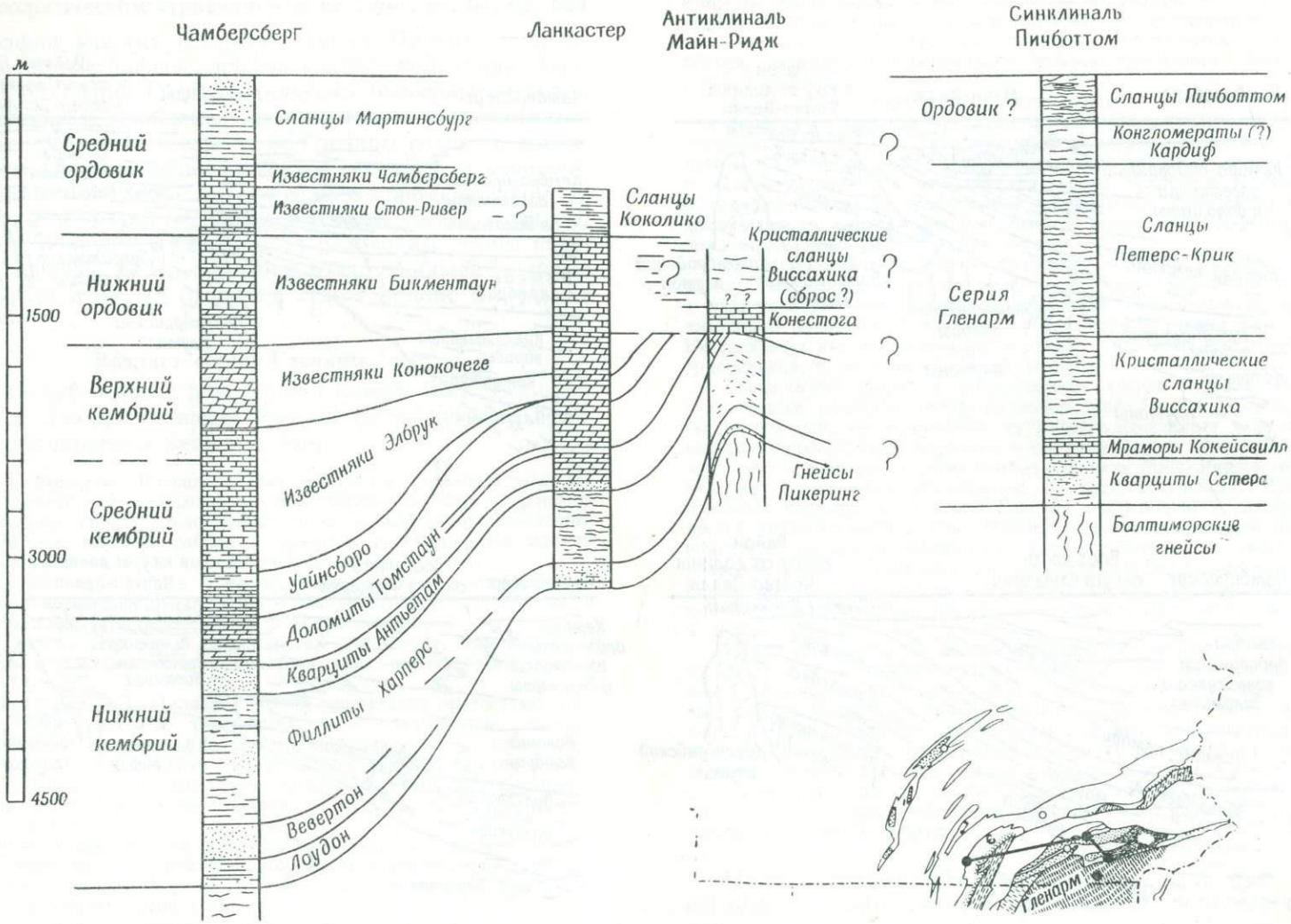
Ф и г. 60. Основные структурные черты юго-восточной Пенсильвании и прилегающей части Мериленда (по Стосу и Стос, 582).

Многие разрывы, особенно между надвигами Мартик и Стонер, не показаны (см. разрез *B*—*B′* на фиг. 61). *T* — надвинутый блок; *D* — сброшенный блок. Согласно этой интерпретации, антиклинали Пиджин-Хиллс и Хеллам-Хиллс могут являться восточным продолжением антиклинали Южные Горы — Катоктен-Маунтин в Мериленде и далее следовать к антиклинали горы Уэлч, а антиклиналь Тукван может быть западным продолжением антиклинали Майн-Ридж. Точки — площади нижнекембрийских глинистых и кварцитовых пород. Беспорядочные штрихи — докембрийские породы в ядрах антиклиналей.

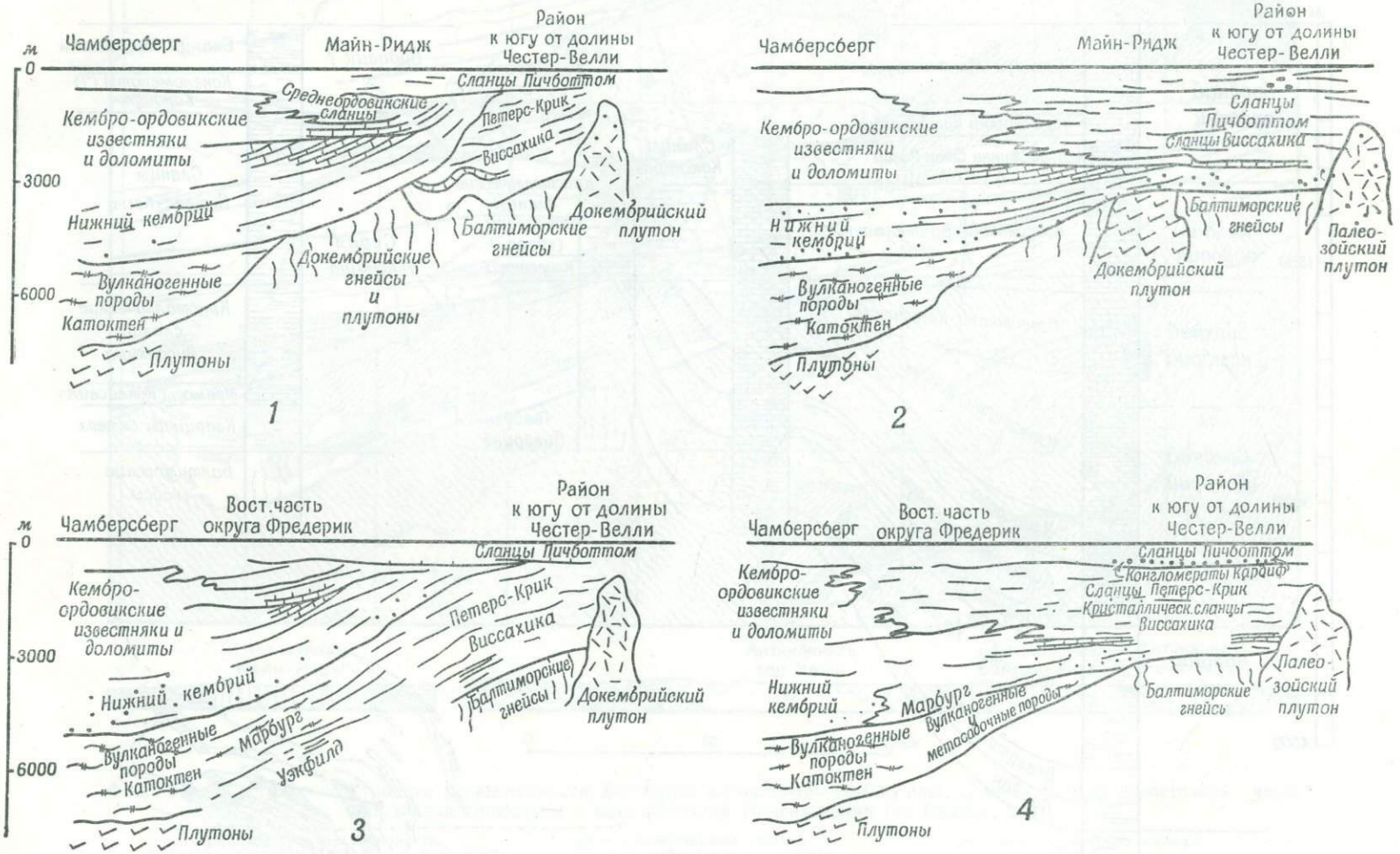


Фиг. 61. Геологическое строение возвышенности Хонибрук, антиклинали Майн-Ридж, долины Честер и восточной части синклинали Пичботтом в юго-восточной Пенсильвании (по Сварцу, 586).

Tn — ньюаркские красноцветы
Oc—Ob — сланцы Коколико и известняки Бикментаун
Oco — известняки Конестога
Єco—Єe — известняки Конокочеге и Элбрук
Єl—Єv — доломиты Леджер, Кинзерс и Винтейдж
Єa—Єc — кварциты Антьетам, кристаллические сланцы Харперс и кварциты Чикиз
gb — докембрийские габбро
an — докембрийские анортозиты
qm — докембрийские кварцевые монцониты
grd — докембрийские гранодиориты
pgg — гнейсы Пикеринг
Opc — метаморфические сланцы Пичботтом и кардиффские конгломераты
pc — кристаллические сланцы Петерс-Крик
Ws — кристаллические сланцы Виссахикона
Cv — коккейсвиллские мраморы
St — кварциты Сетерс
bgn — балтиморские гнейсы
gb — постписсахокские габбро



Фиг. 62. Сопоставление разрезов кембро-ордовика вблизи Чамберсберга, Ланкастера и Майн-Ридж (по Сварцу, 586) (ср. с фиг. 61).



Ф и г. 63. Гипотетические разрезы, иллюстрирующие различные взаимоотношения серии Гленарм с окружающими породами (по Сварцу, 586).

Разрезы 1 и 2 составлены в предположении, что серия Гленарм имеет докембрийский возраст. На разрезах 3 и 4 гленармские породы интенсивно метаморфизованы юго-восточными фациями кембро-ордовикских пород Чамберсбергского района.

Данные о геологическом строении района (фиг. 60, 61, 62, 63)

Стратиграфия участка севернее «линии Мартик» в сопоставлении со стратиграфией участка южнее этой линии показана на фиг. 62. Серия Гленарм включает большинство пород южного участка, и проблема заключается в сопоставлении двух разрезов формации. Если серия Гленарм является докембрием, то она должна коррелироваться с северным гипотетическим разрезом (фиг. 63 *1* и *3*), а если кембро-ордовиком, то с разрезами *2* и *4* той же фигуры (Сварц, *586*). Согласно разрезу *1* или *3* крупный надвиг был необходим, чтобы перенести более древние породы южных толщ на более молодые и северные. Согласно же разрезам *2* и *4* надвиг отнюдь не обязателен.

Возраст серии Гленарм

Докембрийский возраст для серии Гленарм был предположен Кнопф и Джонас главным образом по следующим соображениям (суммировано Сварцем, *586*):

«Во-первых, комплекс Виссахика был определен Баскомом как докембрийский, потому что прорывающие его интрузии габбро и гранитов «явно отсутствуют» среди прилегающих пород заведомо палеозойского возраста, тогда как плутоны габбро и гранитов перекрываются слоями нижнекембрийского возраста на плоскогорье Хонибрук.

Во-вторых, согласно работе Джонас, слои, возможно кембрийского возраста, залегают несогласно на серии Гленарм в округах Фредерик и Карролл в Мериленде и в округе Йорк в Пенсильвании.

В-третьих, работа Джонас в этих округах показывает, что эффузивы серии Гленарм весьма подобны докембрийским катоктенским лавам Южных гор.

Хаукинс, Маккин, Б. Л. Миллер и Клоос решительно протестуют против взглядов исследователей, считающих, что гленармские породы являются докембрием и что толща Виссахика перенесена на известняки Конестого долины Частер крупным надвигом. Все они склоняются к мнению, что Виссахика в Саус-Велли-Хиллс согласно залегает на известняках Конестога и что линия Мартик не является, по крайней мере здесь, линией основной зоны надвига.

В настоящем обозрении, как представляется автору, следует считать более убедительным мнение о кембро-ордовикском возрасте серии Гленарм, развитой на юге долины Честер, и менее резонными предположения о докембрийском возрасте этой серии.

Джонас сообщила, что кварциты округов Фредерик и Карролл в Мериленде, которые относили в 1924 г. к нижнекембрийским, предполагая, что они лежат несогласно на серии Гленарм и этим доказывают докембрийский возраст этой серии, повидимому, в действительности принадлежат к серии Гленарм и не могут быть удовлетворительно сопоставлены с нижнекембрийскими кварцитами Южных гор. Следовательно, они не доказывают, как это считали ранее, докембрийского возраста серии Гленарм. Первоначальное присвоение сланцам Виссахика докембрийского возраста основывалось на их отчетливом метаморфизме и на наличии в них, вблизи Филадельфии, плутонов, которые не встречаются в доказанном палеозое долины Честер; эти плутоны сравниваются с интрузивными телами, несогласно перекрытыми нижнекембрийскими отложениями нагорья Хонибрук.

После установления постепенного перехода сланцев Виссахика к северо-востоку в альбит-хлоритовые фации «Октораро», метаморфизованные сильнее, доводы о том, что сильный метаморфизм сланцев Виссахика свидетельствует о их докембрийском возрасте, утратили силу. Так же, как в кембро-ордовикских отложениях долины Честер и к северу от нее, в сланцах Виссахика значительно уменьшается количество интрузий, и, следовательно, эти породы оказываются менее метаморфизованными, чем доказанные кембро-ордовикские осадки.

Кнопф и Джонас в 1923 г. призывали обратить внимание на убывание степени метаморфизма в северной части пород Виссахика по сравнению с нижнекембрийскими слоями антиклинали Майн-Ридж и полагали, что это «одна из наиболее трудных проблем при изучении геологии района». Но проблема эта не сложна, если считать, что комплекс Виссахика имеет ордовикский, а не докембрийский возраст.

Гленармский разрез в Пенсильвании южнее долины Честер сходен с известным разрезом кембро-ордовика Майн-Риджа и соседней долины Ланкастер, где он начинается турмалинсодержащими кварцитами, перекрытыми карбонатными породами и следующими за ними глинистыми отложениями; к тому же подобно кембро-ордовику Майн-Риджа серия Гленарм залегает с крупным несогласием на древних гнейсах. Мощности этих основных подразделений серии Гленарм значительно отличаются от мощностей кембро-ордовика близ Чамберсберга и даже около Ланкастера, и изменение мощности приводится как доказательство неэквивалентности разрезов. Ранее не был достаточно подчеркнут факт изменения мощностей, наблюдаемых в бесспорных кембро-ордовикских осадках при прослеживании их от Чамберсберга до планшета Ланкастер и затем до Майн-Риджа и долины Честер.

Предположение о кембро-ордовикском возрасте серии Гленарм нуждается лишь в убедительных примерах тех фациальных изменений, каких можно ожидать при приближении к источнику, давшему обломочные породы Виссахика; между тем противоположная точка зрения, будто серия Гленарм является докембрием, должна основываться на наличии крупных изменений в разрезе пород и в геологической истории покровов, лежащих непосредственно южнее и севернее линии Мартик. Однако отсутствуют какие бы то ни было следы осадочных серий, которые могли бы свидетельствовать, что серия Гленарм лежит ниже кембрийских отложений поднятия Хонибрук».

Палеогеографические карты Сварца (см. фиг. 30) иллюстрируют гипотезу кембро-ордовикского возраста серии Гленарм.

Доказательства надвига

Как указывают Стос и Стос и Кнопф, наличие надвига в юго-восточной Пенсильвании доказывается наблюдаемым контрастом в степени метаморфизма, несогласными

взаимоотношениями и наличием тектонических окон в кристаллических сланцах, где обнажаются известняки.

Недавняя тщательно выполненная работа Клооса и Хейтенена (*125*) отрицает наличие здесь признаков надвига.

Клоос и Хейтенен указывают, что кристаллические сланцы лежат на известняках и что контакт напоминает согласную границу между карбонатными и глинистыми породами. Содержание извести постепенно понижается по направлению к кристаллическим сланцам, а сильный метаморфизм не ограничивается пределами толщи Виссахика там, где она залегает на отложениях нижнего кембрия, — здесь все породы метаморфизованы в одинаковой степени.

Кроме того, Клоос и Хейтенен не следуют Кнопф и Стосу в выделении зоны ретроградного метаморфизма. Интенсивность деформаций всех пород на рассматриваемой площади одинакова, за исключением толщ неоднородного физического строения и тех толщ, мощность которых возрастает к югу по направлению к контакту с интрузиями в южном поясе кристаллических сланцев.

Клоос и Хейтенен не отрицают возможности существования на данной площади надвигов южнее линии Мартик и, повидимому, закартированные данные являются столь решающим доказательством наличия крупных надвигов для небольшого участка далее к юго-западу, что можно признать существование их здесь, хотя линия Мартик в этом районе не прослеживается.

Джонас отмечает, что фронтальные надвиги хребта Блю-Ридж в Алабаме переносят и включают палеозойские породы, по возрасту отвечающие формации Поттсвилл, и заключает, что надвиги предгорий также являются послепоттсвиллскими или связаны с аппалачской орогенией. В то время еще не были получены доказательства палеозойского возраста серии Гленарм и Джонас не имела данных, с очевидностью свидетельствующих о таконской или акадской орогениях для южных Аппалачей. Если серия Гленарм имеет кембро-ордовикский возраст, то складчатость, интрузивная деятельность и метаморфизм проявились позже, и могут иметь место лишь незначительные колебания только в вопросе о точной датировке орогении, повсеместно охватившей породы Новой Англии и распространившейся к югу в провинции предгорий; следовательно, остается неясным лишь вопрос о том, акадский или таконский возраст имеет орогения в Южных Аппалачах.

Нет никаких доказательств, кроме общего параллелизма, в пользу того, что деформация и метаморфизм имеют аппалачский возраст. На этом мы закончим рассмотрение гленармской проблемы.

Вопрос о надвигах и батолитах будет подробнее освещен после того, как мы рассмотрим данные по геологии Новой Англии.

8

ВОСТОЧНЫЕ ТРИАСОВЫЕ БАССЕЙНЫ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БАССЕЙНОВ

Серия длинных узких бассейнов триасовых отложений распространена вдоль восточной окраины континента. Геологическая карта Соединенных Штатов и Геологическая карта Северной Америки свидетельствуют, что эти бассейны начинаются от северной границы Южной Каролины в кристаллической провинции предгорий и протягиваются через Северную Каролину, Вирджинию, Мериленд, Пенсильванию и Нью-Джерси до низовьев долины Гудзона в штате Нью-Йорк.

Бассейн в Пенсильвании и Нью-Джерси — наибольший из всех бассейнов на территории Соединенных Штатов, и на участке между выступом Карлейл и выступом Ридинг хребта Блю-Ридж он располагается по границе провинции Хребтов и Долин.

Долина реки Коннектикут в штатах Коннектикут и Массачусетс проходит по большому триасовому бассейну, а под заливом Фунди и вдоль его восточного берега в Новой Шотландии располагается другой такой же бассейн (см. карту IV и XIV).

Площади распространения триасовых отложений обычно приурочены к понижениям в рельефе, потому что они подвергаются воздействию эрозии легче, чем прилегающие кристаллические породы. Триасовые низменности — физико-географическое название, обычно даваемое Пенсильванско-Нью-Джерсийскому бассейну. Эти низменности, однако, отмечены гребнями трапповых пород, которые значительно выступают над их поверхностью.

ПРИРОДА ТРИАСОВЫХ ПОРОД

Общая характеристика

Триасовые осадочные породы восточных бассейнов представлены главным образом красноцветным кластическим материалом. Наиболее распространенными породами являются конгломераты, песчаники, аркозы, алевролиты, глинистые сланцы и аргиллиты. В осадочных породах встречается значительное количество мощных силлов и крупных даек диабаза. Потоки базальтов также внедряются в пласты глинистых сланцев и песчаников. Вблизи интрузий, вдоль зон контактов шириной от 15 до 100 *м*, красноцветные осадочные породы изменяют свою окраску до голубой или серой.

Бассейн Нью-Джерси — Пенсильвания — Мериленд — Вирджиния

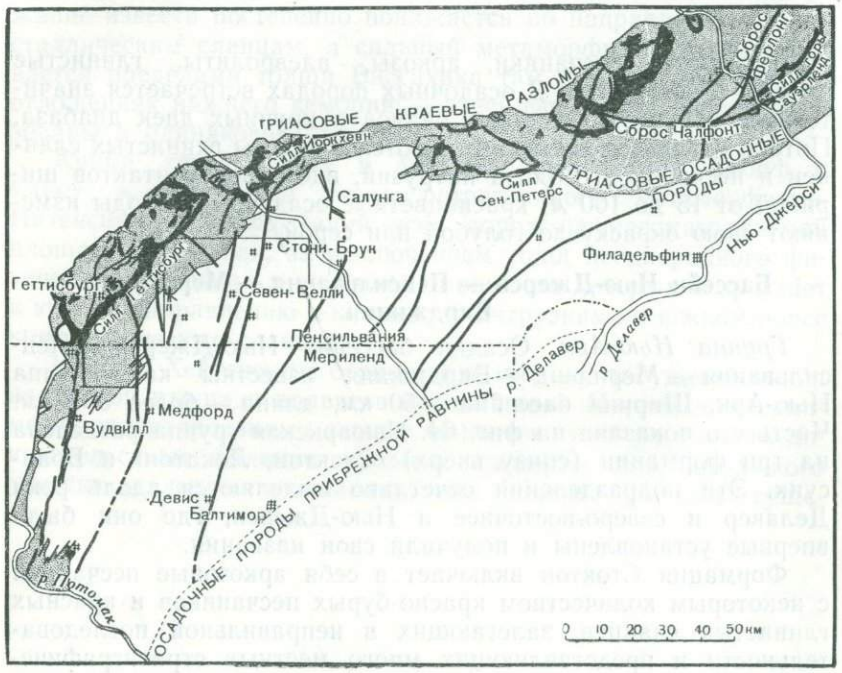
Группа Нью-Арк. Осадки бассейна Нью-Джерси — Пенсильвания — Мериленд — Вирджиния известны как группа Нью-Арк. Ширина бассейна — 50 *км*, длина — более 500 *км*. Часть его показана на фиг. 64. Ньюаркская группа разделена на три формации (снизу вверх): Стоктон, Локатонг и Брансуик. Эти подразделения отчетливо выделяются вдоль реки Делавер и северо-восточнее в Нью-Джерси, где они были впервые установлены и получили свои названия.

Формация Стоктон включает в себя аркозовые песчаники с некоторым количеством красно-бурых песчаников и красных глинистых сланцев, залегающих в неправильной последовательности и представляющих много местных стратиграфических вариаций.

Эта формация залегает несогласно на палеозойских и допалеозойских кристаллических породах. Песчаники местами косослоисты, а мелкозернистые породы несут следы волноприбойных знаков, трещин усыхания и отпечатки дождевых капель, которые показывают, что отложение происходило в мелководных условиях. В составе аркозовых песчаников присутствует более или менее значительное количество полевых шпатов или каолина — продуктов разрушения гранитов или гнейсов, что указывает на близость береговой линии к докембрийским кристаллическим породам.

Формация Локатонг состоит главным образом из темноокрашенных мелкозернистых твердых и плотных аргиллитовых

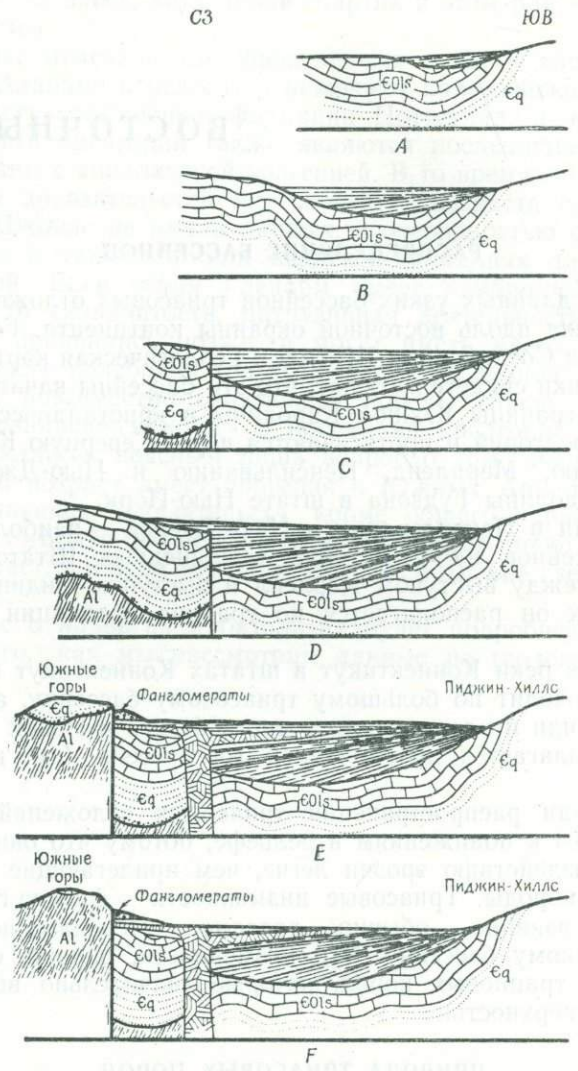
пород. Некоторые пласты массивны, некоторые же способны раскалываться по плоскостям напластования. В них видны трещины усыхания и другие признаки мелководья при отложении, но сложены они глинистым или очень тонким песчаным материалом; некоторые пласты содержат карбонатный материал.



Фиг. 64. Триасовый бассейн западного Нью-Джерси, Пенсильвании и Мериленда.

Точки — триасовые осадочные породы; сплошные черные площади и жирные черные линии — триасовые диабазовые дайки и силлы; тонкие черные линии — разрывы (по Стосу и Стос, 582).

Формация Брансуик в основном представлена мощными мягкими красными глинистыми сланцами, иногда с тонкими пропластками песчаников. К северу и к западу количество песчаников увеличивается и они становятся более грубозернистыми. Они несогласно перекрывают более древние триасовые отложения, а также палеозойские и допалеозойские формации.



Фиг. 65. Происхождение Нью-аркского триасового бассейна (по Стосу и Стос, 582).

Предполагается, что сначала осадки поступали почти полностью с востока. После внедрения диабазовых даек и силлов и возобновления движения по сбросу с запада было снесено большое количество фангломератов.

Указанные три формации не отделяются друг от друга по резкой смене слагающего их материала, а обычно переходят одна в другую через промежуточные слои, которые несколько варьируют в мощности, а возможно, и в своем стратиграфическом уровне в различных участках.

Мощность формации Стоктон колеблется в пределах от 300 до 900 *м*, формации Локатонг — от 450 до 900 *м* и формации Брансуик — от 3600 до 4800 *м*. Общая мощность группы Нью-Арк, как принято считать, около 6600 *м*, но предположительно суммарная мощность оценивается в 11 000 *м*.

Столь большие мощности подсчитаны по углу падения и расстоянию вкрест простирания в моноклинальнопадающих пластах, но некоторые исследователи предполагают возможность повторения некоторых пластов за счет складчатости и считают, что исчисленная мощность чрезмерна. Стос и Стос (*582*) предполагают, что здесь имеет место захождение отдельных горизонтов друг за друга с востока на запад, как показано на фиг. 65, и что поэтому общая мощность всех пластов не может быть подсчитана в каком-либо определенном месте.

Однако не может быть сомнения в том, что длинные узкие прогибы, выполненные триасовыми отложениями, были очень глубоки, без сомнения, превышая глубину 3000 *м*, и, возможно, местами доходили до 6000 *м*.

Возраст группы Нью-Арк, повидимому, верхнетриасовый, но самые верхние ее горизонты, возможно, относятся к самым низам юры. Баском и Стос (*44*) отмечают:

«Сравнение растительных остатков и фауны ракообразных и позвоночных Нью-Арка с подобными формами юры и триаса Европы установило соответствие в пределах общих границ, но точная корреляция по горизонтам не осуществима.

Ньюаркские слои не задеты складчатостью, проявившейся в конце каменноугольной эпохи, и поэтому являются более поздними; однако они явно старше самых нижних горизонтов меловых отложений, которые перекрывают их несогласно. Таким образом, они отделяются от ранних и поздних отложений перерывами неизвестной продолжительности с поднятиями и эрозией, но их геологическая история не может быть определена точнее, чем на основе общей корреляции вышеуказанной флоры и фауны».

Изверженные породы. На фиг. 64 показано распределение выходов силлов, лав и даек среди осадочных пород группы Нью-Арк и прилегающих пород предгорий. Силлы и лавы распространены в пределах триасового бассейна, но некоторые дайки секут древние породы предгорий и прослеживаются на много километров. Дайки Коншохокен и Даунингтон имеют в длину от 100 до 115 *км*, а той же протяженности дайка Сейф-Харбор перекрывается меловыми отложениями прибрежной равнины.

Наибольший силл, названный Геттисбургским, имеет мощность 540 *м* и находится в южной части Нью-аркского бассейна. Далее к северо-востоку в Нью-Джерси появляются четыре крупных покрова трапповых пород, формирующие горы Уотчунг-Маунтин, которые выступают выше гребня большого Геттисбургского силла. Самый нижний из четырех покровов является интрузивным и местами достигает мощности 300 *м*. Он слагает Палисады [1] долины Гудзона.

Выше силлов Палисада залегают три обширных (погребенных) тела базальтовых лав, которые от подошвы до кровли имеют мощность 200, 250 и 100 *м* и отделены от силлов и друг от друга толщей триасовых глинистых сланцев мощностью в несколько сот метров.

Дайки по всем данным следуют трещинам растяжения, которые местами переходят в сбросы и смещают триасовые пласты.

Согласно Стосу и Стос (*582*), дайки и нормальные сбросы, которым они следуют, являются главными линиями триасовых разрывов. Они пересекают древние структурные линии почти под прямым углом. Многие дайки диабазов соединяются с диабазовыми силлами, которые наиболее распространены в северо-западной части бассейна (см. фиг. 64).

Стос и Стос (*582*) отмечают:

«Диабазовые силлы, с которыми соединяются многие дайки своими северо-западными концами, срастаются, образуя обширные интрузивные тела в северо-западной части площади распространения триасовых отложений в Пенсильвании. Наиболее крупные силлы — Хэйкок, Циглер, Сент-Петерс, Йоркхевен и Геттисбург. На значительном протяжении они вытягиваются параллельно простиранию осадочных пород, а затем секут их под прямым углом к простиранию. Большинство секущих тел тяготеет к северо-западному краю триасового бассейна, где они ограничиваются сбросами, образующими границу бассейна. Таким образом, каждая из этих интрузивных залежей имеет форму крупного наклоненного корытообразного тела, открытого на запад, ограниченного с юго-восточной стороны силлами, падающими на запад, а на концах — секущими телами.

Считается, что трещины, по которым диабазы внедрялись в триасовые породы, лежат близ северо-западного края бассейна, где имело место наибольшее количество прогрессирующих опусканий и сбросов во время отложений триасовых осадков. Поднимающаяся магма прорывалась через триасовые пласты вблизи жерл вулканов, образуя секущие тела, и инъицировала пласты к юго-востоку, образуя силл. Магма проникала еще дальше

[1] Ряд острых скал, базальтовых столбов. — *Прим. ред.*

к юго-востоку в виде даек, выполняющих вертикальные трещины в триасовых осадочных породах и продолжающихся в древних подстилающих породах юго-восточнее границ бассейна триасового осадконакопления.

Некоторые из этих даек на площади, расположенной юго-восточнее триасовых выходов, возможно, являлись корнями крупных диабазовых тел, залегающих в триасовых осадочных породах, которые ныне уничтожены эрозией, однако достаточных доказательств в пользу указанного предположения не имеется».

Граничные конгломераты. Вдоль северо-западной границы триасового бассейна встречены фангломераты, обычно называемые конгломератами и брекчиями.

Они и образуют толщу «граничных конгломератов». Ширина выходов этих пород колеблется в пределах от сотен метров до 13 *км*; залегают они в виде разобщенных пятен вдоль полосы выходов докембрийских и нижнепалеозойских пород северо-западной границы. Наибольшая область их развития располагается южнее Ридинга в Пенсильвании и простирается поперек Геттисбургской (Брансуикской) формации до Нью-Оксфорда (Стоктон). Основная масса гравелистого материала образовалась при размыве нижнепалеозойских известняков, доломитов, песчаников и кварцитов, не некоторые обломки связаны с девонскими и докембрийскими породами.

В одном месте валуны и гальки в фангломератах представлены триасовыми базальтами (Карлстон, *112*).

Граничные конгломераты по большей части имеют брансуикский возраст и, как показано на соответствующих разрезах, являются верхними и самыми молодыми слоями триасовой группы. Местами они, видимо, лежат с угловым несогласием на древнетриасовых отложениях, а местами непосредственно на дотриасовых породах. С другой стороны, пласты конгломератов переходят в песчаники и глинистые сланцы и, несомненно, в основном представляют собой северо-западные прибрежные фации формации Брансуик.

Даже в формациях Стоктон и Локатонг наблюдались клинья граничных конгломератов, и хотя конгломераты имеют главным образом брансуикский возраст, отдельные тела их, возможно другого возраста, имеются в пределах группы Нью-Арк (Мак-Лафлин, *409*).

Несмотря на то, что граничные конгломераты ясно проявляют свое происхождение за счет размыва, происходившего на северо-западе, думают, что большая часть материала принесена с юго-востока. Стос и Баском (*578*) объясняют это составом отложений бассейна. «Плохо отсортированные грубые аркозы, содержащие полевой шпат и слюду, принесенные с разрушающихся гранитных пород», были обнаружены, как они утверждают, только в юго-восточной части бассейна.

Исключая полосу протяженностью около 120 *км* в юго-восточной Пенсильвании, о которой Стос и Баском упоминают специально, триасовый бассейн в районе предгорий ограничен с обеих сторон кристаллическими породами, которые могли снабжать его полевым шпатом и слюдой, но галька палеозойских пород в граничных конгломератах указывает на то, что небольшие выходы докембрия существовали на северо-западе во время отложения триасовых осадков в юго-восточной Пенсильвании.

Бассейн Дип-Ривер

Бассейн Дип-Ривер расположен в Северной Каролине и обычно рассматривается как совокупность бассейнов Камнок и Дургам, находящихся соответственно на юго-западе и на северо-западе района. В юго-западном бассейне отмечены триасовые каменные угли.

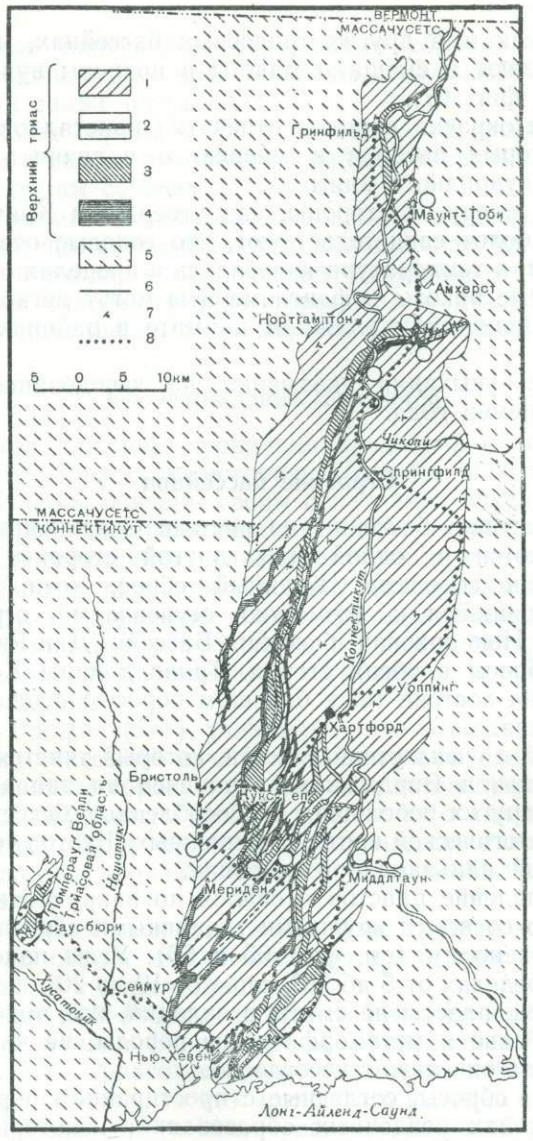
Отложения в этих бассейнах весьма сходны с породами группы Нью-Арк и содержат обильные линзы серых аркозов в красных песчаниках и глинистых сланцах и в серых и бурых песчаниках. Встречаются тонкие пласты карбонатных сланцев, имеющих местное значение. Конгломераты, фангломераты и местами брекчии оползания отмечают граничные зоны, но здесь, в противоположность Нью-аркскому бассейну, обе границы отмечены этими грубообломочными отложениями.

Маломощные конгломераты с обильными гальками кварцитов встречаются также в центральных районах (Проути, *479*).

Фангломераты пролювиального происхождения вдоль восточного края бассейна имеют бóльшую мощность, чем вдоль западного, и это показывает, что восточный борт бассейна был круче и что здесь так же, как и на западе, существовала суша.

Бассейн долины Коннектикут

Триасовые осадочные породы долины Коннектикут представлены кластическими разностями несколько более грубозернистыми, чем в Нью-Джерси, Пенсильвании и Мериленде. Они имеют преимущественно красную окраску и перемежаются с трапповыми породами. Бассейн с обеих сторон ограничивается сбросами и является, таким образом, грабеном; восточный сброс дальше становится крупнее и известен как Большой сброс. Все пласты падают в общем на восток в

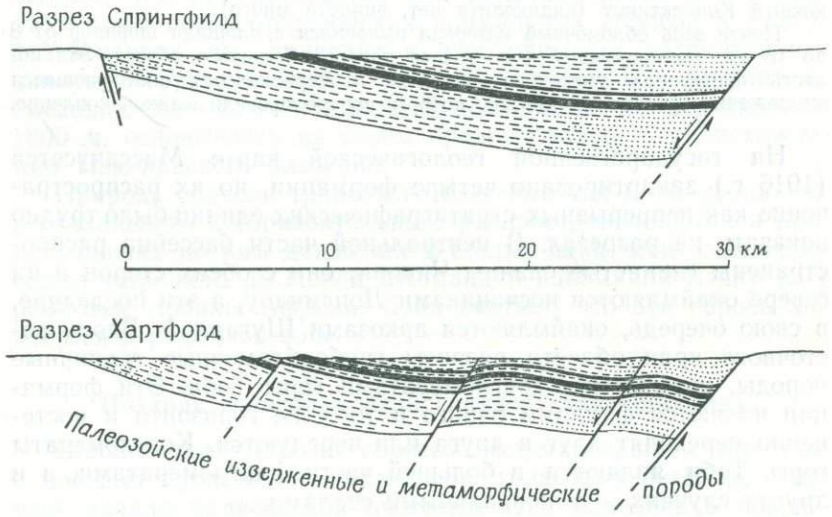


Ф и г. 66. Триасовый бассейн Коннектикута и Массачусетса (по Лонгвеллу, **365**).

1 — верхнетриасовые песчаники и сланцы; *2* — верхнетриасовые туфы Гренби; *3* — верхнетриасовые базальтовые лавы; *4* — верхнетриасовые долеритовые интрузии; *5* — дотриасовые отложения; *6* — сбросы; *7* — направления простирания и падения; *8* — маршруты.

сторону указанного сброса так же, как в Нью-аркском бассейне все пласты у пограничного сброса падают под него к западу (см. фиг. 66).

Большой сброс имеет вертикальную амплитуду, варьирующую между 5000 и 10 500 *м*, но пласты и дно бассейна отличаются от соответствующих элементов, характерных (по Стосу и Баскому) для Нью-аркского бассейна. Как показано на



Ф и г. 67. Обобщенные разрезы с запада на восток через триасовый бассейн Коннектикута и Массачусетса (по Лонгвеллу, **365**).

фиг. 67, амплитуда сброса могла бы быть большей величины, но если положение таково, как изображено на фиг. 65, то смещение должно быть значительно меньшим.

Клин осадочных пород сложен смешанными аллювиальными отложениями конуса выноса, которые радиально расходятся к западу от Большого сброса и на протяжении 50 *км* уменьшают свою мощность от 4800 до 450 *м*.

Стратиграфическими единицами являются:

1. Нижняя: ньюхевенские аркозы мощностью до 2 500 *м*, сравнительно грубые речные серые и розовые аркозы, конгломераты, красные полевошпатовые песчаники и подчиненные красные алевролиты и глинистые сланцы.

2. Средняя: формация Мериден мощностью до 840 *м* — тонкозернистые озерные и болотные, пятнистые, темные алевролиты, глинистые сланцы,

известняки, светлые полевошпатовые песчаники, подчиненные им грубообломочные породы и три пласта базальтовой лавы.

3. Верхняя: формация Портланд мощностью до 1200 *м* — речные отложения, подобные ньюхевенским.

Конгломераты составляют 10%, песчаники — 64%, алевролиты и глинистые сланцы — 25%, красная окраска характерна для 52% всех пород. Вблизи Большого сброса осадки переходят в фангломераты.

Две главные группы отложений аллювиальных конусов выноса следующие: центральный Коннектикут (индиколит и немного эпидота) и южный Коннектикут (индиколита нет, эпидота много).

Почти весь обломочный материал выносился с площади шириной от 8 до 16 *км*, располагавшейся восточнее крутого Большого сброса. Эта область претерпела умеренное поднятие и периодически повторяющееся омоложение эрозионных циклов, которые контролировали осадконакопление.

На государственной геологической карте Массачусетса (1916 г.) закартировано четыре формации, но их распространение как непрерывных стратиграфических единиц было трудно показать на разрезах. В центральной части бассейна распространены глинистые сланцы Чикопи; они с обеих сторон и на севере окаймляются песчаниками Лонгмидоу, а эти последние, в свою очередь, окаймляются аркозами Шугарлоф. Вдоль восточного края области развиты грубообломочные граничные породы, называемые конгломератами горы Тоби. Эти формации являются фациями одного и того же горизонта и постепенно переходят друг в друга или чередуются. Конгломераты горы Тоби являются в большей части фангломератами, а в других случаях — делювиальными свалами.

Возникает некоторое сомнение относительно их отношения к крупному граничному сбросу; в местах, где обнажаются подстилающие породы, окруженные конгломератом, положение сброса неясно.

Имеются три покрова диабазовых лав, включенных в обломочные отложения и тесно сгруппированных в центральной части. Средний покров Холиок — наиболее мощный, местами достигающий 120 *м*. Между ним и верхним покровом располагаются песчаники, которые содержат крупные и мелкие следы очень хорошо известных пресмыкающихся.

Вскоре последовало новое излияние лавы, причем оно сопровождалось мощными взрывами; обломки и вулканический пепел диабазов распространились на большой площади, образовав туфы Гренби. Выше туфов отложились ржавые пески, в которых сохранилась большая часть следов пресмыкающихся. В южной части бассейна отмечаются интрузии пластовых «долеритов». Даек мало.

Здесь, как и в других триасовых бассейнах, нормальные сбросы срезают и смещают пласты и покровы вулканических пород (см. фиг. 67).

Красная окраска пород и отпечатки кристаллов соли привели некоторых авторов к мнению о наличии в триасовом периоде полуаридного климата.

Однако, с другой стороны, как утверждал Кринин, флора и наличие болот свидетельствуют, что годовые осадки достигали 125 *см*, а температура колебалась в пределах от 30 до 40°. Пресноводные аркозы и фангломераты могут легко образовываться в тропическом влажном климате в районах с крутым рельефом.

Трещины усыхания указывают на чередование сухих и влажных времен года.

Строение бассейнов

Все триасовые бассейны на востоке Соединенных Штатов ограничиваются с одной или другой стороны большими нормальными сбросами. Крупный сброс, хотя неправильный и ветвящийся и, возможно, ступенчатый, ограничивает на западе Нью-аркский бассейн. Бассейн Дип-Ривер имеет большие сбросы с обеих сторон. Триас долины Коннектикут ограничен на востоке тоже большим сбросом столь же сложного строения.

Длинный и очень узкий бассейн, который тянется из Северной Каролины в Вирджинию, ограничен на западе сбросом. Несколько других небольших и обособленных бассейнов показаны на геологической карте Соединенных Штатов со сбросами на восточной или западной сторонах.

Общее падение пластов и силлов по направлению к сбросам связано со всеми крупными граничными сбросами и, возможно, обязано им (см. фиг. 65 и 66). Углы падений колеблются в пределах от 5 до 50°, чаще от 10 до 20°.

Триасовые пласты не смяты в складки, как подстилающие их палеозойские и метаморфические породы, на чьих срезанных складках они лежат несогласно.

Известны сбросы, согласные с простиранием пород, развитые в пределах осадочных образований; некоторые из них параллельны граничным сбросам, а многие поперечные сбросы срезают и разрывают пластовые интрузии и силлы. Местами поперечные сбросы ограничивают нормальные, параллельные простиранию пород сбросы и образуют ромбические блоки.

Некоторые поперечные нормальные сбросы переходят в складчатые надвинутые или сброшенные палеозойские породы, которые они также разрывают.

Нормальные сбросы в пределах бассейнов срезают осадочные породы и силлы, а некоторые дайки, связанные с силлами, следуют секущим сбросам.

На основании этого можно заключить, что сбросы произошли позднее, чем сформировалось большинство пластов, но до окончания периода вулканической деятельности, поскольку большинство силлов срезано сбросами, а некоторые дайки внедрялись немедленно в только что сформировавшиеся трещины.

Происхождение бассейнов

Триасовые бассейны провинции предгорий и долины Коннектикут имеют простую историю. Прогибы, в которых были отложены осадки, обязаны своим появлением опусканию вдоль главного сброса или цепи сбросов с внутренней или внешней стороны. Опускающийся блок имел вращательное движение за счет большего опускания стороны, прилегающей к граничному сбросу. Сбрасывание вдоль границы мыслится как довольно продолжительный процесс, в течение которого в бассейнах, по мере их постепенного погружения, происходило накопление осадков.

Стос и Баском (*578*) указывают, что осадконакопление в Нью-аркском бассейне началось значительно раньше граничного опускания по сбросу (см. фиг. 65); затем при начале движения по сбросу пласты ранее отложенных осадков, поступавших с востока, были наклонены, и ареал, где отлагались следующие пласты, продолжающимся сбросом смещался далее к северо-западу.

Так же происходило отложение фангломератов: с началом движения по сбросу обломочный материал сносился временными потоками с поднятого блока.

В бассейне Дип-Ривер, где сбросы имеются с обеих сторон, осадки, образующие фангломераты, приносились с обоих направлений. Если триасовое осадконакопление началось раньше движений по сбросам, то это могло быть вызвано следующими причинами: могло иметь место развитие широкой синклинали, позднее осложненной сбросами с одной или обеих сторон, или могла произойти смена теплого влажного климата климатом аридным или полуаридным, в условиях которого развивались красные почвы на окружающих участках суши, и время от времени в осадках могли появляться кристаллы соли; мощные ливни и временные потоки — обычная особенность аридного или полуаридного климата. Очевидно, что предложенные варианты не объясняют раннюю историю триасовых бассейнов.

Смещение по граничным сбросам, согласно разрезам на фиг. 67, должно равняться суммарной мощности осадков бассейна и поэтому было бы равно величине 6000 *м*. Это вдвое больше, чем предполагается или подсчитывается для каких-либо иных постпротерозойских нормальных сбросов в Северной Америке, что приводит к необходимости рассматривать данную цифру критически. Стос и Баском (*578*) подсчитали смещение для юго-восточной Пенсильвании по вертикали в 1800 *м*, основываясь на своем предположении о происхождении Нью-аркского бассейна.

Природа сбросов триасового бассейна как в отношении их вертикального и горизонтального распространения, так и происходивших по ним движений и общий план всей зоны сбросов от Каролины до Новой Шотландии напомнили Бэйну (*21*) рифтовые долины Африки. Бэйн считает, что эти сбросы относятся к рифтовой зоне.

Поздняя триасовая фаза (палисадская орогения)

Начало движений по сбросам, формировавшим прогибы, в которых происходило накопление триасовых осадков, отмечает начало палисадской орогении. Она началась в позднетриасовое время и, возможно, закончилась до конца триаса. После того как граничные сбросы стали главными сбросами и накопились осадки громадной мощности, огромные количества основной магмы устремились в бассейны, главным образом вдоль граничных сбросов, и распространились в толще осадков в виде многочисленных силлов, а иногда чрезвычайно мощных и крупных даек.

Местами дайки проникали на значительные расстояния во вмещающие породы. Большое количество магмы достигло поверхности в виде базальтовых потоков, которые были немедленно погребены над накапливающимися осадками.

Магматическая деятельность явилась дополнением происшедшей складчатости.

Как согласные, так и секущие простирание пород сбросы являлись путями внедрения магмы, а продолжающиеся по ним движения разбивали и смещали некоторые силлы и плоскости напластования. По крупным граничным сбросам, несомненно,

также возобновлялись движения, приводившие к опусканию территории бассейна и обусловившие отложение новых порций фангломератов.

Явления, имевшие место на протяжении всего периода от возникновения граничных сбросов, интрузивной и экструзивной деятельности и до образования дополнительных сбросов, рассматриваются как непрерывный процесс и, следовательно, не разделяются на ранние и поздние фазы. Период в целом рассматривается здесь как поздняя триасовая фаза, или палисадская орогения.

Сбросы и дайки приурочены к породам, прилегающим к триасовым бассейнам, и ясно, что во время максимальной аккумуляции триасовые отложения были распространены шире, чем в настоящее время. Триасовые пласты наклонены в сторону, противоположную граничным сбросам, а сбросовые плоскости местами еще погребены под фангломератами, распространяющимися на значительное расстояние и на поднятых блоках.

По данным Уайткомба (*664*), шпитценбергский конгломерат как триасовый останец встречен в 32 *км* севернее современной границы Нью-аркского бассейна. Ныне разделенные бассейны могли местами сливаться, что, однако, пока еще ничем не может быть доказано.

Возможно также, что в процессе палисадской орогении, происходившей в предгорьях и в складчатых Аппалачах, край материка находился на 160—320 *км* восточнее его современного положения и в краевой области могло происходить накопление триасовых осадков.

9

АТЛАНТИЧЕСКАЯ ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ХАРАКТЕР ОСАДКОВ

Атлантическая прибрежная равнина сложена слабо консолидированными четвертичными, третичными и меловыми осадками, которые залегают с небольшим наклоном к океану. Меловые осадки образуют узкий внутренний пояс выходов, а кайнозойские — широкий внешний пояс. Местами кайнозойские осадки полностью покрывают меловые, а местами залегают на кристаллических породах предгорий. Поверхность в основном равнинная, и поэтому вся область называется прибрежной равниной. Равнина окаймлена низкими куэстами, обращенными внутрь континента, местами изрытыми потоками, которые пересекают на своем пути к Атлантическому океану меловые и третичные породы. В Вирджинии, Делавере, Мериленде и Нью-Джерси разрезы прибрежной равнины указывают на наличие громадных эстуариев, через которые приливные воды поднимаются по равнине до предгорий. Эти эстуарии напоминают затопленные речные долины.

Прибрежная равнина как геологическая единица простирается и под уровень Атлантического океана, образуя там широкий хорошо известный континентальный шельф.

У мыса Гаттерас ширина шельфа всего лишь 48 *км*, но севернее и южнее мыса шельф расширяется. У берегов Новой Англии его ширина свыше 400 *км* (см. фиг. 22).

Атлантическая прибрежная равнина переходит в Прибрежную равнину Мексиканского залива. Флорида входит в прибрежную равнину Мексиканского залива и поэтому здесь не рассматривается.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфия отложений Атлантической прибрежной равнины иллюстрируется разрезами 22, 32, 33, 34, 35, 36 на фиг. 68, 69 и 70.

Главными стратиграфическими подразделениями являются верхний мел, эоцен и миоцен.

Нижнемеловые пласты встречены в северной части Прибрежной равнины, а олигоценовые пласты — в южной (Южная Каролина и Джорджия). Тонкий четвертичный покров значительно распространен на площади между Чезапикским и Делаверским заливами и в Северной Каролине.

Подробно стратиграфия этого района освещается в работах Ричардса (*497*, *498*).

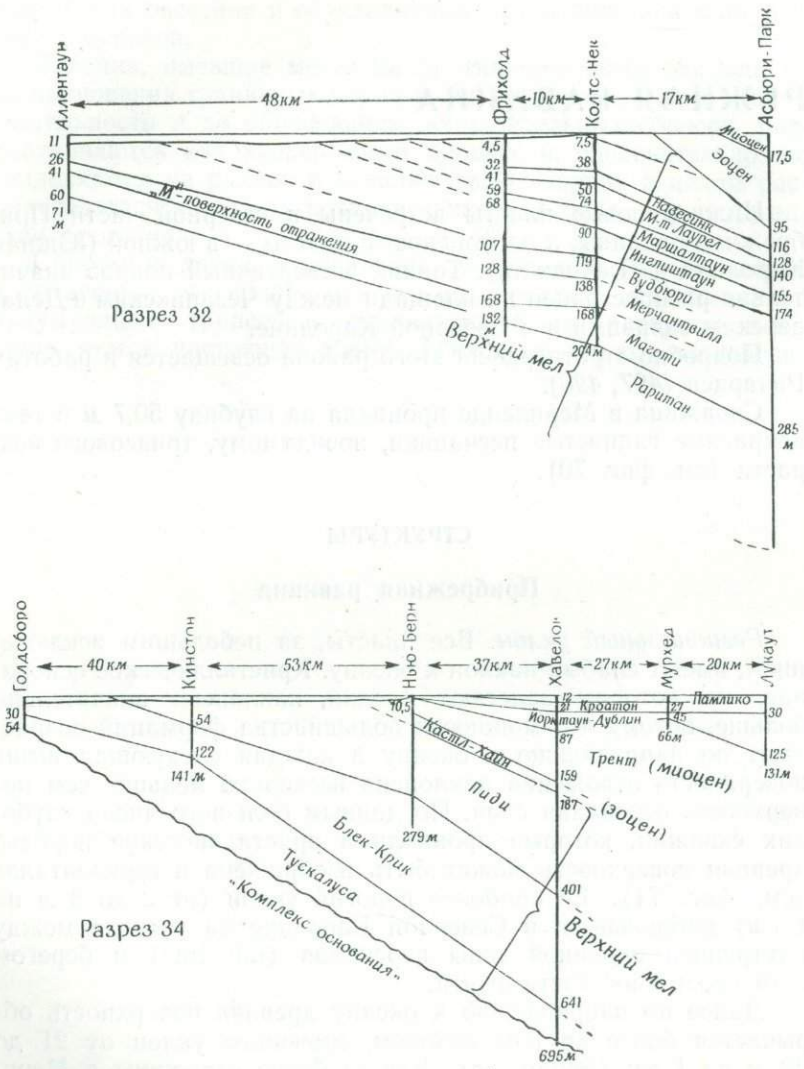
Скважина в Мериленде проникла на глубину 50,7 *м* в темнокрасные глинистые песчаники, повидимому, триасового возраста (см. фиг. 70).

СТРУКТУРЫ

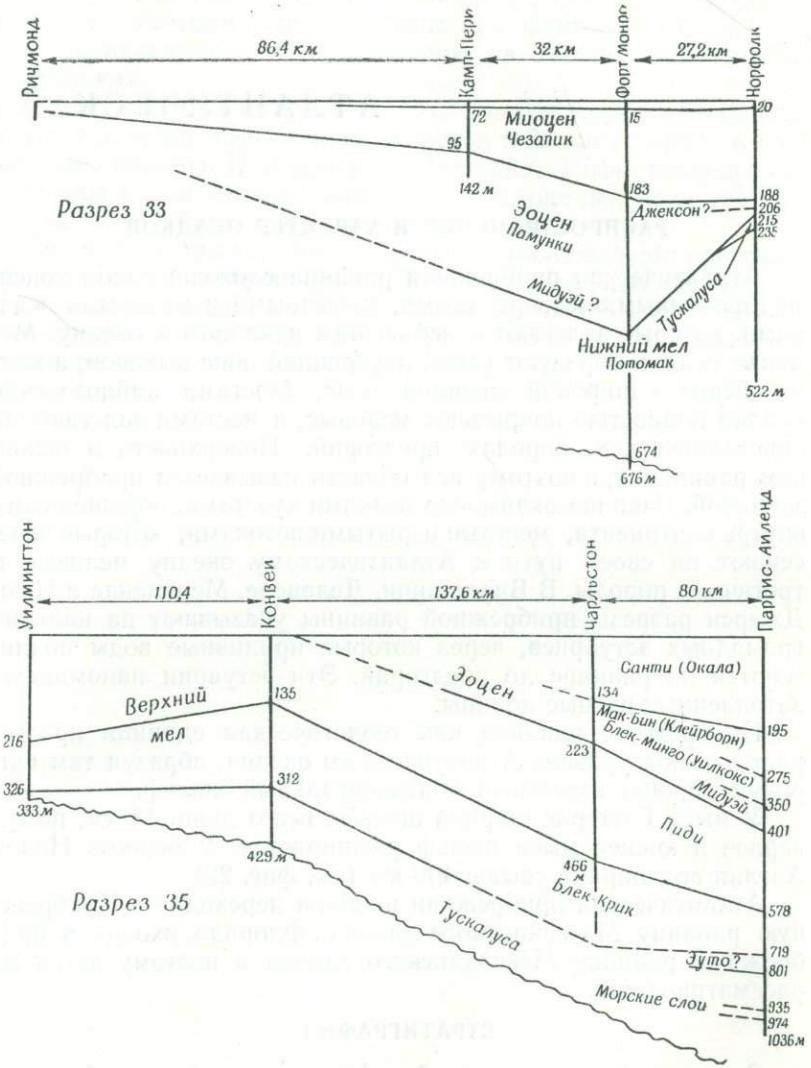
Прибрежная равнина

Региональный уклон. Все пласты, за небольшим исключением, имеют слабый наклон к океану. Кристаллическое основание, на котором залегают осадки, наклонено значительно больше, потому что мощности большинства формаций возрастают по направлению к океану и каждая следующая выше поверхность отложения наклонена несколько меньше, чем поверхность основания слоя. По данным большого числа глубоких скважин, которые проникли в кристаллические породы, древняя поверхность может быть изображена в горизонталях (см. фиг. 71). Ее наиболее пологий уклон (от 2 до 3 *м* на 1 *км*) наблюдается в Северной Каролине на участке между внутренней окраиной зоны перепадов (fall line) и берегом в юго-восточной части штата.

Далее по направлению к океану древняя поверхность обрывается более крутым склоном, имеющим уклон от 21 до 22 *м* на 1 *км* (Берри, *55*). Две глубокие скважины в Мериленде демонстрируют прибрежный уклон, достигающий там величины около 19 *м* на 1 *км* (Балсли и др., *34*), и указывают на однообразный уклон. Два различных уклона в Северной Каролине означают, как указывает Берри (*55*), две стадии



Фиг. 68. Разрезы 32 и 34 (см. фиг. 22) Атлантической прибрежной равнины (по Ричардсу, **497**).



Фиг. 69. Разрезы 33 и 35 (см. фиг. 22) Атлантической прибрежной равнины (по Ричардсу, **497**).

пенепленизации, однако локальное развитие этого явления противоречит воззрению Берри.

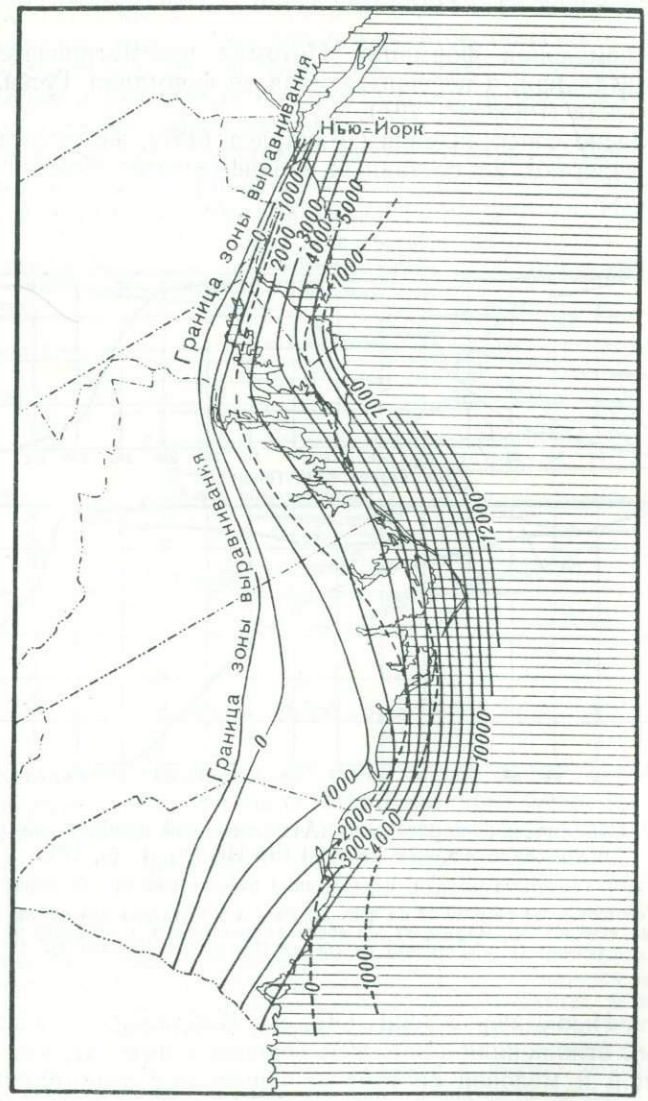
Несогласия. Значительное несогласие в основании меловых отложений уже подразумевалось при описании наклона поверхности кристаллического фундамента. Эта древняя эрозионная поверхность, погребенная под меловыми осадками, была названа пенепленом зоны перепадов (fall zone peneplain) (см. фиг. 23 и 75, *2*, *3*). С тех пор как недавно был установлен внешний более резкий (sharper) уклон, древняя поверхность

Ф и г. 70. Разрез 36 (см. фиг. 22) Атлантической прибрежной равнины от Вирджинии до Лонг-Айленда (по Ричардсу, 498).

представляется более сложной. Она будет описана дальше при рассмотрении континентального шельфа.

Пласты нижнемеловых отложений вдоль Атлантической прибрежной равнины нигде не обнажаются. Они образуют подповерхностный клин между кристаллическим фундаментом и верхнемеловыми отложениями. Пунктирные линии на фиг. 71 показывают простирание и изменения мощности осадков нижнего мела.

Далее будет показано, что положение этого клина приблизительно соответствует внешнему крутому склону кристаллического фундамента. Линии равных мощностей могут быть сопоставлены с изопахитами (фиг. 341), которые изображают распределение нижнемеловых слоев в прибрежной равнине Мексиканского залива и Карибского района. Контакт между нижне- и верхнемеловыми отложениями выявлен недостаточно



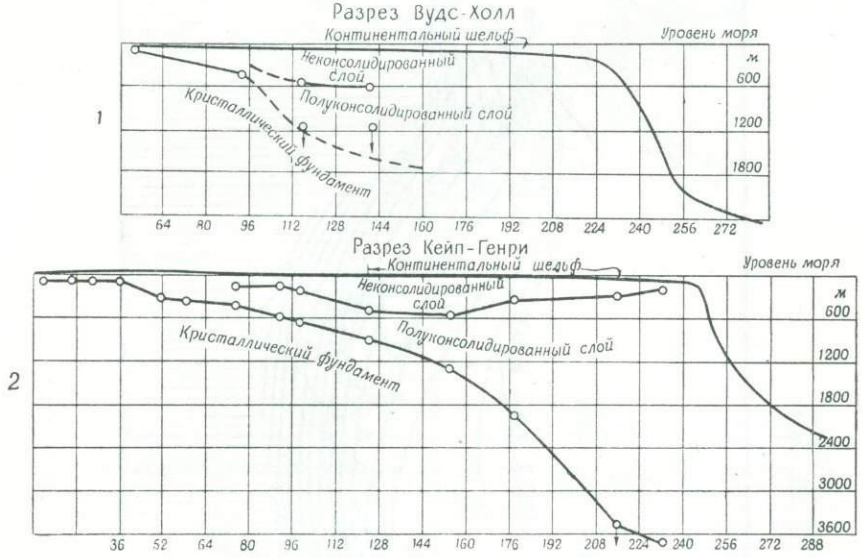
Ф и г. 71. Склон кристаллического основания и мощности нижнемеловых отложений Атлантической прибрежной равнины

(по Ричардсу, 497 и 498, Берри, 55, Ивингу и др., 178). Сечение изопахит через 100 футов.

для расшифровки взаимоотношений между этими комплексами.

Нижнемеловая формация Потомак рассматривается как континентальная, а перекрывающая ее формация Тускалуса — как морская (Ричардс, *497*).

Согласно сопоставлениям Ричардса (*497*), эоценовые отложения залегают на срезанных верхнемеловых пластах около



Фиг. 72. Сейсмические пересечения Атлантической прибрежной равнины и континентального шельфа (по Ивингу и др., **178**).

Кружки — высотные отметки, определенные рефракционным сейсмографом.

Разрез 1 соответствует разрезу 37 на фиг. 22. Разрез 2 составлен для района к югу от Вудс-Холла, Массачусетс. Цифры по оси абсцисс — расстояния в *км* к югу от 42° с. ш. (разрез 1) и к востоку от города Петерсберга (разрез 2).

Асбюри, Нью-Джерси (фиг. 68), а в Вирджинии — на нижнемеловых отложениях (фиг. 69). Очевидно поэтому, что между третичной и меловой системами существует значительное несогласие.

Отсутствие олигоценовых пластов, за исключением южной части, доказывает несогласие между эоценом и миоценом. Однако в большинстве разрезов Ричардса миоцен, видимо, согласно залегает на эоцене. Одно исключение отмечено около Саммервилла в Южной Каролине. Перерыв проявляется на площади между Норфолком, Вирджиния, и Уилмингтоном в Северной Каролине, где формация Йорктаун-Дуплин залегает, перекрывая весь нижний миоцен, эоцен и большую часть разреза верхнего мела. Геологическая карта Соединенных Штатов показывает очень отчетливое несогласие между йорктаунскими пластами и верхним мелом, эоценом и миоценом в районе, примыкающем к штатам Северная и Южная Каролина. При пересмотре данных карты также обнаружилось несогласие между плиоценом и более древними пластами в этом районе.

Свод мыса Фер. Наиболее выдающейся особенностью Прибрежной равнины является свод мыса Фер в Северной и Южной Каролине (см. фиг. 22 и Геологическую и Тектоническую карты Соединенных Штатов).

Структурная поверхность меловых отложений в этом месте образует вздутие, от которого в сторону океанического склона отходит очень широкий выступ, так что структура в действительности не является сводом, как это указывается в главе 2.

Линия контакта эоцена и миоцена с меловыми отложениями также образует широкий выступ. Несогласия, имеющие место вокруг свода мыса Фер, показывают, что основное поднятие и эрозия происходили в конце мела, а затем снова — в конце раннего миоцена.

Строение основания. При изучении сейсмических данных по Атлантической прибрежной равнине между Вирджинией и Нью-Джерси Ивинг, Вуллард и Вайн (*179*) убедились, что кристаллические породы предгорий, известные по полосе их выходов, присутствуют также в комплексе пород, слагающих основание и лежащих под меловыми отложениями. Эти авторы устанавливают наличие петерсбергских гранитов и кристаллических сланцев Виссахика, в которые внедрялись граниты под неконсолидированными осадками комплекса Петерсберг (Вирджиния), и предполагают, что можно проследить кристаллические пояса севернее через Мериленд, Делавер и Нью-Джерси. Эти исследователи считают возможным, что петерсбергские граниты коррелируются с позднедевонскими гранитами Коннектикута и Род-Айленда и, возможно, являются продолжением последних. Поскольку палеозойская орогения Новой Англии хорошо изучена, это свидетельство, хотя оно и не решающее, представляется очень важным.

Континентальный шельф

Разрез мыса Генри. Континентальный шельф Атлантической прибрежной равнины в течение последних 12 лет исследовался геофизическими методами, причем были получены интересные результаты (Ивинг, Крэри и Рёзерфорд, *178*; Ивинг, Вуллард и Вайн, *180*). Несколько сейсмических поперечных пересечений было проведено вкрест прибрежной равнины, чтобы проверить сейсмические константы известных обнажений и скважин; также были проведены две подводные съемки вкрест континентального шельфа: одна к югу от Вудс-Хола, другая — к востоку от мыса Генри в Вирджинии (см. фиг. 22).

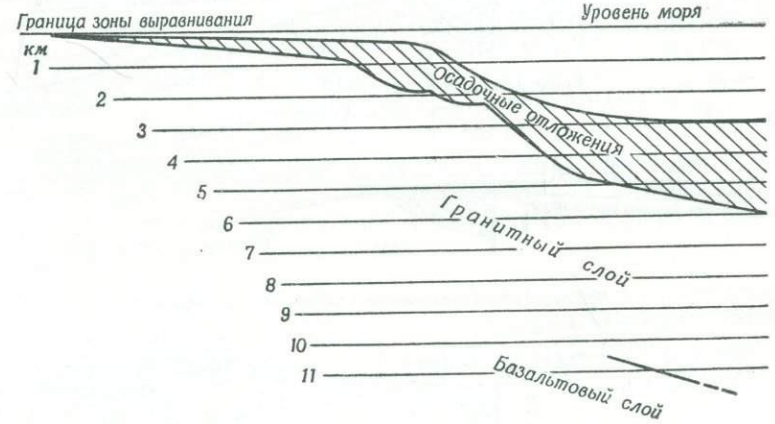
Разрез у мыса Генри наиболее важен. Много отражающих поверхностей было зарегистрировано в осадках, лежащих на кристаллическом основании, и две особенно четкие были измерены методом преломления за нынешней береговой линией (см. фиг. 72). Сейсмические данные о положении кристаллического фундамента находятся в полном соответствии с отметками глубоких скважин и показывают, что в точке, находящейся в море на расстоянии 96 *км* от мыса Генри, фундамент залегает на глубине 3600 *м*. Значение двух других поверхностей не вполне ясно. Миллер *(421)* предполагает, что «неконсолидированная» зона сложена кайнозойскими и меловыми отложениями, а «полуконсолидированная» зона — юрскими и триасовыми.

Поверхность, разделяющая эти две зоны, — известная у геофизиков как зона *M* — в ходе дальнейших исследований стала рассматриваться как отражающий горизонт в толще верхнемеловых отложений (Ивинг, Вуллард и Вайн, *179*).

Ричардс считает, что зона *M* является контактом между формациями Маготи и Матаван или Маготи и Мерчантвилл (см. фиг. 68, *1*). Если это так, то около 210 *м* верхнемеловых слоев, которые обычно подстилают формацию Маготи, и 300 (или более) метров нижнемеловых осадков должны быть включены в полуконсолидированную зону. В юго-восточной Вирджинии эоцен лежит на нижнемеловых отложениях и зона *M* отсутствует; но, повидимому, по направлению к морю верхнемеловые осадки вновь появляются, и зона *M* там может быть прослежена.

Мощность полуконсолидированного слоя превышает 3300 *м* на окраине континентального шельфа, но эта цифра еще не свидетельствует о том, что над кристаллическим фундаментом залегают пласты, возраст которых древнее мела, хотя возможно, что такие отложения и имеются. Обращаясь к карте верхнеюрских отложений побережья Мексиканского залива и Карибского района (см. фиг. 340), можно предположить, что отложения верхнеюрского возраста были погребены под осадками континентального шельфа.

В недавно опубликованной работе Ивинга указывается, что осадочный покров прибрежной равнины продолжается и под Атлантическим океаном, как показано на фиг. 73. Неконсолидированный осадочный слой мощностью около 2 *км* выстилает большую часть районов Атлантического бассейна, и ближе к Среднеатлантическому гребню и Бермудским поднятиям его мощность еще превышает 1200 *м*. Ивинг отмечает:

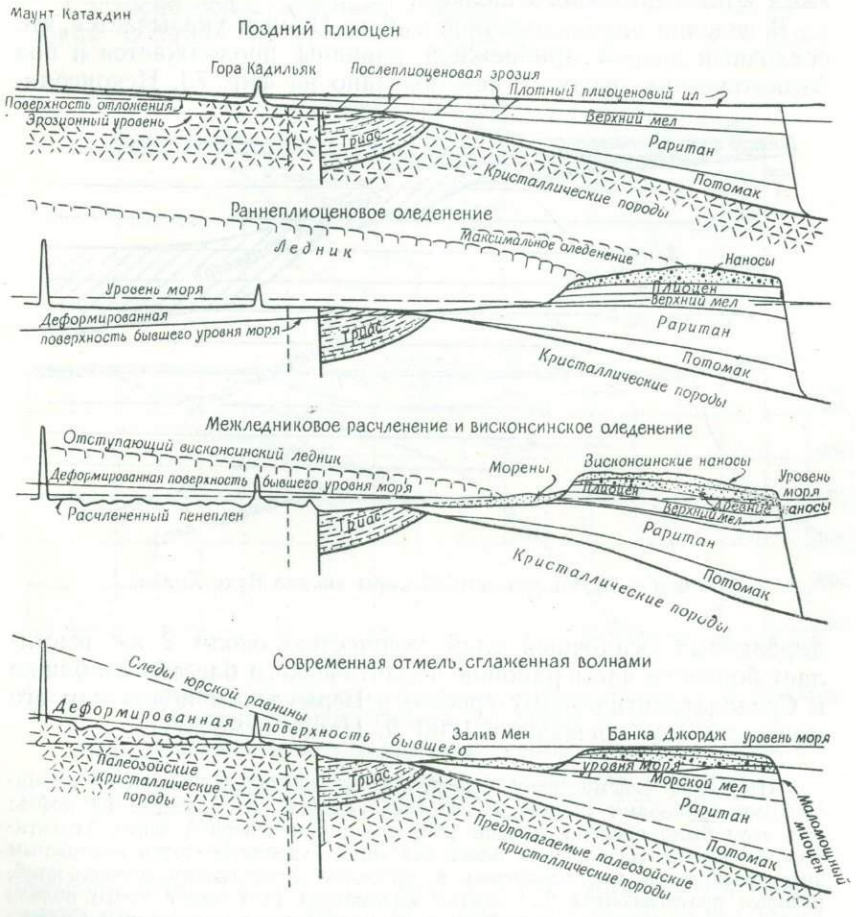


Фиг. 73. Разрез земной коры южнее Вудс-Холла.

«Изучение сейсмических отложений производилось довольно примитивными приборами способами; употребляемыми при разведке на нефть; при этом было сделано больше 3000 станций в северной части Атлантического океана. На больших площадях еще не представляется возможным интерпретировать эти измерения в пределах отражающих поверхностей, которые протягиваются на десятки километров (что имеет место вблизи континентов в главных бассейнах и на центральном плоскогорье Среднеатлантического гребня). На других площадях, а именно, на восточном и западном флангах Среднеатлантического гребня и в пределах Бермудского поднятия возможно закартировать погребенные отражающие поверхности, которые тянутся на сотни километров на глубине свыше 1200 *м* ниже дна океана. Осадки, лежащие над этими поверхностями, замечательны главным образом своей однородностью, указывающей на отсутствие

промежуточных отражающих поверхностей. Эта отражающая поверхность на упомянутых площадях является, весьма вероятно, поверхностью древнего основания».

Ивинг указывает, что гранитный слой (см. фиг. 73), располагающийся под континентами, выклинивается около конти-



Фиг. 74. Эволюция залива Мен и Банки Джордж; вертикальный масштаб сильно преувеличен.

нентальной кромки и неконсолидированный слой залегает прямо на базальтовом, в котором продольные волны имеют скорость около 7,6 *км/сек*.

Термин «древнее основание» в вышеприведенной выдержке относится к базальтовому слою.

Залив Мен и Банка Джордж. Континентальный шельф простирается к востоку от Нантукета и мыса Код, а широкая, подобная полуострову платформа, на глубинах около 150 *м*, граничащая на севере с заливом Мен и на юге с глубокой зоной Атлантического океана, известна как Банка Джордж. Атлантический край отмели изборожден глубокими подводными каньонами, из стенок которых брались образцы пород с окаменелостями третичного и верхнемелового возраста. Обломки грубых песчаников нижнего Монмута или верхнего Матавана (горизонты верхнемеловых отложений), зеленых глауконитовых песков горизонта Наварро (эквивалент горизонта Монмут), отвердевших зеленых илов, имеющих возраст не старше миоцена, и позднетретичных глауконитовых песчаников с примесями были обнаружены в недавно закартированных стенках каньонов, прорезающих южную окраину Банки Джордж (Стетсон, *568*).

Мощность третичных отложений не превышает 450 *м*, и верхние горизонты верхнего мела лежат на 430—540 *м* ниже уровня моря. Ледниковые наносы и покров современных отложений развиты на пологих склонах. Отсюда ясно, что Атлантическая прибрежная равнина сложена третичными и меловыми осадками, протягивающимися к востоку от района Нью-Йорка и формирующими Банку Джордж.

Чедвик составил разрезы через залив Мен и Банку Джордж, показывающие состав и эволюцию затопленной прибрежной равнины, и разрешил привести их (см. фиг. 74).

На этих разрезах показаны эрозионные поверхности, изученные Стетсоном отложения Банки Джордж, продолжение триасового прогиба Новой Шотландии, эвстатические изменения уровня моря и две стадии оледенения.

Нижнемеловые отложения Потомак выступают среди отложений прибрежной равнины Нью-Джерси и не были достигнуты драгой.

Представляется также возможным, что затопленная прибрежная равнина может быть прослежена далеко к северо-востоку до Новой Шотландии, потому что на восточной стороне отмели Банкеро с глубины 200 фатомов (360 *м*) была извлечена фауна сеноманского возраста (Стетсон, *568*). Фауна содержится в породах, которые можно сопоставить с формацией Раритан Мериленда, Делавера и Нью-Джерси, с формацией Таскалуса Алабамы и формацией Вудбейн Техаса.

Хотя залив Мен является очень мелководным бассейном, почти замкнутым между Банкой Джордж и Новой Шотландией, выясняется, что только внешняя часть его сложена осадками Прибрежной равнины. После пересмотра данных по геологии Новой Англии, Новой Шотландии и Нью-Брансуика считается, что породы бассейна прослеживаются далее, за его пределы.

Подводные каньоны. Всеобъемлющие подводные съемки всего континентального шельфа и океанического склона северо-восточной части Соединенных Штатов проводились с 1930 г. с применением наиболее передовых методов исследований. Результаты этих работ были опубликованы в 1939 г. На карте, приложенной к работе Витча и Смита (*624*), сведены все современные работы от мыса Гаттерас до Банки Джордж.

Под шельфом понимается совершенно гладкая равнина, которая представляет собой погруженное продолжение Прибрежной равнины.

Наиболее выдающейся чертой шельфа является Гудзонов канал, который врезан в шельф на 15—45 *м* на всем пространстве от устья реки Гудзон и почти до кромки шельфа. Южнее Гудзонова канала имеются многочисленные мелководные депрессии и низкие неправильные гряды, тянущиеся в общем параллельно берегу. Они подобны барам и лагунам; к северо-востоку от канала шельф представляет собой спокойную пологую поверхность, возможно, пересеченную большим количеством мелких долин. Шельф внезапно обрывается на глубине около 180 *м*, переходя в более крутой склон, известный как океанический, который погружается более чем на 2400 *м*. В некоторых разрезах крутизна океанического склона достигает 7,5°.

Океанический склон рассечен двумя типами крутосклонных впадин: каньонами, которые своими верховьями протягиваются в сторону шельфа на 16—48 *км* от наружной окраины склона, и большим числом глубоких параллельных борозд, которые развиты только в пределах склона. У наружной окраины дно подводных каньонов лежит в пределах от 600 до 1110 *м* ниже поверхности шельфа.

Южнее подводной долины реки Гудзон борозды и каньон утрачивают особенности, характерные для океанического склона, сливаясь с множеством бороздоподобных каньонов, и по размерам становятся подобными каньонам, развитым в пределах склона.

Гудзонов каньон и другие тождественные ему элементы рельефа, расположенные вдоль Банки Джордж, отчетливо сохраняют черты сходства в пределах всего океанического склона.

Только один подводный каньон в этом разрезе континентального шельфа может быть определенно связан с большой рекой на континенте. Речь идет о реке Гудзон, подводное русло которой закартировано на протяжении около 180 *км* поперек шельфа от Нью-Йорка до верховьев глубокого каньона.

Открытие подводных каньонов на Атлантической континентальной окраине и вдоль многих других океанических окраин вызвало энергичные споры об их происхождении, развернувшиеся на протяжении десятилетия с 1930 по 1940 г. Споры эти утихли теперь лишь потому, что не удалось прийти к приемлемому выводу о причинах возникновения подводных каньонов.

Ниже приводится сводка Витча и Смита *(624)* по каньонам, которые эти исследователи закартировали. Интерпретация Витча и Смита является одной из наиболее спорных и отвергается многими исследователями.

«Изучение данных новых съемок атлантического континентального шельфа и океанического склона отчетливо устанавливает следующие положения:

1. Континентальный склон в этом районе сложно расчленен; каньоны, которые прорезают шельф, являются просто деталью топографии склона, и формы рельефа склона по своему характеру свидетельствуют, что они могли возникнуть лишь в результате субаэральной эрозии.

2. Шельф обязан своим происхождением волновому выравниванию, приведшему к образованию террас, баров и отчетливых форм, представляющих последовательные шаги наступающего моря.

3. Характерные черты рельефа склона формировались так недавно, что они не могли еще быть в сколько-нибудь значительной степени сглажены осадконакоплением.

4. К югу от долины Гудзона имеются четыре других примечательных каньона, значительно врезающихся в шельф; ни один из этих каньонов никогда не простирался вглубь континента далее его современного верховья, и период эрозии был столь коротким, что потоки, которые прорезали каньон, не успели регрессивно пересечь берег даже там, где развиты мягкие породы прибрежной равнины.

5. Эрозия в четырех южных каньонах ограничена их шельфовыми участками; за пределами шельфа на этом древнем рельефе накапливается материал, транспортированный из области шельфа.

6. Признаки этих двух отчетливых периодов субаэральной эрозии на склоне прослеживаются на север на протяжении 50 *км* от долины Гудзона, по другую сторону которой древний рельеф полностью маскируется отложениями русла канала, пересекающего внутреннюю часть шельфа и начинающегося в верховьях каньона Гудзона.

7. Каньон Гудзона врезается в эти отложения и является, таким образом, более молодым.

8. Русло Гудзона (не каньон) имеет ширину 16 *км*, и его ответвления прорезались, когда уровень моря был на 43 фатома ниже современного. Если подсчеты Антевса справедливы и объем ледников земного шара был максимальным ко времени висконсинского оледенения, когда воды огромных ледниковых озер через долину Могавк стекали к Гудзону, то разница в 43 фатома и явится величиной эвстатического изменения уровня моря, о котором так много говорилось.

9. Ни один из четырех южных каньонов не продолжался руслом, пересекающим шельф. Насколько известно, бассейн Гудзона был больше бассейна Делавера или Сусквеганы (современный бассейн которой вдвое превышает бассейн реки Гудзон) или рек Потомак — Раппахоннак и Джемс-Йорк лишь во время отступления висконсинского оледенения, позволившего илистым водам великих Ледниковых озер вытекать через Могавк в долину Гудзона и дальше к побережью, где они прорезали в шельфе широкое плоскодонное русло и отложили на континентальном склоне покров осадков, под которым был полностью погребен рельеф первого эрозионного периода.

Указанная последовательность событий подтверждается данными изучения подводного каньона Конго. Врезание этого каньона началось в послемиссисипское время, а уровень моря, судя по разрезам осадочных отложений, приблизился к современному около 5000 лет тому назад, и с этого момента уровень Атлантического океана в основном стабилизировался. Данные изучения каньона Конго определенно указывают на то, что перед образованием каньона Конго море находилось по отношению к суше на том же уровне, что и в настоящее время. Данные же изучения океанического побережья указывают, что в течение этого последнего эрозионного периода уровень моря находился приблизительно на 3600 *м* ниже его современного уровня.

Объяснение указанных фактов следует искать в том, что полоса, заключенная между нашим северо-восточным Атлантическим побережьем и Конго, опустилась на 3600 *м* и затем вновь поднялась в течение очень короткого промежутка времени — от 20 000 до 25 000 лет тому назад, когда воды висконсинского оледенения получили выход через Могавк и обусловили поднятие уровня моря до современного, что произошло 5000 лет назад».

Позже Смит приводил вполне определенные доказательства соединения современных рек с подводными каньонами, что значительно расширяет плейстоценовую площадь шельфа. Смит также приходит к особенно важному для нас выводу, что каньоны океанического склона были прорезаны только субаэральными потоками и, таким образом, необходимо признать опускание уровня моря на 3000—3600 *м* в начале плейстоцена или в конце плиоцена. Большинству геологов представляется, что исчезновение такого большого количества воды из океана не могло произойти ни в условиях оледенения, ни при любых других воображаемых условиях.

Выше уже упоминалось, что илистые воды рек протекали в виде донных течений через шельф и прорезали подводные каньоны. Точно так же указывалось, что на континентальном шельфе существуют мощные источники и каньоны образовывались под воздействием этих вод.

Обе эти гипотезы стремятся избежать признания огромных эвстатических изменений уровня океана, постулируемого другими теориями. Обе они представляются маловероятными, так как предполагают наличие подводных течений, сопровождающихся огромной эрозионной силой, а также потому, что они не могут объяснить образование таких подводных каньонов, как каньон у острова Богослов в Беринговом море. Утверждалось, что как илистые потоки, так и подводные источники могут создать условия для развития огромных оползней на океаническом склоне.

Однако долины, развитые на склоне, достигают значительной глубины и не обнаруживают признаков заиливания, осадконакопления или оползневых завалов в своих нижних частях, как этого следовало бы ожидать в рассматриваемом случае.

Бачер *(86)* считает также, что эрозия может быть объяснена подводными процессами, и привлекает в качестве агентов громадные океанические волны, связанные с землетрясениями.

Предполагается, что эти волны перемещали водную массу вверх и вниз по континентальному склону, и после каждой такой волны эти движения продолжались в течение долгого времени.

На некоторых участках по окраинам континента и вблизи океанических островов можно наблюдать следы значительных вертикальных перемещений суши, и возможно, что в этих местах подводные каньоны были образованы субаэральными потоками и затем погружены на значительные глубины. Предположение о местных вертикальных движениях земной коры избавляет нас от необходимости привлекать для разрешения данной проблемы огромные изменения уровня мирового океана. Однако увеличение площади Атлантической прибрежной равнины путем отложения осадков в течение мелового, третичного и четвертичного периодов ясно указывает на продолжительное опускание и исключает возможность возникновения здесь поднятия в раннеплейстоценовое время вслед за опусканием, достигавшим 3000—3600 *м*. Однако несмотря на это подводные каньоны здесь существуют.

Рассматриваемый вопрос является одним из наиболее спорных, но останавливаться на нем далее здесь нецелесообразно.

Тектонические условия образования подводных каньонов вдоль Атлантического континентального склона еще не ясны.

Аппалачская эпейрогения

Вслед за Аппалачской орогенией, проявившейся в верхнем палеозое, и палисадской орогенией, в верхнем триасе, наступил длительный период эрозионной деятельности, продолжавшийся в течение всей юры. К началу мела образовалась обширная, весьма выравненная поверхность, охватывающая складчатые и надвиговые структуры Аппалачей, Блю-Ридж, триасовые бассейны и предгорья. Она известна как зона выравнивания пенеплена (см. фиг. 75, *1, 2*). Затем вся западная область вплоть до провинции плато, согласно Джонсону *(280)*, была покрыта мелководными эпиконтинентальными морями, в которых отложились меловые осадки (фиг. 75, *3*). Изучением толщи осадков прибрежной равнины установлено, что нижнемеловые отложения полностью погребены под верхнемеловыми; повидимому, широкое перекрытие (трансгрессия), установленное Джонсоном, имело место в верхнем мелу. Другие авторы допускают, что меловые отложения распространяются вглубь континента за пределы современной границы эрозионной поверхности, однако предполагается, что эти границы не заходят за пределы хребта Блю-Ридж. Джонсон, а позднее Стралер *(585)* привлекают указанную трансгрессию для объяснения формы гидрографической сети провинции Хребтов и Долин.

Зона выравнивания пенеплена затем была выгнута в виде широкого свода, вершина которого находилась на месте провинций Хребтов и Долин и Блю-Ридж, а крылья располагались далее к западу в области плато и далее к востоку — на месте современной прибрежной равнины и континентального шельфа. Потом наступила новая фаза выравнивания, которая так же, как и предыдущая, устанавливается по наличию широкой выравненной поверхности, располагающейся, однако, ниже и по возрасту моложе зоны выравнивания.

Эта поверхность известна под именем пенеплена Шули (см. фиг. 76, *1, 2*). Единственным остатком поверхности первого пенеплена является поверхность, перекрытая меловыми отложениями прибрежной равнины. Поверхность пенеплена Шули в настоящее время наблюдается в виде небольших останцов на наиболее высоких плоских вершинах хребтов в Аппалачском районе.

Далее вновь произошло пологое выгибание, и поверхность пенеплена Шули подверглась эрозионному воздействию, как показано на фиг. 76 и 77. Несколько главных водных потоков прорезали складчатые и надвиговые структуры вкрест простирания, в то время как многочисленные второстепенные потоки отпрепарировали участки развития устойчивых пород, что привело к возникновению плосковершинных субпараллельных хребтов и долин. Следующая поверхность выравнивания, располагающаяся ниже плосковершинных хребтов, известна под именем гаррисбергского пенеплена (см. фиг. 77, *1*).

Третья и четвертая стадии поднятия фиксируются врезанием рек в поверхность гаррисбергского пенеплена и установлением нижней сомервиллской поверхности эрозии и затем врезанием в сомервиллскую поверхность до уровня современного речного дна (см. диаграммы фиг. 77, *2, 3*).

Существует обширная литература, в которой многие предпосылки и выводы цитированной выше работы Джонсона опровергаются. Большинство авторитетов признает вертикальное поднятие, но некоторые исследователи считают, что симметричного сводового выгибания здесь не происходило. Можно также считать, что это выгибание представляло медленный, продолжительный процесс и описанные четыре стадии поднятия не были разделены перерывами.

Аппалачский бордерленд

Концепция стабильного бордерленда. На большинстве палеогеографических карт, которые были опубликованы в различных руководствах по исторической геологии, показан огромный бордерленд, расположенный к востоку от Аппалачской геосинклинали довольно симметрично по отношению к другому бордерленду, который также показан на этих картах западнее Кордильерской палеозойской геосинклинали.

Этот бордерленд называется Аппалачским, и его существование как первичного элемента, предшествовавшего геосинклинали, неоднократно оспаривалось так же, как и существование его западного аналога. Обычно считается, что Аппалачский бордерленд состоит из докембрийских кристаллических пород и распространяется далеко за пределы окраины современного континентального шельфа. Его внешняя часть ныне погружена под воды Атлантического океана. Он рассматривался как устойчивый щит; между этим щитом и Центральной устойчивой областью континента геосинклинальные отложения были зажаты и сдавлены. Предполагалось, что каждая новая порция кластических осадков в Аппалачском прогибе отмечает эпейрогеническое поднятие Аппалачского бордерленда.

Количество осадков в геосинклинали, смытое с Аппалачского бордерленда, являлось объектом длительного обсуждения, которое суммировалось Бачером *(86)* следующим образом:

«В течение значительной части палеозоя большое количество кластических осадков, заполнивших Аппалачскую геосинклиналь, поступало с Аппалачского бордерленда. Количество этих осадков настолько велико, что, как отмечал Гильберт в 1893 г., у геологов долгое время существовали «серьезные сомнения в том, что пояса прибрежной равнины и погруженного континентального шельфа представляли собой достаточное пространство», с которого могли быть смыты эти отложения. Количественные подсчеты приводят к выводу, к которому пришел Баррел четверть века назад (1914). Он отметил, что «не имеется никакой связи между атлантическими границами Аппалачей и современным прибрежным шельфом» и что, по крайней мере, «восточный склон Аппалачского бордерленда располагался там, где теперь глубокий океан». Кроме того, можно предполагать, что в течение большей части геологической эры реки текли к западу через область, ныне занятую континентальным склоном и шельфом и сушей, расположенной к западу».

Погружение Аппалачского бордерленда произошло после палисадской орогении (см. фиг. 75, *1*, *2*), и в течение длительного периода юрской эрозии, который устанавливается по первой поверхности выравнивания (fall zone peneplain), он был почти выравнен. К меловому периоду уже возникла ранняя прибрежная равнина и континентальный шельф.

Концепция орогенического пояса. Необходимость признания обширного восточного поднятия, снабжавшего осадками Аппалачскую геосинклиналь, совершенно очевидна, однако это поднятие могло и не являться стабильным бордерлендом, состоявшим из докембрийских пород и созданным преимущественно эпейрогеническими поднятиями.

Как уже отмечалось при описании Кордильерской геосинклинали, осадки могли поступать с приподнятой горной цепи какого-то орогенического пояса.

Аргументы в пользу такого представления, уже рассматривавшиеся в главах, посвященных описанию провинций Хребтов и Долин, Блю-Ридж и предгорий, могут быть сведены к следующим основным положениям:

1. Некоторая, а возможно и значительная, часть метаморфических пород провинции предгорий имеет палеозойский, а не докембрийский возраст.

2. Эти породы были смяты в складки и метаморфизованы в палеозойское время.

3. Метаосадочные образования были прорваны крупными батолитами, которые в основном являются более поздними по отношению к складчатости и метаморфизму, и имеют по данным радиоактивности палеозойский возраст.

4. В области предгорий широко распространены вулканические серии, имеющие, по крайней мере частично, нижнепалеозойский возраст. Они также были смяты в складки и метаморфизованы.

5. Элементы линейных текстур метаосадочных и метавулканических пород простираются приблизительно параллельно складчатым и надвиговым структурам Аппалачей.

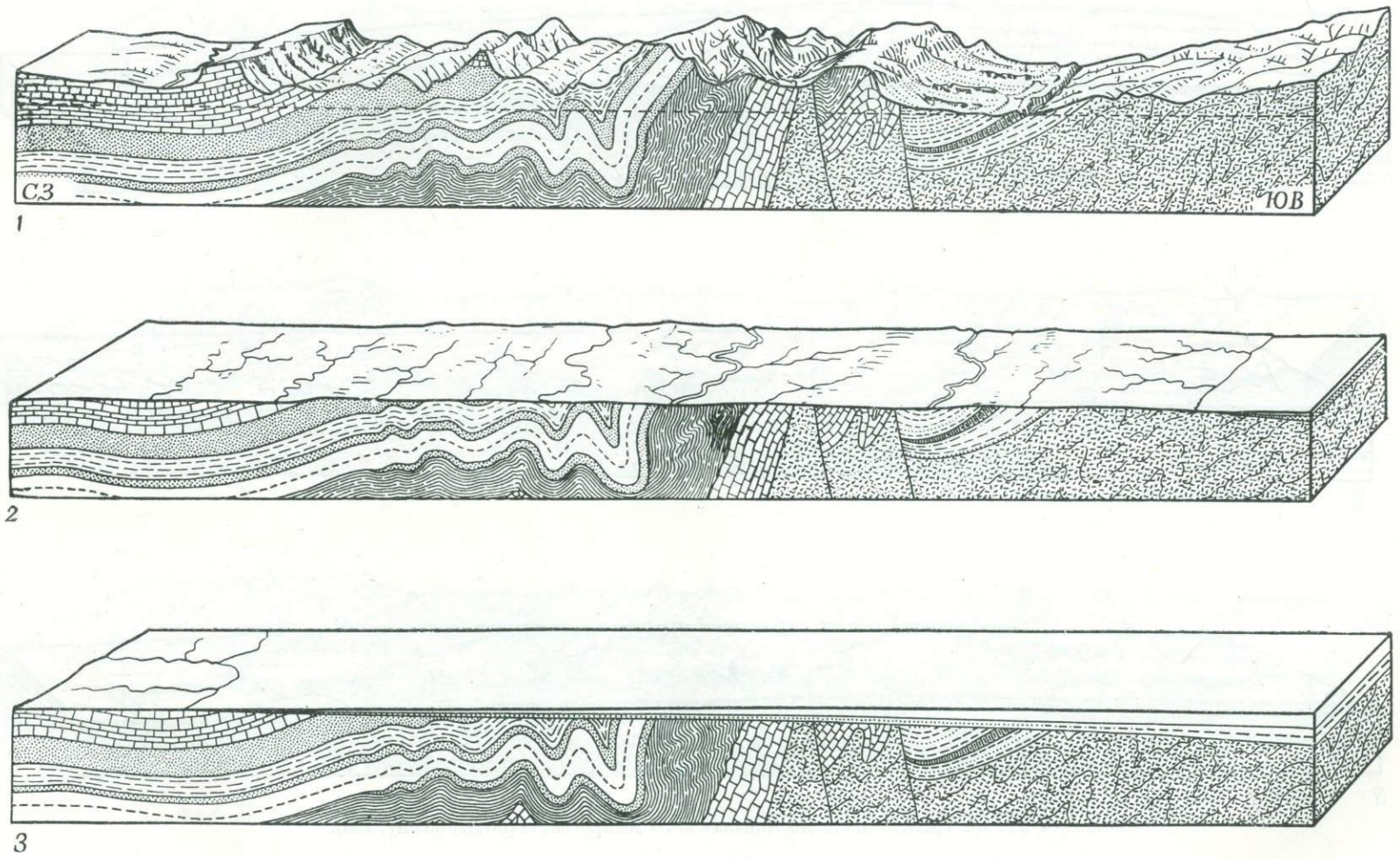
6. Комплекс пород, слагающих область предгорий, весьма схож с комплексом вулканических пород Кордильерской палеозойской геосинклинали, в пределах которой внешний орогенический и вулканический пояс ограничивается внутренней зоной, где преобладало активное опускание, и главными типами осадков были пески, глины и карбонатные отложения.

Для области Кордильер вполне доказано (см. главу 5), что никакого стабильного бордерленда здесь не существовало, а имелся сложный вулканический архипелаг, в известной мере сходный с современным Японским архипелагом. Этот архипелаг почти все время подвергался действию сжимающих усилий, приведших к образованию прогибов, которые были выполнены осадками, деформированы, метаморфизованы, приподняты и эродированы и явились источником осадков с варьирующим содержанием вулканического материала для новых прогибов, образовавшихся в более внутренних частях геосинклинали. Временами на отдельных участках деформации распространялись в область отложений этих внутренних прогибов, результатом чего явилось возникновение в них несогласий. Кроме того, во внутренние прогибы внедрялись также плутоны различных типов.

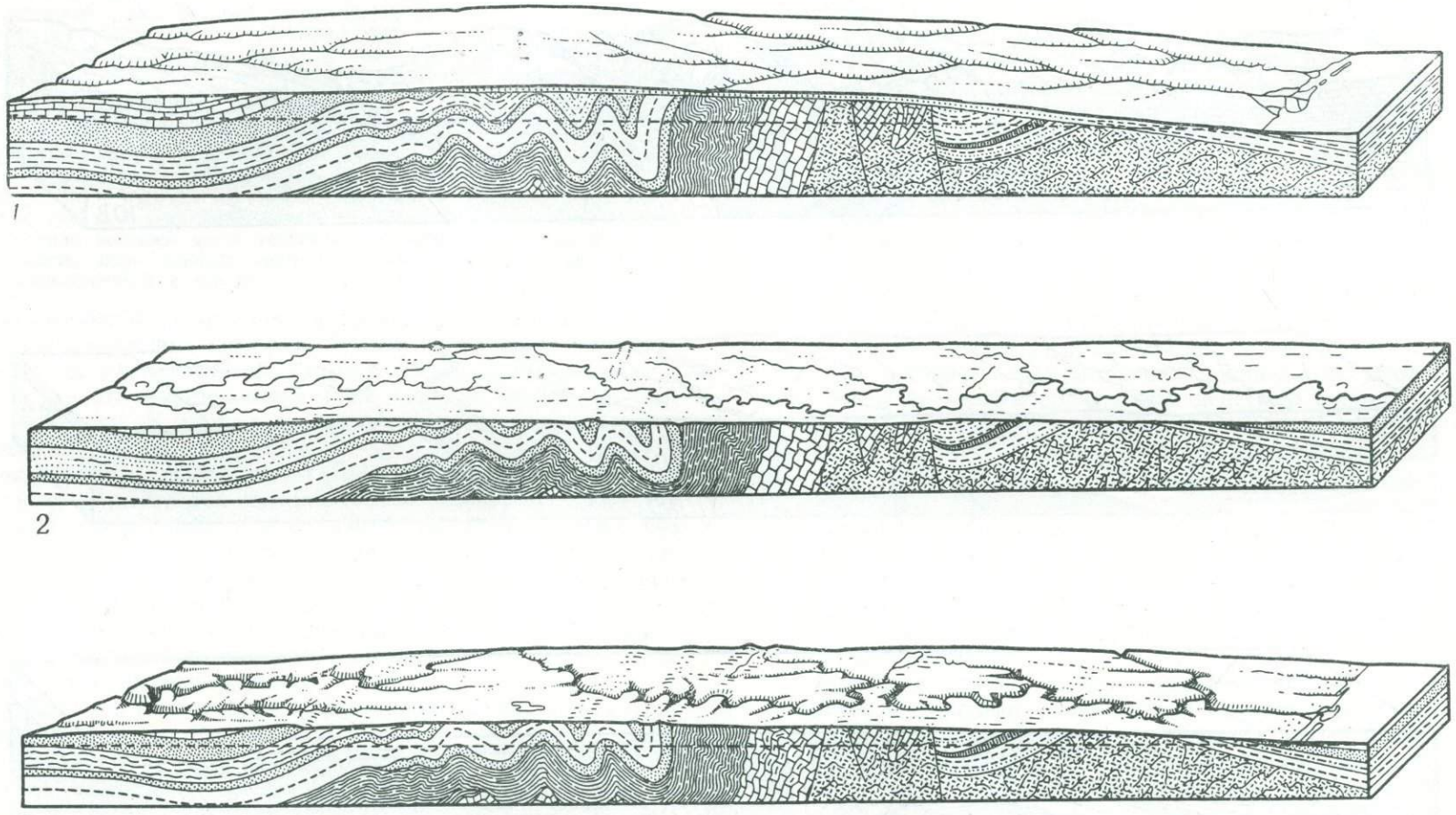
Комплекс пород Атлантических предгорий имеет явное сходство с породами внешней зоны Кордильер; этот комплекс имеет такие же взаимоотношения, как это наблюдается в Кордильерах, с внутренним комплексом мощных неметаморфизованных, почти лишенных вулканического материала песчаников, сланцев и карбонатных пород.

Приведенные данные подтверждают предположение, что область предгорий являлась частью палеозойского орогенического пояса, а не западной ветвью огромного стабильного бордерленда.

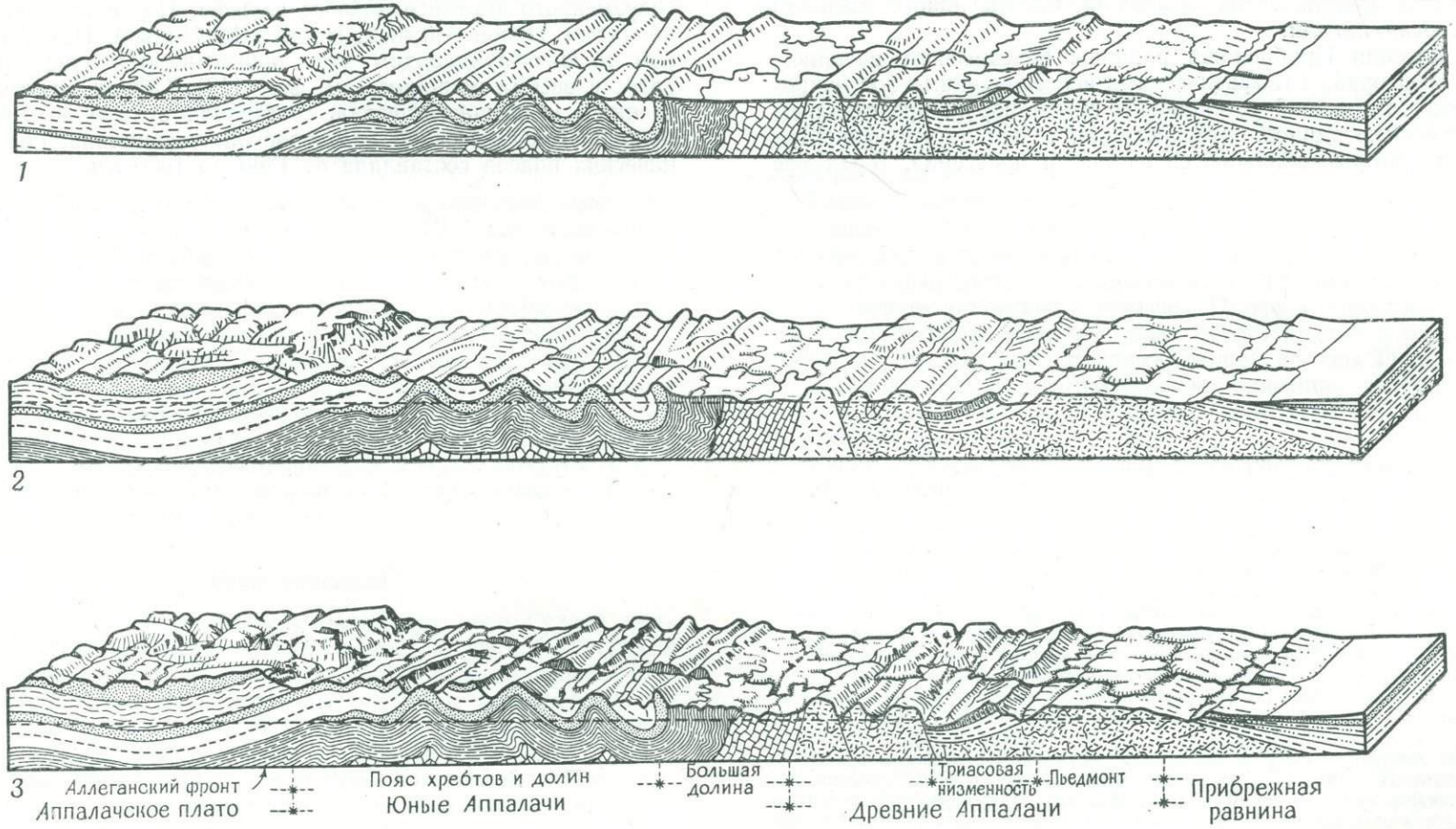
Строение Аппалачской геосинклинали, состоящей из внутреннего спокойно погружавшегося прогиба и внешнего



Фиг. 75. Ранние стадии Аппалачского эпейрогенеза (по Джонсону, 280).



Фиг. 76. Третичные стадии Аппалачского эпейрогенеза (по Джонсону, 280).



Фиг. 77. Позднетретичные и четвертичные стадии эпейрогенеза и эрозии в Аппалачах (по Джонсону, 280).

орогенического пояса, кратко описано Кэем (*292* и *294*). В своей классификации геосинклиналей этот автор признает, что осадки, заполняющие внутренние бассейны, поступают с внешнего орогенического пояса. При описании провинции Новой Англии в следующей главе будут даны более полные доказательства орогенических движений, охватывавших внешний пояс геосинклинали.

Отложения Прибрежной равнины перекрывают внешнюю часть предгорий, и геофизическими исследованиями под покровом этих отложений установлены поясы пород, представляющие, согласно данной интерпретации, те же метаморфические породы, которые обнажаются в области предгорий. В рельефе этого фундамента в том виде, в каком он существует после мелового и третичного опускания, имеется слишком мало данных для определения положения внешней атлантической границы орогенического пояса. Можно смело предположить, что по ширине он распространялся, по крайней мере, до окраины современного континентального шельфа. По сравнению с Аппалачами, Новой Англией, Новой Шотландией, Нью-Брансуиком и Ньюфаундлендом этот орогенический пояс представляется весьма широким (см. фиг. 119). Общая ширина внутреннего и внешнего поясов составляла от 500 до 1000 *км*. Ширина Кордильерской палеозойской геосинклинали и орогенических поясов составляла от 1300 до 1600 *км*.

10

АППАЛАЧСКИЕ СИСТЕМЫ НОВОЙ АНГЛИИ

ТАКОНСКАЯ СИСТЕМА

Определение

Характерные черты таконской системы орогении выдерживаются вдоль долины Гудзона, впадины Шампленского озера и долины Св. Лаврентия. Кроме холмов и гряд, расположенных в пределах самих низменностей, в этой главе уместно рассмотреть нагорья Гудзона, горы Кетскилл и Адирондак на западе, Лаврентьевские нагорья на северо-западе, Таконские и Зеленые горы на востоке. Таконская орогения достигла максимума в позднем ордовике, и большинство структур долин реки Гудзон и Шампленского озера, а также цепей вдоль их восточного края являются таконскими. Тем не менее в Кетскилле и Адирондаке устанавливается и более поздняя орогения; для упрощения она включена в раздел таконской системы горообразования (фиг. 78).

Горы Кетскилл

Горы Кетскилл находятся к западу от реки Гудзон примерно в 160 *км* к северу от Нью-Йорка (см. фиг. 79, 80). Они представляют собой расчлененное плато, возвышающееся местами на 900 *м*, причем отдельные вершины возвышаются на 1500 *м* над уровнем моря. Именно здесь были проведены первые геологические исследования в Северной Америке, и ранее всего была установлена стратиграфическая последовательность силурийских и девонских отложений. Собственно Кетскилл состоит из почти горизонтально залегающих пластов, слегка наклоненных к западу, и входит, таким образом, в геоморфологическую область плато Аппалачей. Девонские отложения пользуются здесь наиболее широким распространением. Вдоль восточного края плато и в примыкающей к нему долине Гудзона отложения преимущественно кембрийского и ордовикского возраста сильно смяты; девонские и силурийские слои срезают их под углом. Классическое угловое несогласие между отложениями ордовика и силура, которым отмечается здесь таконская орогения, можно наблюдать вдоль юго-восточного края Кетскилла.

Таким образом, система складчатых и надвигово-складчатых Аппалачей юга сужается здесь до полосы шириной в несколько километров; некоторые из ее позднепалеозойских структур сказываются на отложениях и частично наложены на более древние таконские структуры. Профиль вдоль кетскиллского водопровода (фиг. 81) дает представление о составе и структуре гор Кетскилл и примыкающей долины Гудзона.

Региональное стратиграфическое описание, включающее горы Кетскилл, было дано в главе 7 (см. фиг. 26, 27, 29, 31 и особенно фиг. 34).

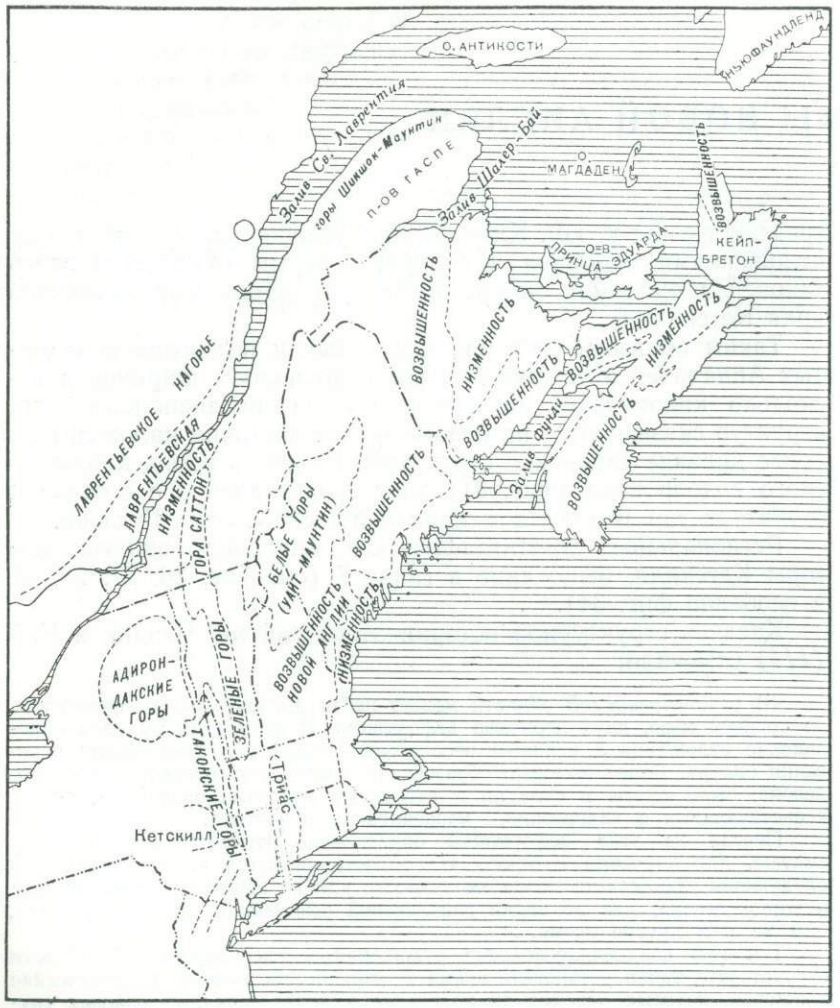
Касаясь структурной истории этого района, Чедвик и Кэй *(114)* отмечали:

«В рассматриваемой области можно найти доказательство проявления, по крайней мере, двух периодов деформации. В некоторых выходах ордовикские отложения с угловым несогласием лежат под формациями основания силура. Более молодые образования, такие, как отложения среднего девона, были смяты в складки и затронуты пологими разломами, свидетельствующими о надвигании, направленном с востока.

Первая из этих деформаций определенно относится к таконскому смятию, для изучения которого эта область является классической. Последующая деформация могла иметь место или во время акадского смятия в конце девона, или во время аппалачской революции, или же, наконец, и в то и в другое время.

Так как позднепалеозойские отложения в рассматриваемой области отсутствуют, точно установить время движений невозможно. Тектонические движения, которые определили появление в более западных районах грубых обломочных осадков верхнего девона, могли сопровождаться образованием складок и разломов; если это так, то возраст структур акадский. С другой стороны, структуры сходны с теми, которые возникли далее к юго-западу и северо-востоку во время аппалачской революции, поэтому, вероятно, некоторые структуры возникли именно в это время.

Эрозия преобладала в области с конца палеозойского времени. Остатки пенеплена, может быть, намечаются одинаковой высотой наиболее возвышенных пиков в западной части области, для которой типичным является плато Маунтин. Возвышенные площади с остатками пенеплена расположены



Ф и г. 78. Основные геоморфологические черты Новой Англии, Нью-Брансуика и Новой Шотландии.

выше эрозионного уровня, представленного открытыми верховьями долин Кетскилла и выравненной поверхностью плато Хелдерберг, которая видна к северу от Виндгам-Ноч. Этот нижний уровень располагается на 750 *м* ниже предполагаемой поверхности пенеплена; одни геологи сопоставляют его с пенепленом Шули Пенсильвании, другие — с гаррисбургским пенепленом позднетретичного возраста. Дальнейшее поднятие и последующая эрозия привели к образованию пенеплена, который срезал наименее устойчивые смятые в складки толщи долины реки Гудзон к западу от реки. Эта третичная поверхность расположена на 450 *м* ниже предыдущей и была названа пенепленом Олбани. Более молодыми движениями она была поднята на 100 *м* выше современного базиса эрозии, что привело к врезанию долин в полосу наиболее податливых пород. Таким образом эрозия в течение нескольких циклов (при этом эрозионные циклы чередовались с циклами поднятий) удалила значительные массы позднепалеозойских осадков, обнажив в восточной части области породы древнего палеозоя».

Адирондакские горы

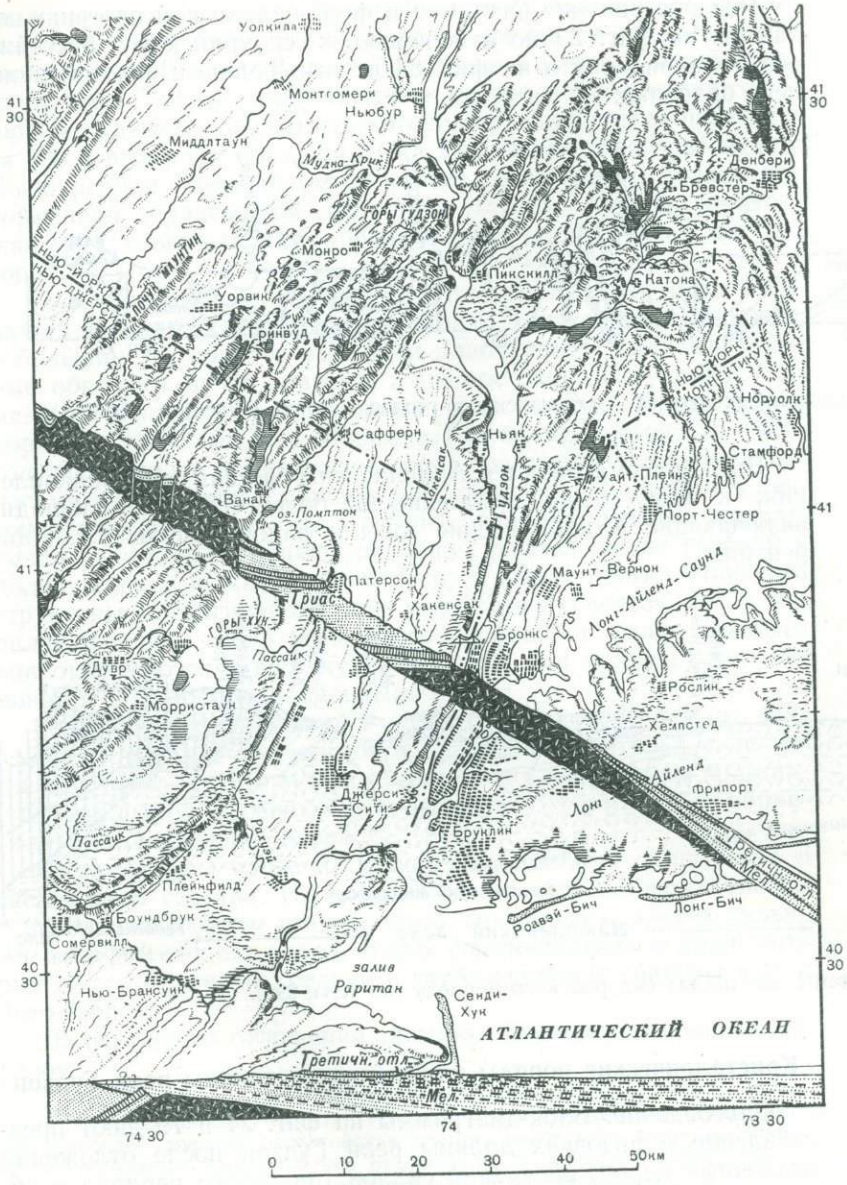
Адирондакские горы представляют собой почти округлое поднятие, достигающее в поперечнике около 240 *км*, которое протягивается от озера Онтарио на западе до Шампленского озера на востоке и от долины реки Могавк на юге до низменности Св. Лаврентия на севере. Северо-западная часть Адирондакского района — это сглаженное нагорье с мягким рельефом и средними высотами около 300 *м* над уровнем моря, в то время как юго-восточная часть представляет собой расчлененный горный массив, отдельные гребни которого возвышаются на 900 *м* над дном долины, а самая высокая вершина Маунт-Марси имеет отметку 1600 *м* над уровнем моря.

Адирондакские горы сложены преимущественно докембрийскими отложениями. Они окружены слегка поднятыми кембро-ордовикскими отложениями, за исключением окрестностей Кингстона в провинции Онтарио, вдоль реки Св. Лаврентия, где полоса докембрийских пород соприкасается с докембрием Канадского щита (Фронтенакская ось) и вдоль Шампленского озера, где сильно смятые слои таконской системы образуют купол.

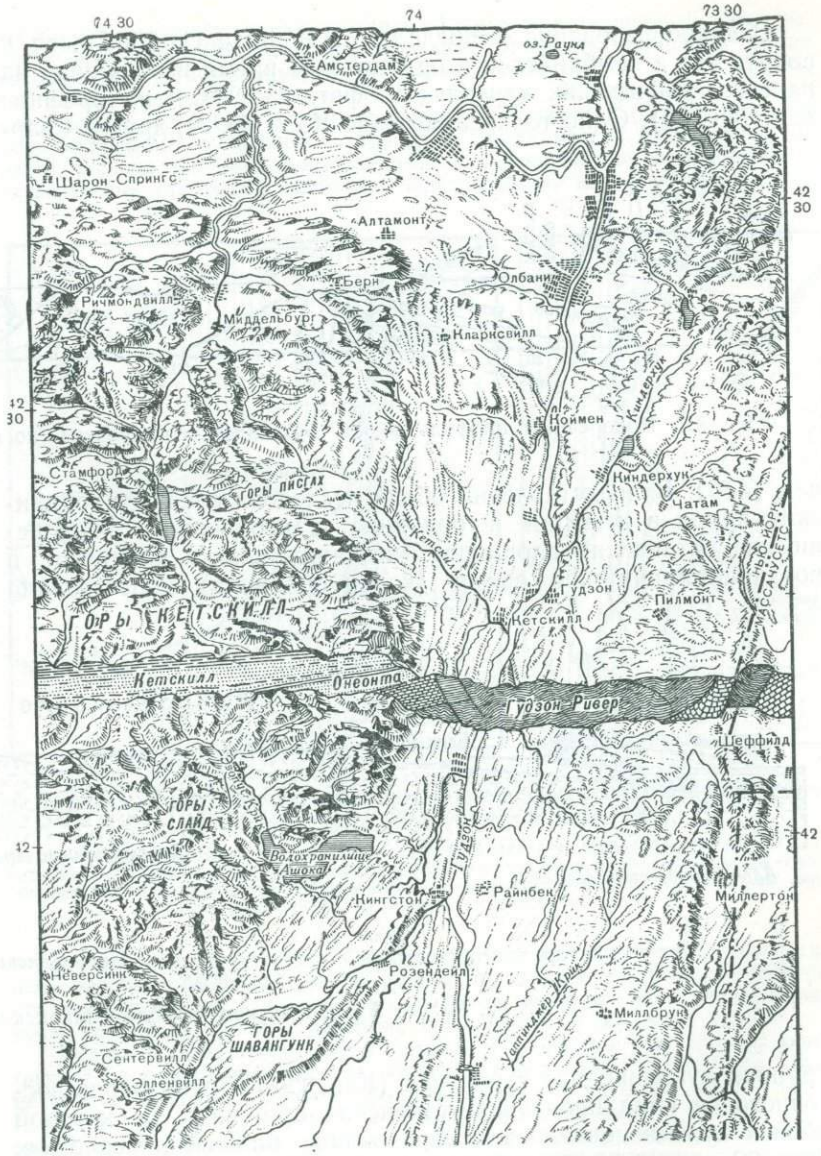
По данным Болка (Лонгвелл, *365*):

«Несогласие между докембрийскими и палеозойскими отложениями вскрыто во многих местах, хотя на юго-востоке первоначальные соотношения затемнены послеордовикскими разломами, вдоль которых Адирондакские горы были приподняты по отношению к окружающим более молодым породам. Один из этих разломов проходит через Саратогу, другой образует уступ к северо-западу от города; вдоль него на протяжении многих миль идет дорога из Саратоги в Глен-Фоллс. Уступы у озер Джордж и Шамплен связаны с дополнительными разломами вдоль восточного окаймления Адирондакских гор.

Докембрийские осадочные породы Адирондакских гор те же, что и одновозрастные комплексы в провинции Квебек и Онтарио, и, таким образом, вся эта область может рассматриваться как осколок Канадского щита».



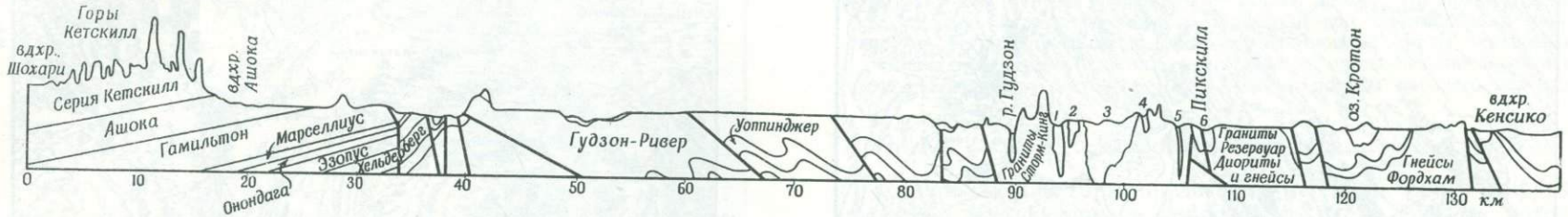
Фиг. 79. Блок-диаграмма области нижнего течения реки Гудзон, южная часть.



Фиг. 80. Блок-диаграмма нижнего течения реки Гудзон, северная часть.

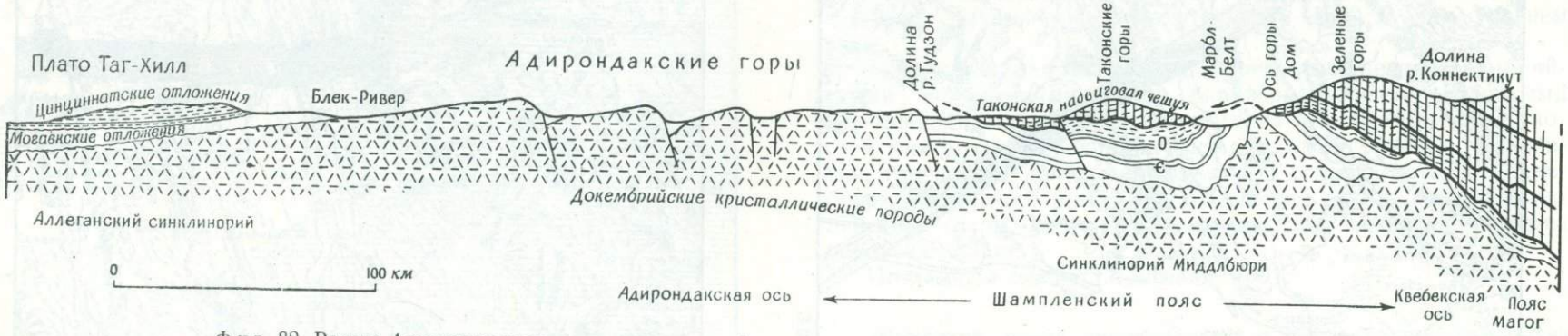
Осадкообразование в пределах Адирондакской области и вокруг нее в кембрийское и ордовикское время изображено на палеогеографических картах (см. фиг. 28, 29) и на профиле (см. фиг. 30). Одно толкование дано Кэем *(292)*, другое Сварцем *(586)*. В представлении обоих исследователей Адирондакский купол в кембрии и ордовике с небольшими отклонениями оставался площадью незначительного поднятия; в позднецинциннатское время (конец ордовика) существовала крупная куполовидная структура (Кэй, *292*). Затем вдоль восточного ее края произошла таконская орогения, за которой вблизи купола последовало образование блоковых разломов. Фиг. 82 представляет собой поперечный профиль, на котором для этого времени восстановлены Адирондакское поднятие и примыкающая площадь.

Распространение разломов и фронт таконской орогении показаны на фиг. 29 по отношению к силурийскому бассейну осадконакопления и на фиг. 83 по отношению к фациям нижнего ордовика.



Фиг. 81. Поперечный профиль вдоль Кетскиллского акведука (по путеводителю экскурсий Американского геологического общества, 1948 г.).

Выше рассматривался Аппалачский бассейн осадконакопления; к нему были присоединены более северные площади, включающие Адирондакские горы и район долины Св. Лаврентия.



Фиг. 82. Разрез Адирондакского купола и таконской системы для начала силурийского периода (по Кэю, **292**).

Кристаллические породы нижней части долины реки Гудзон

Определение. Блок-диаграммы на фиг. 24 и 79 дают представление о низовьях долины реки Гудзон после отложения осадочных пород, внедрения силлов триасового периода и образования нагорья Новой Англии. Хотя самый термин

«нагорье» применим для большей части Новой Англии, особые названия были даны для некоторых элементов нижней части долины реки Гудзон. Вершина Риддинг в Пенсильвании и нагорья Нью-Джерси погружаются к северо-востоку вместе с нагорьем Гудзона, поверхность которого располагается примерно на 300 *м* выше уровня моря. Река Гудзон среди нагорий между Ньюбургом и Пикскиллом прорезает очень узкую долину без пойменной террасы (см. фиг. 79). Нагорье Гудзона продолжается к северо-западу в Коннектикут как Гузатонское нагорье.

Низовья долины Гудзона. От Пикскилла до острова Манхаттен Гудзон окаймляется на западе триасовыми породами, в большинстве случаев мощными диабазовыми силлами, которые образуют щеки Гудзона, а на востоке — округлыми холмами метаморфических и изверженных пород. Породы вдоль дороги, идущей из Нью-Йорка в Пикскилл, состоят из гнейсов, прорванных и инъицированных гранитами с вмятыми полосами известняков и сланцев (см. фиг. 84). Главные оси тектонических структур имеют северо-северо-восточные направления и значительно влияют на общее расположение гребней и долин. Вдоль нижней части реки, в окрестностях Йонкерса структуры протягиваются под углом северо-восток 20° и параллельно реке, но в нескольких километрах выше Йонкерса они отклоняются к востоку, в то время как течение реки становится почти меридиональным.

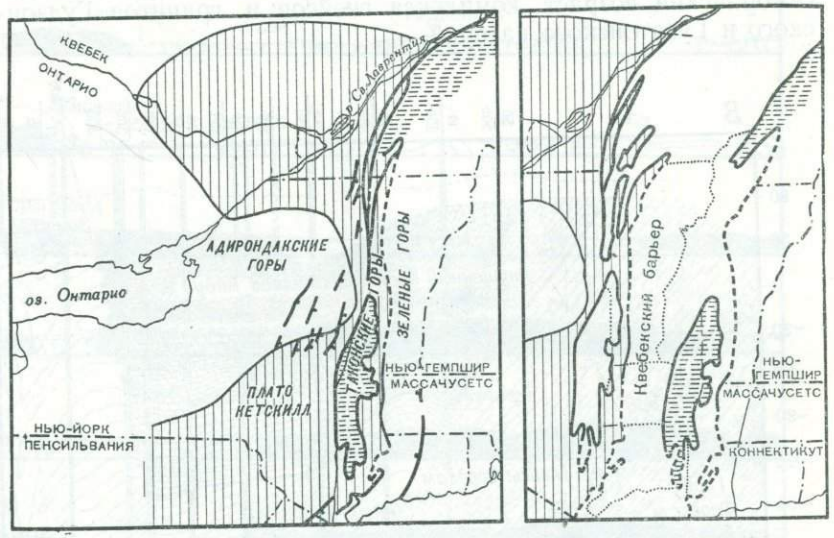
Гудзонское и Гузатонское нагорья. Болк *(30)* и Барт *(39)* подробно изучили Гудзонское и Гузатонское нагорья и прилегающие площади и описали комплекс докембрийских кристаллических пород и серию трех осадочных формаций кембрийского и ордовикского возраста.

Сами нагорья сложены комплексом гнейсов гранитового и сиенитового состава. Их сопровождают инъекционные гнейсы и небольшие выходы амфиболитов, мраморов и других сильно метаморфизованных пород. Вдоль северо-западного края нагорий широко развиты средние и грубозернистые граниты и гранито-гнейсы.

Палеозойские отложения описаны Болком следующим образом:

«Нижнекембрийский кварцит Паукваг — это красный или белый кварцит, наиболее древняя палеозойская порода, несогласно располагающаяся на разнообразных докембрийских отложениях. В основании может присутствовать конгломерат, мощность которого редко превышает 1—2 *м*. Наиболее распространенной составной его частью являются кварцевые гальки до 2,5 *см* диаметром и разрозненные обломки черных кремней. Окаменелости нижнекембрийского возраста были описаны из нескольких местонахождений в юго-восточной части штата Нью-Йорк.

Кембро-ордовикский известняк Уоппинджер. За кварцитом следуют карбонатные отложения, которые в пределах площади Поукипси называли уоппинджерскими отложениями. Как и в других местах Аппалачской области, породы включают подразделения как кембрия, так и ордовика, но четвертичные отложения настолько задерновывают коренные породы, что



Фиг. 83. Распространение канадских (нижнеордовикских) фаций в Новой Англии и в штате Нью-Йорк (по Кэю, 292).

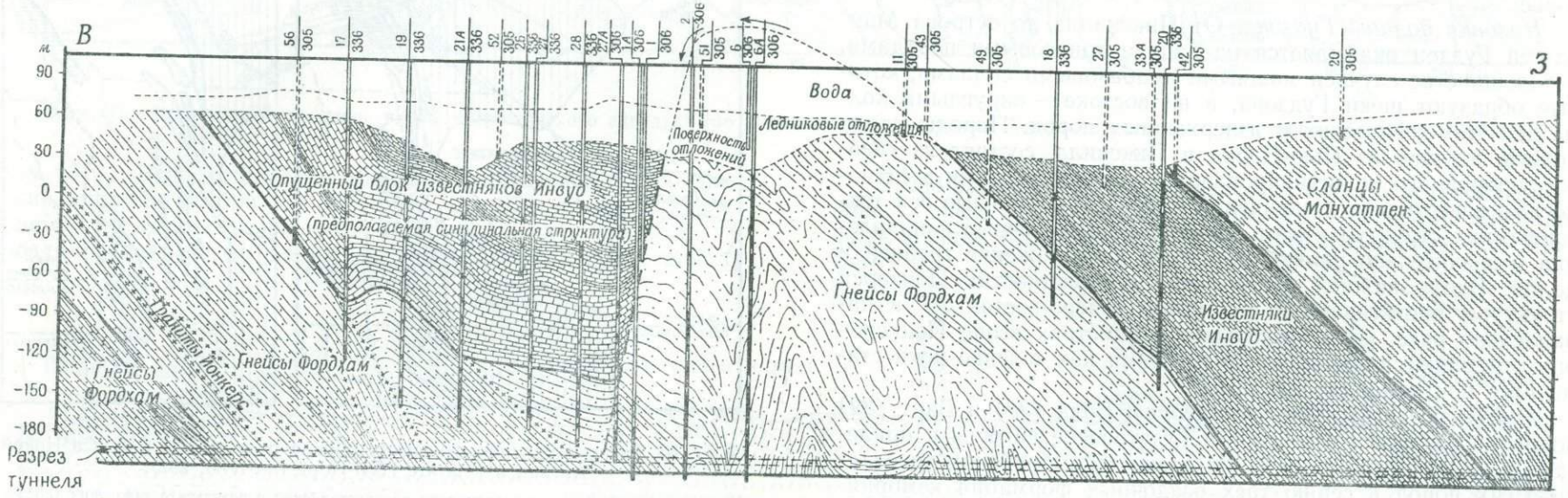
На левой карте показано современное распространение в результате таконских (послеордовикских) надвигов, на правой карте изображено прежнее распространение до образования надвигов (палинспастическая карта); вертикальной штриховкой показаны карбонатные породы; пунктиром — сланцеватые глины.

полные разрезы отсутствуют. Окаменелости от нижнего кембрия до среднего ордовика были найдены в разных точках, однако можно полагать, что внутри осадочной толщи пород имеется несколько несогласий. Мощность ее трудно оценить; вероятно, она превышает 300 *м*.

Пелиты Гудзон-Ривер. Серия сланцев и сходных с ними пород, залегающая на карбонатных породах, называется пелитами Гудзон-Ривер. Окаменелости среднего ордовика были найдены в западной части листа Поукипси, но далее к востоку они уничтожены кливажем. Сланцы Гудзон-Ривер черные, серые, зеленые и красные; обычно глинистые прослои переслаиваются с множеством тонких прослоев тонкозернистых песчаников или афанитовых кремнистых пород, выбеливающихся при выветривании. По всей толще разбросаны сотни линз песчаников или кварцитов, конгломератов и граувакк; кварцевые жилы пронизывают породу почти в

каждом выходе. Вследствие сложной складчатости и отсутствия непрерывных разрезов мощность серии Гудзон-Ривер неизвестна, но, вероятно, превышает мощность подстилающих карбонатных пород».

Толкование строения области, которое дается Болком, лучше всего может быть понято при изучении поперечного профиля (фиг. 85). Первостепенное значение имеет несогласие в основании кварцита Пауквар, которое ясно показывает докембрийский возраст комплекса гнейсов и гранитов Гудзонского и Гузатонского нагорий.



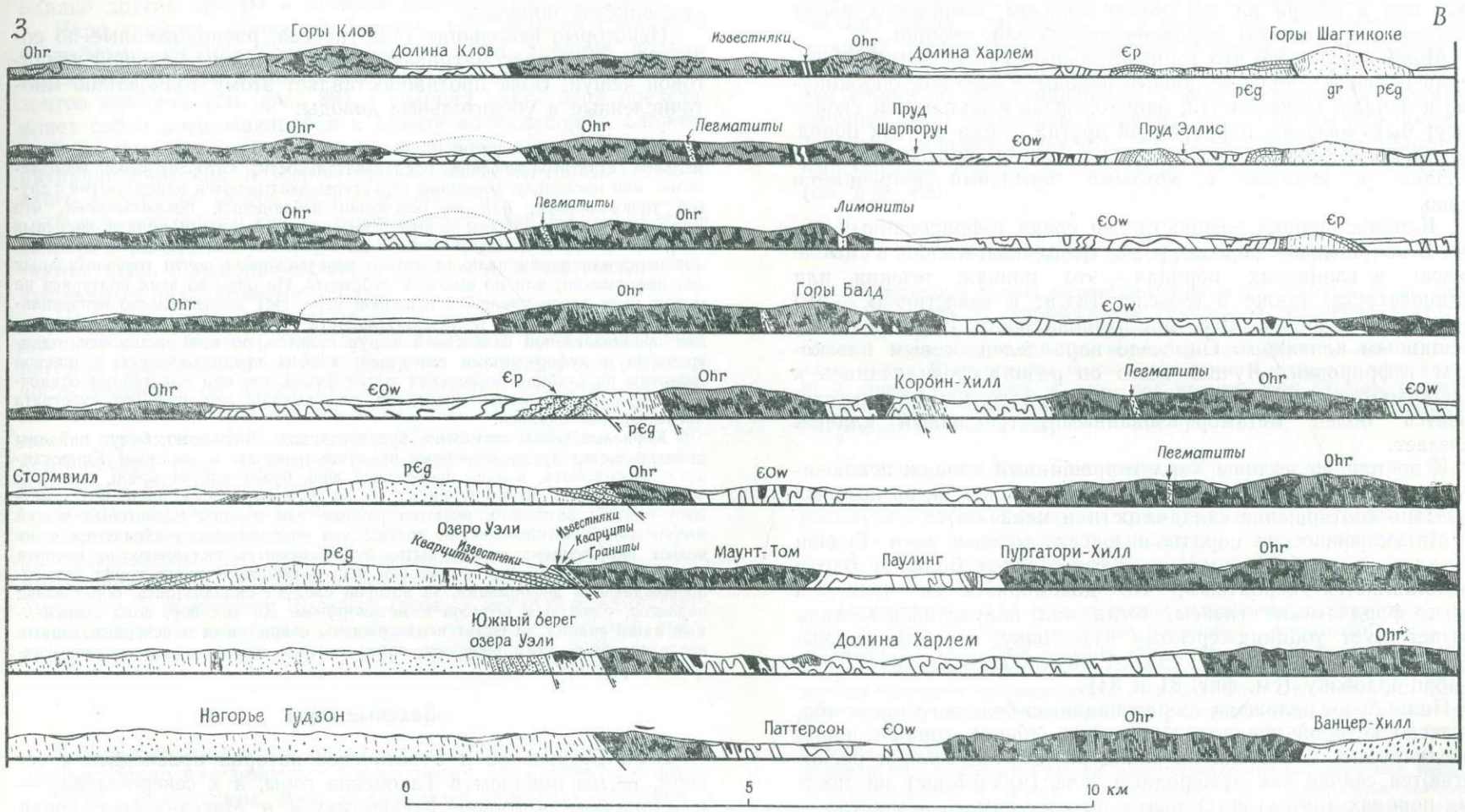
Фиг. 84. Поперечный профиль вдоль двухпутного туннеля Кениско-Делаверского водопровода в долине реки Гудзон (по путеводителю экскурсий Американского геологического общества, 1948 г.).

Нагорья рассматриваются как поднятые блоки. Когда произошло поднятие, палеозойские отложения вдоль западного края были сдвинуты к западу и, кроме того, были разбиты многочисленными разломами, большинство которых являются надвигами, имеющими от крутого до среднего падения на юго-восток.

Надвиги можно также видеть вдоль восточной стороны северного окончания Гудзонского нагорья. То, что докембрийские нагорья представляют собой поднятые массы, видно из общего площадного распространения более молодых пород, пелитов Гудзон-Ривер в середине промежуточной площади и непосредственно подстилающих более древних пород — уоппинджерского известняка и пауквагского кварцита, ближайшего к гнейсам.

Между Гудзонским и Гузатонским нагорьями располагается сложенная палеозоем площадь, которая рассматривается как разбитая разломами синклиналь. Она имеет особое значение как связующее звено между известными кембрийскими и ордовикскими слоями, развитыми к западу от нагорий и лишенными окаменелостей, и более метаморфизованными слоями на востоке; именно здесь Болк и Барт показали возрастающий метаморфизм сланцев и филлитов Гудзон-Ривер к метаморфическим сланцам и даже инъекционным гнейсам, а также возрастание мраморизации карбонатов.

Общая структура бассейна, расположенного между массами докембрийских гнейсов, сильно искажена и нарушена сбросами и надвигами, которые срезали кварциты на протяжении многих километров вдоль края гнейсов и во многих местах привели известняки на уровень пелитов.



Фиг. 85. Поперечный профиль через Гудзонское нагорье и смежные площади (по Балку, **30**).

p€g — докембрийские гнейсы, слоистые и массивные
€p — кварцит Поукваг
€ow — доломитовый известняк Уопинджер, смятый в изоклинальные складки в восточной части квадранта перекристаллизованный
Ohr — филлиты и сланцы Гудзон-Ривер к востоку от долины Клов

Большинство разломов простирается к северо-северо-востоку или с севера на юг; таким образом, комплексы пород соединяются в полосы меридионального направления.

Можно полагать, что горизонтальные силы, которые вызвали надвиги, смяли осадочные породы в складки, опрокинутые к западу. Складки эти, однако, очень небольшие и скорее могут быть названы гофрировкой других слегка смятых пород. Помимо гофрировки, слои только слегка смяты; крупные складки и складки с крутыми крыльями встречаются редко.

Кливаж широко распространен среди гофрированных пород. В кварцитовых породах — это трещинный кливаж в смысле Лизса; в глинистых породах — это кливаж течения или сланцеватости, также в смысле Лизса; в известняках — это трещинный кливаж. Все эти разновидности Болк называет трещинным кливажем. Он везде параллелен осевым плоскостям гофрировки. Лучше всего он развит среди сланцев к северо-востоку от Поукипси, но по мере того, как сланцы становятся более метаморфизованными, трещинный кливаж исчезает.

К востоку от долины Харлем трещинный кливаж исключительно редок (см. поперечные профили на фиг. 85, на которых показано соотношение складчатости и кливажа).

Метаморфические породы низовьев долины реки Гудзон считались докембрийскими, но в свете работ Болка и Барта представляется вероятным, что докембрийскими являются только фордхамские гнейсы, тогда как инвудский известняк соответствует уоппинджерскому известняку, а манхаттенские сланцы отвечают пелиту Гудзон-Ривер; оба они относятся к кембро-ордовику (см. фиг. 81 и 84).

Ниже будет изложена теория надвигов большого масштаба, согласно которой предполагается, что массы горных пород передвинулись с востока на запад на десятки миль и располагаются сейчас как чужеродные тела (аллохтоны) на местных породах (автохтонах) почти того же самого возраста.

Таконские горы и площади, прилегающие к долине Гудзона и впадине Шампленского озера к северу от Гудзонского нагорья, являются, в частности, местным случаем этого типа надвигов.

Изучая тектоническую карту США, можно убедиться что крупный аллохтон протягивается из этой северной области вдоль северо-западного края Гудзонского нагорья; с этой точки зрения нагорье можно рассматривать как неглубоко залегающую пластину гнейсов, расположенную на кембро-ордовикских породах.

Некоторые небольшие тела гнейсов, расположенные по соседству, могут рассматриваться как клиппены большой надвиговой чешуи. Болк противопоставляет этому толкованию многочисленные и убедительные доводы:

«Надвиговые чешуи и клиппены устанавливаются вследствие ненормальной стратиграфической последовательности, которая иначе необъяснима: или поскольку аномалии структуры оказываются непонятными с другой точки зрения; или на основании наблюдений, показывающих, что клиппены, хотя и сходны с породами, расположенными вблизи корневых зон, но, очевидно, смещены с места их первоначального геологического положения; или ввиду наличия сильно передавленных почти горизонтальных зон деформации; или по выходам субстрата. Ни один из этих критериев не может быть здесь приложен в полной мере. Нет доказательств неправильной стратиграфической последовательности в ущелье Уингдейл; деформация предполагаемой надвиговой чешуи пелитов, по всей видимости, одновременна с деформациями автохтона; гнейсы предполагаемых клиппенов известны на глубине нескольких тысяч футов, где они подстилают осадочные породы. Горизонты дробления или выходы несомненного субстрата нигде не наблюдались.

Корневые зоны, возможно, будут открыты. Возможно, будут найдены доказательства предполагаемому их существованию в западном Коннектикуте; может быть, в один прекрасный день будет описан район, где блок пелитовых пород продвинулся на 16 *км* по поверхности земли без заметного смятия; возможно, имеются районы, где породы надвиговых чешуй имеют такой литологический состав, что они незаметно сливаются с их новым окружением; может быть, будет открыта складчатость, которая началась с образования надвиговой чешуи некомпетентных пород без сопровождающей деформации, за которой следует складчатость, образование надвигов, сдвигов и сбросов и метаморфизм. До тех пор, пока современные наши знания не будут подтверждены открытиями и исчерпывающими исследованиями этих вопросов, автор считает настоящее толкование наиболее вероятным».

Зеленые горы

Если Гудзонское и Гузатонское нагорья проследить к северу, то мы попадем в Таконские горы, а к северо-западу — в «Западные нагорья» Коннектикута и Массачусетса, среди которых Беркшир является обособленной частью. Беркширские горы переходят в Зеленые горы у границ Вермонта и Массачусетса, а Зеленые горы продолжаются к северу через центральный Вермонт и провинцию Квебек. Таконская цепь протягивается к северу вдоль границ штатов Нью-Йорк и Вермонт до середины западного Вермонта; между нею и зоной Беркшир — Зеленые горы расположен «мраморный пояс» (см. фиг. 86). Зеленые горы по высоте близки к Адирондакским

горам, расположенным вокруг долины Шампленского озера, однако другие хребты и нагорья сравнительно низкие.

Ядро южного окончания Зеленых гор сложено гранитами и гнейсами докембрийского возраста. Эти древние породы перекрываются на крыльях кварцитами самых нижних горизонтов кембрия (см. фиг. 89). Северная часть цепи представляет собой погружающийся к северу антиклинорий, сложенный гнейсами и сланцами, хотя в известной степени этот антиклинорий, как и южное ядро, считается частью таконского аллохтона (Кеди, *103*) (см. фиг. 86).

Вдоль восточного крыла антиклинория Зеленых гор имеется непрерывная полоса ультраосновных интрузивов, которые сочетаются здесь с вулканическими породами и, в частности, с подушечными базальтовыми лавами.

При рассмотрении тектонической карты США видно, что длинная узкая полоса докембрийских пород протягивается от нагорья Нью-Джерси через Гудзонское нагорье в центральную часть Зеленых гор. Геологическое строение северного окончания Зеленых гор еще неясно, вследствие чего неизвестно, как далеко протягиваются здесь докембрийские породы. Этот докембрийский пояс является, очевидно, продолжением хребта Блю-Ридж Южных и Центральных Аппалачей.

Позади кембрийских кварцитов, выходящих по западному склону хребта, находится волнистая возвышенность, которая рассматривается как древняя эрозионная поверхность. Она имеет среднюю высоту 480 *м*. Три реки — Уинуски, Ламуаль и Миссикуа — прорезают Зеленые горы и являются единственным свидетельством одного эрозионного цикла, который предваряет эрозию современного нагорья (Лонгвелл, *365*).

Таконские горы

Таконские горы — это низкая цепь холмов, состоящая преимущественно из глинистых пород, таких, как филлиты, сланцы и сланцеватые глины. Этот обломочный комплекс окружен в прилегающих низменностях преимущественно карбонатными породами. В таконском комплексе имеется маломощная формация кварцитов и один очень тонкий слой известняка, которые совместно, вероятно, образуют не более 5% всего разреза. Здесь насчитываются три сланцевые формации среднего ордовика и шесть формаций нижнего кембрия. Средний и верхний кембрий, а также нижний ордовик отсутствуют. Нижний кембрий Таконской цепи расположен вблизи нижнего кембрия долин, и обе группы не имеют ничего общего, за исключением возраста (Лонгвелл, *365*). Точно так же большая часть ордовикских пород, слагающих горы, отличается от ордовика окружающих долин. Эти соотношения привели к длительным спорам по поводу истолкования таконского обломочного комплекса как клиппена, представленного в фациях восточного прогиба, которые были надвинуты к западу на 50—80 *км* или более на комплекс западного прогиба. Это часть таконского аллохтона. Карбонатные породы западного прогиба являются автохтоном (см. фиг. 89).

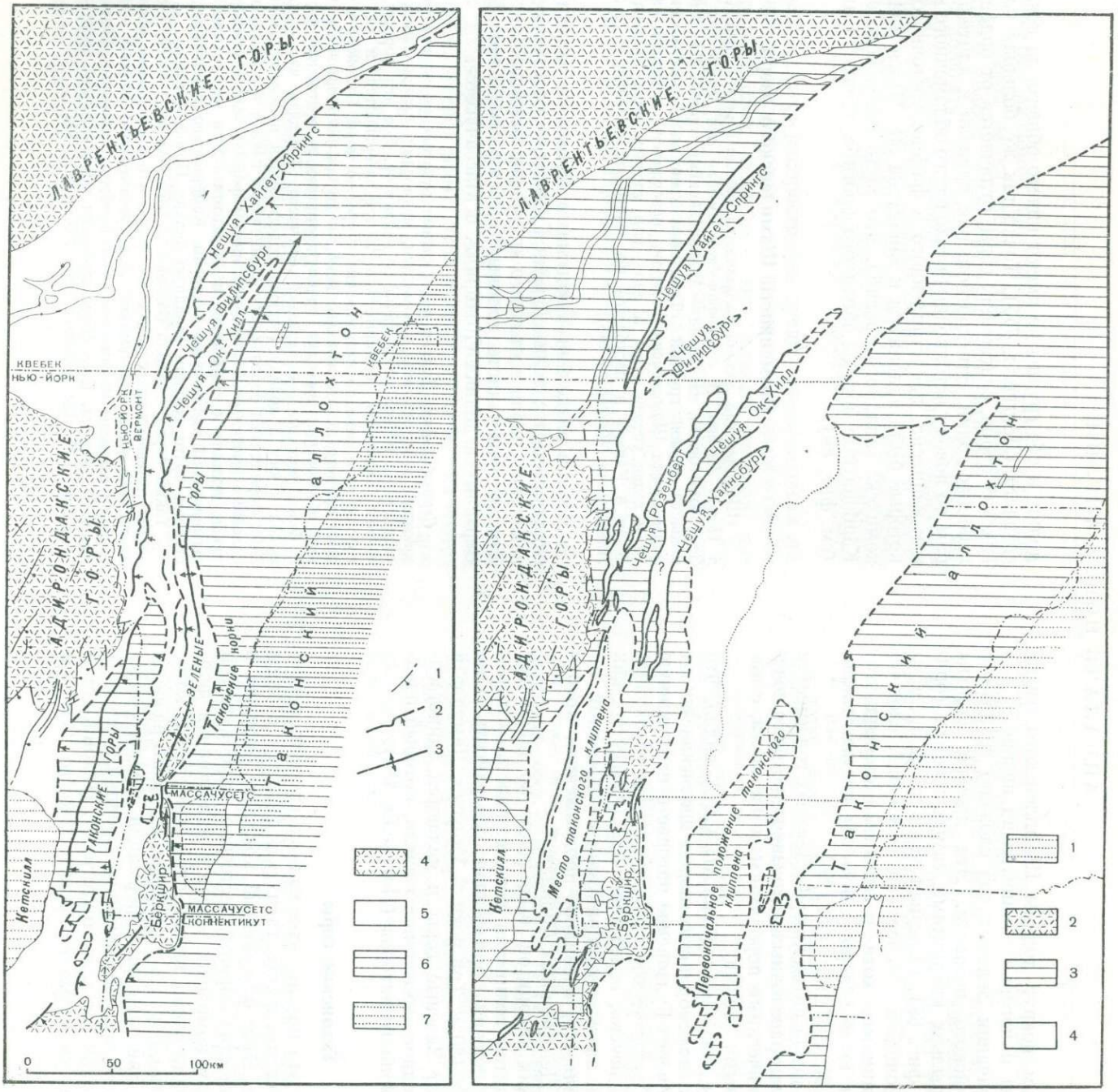
Низменности Шампленского озера

«Шампленская долина расположена частью в штате Нью-Йорк, частью в Новой Англии. В географическом смысле она ограничена на востоке Зелеными горами, на западе — Адирондакскими горами, а на юге разорвана меньшей горной группой — Таконским хребтом. Значительная часть долины занята Шампленским озером, поверхность которого находится на 30 *м* выше уровня моря, а дно — под уровнем моря. Долина уходит на север в Канаду и изгибается на северо-восток, сливаясь с долиной Св. Лаврентия» (Лонгвелл, 365).

Долина разделена Таконскими горами на западную часть, сливающуюся с долиной реки Гудзона, и восточную, протягивающуюся вдоль восточного края цепи почти до Лонг-Айленда. Эта восточная часть долины известна как долина Рутленд в Вермонте и долина Стокбридж в Массачусетсе.

Стратиграфия. Долина и ее южные ответвления подстилаются палеозойскими известняками, доломитами, мраморами, сланцеватыми глинами и сланцами с несколькими пачками кварцитов. Все эти породы, за исключением кварцитов, сравнительно легко разрушаются, и их поверхность хорошо выравнена по направлению к уровню моря. Отложения эти охватывают промежуток от нижнего кембрия до среднего ордовика; более древние образования выходят преимущественно в восточной части долины, а более молодые — в западной ее части. Западная часть долины и ее выход к югу в долину Гудзона подстилаются преимущественно несколькими формациями ордовикских сланцеватых глин и известняков; восточная половина выстилается многочисленными формациями кембрийских известняков, доломитов, мраморов и кварцитов. Эти две группы отделяются шампленским надвиговым покровом. Кембрийские комплексы также подстилают почти целиком западную долину Новой Англии.

Таким образом, вдоль большой дороги при продвижении с запада на восток путешественник видит все более и более древние породы. Вследствие этой общей закономерности восточный край долины и фронт Зеленых гор сложены кварцитами низов кембрия и нижними формациями альгонского возраста. Еще более древними образованиями являются граниты и гнейсы в сердце Зеленых гор» (Лонгвелл, 365).



Ф и г. 86. Тектоническая и палинспастическая карты таконской системы восточной части штата Нью-Йорк, западной части Новой Англии и южной части провинции Квебек (по Кеди, **103**).

На палинспастической карте гипотетически восстанавливается первоначальное положение надвиговых чешуй до того, как они были сдвинуты к западу. Так как девонские отложения образовались после таконской складчатости, они не были смещены надвигами этого возраста и не должны реставрироваться.

1 — нормальные сбросы; *2* — взбросы; *3* — оси антиклинориев; *4* — докембрий; *5* — кембро-ордовик автохтона; *6* — кембро-ордовик аллохтона; *7* — девон.

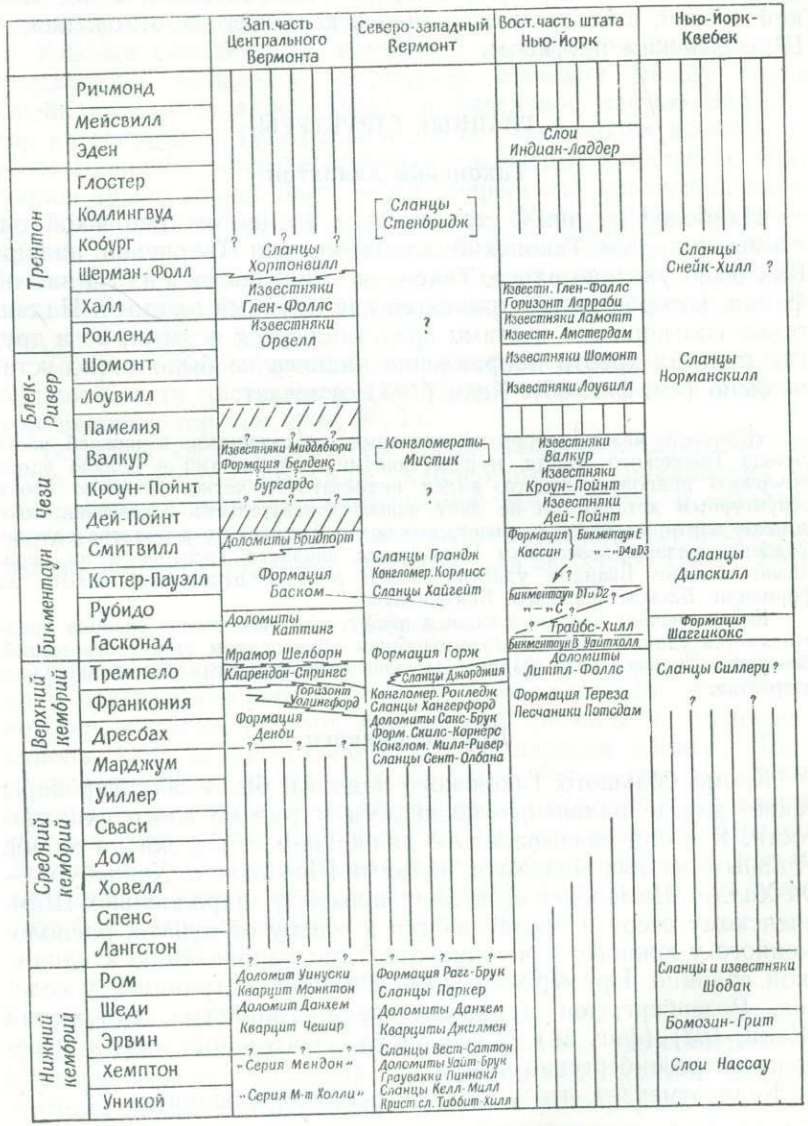
Лаврентьевская низменность

Таконская последовательность формаций может быть прослежена к северу в провинцию Квебек к низменности Св. Лаврентия. Геологическое строение таконской массы резко отличается от строения низменности; граница между ними носит название «линии Логана»; так и принято называть выход таконского надвига, который отделяет комплекс структур аллохтона от полого залегающих палеозойских отложений низменностей. К северо-западу от низменности Св. Лаврентия располагается Канадский щит. Представляется вероятным, что отложения нижнего палеозоя некогда распространялись значительно дальше внутрь страны, возможно, до области Гудзонова залива. Площадь эта входит в одно из позднетретичных поднятий, протягивающихся от Квебека до Оттавы.

СТРАТИГРАФИЯ

Крупные геологические единицы таконской системы были кратко описаны. Теперь мы должны уделить внимание их общей стратиграфии, структуре и истории развития. Стратиграфические колонки, представленные на фиг. 87 по Кеди *(103)*, представляют собой последнюю в ряду многих попытку разобраться в стратиграфической последовательности и сопоставить различные формации района. Как было отмечено ранее, представляется очевидным, что в пределах одной и той же области существуют два разреза нижнего палеозоя примерно одинакового возраста; при этом у большинства исследователей имеется тенденция рассматривать глинистый комплекс как аллохтон, перемещенный с востока и залегающий ныне на западном известняковом комплексе. Кембро-ордовикские известняки и доломиты переходят к западу в прибрежные песчаники Адирондакской площади, а к востоку (как предполагают) — в глины геосинклинальной мощности. Кембрийские и раннеордовикские языки песчаников выдаются далеко к востоку. Позже, в ордовикское время, геосинклинальный прогиб переместился к западу, что привело к отложению глинистых фаций, которые местами с несогласием залегают на известняковых и песчаных отложениях. Это и есть пример вермонтского смятия (Кэй, *292*).

Карта Кэя (см. фиг. 83) восстанавливает границы распространения отложений нижнего ордовика. Восточный прогиб, где отложились глинистые фации, Кэй называет Магогским,



Фиг. 87. Сопоставление стратиграфических разрезов западной части центрального Вермонта и смежных площадей (по Кеди, **103**).

предполагаемый барьер к западу — Квебекским и более мелкий прогиб, в котором отложились карбонатные отложения, — Шампленским прогибом.

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Таконский аллохтон

Наиболее крупным структурным элементом таконской системы является Таконский аллохтон, или Таконский надвиг. Как было указано ранее, Таконские горы состоят из глинистой фации, которая рассматривается как крупный клиппен. Надвиговые соотношения местами представляются ясными, но в других пунктах хребта направление надвига не было точно установлено (см. фиг. 86). Кеди *(103)* отмечает:

«Контакт между черными сланцами, выходящими в нижней части склона Таконского хребта, и известняками, выходящими в долине вдоль северного подножия хребта, виден недостаточно четко. Хотя по своим структурным деталям он не дает ясных доказательств надвигания, площадное картирование показывает, что по этой линии на меридиане селения Седбери срезаны известняки Глен-Фоллс среднего Трентона и на меридиане селения Брандон удалены более древние отложения, вплоть до формации Баском верхнего Бикментауна.

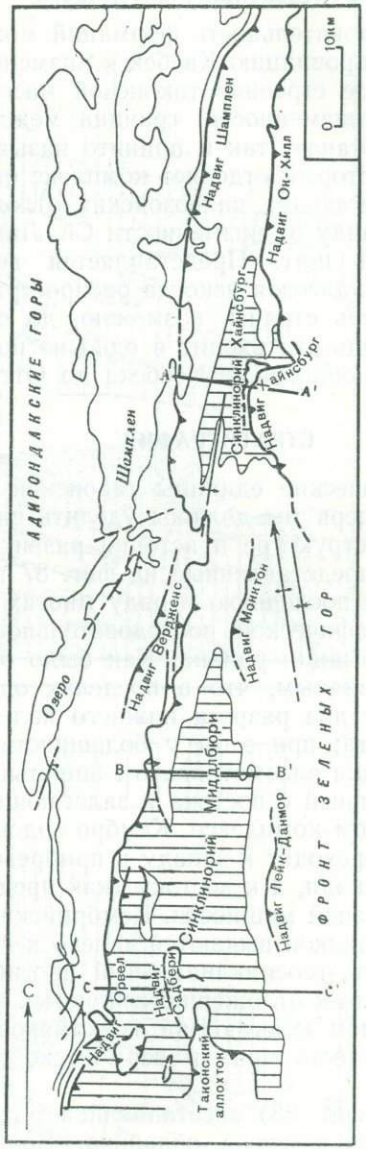
Кейс отмечает это несогласие и пишет, что «надвигание сланцев представляется единственным правдоподобным объяснением этих соотношений. Возможно, однако, что надвиг затушеван в филлитах более молодого возраста».

Другие надвиги

Кроме большого Таконского надвига, были закартированы также другие надвиги, относящиеся к той же эпохе складчатости. Все они связывались с движением с востока на запад. Главным из них являются надвиги Шамплен и Хайнсбург — Ок-Хилл. Шампленский надвиг проходит параллельно Шампленскому озеру и протягивается к северу от пункта, расположенного у южного окончания озера, по направлению к канадской границе. Примерно в 5 *км* к северу от границы, у селения Розенберг, он теряется среди глинистых отложений (Кеди, *103*) (фиг. 88). У северного своего конца надвиг известен как розенбергская чешуя.

Кеди отмечает, что у южного окончания надвига

«....На горе Снейк нижнекембрийские отложения самой горы надвинуты на запад через и за породы верхнего кембрия и бикментаунские отложения чешуи Орвелл, в то время как известняки и сланцы среднего



Фиг. 88. Тектоническая карта западного и центрального Вермонта (по Кеди, **103**).
Ордовикские отложения в синклинориях заштрихованы. Разломы с шипковатыми отростками — сбросы.

Трентона непосредственно к западу составляют единое целое с такими же породами, выходящими вдоль озера; Шампленский надвиг, несомненно, срезает надвиг «Орвелл».

Надвиговый комплекс Хайнсбург — Ок-Хилл подстилает тектонический комплекс восточнее Шампленского надвига; в свою очередь он ограничен на востоке Зелеными горами. Южная часть называется Хайнсбургским надвигом, а северная — Окхиллским. Надвиговая чешуя Ок-Хилл проходит ниже Хайнсбурга.

Кеди *(103)* указывает, что:

«Породы обеих чешуй, Хайнсбург и Ок-Хилл, переходят к востоку в сланцы и гнейсы Зеленых гор. Обе эти чешуи, судя по имеющимся описаниям, очевидно, испытали значительное перемещение, что вытекает из наличия эрозионных окон и выдвинутого положения клиппенов.

Хайнсбургский и Окхиллский надвиги образуют восточную границу розенбергской чешуи.

Сильно смятые окварцованные сланцы, филлиты и граувакки к востоку от Хайнсбургского надвига, развитые сейчас же к северу и востоку от селения Хайнсбург, с угловым несогласием примыкают к восточному борту Хайнсбургского синклинория; здесь плоскость надвига срезает небольшие складки, сложенные комплексами пород, возраст которых варьирует от нижнего кембрия до Бикментауна. Плоскость надвига не удалось наблюдать, но глубина эрозионного среза дает возможность полагать, что она падает под пологим углом к востоку. Бескварцевые черные сланцы и филлиты выходят к западу от окварцованных пород вдоль фронтальной части надвига в районах Сент-Джорджа и Уиллстона. Эти верхнекембрийские глинистые породы включают надвиговую чешую Мудди-Брук, которая была прослежена вдоль подошвы Хайнсбургского надвига. Те же сланцы и верхнекембрийские песчанистые доломиты вскрыты в выходах к западу от селения Уиллстон. К северо-западу от Уиллстона окварцованные породы надвинуты на сжатую синклиналь Окхиллской чешуи. В этой синклинали развиты формации в пределах от нижнего кембрия до предположительного верхнекембрийского возраста.

В общем породы к востоку от Окхиллского надвига, очевидно, менее деформированы и менее однородны, чем к востоку от Хайнсбургского надвига. Нижнекембрийские доломиты Данхам распознаются везде; во многих местах вдоль фронта надвига, где структуры, включающие комплекс Данхам, вскрыты в эрозионных окнах или в клиппенах (таких, как гора Коббль-Хилл в районе Мильтона), по их местоположению можно судить о наличии надвига. Там, где у контакта развиты глинистые породы, разлом установить труднее, так как в восточных выходах Розенбергской чешуи развиты преимущественно глинистые отложения».

Синклинории

Два синклинория расположены на одной меридиональной оси и отдалены друг от друга поперечной антиклиналью Муктон (см. фиг. 88). На западе они ограничены Адирондакским куполом и Шампленским надвигом, на востоке — надвигом Хайнсбург — Ок-Хилл и Зелеными горами.

Южный синклинорий, известный под именем синклинория Миддлбюри, определяет структуру площади между горой Снейк на его западном крыле и передовой частью Зеленых гор на восточном. Центральная часть синклинория южнее широты Брандона закрыта крупным таконским клиппеном. Восточное крыло может быть почти непрерывно прослежено южнее этой широты в зону мраморов (Кеди, *103)*. Западное крыло теряет свои характерные черты в области распространения крутых разломов к юго-западу от Орвелла. Характер многочисленных мелких складок синклинория лучше всего виден на фиг. 89, *2, 3*.

Северный Хайнсбургский синклинорий составляет структуру большей части площади между Шампленским озером и фронтом Зеленых гор (см. фиг. 89, *1*).

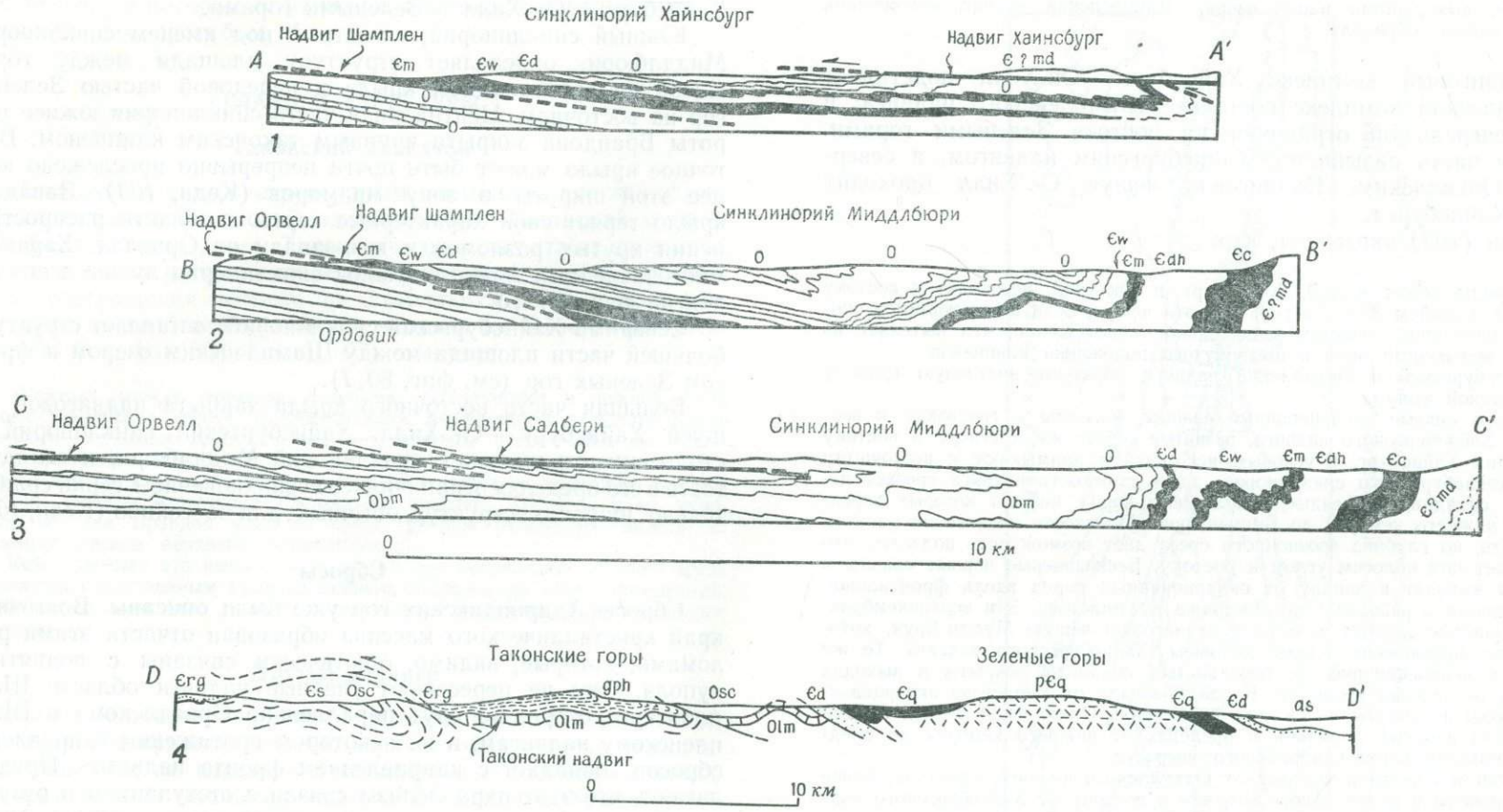
Большая часть восточного крыла закрыта надвиговой чешуей Хайнсбург — Ок-Хилл. Хайнсбургский синклинорий не столь симметричен, как синклинорий Миддлбюри, и складчатость в его пределах ограничилась возникновением серии сравнительно широких структур, обычных для бассейнов (Кеди, *103*).

Сбросы

Сбросы Адирондакских гор уже были описаны. Восточный край кристаллического массива образован отчасти этими разломами, которые, видимо, генетически связаны с поднятием купола. Они не пересекают главные надвиги области Шампленского озера, но идут параллельно Орвеллскому и Шампленскому надвигам, и на некотором протяжении направление сбросов совпадает с направлением фронта надвигов. Предполагают, что этот параллелизм связан с отступанием в результате эрозии фронта надвигов к востоку после того, как фронт этот был подрезан сбросами (Кеди, *103*).

Тектоническая история

Шампленский и Магогский прогибы. В 1923 г. в президентской речи по поводу североамериканских геосинклиналей Шухерт выделил западный Лаврентьевский прогиб, охватывающий район Шампленского озера и долину реки Св. Лаврентия, срединную единицу или геоантиклиналь и восточный Акадский прогиб, являющийся главным прогибом Новой Шотландии и Нью-Брансуика. Геоантиклиналь включала Зеленые



Фиг. 89. Поперечные разрезы таконской системы западного Вермонта.
Разрезы $A — A'$, $B — B'$, $C — C'$ (по Кеди, **103**).

Разрез $D — D'$ через Таконские и Зеленые горы вдоль границы Вермонта и Массачусетса и штата Нью-Йорк (по Кнопфу и Принглю из работы Лонгвелла, **365**).

Cm — серия Мендон
Cc — кварциты Чешир
Cdh — доломиты Данхем
Cm — кварциты Монктон
Cw — доломиты Винуски
Cd — формация Данби
O — различные ордовикские формации
Obm — формация Баском.
pCq — гранито-гнейсы
Cq — кварциты, филлиты, конгломераты
Cd — доломиты
Crg — граувакки
Cs — черные сланцы
Olm — известняки и мраморы
Osc — черные и красные сланцы, кремн. породы
gph — кембрийские зеленые филлиты
as — кембрийские альбитовые сланцы

горы, горы Вермонта и Уайт-Маунтинс Нью-Гемпшира и Мена. Породы этих гор рассматривались как докембрийские. С тех пор было сделано несколько находок окаменелостей, и возраст большей части метаморфических пород геоантиклинали Шухерта оказался нижне- и среднепалеозойским. Тем не менее приходится допускать наличие двух прогибов, но восточный из них должен занять место в геоантиклинали Шухерта. Кэй *(292)* назвал его Магогской геосинклиналью, а западный прогиб — Шампленской геосинклиналью. Восточный прогиб характеризуется сланцеватыми глинами, кремнями, разнообразными вулканическими породами, западный — карбонатными отложениями. Вплоть до середины ордовика разделение двух прогибов выражалось в фациальном различии пород, однако позже в западной части Магогского прогиба вырос барьер суши, названный Вермонтией. С появлением этого барьера связано накопление в западном прогибе поверх карбонатной толщи обломочных пород. Позже, в ордовикское время, произошло другое поднятие — Освегское смятие, распространившееся к западу за Адирондакскую ось в Аллеганский бассейн.

Таконская орогения. В конце ордовикского периода произошла крупная таконская орогения и глинистые породы Магогского прогиба были надвинуты далеко к западу, образовав Таконский аллохтон, который закрыл Квебекский барьер и восточную часть Шампленского прогиба. Величина горизонтального перемещения, вероятно, превосходила 65 *км* (Кэй, *292*).

Кэй отмечает, что:

«В юго-восточной части провинции Квебек надвинутые отложения имеют тектонический контакт с куинстонскими сланцеватыми глинами, а автохтонные цинциннатские отложения сильно смяты в складки. Надвинутые породы в горах Бекрафт в штате Нью-Йорк и в передовой части Кетскиллских гор перекрываются известняками Манлиус верхов силура. Таким образом, имеются прямые доказательства, что основные горизонтальные перемещения происходили до отложения известняков Манлиус и после отложения формации Куинстон. Складки автохтонного ордовика в юго-восточной части штата Нью-Йорк и в Пенсильвании срезаны кварцитами Тускароры и Шавангунк самих низов силура. Если складчатость сопровождала таконские надвиги, то революция была досилурийской.

Фронт надвиговой чешуи расположен не очень высоко. Отложения среднего ордовика сохранились в самой западной части чешуи и, вероятно, никогда не были глубоко погребенными. На острове Антикости в заливе Св. Лаврентия имеется, по существу, непрерывный разрез цинциннатских и нижнесилурийских известковых сланцеватых глин и известняков шампленской зоны в пределах 80-километровой полосы надвинутых пород Гаспе; аллохтон был над уровнем моря или недостаточно высоким для того, чтобы после революции поставлять заметное количество обломочного материала.

Количество силурийских терригенных осадков заметно меньше, чем ордовикских... Это отражает повторяющееся поднятие и наличие Вермонтской возвышенности в конце ордовика, в противоположность постепенному уменьшению в силуре переместившейся Такония. Как видно по изолиниям мощностей, наибольшее количество смытого материала отложилось на широте Пенсильвании; наличие здесь наибольшего поднятия доказывается также грубой текстурой осадков. Боковое движение аллохтона в провинции Квебек могло быть таким же или даже большим, однако Вермонтия и ее переместившийся потомок Такония постоянно возвышались на юге».

Акадская орогения. Ближайшее крупное поступление обломочных осадков наблюдается в среднем девоне; при этом осадки грубеют вверх по разрезу и по направлению к западу. Они поступали с растущей возвышенности на востоке. Поднятие закончилось акадской орогенией, за которой следовало отложение обломочных пород миссисипского возраста к западу от орогенической зоны.

Акадская зона, известная лучше в Нью-Гемпшире и приморских областях, будет описана ниже; возможно, что она протягивалась к западу в долину Гудзона и в низменность Шампленского озера и определила появление добавочных складок на таконских структурах. Возможно также, что поздние структуры имеют аппалачский возраст.

Неразрешенные вопросы. Изложенная выше история таконской системы отражает взгляды авторов, принимающих существование большого таконского аллохтона; это обычные представления геологов, работавших в северном Массачусетсе, Вермонте и восточной части штата Нью-Йорк. Наоборот, Болк и Барт в весьма основательной работе утверждают, что прямо к востоку от южного конца таконского клиппена, где должны были бы находиться корни большого надвига, доказательства наличия такого надвига отсутствуют. Авторы эти не считают нужным прибегать к надвиговой теории для объяснения соотношений фаций и явления метаморфизма в этом районе. Точно так же в Зеленых горах корни надвигов до сих пор не установлены.

Такая крупная единица, как предполагаемый Таконский надвиг должна была бы продолжаться к югу на много километров, как это и показано на тектонической карте США. Этот надвиг протянут через район, где Болк и Барт не нашли следов его присутствия, и далее показан к югу от города Нью-Йорка и в спорном районе южной Пенсильвании и Мериленда, где Клоос, Сварц и другие отрицают наличие надвига,

в то время как Кнопф, Стос и Стос и другие наносят его на свои карты. Если здесь и нет большого надвигового покрова, то нельзя отрицать, что во время таконской орогении образовалось много складок и проявился значительный метаморфизм.

АКАДСКАЯ СИСТЕМА

Определение

Акадская орогения верхнего девона захватила большую часть Новой Англии, Нью-Брансуика и Новой Шотландии и, возможно, распространилась на юг через предгорную область кристаллических пород Атлантического побережья. Она создала горную систему, которая частично была наложена на древнюю таконскую систему. Эта система там, где она лучше всего известна и, возможно, лучше всего проявилась, то есть в Нью-Гемпшире, Нью-Брансуике и Новой Шотландии, имеет вид неправильно вытянутой в меридиональном направлении зоны, расположенной к востоку от таконской системы.

Географически рассматриваемая площадь, входящая в акадскую систему, включает прибрежные низменности Новой Англии, нагорье Новой Англии и горы Уайт-Маунтинс США и Канады (см. фиг. 78). Прибрежная низменность протягивается вдоль атлантического берега в виде узкой зоны от Род-Айленда до границы Мена и Нью-Брансуика.

Стратиграфия

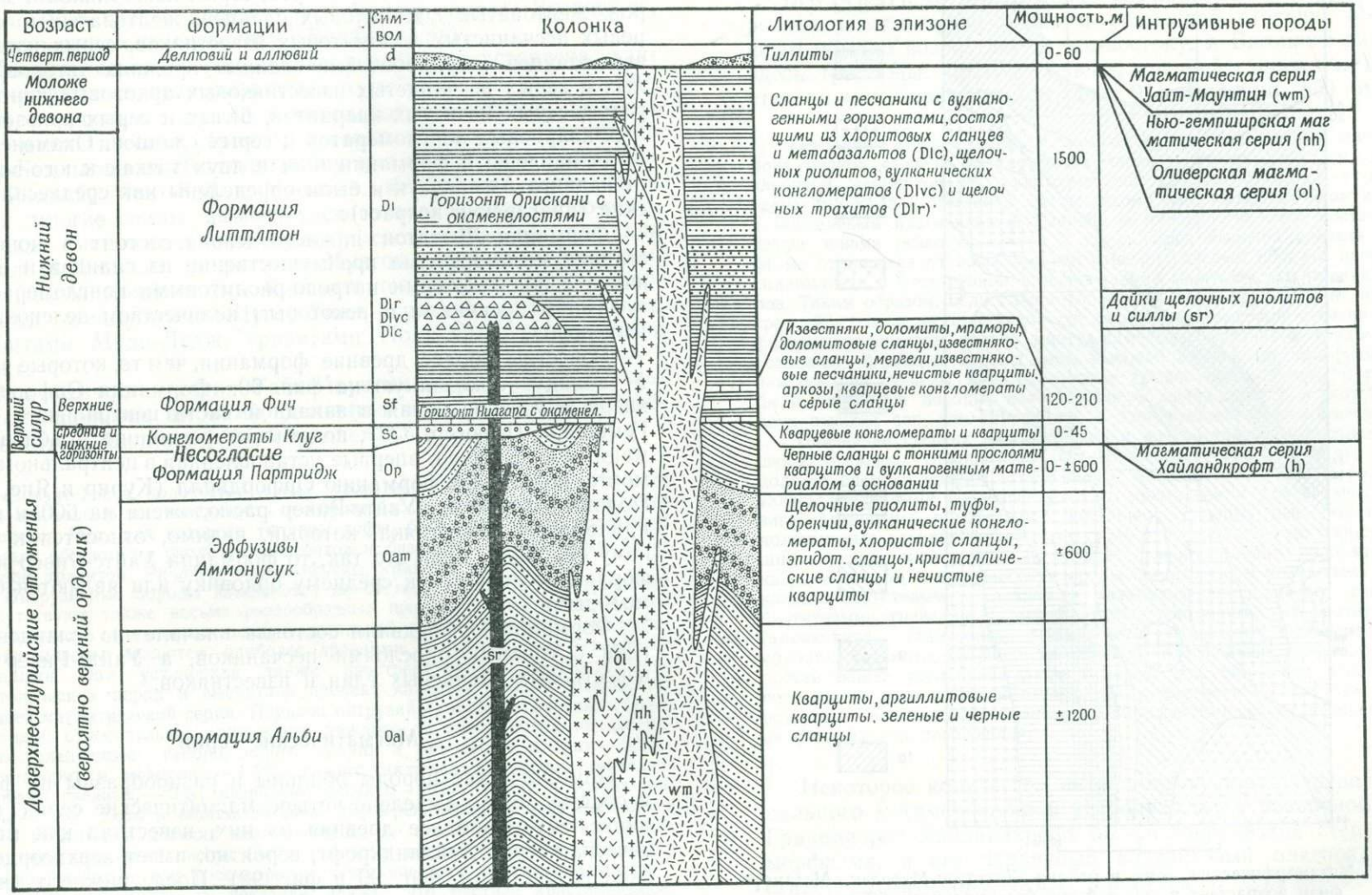
Серия метаморфизованных осадочных и вулканических пород охватывает возрастной интервал от ордовика (?) до нижнего девона и имеет общую мощность в 4800 *м*. К востоку от Зеленых гор в Вермонте и к северо-западу от Нью-Гемпшира в Мене, за исключением прибрежной полосы, геологическое строение не изучено достаточно подробно, чтобы иметь возможность судить о развитых здесь формациях и их мощности. Широкая полоса докембрия в этой области, показанная на геологической карте США, считалась геоантиклиналью, расположенной между западным и восточным прогибами. Однако исследованиями последних лет был установлен палеозойский возраст слоистых толщ предполагаемого докембрия (см. фиг. 91); так же как и юго-западнее, в предгорной кристаллической области в связи с новыми данными вырисовывается иное тектоническое строение и иные детали геологической истории.

На фиг. 90 дана колонка района Литтлтон-Мусилак в горах Уайт-Маунтин на западе центрального Нью-Гемпшира. Слоистые породы расчленяются на шесть крупных подразделений. Формации Альби, Аммонусук и Партридж досилурийские и, вероятно, относятся к ордовику; несогласно перекрывающие их отложения — конгломераты Клуг и формация Фич — относятся к силуру; формация Литтлтон — к нижнему девону. Формация Альби первоначально слагалась сланцеватыми глинами и песчаниками, и хотя в ней не было найдено окаменелостей, она, видимо, залегает выше палеонтологически охарактеризованного среднего ордовика Вермонта (Биллингс, *60*).

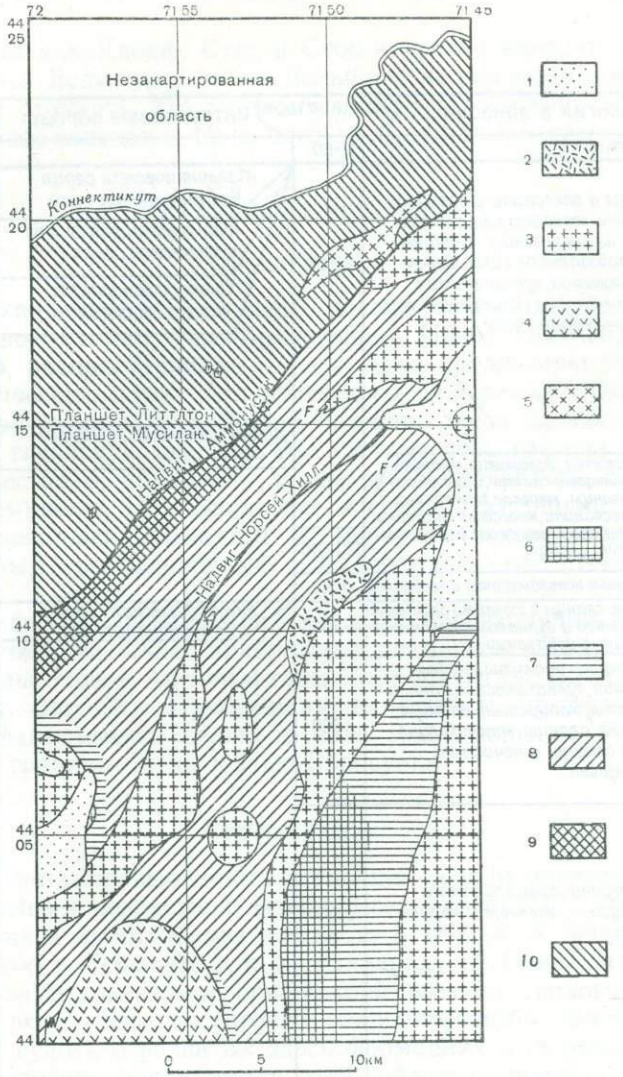
Вулканическая формация Аммонусук состоит главным образом из натровых риолитов, натрово-риолитовых вулканических конгломератов, метаморфизованных андезито-порфировых брекчий и сланцев и нечистых кварцитов. Формация Партридж представлена главным образом черными сланцами. Местами в основании формации черные сланцы и тонкозернистые светлые кварциты чередуются прослоями толщиной от 0,5 до 2,5 *см*.

Конгломерат Клуг — одна из лучших маркирующих формаций в западной части Нью-Гемпшира; несмотря на небольшую мощность, он стойко сопротивляется выветриванию и исключительно хорошо представлен в естественных выходах. Он протягивается к югу до границы Массачусетса. Выходы конгломератов обычно образуют белые утесы. Гальки обычно представлены жильным кварцем, наряду с которым присутствуют кварциты, яшмы, зеленокаменные породы и натровые риолиты. В одних местах присутствуют редкие гальки, в других они слагают свыше 60% породы. Цементом является чистый или слегка загрязненный кварцит. Биллингс *(60)* отмечает:

«Конгломерат Клуг непосредственно подстилает формацию Фич, в которой содержатся среднесилурийские окаменелости. Обе формации тесно связаны между собой, и несколько прослоев кварцевых конгломератов было найдено в формации Фич. Напротив, от подстилающих отложений конгломераты Клуг отделяются угловым несогласием. Очевидно, эти конгломераты относятся к среднему или нижнему силуру. Конгломераты Клуг во многих отношениях сходны с конгломератами Шавангунк штата Нью-Йорк, хотя первые тоньше и чище. Формация Клуг подстилает палеонтологически охарактеризованный средний силур, а в верхней части формации Шавангунк присутствуют окаменелости среднего силура. Обе формации, если и не одновозрастны, то во всяком случае весьма близки друг к другу».



Ф и г. 90. Колонка района Литтлтон-Мусилак (по Биллингсу, **60**). Показаны последовательности залегания и характер осадочных и вулканических пород и время внедрения интрузивных пород.



Фиг. 91. Метаморфические зоны в районе Литтлтон-Мусилак. Метаморфизм возрастает к юго-востоку (по Биллингсу, **60**).

1 — наносы и аллювий; *2* — магматическая серия Уайт-Маунтин; *3* — магматическая серия Нью-Гемпшир; *4* — магматическая серия Оливер; *5* — магматическая серия Хайландкрофт; *6, 7, 8, 9* — метаморфические зоны: *6* — зона высокой метаморфизации, где силлиманит регрессивно замещает ставролит; *7* — зона высокой метаморфизации (катазона); *8* — мезозона; *9* — переход от эпизоны к мезозоне; *10* — эпизона; *F* — места сбора окаменелостей к юго-востоку от Аммонусукского надвига.

Формация Фич в конечных стадиях метаморфизма состоит из белых и желтоватых мраморов, серых известняков и мраморов, желтоватых доломитовых сланцев, желтоватых и коричневых песчанистых доломитовых известняков, серых известковых сланцев («трилобитовые сланцы» прежних авторов); белых и серых песчанистых известняковых аркозовых конгломератов, серых нечистых кварцитов, белых и серых аркозов, белых кварцевых конгломератов и серых сланцев. Окаменелости были найдены в формации Фич в двух точках к юго-востоку от надвига Аммонусук и были определены как среднесилурийские (ниагарский возраст).

Формация Литтлтон нижнего девона состоит в конечных стадиях метаморфизма преимущественно из сланцев и песчаников с подчиненными натрово-риолитовыми конгломератами, туфами и брекчиями и некоторым количеством зеленокаменных пород.

Известны и более древние формации, чем те, которые вошли в таблицу, показанную на фиг. 90. Формация Орфордвилл, впервые установленная в западной части центрального Нью-Гемпшира (Крюгер, *333*), подстилает формацию Альби, а формация Уайтс-Ривер, впервые установленная в центральном Вермонте, подстилает формацию Орфордвилл (Курир и Янс, *138*). Подошва формации Уайтс-Ривер расположена на 600 *м* выше криноидного известняка, который, видимо, относится к среднему ордовику. Если это так, то формации Уайтс-Ривер и Орфордвилл относятся к среднему ордовику или являются более молодыми.

Формация Орфордвилл состояла вначале из сланцеватых глин с тонкими прослоями песчаников, а Уайтс-Ривер — из известковых сланцевых глин и известняков.

Магматические серии

Плутонические породы обильны и разнообразны по форме и составу. Было выделено четыре магматические серии (Биллингс, *60*). Наиболее древняя из них, известная как магматическая серия Хайландкрофт, вероятно, имеет верхнеордовикский возраст (см. фиг. 90 и фиг. 92). После нижнего девона, вероятно, в середине или конце девонского периода в рассматриваемую область снова вторглось значительное количество магмы. Оливерская магматическая серия предшествует складчатости; за ней следует Нью-гемпширская магматическая серия, ранние члены которой одновременны главному периоду

складчатости, а поздние несколько моложе его. Магматическая серия Уайт-Маунтин, наиболее молодая из плутонических пород, видимо, менее широко развита, чем другие. Возраст ее, вероятно, нижнемиссисипский (Биллингс, *65*).

Магматическая серия Хайландкрофт представлена хайландкрофтскими гранодиоритами и небольшими телами диоритов, кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов. Оливерская магматическая серия представлена розовыми гранитами Оулс-Хед площади Литтлтон и другими отложениями квадрантов Рамней, Монт-Кэб и Маскома. К этой же серии относятся многие силлы аммонусукского вулканизма. Нью-гемпширская магматическая серия представлена на площади Литтлтон-Мусилак диоритами Мултон, гнейсами Бетлехем, кварцевыми монцонитами Кинсмен, тоналитами Ремик, кварцевыми монцонитами Шугар-Хилл, гранитами Френч-Понд, гранитами Муди-Ледж, гранитами Понд-Хилл и гранитами Скраг.

Магматическая серия Уайт-Маунтин характеризуется кольцевыми дайками, штоками, батолитом и эруптивными дифференциатами. Биллингс *(65)* отмечает:

«Значительное количество магмы магматической серии Уайт-Маунтин было выброшено на поверхность и образовало вулканические накопления комплекса Мот, для которого типичны туфы, брекчии и лавы, состоящие главным образом из риолитов, андезитов и базальтов, с некоторым количеством трахитов. Риолиты более обычны, трахиты редки.

Интрузивные породы изменяются по составу от габбро до гранитов; присутствуют также весьма разнообразные промежуточные типы. Чепмен и Вилльямс в итоге тщательной и детальной работы показали, что мафические породы являются наиболее древними, а фельзитовые — наиболее молодыми. Они установили также пространственное распространение плутонических пород и высчитали процент каждого типа по отношению ко всей магматической серии. Порядок интрузий — от более древних к более молодым; относительное содержание каждого из типов пород на поверхности следующее: габбро, норит, диорит и кварцевый диорит — 0,5%; монцодиорит и монцонит — 1,5%; сиенит, включая некоторые нефелин-натровые сиениты, — 9%; кварцевые сиениты — 9%; гранит и гранит-порфиры — 79%. Хотя в общем по мере дифференциации породы становятся более кислыми, в деталях это положение не верно. Особенно важен тот факт, что кварцевый сиенит Олбани моложе гранит-порфиров. Это имеет большое значение при рассмотрении тектонического развития площади.

Чепмен и Вилльямс показали также, что местная кристаллизация контролировала эволюцию серий, но важное значение имела абиссальная ассимиляция.

Вулканические породы Мот большей частью одновременны гранит-порфирам и древнее кварцевых сиенитов типа Олбени, но их соотношение с более мафическими плутоническими породами не установлено».

Метаморфизм

Все осадочные и метаморфические породы были деформированы и метаморфизованы в различной степени. Метаморфизм обычно возрастает к юго-востоку, и Биллингс различает здесь три зоны: низкой степени, средней степени и высокой степени метаморфизма (см. фиг. 91). Биллинг *(65)* отмечает:

«Различие между зонами основывается в основном на их минералогии. Зона низкой степени метаморфизма характеризуется хлоритом, эпидотом, альбитом, серицитом и доломитом; зона средней степени — ставролитом, гранатом, роговой обманкой, актинолитом, диопсидом, биотитом и средним и кальциевым плагиоклазом. Разница в минералогическом составе между двумя зонами резко бросается в глаза. Зона высокой степени метаморфизма отличается от зоны средней степени главным образом присутствием силлиманита и отсутствием ставролита или наличием его мелких кристаллов. Таким образом, если глинистые осадки отсутствуют, то отличить зону средней степени метаморфизма от зоны более высокой степени метаморфизма на основании только минералогических признаков трудно или невозможно. В общем породы зоны высокой степени метаморфизма грубее, чем средней степени, но этот признак трудно использовать, и где бы ни были встречены породы, которые могут принадлежать к какой-либо из двух высших зон, они относились к зоне средней степени метаморфизма.

Изменение степени метаморфизма в юго-восточном направлении совершенно очевидно. Общий итог этих изменений столь велик, что в течение долгого времени породы, относящиеся к одной и той же формации, считались различными по возрасту. В то время как к северо-западу от надвига Аммонусук преобладают песчаники, сланцы, известковые сланцы, доломитовые сланцы, риолитовые туфы и зеленокаменные породы, состоящие из таких минералов, как серицит, хлорит, альбит, доломит, кальцит, кварц и эпидот, к юго-востоку породы представлены слюдяными сланцами, кальцит-биотитовыми сланцами, актинолит-диопсидовыми гранулитами, биотитовыми гнейсами и амфиболитами, состоящими из биотита, граната (альмандина), ставролита, силлиманита, актинолита, диопсида, роговой обманки, кальцита, кварца и кальциевого плагиоклаза. Кроме того, наблюдается общее увеличение размера зерен. Эти изменения ясно отражают постепенное увеличение метаморфизма к юго-востоку, так как новые породы все более и более отличаются минералогически от первичных пород, из которых они произошли».

Некоторое количество интрузивных пород древнее регионального метаморфизма и затронуто им в различной степени. Гранодиорит Хайландкрофт был в зоне низкой степени метаморфизма, и его первичный андезитовый плагиоклаз заместился альбит-олигоклазом, эпидотом и серицитом. Зеленый биотит, который присутствует местами в виде оторочки вокруг роговой обманки, имеет метаморфическое происхождение. Диорит Мултон был затронут низкой степенью метаморфизма, и его первоначальный состав значительно изменился. Дайки и

силлы основного состава достигли равновесия в новых условиях метаморфизма.

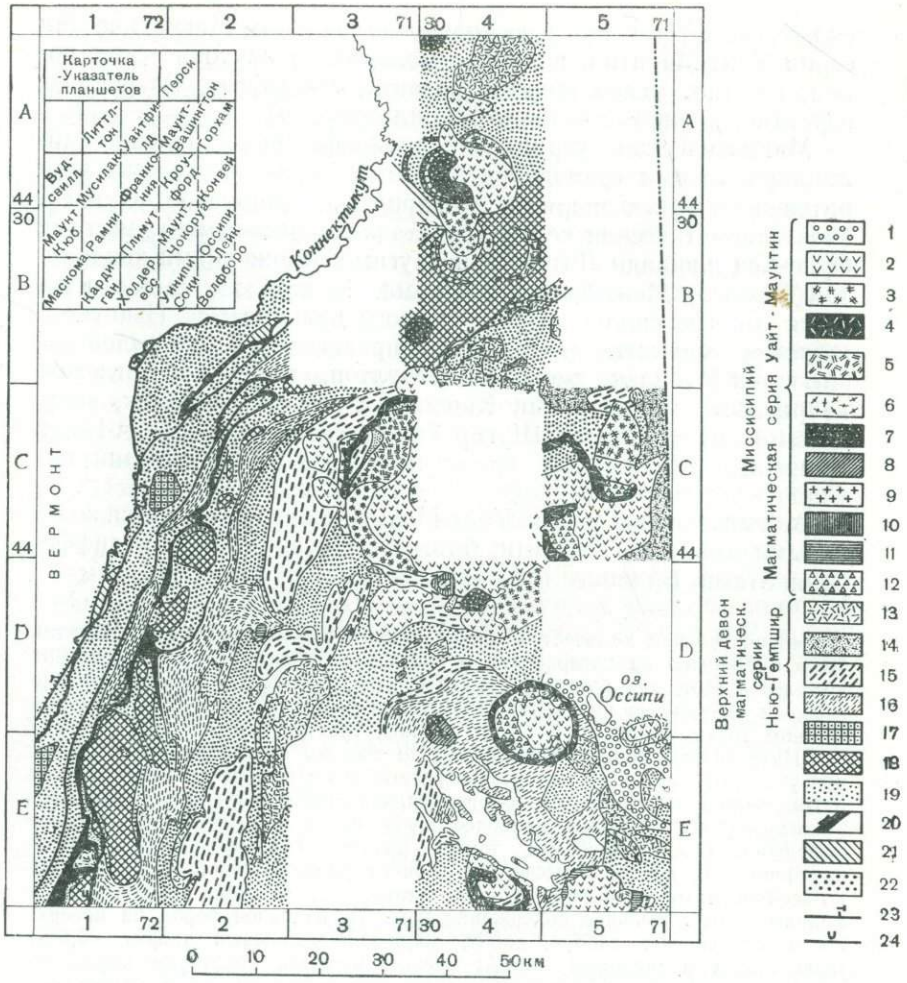
Сводка времени проявления метаморфизма дана на фиг. 100. Биллингс считает, что главное изменение произошло после образования надвига Норсей-Хилл, во время внедрения интрузивов Нью-гемпширской магматической серии. Затем надвиг Аммонусук привел различные метаморфические зоны в тесное соприкосновение друг с другом. Местами имел место ретроградный метаморфизм с образованием большого количества хлорита.

Причиной метаморфизма, очевидно, является внедрение различных плутонов Нью-гемпширской магматической серии. К северо-западу от надвига Аммонусук, там, где метаморфизм менее значителен, интрузивы Нью-гемпширской магматической серии отсутствуют, если не считать небольших тел гнейсов Бетлехем и кварцевых монцонитов Кинсмен. Биллингс указывает, что так как интрузивы обычны на востоке у границы Мена и так как осадочные породы почти неизменно раскристаллизованы и превращены в породы высокой степени метаморфизма, то между возрастанием метаморфизма и этими интрузивами должна быть причинная связь. Наблюдается не только общее возрастание интенсивности метаморфизма в направлении той площади, где наиболее часты интрузивные тела изверженных пород, но также и местное возрастание по направлению к отдельным интрузивным телам. Такие зоны высокой степени метаморфизма вокруг интрузивных массивов недостаточно четко показаны на фиг. 91, однако предполагается, что ширина зон контактового метаморфизма сильно изменяется, и некоторые зоны указывают на присутствие интрузивных массивов, не вскрытых на поверхности.

Важнейшие структуры

Породы площади Литтлтон-Мусилак, по Биллингсу (*60*), показывают большое многообразие структур, которые, вероятно, характерны для большей части области, включающей Массачусетс и Мен (фиг. 92). Биллингс указывает:

«Породы площади Литтлтон-Мусилак показывают большое разнообразие структур, большая часть которых может быть обнаружена только в результате детальных исследований. Из них наиболее замечательными являются крупные складки, шарниры которых протягиваются в общем в северо-северо-западном направлении. Имеются четыре крупные синклинали, достаточно глубокие, чтобы вместить девонские отложения. Крупные складки сопровождаются многочисленными мелкими складками. Обычно

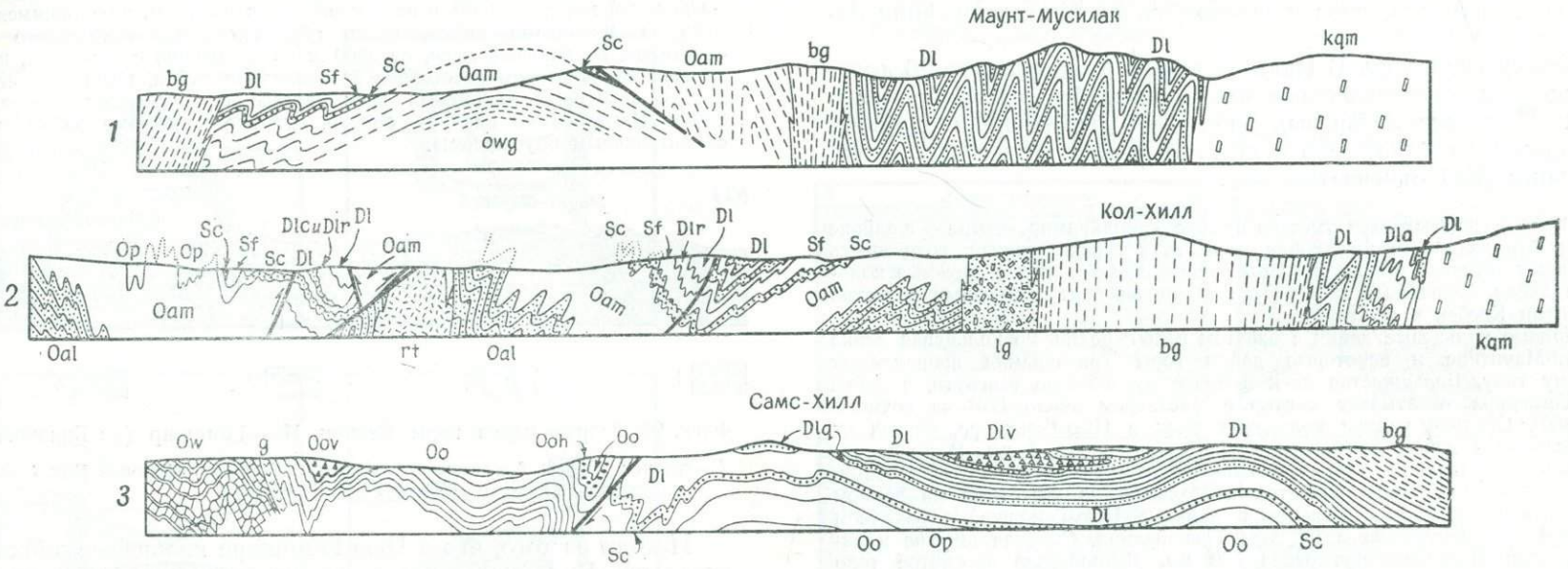


Фиг. 92. Геологическая карта центрального Нью-Гемпшира (по Биллингсу, 60).

1 — ледниковые отложения; *2* — биотитовые граниты (Конвей); *3* — амфиболовые граниты; *4* — кварцевые сиениты (Олбани); *5* — гранит-порфиры и фельзиты; *6* — кварцевые сиениты; *7* — сиениты; *8* — нефелиново-содалитовые сиениты; *9* — гранодиориты и кварцевые монциниты; *10* — монциниты и монцонитовые диориты; *11* — габбро и диориты; *12* — эффузивы комплекса Мот; *13—16* — нижний девон (Нью-гемпширские магматические серии); *13* — граниты Бикфорд и Конкорд; *14* — группа Уатам; *15* — кварцевые монцониты Кинсмен и граниты Мередит; *16* — гнейсы Бетлехем и кварцевые диориты Виннипесоки; *17* — граниты Френч-Понд и Лебанон; *18* — магматическая серия Оливер (средний девон?); *19* — девонские отложения; *20* — силурийские отложения; *21* — магматическая серия Хайландкрофт; *22* — ордовикские отложения; *23* — взбросы; *24* — крупные сбросы.

складчатость столь напряжена, что слои собраны в сжатые складки, осевые плоскости которых или вертикальны, или, как почти на всей площади к юго-востоку от реки Аммонусук, опрокинуты к юго-востоку.

Породы рассечены тремя крупными и многочисленными мелкими разломами. Два наиболее крупных разлома — Аммонусук и Норсей-Хилл — параллельно надвигу Аммонусук и также протягивается к югу на значительное расстояние. К востоку от зоны сильного надвигания структура только складчатая с многочисленными плутонами различной формы и размера



Фиг. 93. Поперечный разрез гор Уайт-Маунтин, Нью-Гемпшир.

Разрезы 1 и 2 — планшет Мусилак (по Биллингсу, 60).

Разрез 3 — планшет Биллоу-Фоллс (по Крюгеру).

Oal — формация Алби
Oam — эффузивы Аммонусук
Op — формация Партридж
Oov — прослои вулканических пород
Sc — конгломераты Клуг
Sf — формация Фич
Dl — формация Литтлтон
Dlc, Dla, Dlr — зоны в формации Литтлтон
Dev — прослои амфиболитов
Owg — граниты Оулс-Хед оливерской магматической серии
Ow — формация Уатс-Ривер
rt — тоналиты Ремик
Oo — формация Орфордвилл
Op — формация Партридж
bg — гранодиориты Бетлехем Нью-гемпширской магматической серии
Ooh — прослои кварцитов и конгломератов
kqm — кварцевые монцониты Кинсмен Нью-гемпширской магматической серии
lg — граниты Ландафф магматической серии Уайт-Маунтин
g — граниты

связаны с относительным надвиганием с северо-запада. Стратиграфическое смещение достигает многих тысяч метров, а чистое скольжение измеряется километрами. Вдоль надвига Хогсбек перемещение было в юго-западном направлении».

Поперечные профили, дающие представление о разных квадрантах Нью-Гемпшира, изображены на фиг. 93, из которой явствует что надвиг Аммонусук площади Литтлтон-Мусилак прослеживается до реки Коннектикут и затем следует отчасти течению реки на юг. Надвиг Норсей-Хилл проходит

Механика интрузий

Введение. Послетектоническая магматическая серия Уайт-Маунтин характеризуется кольцевыми дайками, штоками и батолитом (Биллингс, *65*). Кольцевые дайки, большая часть которых изменяется по составу от монцонитов до кварцевых сиенитов, прорывают дугообразные и круговые вертикальные зоны трещин; этот процесс идет с частичными остановками и сходным путем. Опускание котла, связанное также с некоторыми

кольцевыми дайками, не является существенным при их внедрении. Штоки магматической серии Уайт-Маунтин оформились при опускании котла на глубине.

Нью-гемпширская магматическая серия, образовавшаяся во время акадской орогении, встречается главным образом в виде больших покровов, линз и штоков, сильно инъицирующих более древние формации.

Кольцевые дайки. В Нью-Гемпшире было открыто 36 кольцевых даек, относящихся к магматической серии Уайт-Маунтинс. Комплекс кольцевых даек — это структурная единица, состоящая из одной или большего числа кольцевых даек. Биллингс *(65)* отмечает:

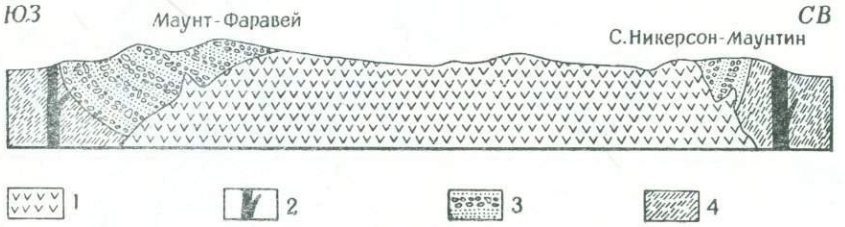
«Пять кольцевых даек имеется на горе Трипайрамид, четыре — в районе Плини и в квадранте Франкония и шесть в горах Белкнап, хотя шесть отдельных интрузий можно было бы рассматривать как две сложные кольцевые дайки. Кольцевые дайки были также описаны в смежных областях провинции Квебек и штата Мен.

Полные кольцевые дайки с охватом в 360° редки, но кольцевая дайка Оссипи-Маунтинс и некоторые дайки горы Трипайрамид принадлежат к этому типу. Большинство даек в плане дугообразно изогнуто, а дайка Нью-Гемпшира охватывает сектор с раствором около 170° из возможных 360°. Средний радиус кольцевых даек в Нью-Гемпшире, считая от внешнего края дайки до центра искривления, около 5 *км*. В квадранте Франкония кольцевая дайка, сложенная кварцевым сиенитом Олбани, имеет радиус 14,7 *км* и является наибольшей из известных на земном шаре. Самая маленькая кольцевая дайка в Нью-Гемпшире с радиусом только 1,3 *км* расположена на горе Трипайрамид. Средняя ширина кольцевых даек Нью-Гемпшира равна 570 *км*. Дугообразно изогнутое тело амфиболового гранита в южной части квадранта Франкония достигает в ширину 4200 *м*, однако оно, может быть, и не является настоящей кольцевой дайкой».

Внутри некоторых кольцевых даек имеются накопления экструзивных пород, известных как вулканические отложения Мот. Они никогда не встречаются за пределами кольцевых даек. Следовательно, вулканические отложения имеют тот же состав, что и кольцевые дайки, внутри которых они располагаются. Далее Биллингс указывает:

«Вулканические отложения Мот имеют мощность, по крайней мере, 3000 *м* и залегают с ясно выраженным угловым несогласием на более древних метаморфических породах формации Литтлтон и плутонических породах Нью-гемпширской магматической серии. Определить элементы залегания вулканических отложений Мот почти никогда не удается, так как многие пирокластические породы и лавы лишены слоистости и структуры потоков. Имеющиеся данные показывают, однако, что у кольцевых даек вулканические породы расположены вертикально, а к центру комплекса падения несколько уменьшаются (фиг. 94).

К сожалению, в Нью-Гемпшире трудно получить точные данные, касающиеся величины опускания. Маркирующим горизонтом, который может быть использован для этих исследований, служит основание вулканических отложений Мот. Очевидно, что центр опустившегося блока осел на 3000 *м* по сравнению с его краями у кольцевой дайки (фиг. 94). Более того, край опустившегося блока внутри кольцевой дайки, очевидно, осел, по крайней мере, на 1500 *м* по отношению к породам, находящимся недалеко за пределами дайки. Таким образом, центр опущенного блока сместился, по меньшей мере, на 4500 *м* по сравнению с породами, находящимися на некотором расстоянии за пределами дайки. Очевидно, что внедрение некоторых кольцевых даек связано с опусканием центрального блока. Из этого не следует, однако, что все кольцевые дайки связаны с центральным опусканием».



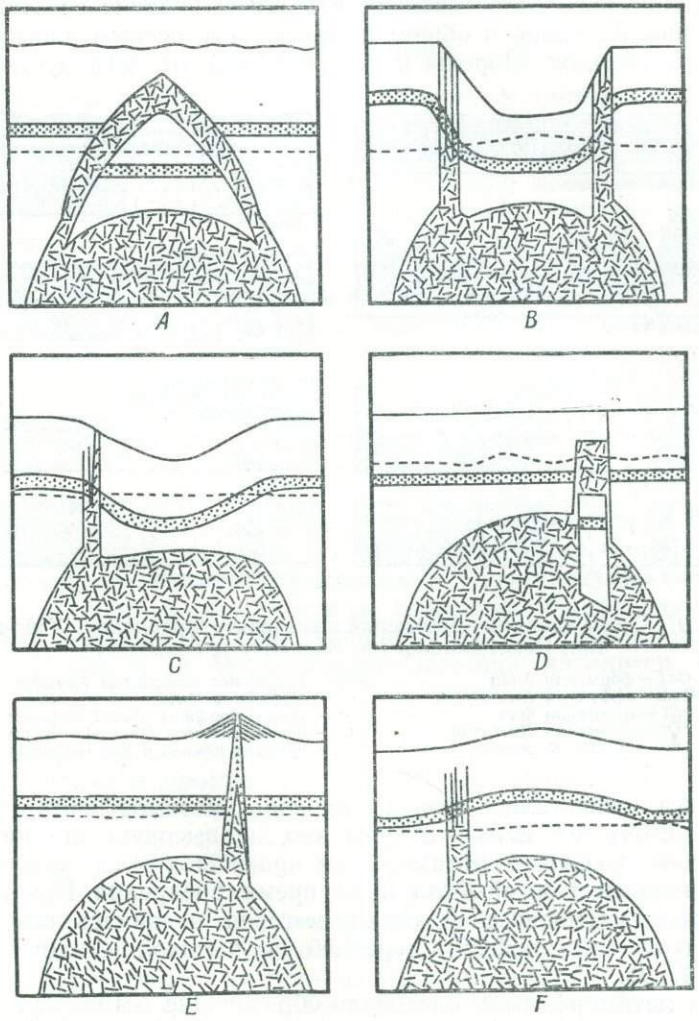
Фиг. 94. Разрез через горы Оссипи, Нью-Гемпшир (по Биллингсу, **65**)

1 — граниты Конвей; *2* — кварцевые сиениты Олбани; *3* — эффузивы Мот; *4* — кварцевые диориты Виннепесоки.

Исходя из того, что в Нью-Гемпшире кольцевые дайки вертикальны, Биллингс считает, что их внедрение связывалось с кольцевыми вертикальными зонами трещиноватости, ширина которых близка к ширине кольцевых даек. Присутствие такой зоны трещин допускает возможность отдельных остановок. Различные комбинации кольцевых или частично кольцевых зон разломов с оседанием или вздутием показаны на фиг. 95.

Штоки. Для большей части штоков имеется мало данных, указывающих на согласное или несогласное их залегание, так как многие штоки внедрились в комплексы, где уже имелись относительно массивные или слегка смятые более древние плутонические породы. Указывалось, что шток Маунт-Аскатней несогласно сечет круто падающие более древние породы, а линейное расположение и шарниры складок более древних слоев не были изменены интрузиями (Чепмен и Чепмен, *118*). Явление глубинного оседания котла, при котором опускались крупные блоки с падающими наружу стенками, размером с современный шток, изображено на фиг. 96. Активность имела место в последние стадии магматической серии Уайт-Маунтин,

Удивительное однообразие магматической серии Уайт-Маунтин в пределах всего Нью-Гемпшира дает возможность полагать, что большая часть штата относилась к единому магматическому очагу (Биллингс, *65*).

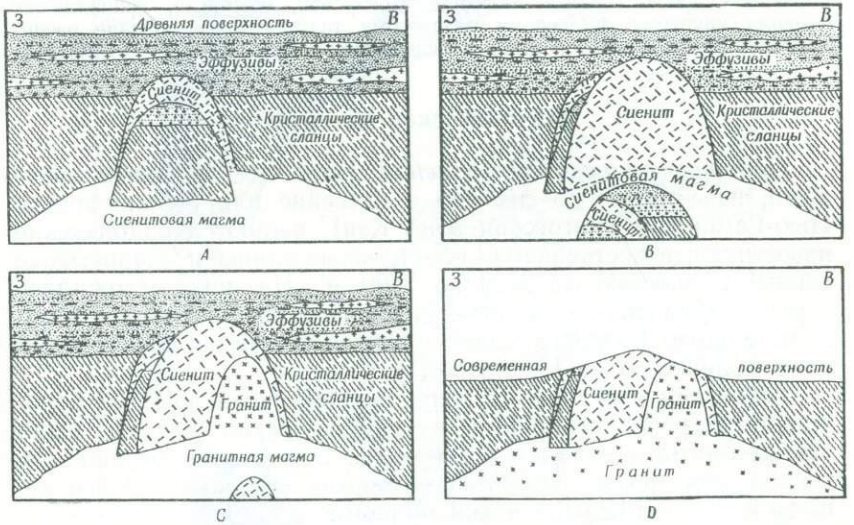


Фиг. 95. Схема происхождения кольцевых даек (по Биллингсу, 65). Пунктирная линия — современная эрозионная поверхность.

Плутоны насильственного (forcefull) внедрения. Многие плутоны, особенно относящиеся к Нью-гемпширской магматической серии, сформировались путем насильственного внедрения; среди них особенно интересны кварцевые монцониты Кинсмен и бетлехемские гнейсы.

Биллингс *(65)* отмечает:

«Плутон Маунт-Клуг, сложенный бетлехемскими гнейсами, является наиболее длинным интрузивом Нью-Гемпшира. Главное тело протягивается к югу на 145 *км* от северной части квадранта Франкония до южной части квадранта Ловелл-Маунтин, который находится за пределами поля



Фиг. 96. Схема эволюции сиенитово-гранитного штока в Аскатни-Маунтин, Вермонт (по Чепмену, **118**).

рисунка (имеется в виду фиг. 92). Ширина плутона колеблется от 0,8 *км* до 11,2 *км*. В квадранте Мусилак контакты, по существу, вертикальны и плутон представляет собой вертикальную пластину. Однако далее к югу контакт падает к востоку, и вдоль восточного края квадранта Маскома и западного края квадранта Кардиган верхний и нижний контакты наклонены к востоку под углом 30°. Здесь плутон представляет собой огромную пластину, наклоненную к востоку (фиг. 97). К востоку от плутона Маунт-Клуг находится серия плутонов, сложенная кварцевыми монцонитами Кинсмен. Наиболее северный из них, который можно назвать плутоном Кинсмен... является гигантской линзой, по существу, расположенной вертикально среди окружающих сланцев.

В западной части Нью-Гемпшира, в нескольких десятках километров к востоку от реки Коннектикут, на гребне главной антиклинали распола-

гается серия «куполов». В своих главных частях эти девять куполов удивительно сходны. Центральное овальное ядро плутонических пород, которые изменяются по составу от гранодиоритов через кварцевые монцониты до гранитов, расслоено, с падением плоскостей наружу. Плутонические породы, перекрытые отложениями ордовика (?), силура и девона во многих местах прорывают ордовикские слои и, по крайней мере в одном месте, породы силура. Верхний контакт плутонических пород во всех куполах находится, по существу, на одном и том же стратиграфическом уровне, примерно на 150 *м* ниже кровли вулканической формации Аммонусук, но может изменяться от отметки кровли до уровня, лежащего на 300 *м* ниже кровли. Вышележащие формации также принимают участие в образовании куполовидной структуры.

Эти образования, рассматривавшиеся вначале как лакколиты или «бескорневые» пробки, кровля которых изогнулась, возможно, принадлежат единому крупному согласному пластовому телу, которое вначале располагалось горизонтально и лишь впоследствии, в ходе орогении, изогнулось».

Тектоническая история

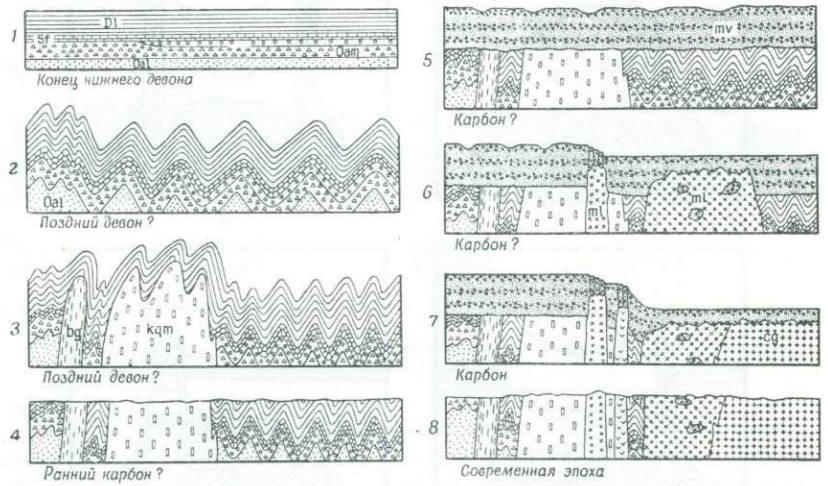
Ордовикское осадконакопление. Наиболее древними породами, известными до сих пор в бассейне или геосинклинали Нью-Гемпшира (магогская зона Кэя), являются ордовикские известняки, известковистые сланцеватые глины и сланцеватые глины мощностью от 2100 до 2400 *м*. На них отложилась верхнеордовикская вулканическая формация Аммонусук мощностью около 1200 *м*, а выше — другая формация сланцеватых глин мощностью от 150 до 600 *м*.

Таконская орогения. В конце ордовикского времени отложившиеся ранее осадочные и вулканические породы были слегка смяты в складки и размыты. Это смятие отражает в ослабленной форме результат таконской орогении в более западной, Гудзон-Шампленской области.

Силурийское и нижнедевонское осадконакопление. В среднесилурийском море, которое пришло с юго-запада, отложились конгломераты и пески формации Клуг и доломитовые песчаники и сланцеватые глины формации Фич, не превышающие по мощности 240 *м*. Позднесилурийская история неясна, но в начале нижнего девона отложилось 1200 или более метров песчаников и сланцеватых глин (см. фиг. 97, *1*).

Акадская орогения. В среднем или верхнем девоне отложения были охвачены крупным пароксизмом орогении. Еще до смятия или в ранние его стадии последовательные инъекции Оливерской магматической серии образовали крупное пластовое тело вулканических пород формации Аммонусук, которая позже во многих местах была собрана в складки.

Ордовикские, силурийские и девонские отложения были собраны в серию складок, шарниры которых протягиваются на север и северо-восток; их сопровождают многочисленные мелкие складки. В это же время образовался надвиг Норсей-Хилл. На ранней стадии складчатости образовалась сланцеватость, параллельная напластованию, а в более поздние ее этапы — трещины кливажа, в общем параллельные осевым плоскостям мелких складок. Породы к северо-западу от Аммонусукского



Фиг. 97. Схема эволюции отложений в квадранте Франкония, Уайт-Маунтин, Нью-Гемпшир (по Вильямсу и Биллингсу)

Oal — формация Алби
Oam — эффузивы Аммонусук
Sf — формация Фич
Dl — формация Литтлтон
bg — гнейсы Бетлехем
kqm — кварцевые монцониты Кинсмен
mv — эффузивы Мот
ml — гранит-порфиры Маунт-Лафайет
mq — кварц. сиениты Маунт-Гарфилд
cg — граниты Конвей и Маунт-Осцеола

надвига испытали низкую степень метаморфизма, а к юго-востоку от него — и среднюю, и высокую стадии изменения. Основной метаморфизм произошел после образования надвига Норсей-Хилл и во время внедрения Нью-гемпширской магматической серии, которая и явилась основной причиной метаморфизма средней и высокой стадии (см. фиг. 97, *3*).

За метаморфизмом следовало образование Аммонусукского надвига и после этого — некоторых сбросов. Затем произошли извержения, образовалась вулканическая формация Мот и

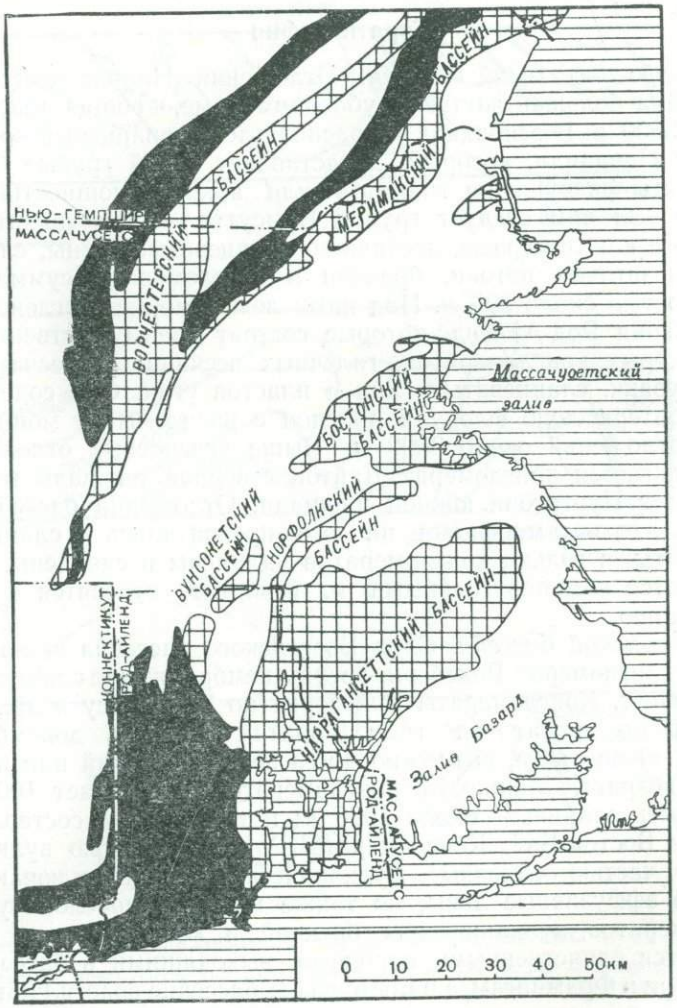
сформировались плутоны магматической серии Уайт-Маунтин, дополнившие комплекс коренных пород. Это могло произойти в миссисипское время (см. фиг. 97, *5, 6, 7, 8* и фиг. 90).

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ

Распространение

Слоистые породы частью доказанного, а частью предположительно каменноугольного возраста занимают значительную часть штата Род-Айленд и восточного Массачусетса. Они протягиваются также через юго-восточную часть Нью-Гемпшира в юго-восточный Мен и обособлены теперь в пяти крупных бассейнах и нескольких мелких выходах. Некоторые геологи считают, однако, что во время отложения осадков бассейны и выходы составляли единое целое. Слоистые породы сопровождаются более молодыми интрузивами верхнекаменноугольного или послекаменноугольного возраста (фиг. 98).

Главные бассейны находятся на склоне нагорья Новой Англии и прибрежной низменности и в пределах самой низменности. Из пяти бассейнов наиболее западным является Ворчестерский бассейн; ширина его от 3 до 8 *км*, и протягивается он на юг в Коннектикут и на северо-восток в Нью-Гемпшир. Непосредственно к востоку от него, соединяясь с ним на коротком расстоянии, расположен Меримакский бассейн, который в южной своей части не превышает по ширине 2 *км*, но при переходе из Нью-Гемпшира в Мен расширяется до 9 *км*. К северу от Меримакского бассейна находится Рочестерский бассейн, имеющий в Нью-Гемпшире и Мене неправильные контуры. Бостонский бассейн представляет собой в общем треугольную площадь, которая занимает берег Бостонского залива и протягивается на 40 *км* к западу. Пятым и наиболее крупным выходом каменноугольных отложений является Наррагансеттский бассейн. Он занимает почти всю восточную часть Род-Айленда, включая отложения Наррагансеттского залива и расположенных в пределах этого залива островов, и протягивается к северо-востоку почти до юго-восточного Массачусетса. Длинный рукав в северо-западном углу Наррагансеттского бассейна известен как Норфолкский бассейн; он протягивается к Бостонскому бассейну. Существуют также и другие небольшие выходы. Бассейны вытянуты в общем в северо-восточном направлении. Они изгибаются к югу, и структурная ось Бостонского бассейна отклоняется к востоку. Бассейны как геологическая единица были рассмотрены Эмерсоном *(173)*.



Фиг. 98. Каменноугольные бассейны (заштрихованы) и верхнекаменноугольные батолиты (черный цвет) в восточной части Новой Англии (по Геологической карте США 1932 г.)

Бостонский бассейн критически изучил Ла Форж (*337*), а новейшие исследования Биллингса, Лумиса и Стюарта *(62)* дали представление об обстановке осадконакопления.

Стратиграфия

Наррагансеттский бассейн. Отложения Наррагансеттского бассейна большей частью грубообломочные, и общая мощность их — 3600 *м*. В основании их располагается кварцевый конгломерат Пондвилл, который представляет собой грубые белые продукты разрушения гранитов или аркозы мощностью до 160 *м*. За ним следует группа Вамсутта — преимущественно красные конгломераты, песчаники, сланцеватые глины, сланцы и фельзитовые потоки, брекчии и конгломераты суммарной мощностью около 300 *м*. Над ними лежат мощные угленосные отложения Род-Айленд, которые состоят преимущественно из темносерых конгломератов, галечных песчаников, песчаников и граувакк, сланцеватых глин и пластов угля. Они содержат одонтоптерисовую флору и прослои с насекомыми; мощность этих отложений около 3000 *м*. Выше угленосных отложений располагается конгломерат Дайтон северной площади и конгломерат Пургатори южной площади. Отложения бассейна в результате метаморфизма на юге превратились в сланцы и кварциты, а гальки конгломератов удлинены и сдавлены. Они считаются каменноугольными и, вероятно, относятся к пенсильванию.

Бостонский бассейн. Слои Бостонского бассейна включают внизу конгломерат Роксбери, вверху кембриджские сланцы или аргиллиты. Конгломераты Роксбери (по Биллингсу и др., *62*) несогласно лежат на гранодиоритах Дедхам докембрийского (?) возраста, возможно, имея пенсильванский или пермский возраст. Мощность конгломератов превышает 1000 *м*, мощность сланцев — около 1000 *м*; и те и другие составляют группу Бостон-Бай. Конгломераты Роксбери частью вулканические, частью осадочные. Вулканические породы включают не только эффузивные лавы, но также мощные прослои туфов, агломератов, вулканических брекчий и конгломератов. Они, являются единственными породами, выходящими в бассейнах Ньюбери и Фрамингам, а в Бостонском бассейне подстилают осадочные образования и выходят в краевой части этой структуры.

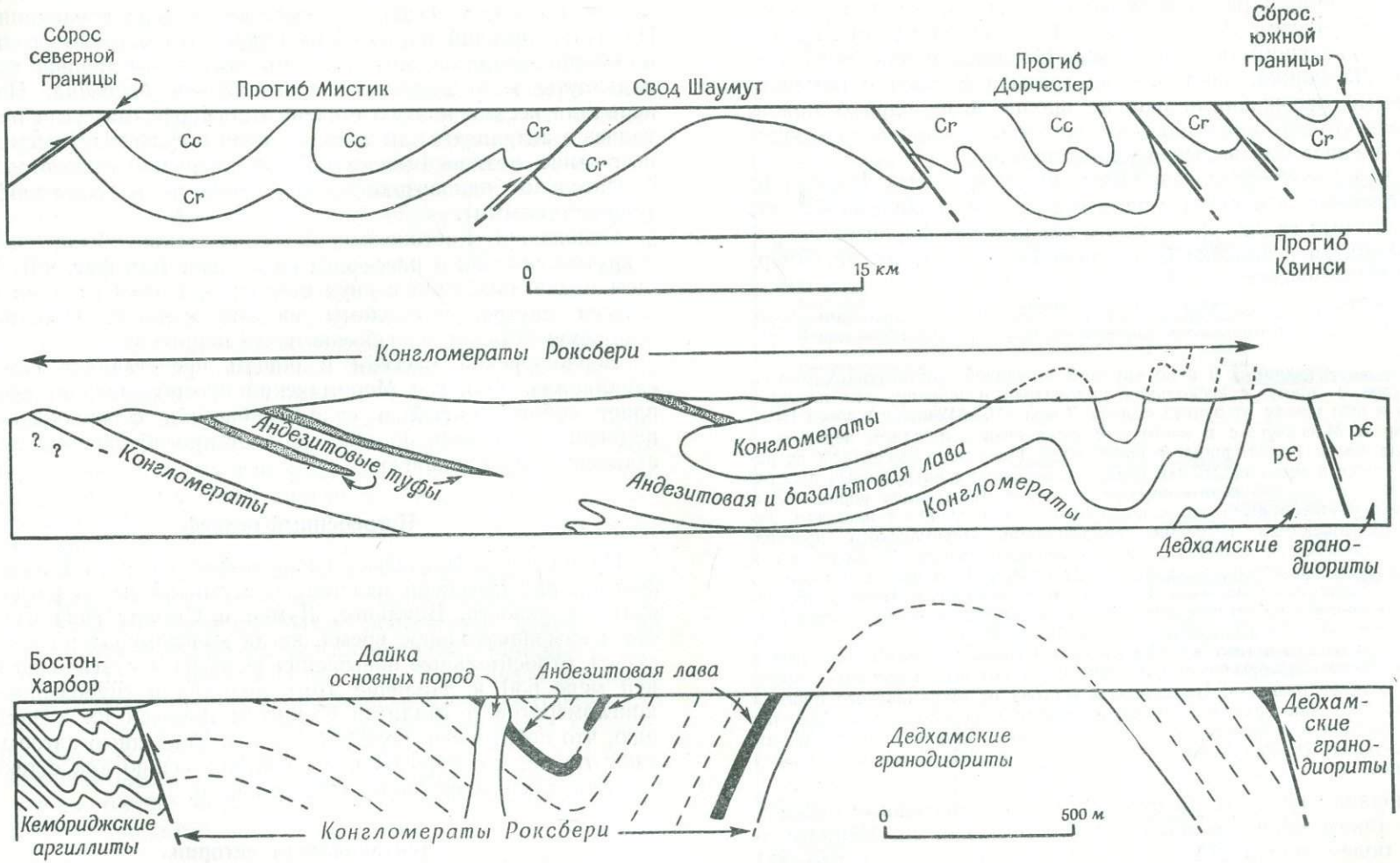
Конгломерат Роксбери выше основной массы вулканических пород, по описанию Эмерсона, представлен внизу конгломератом Бруклин, в средней части — сланцами Дорчестер, вверху — тиллитом Сквантум. По данным Ла Форжа, трехчленное деление по всей площади распространения формации не выдерживается с такой четкостью, чтобы отдельные подразделения можно было выделять на геологических картах. В некоторых районах отложения, сходные со сланцами Дорчестер, вклиниваются в большую часть формаций, залегающих под тиллитами. Конгломераты Бруклин массивные, грубые, и в некоторых районах мощность их достигает 360 *м*. Многие гальки и валуны, входящие в состав этих конгломератов, произошли за счет размыва дедхамских гранодиоритов или вулканического комплекса. Сланцы среднего подразделения красные и малиновые, и в одном месте мощность их, возможно, достигает 600 *м*. Большая их часть представляет собой преобразованные базальтовые и андезитовые туфы; в них обычны прослои малиновых тонко- и грубозернистых песчаников. Тиллиты Сквантум выходят во многих местах южной части Бостонского бассейна, и мощность их достигает 180 *м*. Они имеют многие признаки ледникового переноса и обычно считаются отложенными местными горными ледниками.

Различные литологические типы конгломерата Роксбери, по Биллингсу *(62)*, сложно переплетаются на площади Нантаскет; формация состоит из многочисленных линз осадочного и вулканического материала, перекрывающих друг друга (фиг. 99).

Кембриджские сланцы выше конгломерата Роксбери выстилают почти всю северную часть Бостонского бассейна и в южной его части образуют несколько узких полос. Породы практически нигде не являются настоящими сланцами, но обычно имеют преобладающий кливаж, параллельный напластованию. Они назывались по-разному — пелитами, сланцеватыми глинами, аргиллитами и сланцами. Среди этих пород присутствуют прослои кварцитов.

Интрузивные породы

Раннекаменноугольные интрузии. Период магматической активности, проявившийся только что описанным вулканизмом в различных каменноугольных бассейнах, отличается также интрузивной активностью. Излившиеся породы, вероятно, весьма близки по происхождению к интрузивным, с которыми они тесно связаны. Плутонические породы встречаются как в виде крупных батолитовых массивов, так и в виде небольших штоков и даек, главным образом гранитового и сиенитового



Фиг. 99. Поперечный разрез Бостонского бассейна. Верхний разрез пересекает с северо-запада на юго-восток весь бассейн.

Cr — конгломераты Роксбери; *Cc* — кембриджские сланцы; белым показаны докаменноугольные, преимущественно изверженные породы (Ла Форж, 337). Средний разрез через Натаскетскую площадь. Протяженность его около 1200 *м* (по Биллингсу, Лумису и Стюарту, 62). Нижний разрез через Хингамскую площадь (по Биллингсу, Лумису и Стюарту, 62).

состава. Они занимают несколько разобщенных площадей, но наиболее широко развиты в Бостонском округе и в северо-восточной части Род-Айленда. Роговообманковый гранит Квинси — ведущий тип комплекса. По данным как Эмерсона, так и Ла Форжа, соотношение гранита Квинси с каменноугольными отложениями еще не вполне ясно, однако можно полагать, что они примерно одновозрастны вулканическим породам и древнее большинства конгломератов.

Позднекаменноугольные интрузии. В пределах Ворчестерского бассейна и восточнее него выделяется провинция биотит-мусковитовых гранитов, во многих местах порфировых, сопровождающихся несколько более молодыми пегматитами. Эмерсон *(173)* отмечает:

«В некоторых местах они связаны с несколько более древними диоритовыми породами, которые, видимо, комагматичны и одновозрастны с гранитами.

Породы встречаются в ряде крупных площадей, достигающих многих километров в длину и нескольких километров в ширину; эти площади тянутся к юго-западу от пункта вблизи Дувра (Нью-Гемпшир) через Нью-Гемпшир и Массачусетс в восточный Коннектикут и далее, через юго-западную часть Род-Айленда к побережью. Граниты и пегматиты встречаются также в многочисленных дайках и небольших интрузивных пластинах и линзах разнообразного размера, секущих вмещающие породы. Это вторжение гранитов было столь обширным, что в пределах площади, занятой «болтонскими» гнейсами, отложениями Меримакского прогиба, а также гнейсами и сланцами, расположенными между Меримакским и Ворчестерским прогибами, вряд ли может быть найден выход без одного или нескольких интрузивных тел гранитов и пегматитов. Породы Ворчестерского прогиба не были столь сильно насыщены мелкими телами гранитов, но в них обычны пегматитовые дайки и жилы.

Породы одного и того же общего типа и возраста в различных частях области имеют некоторые черты, на основании которых в них были выделены отдельные разности. Последние к востоку от Меримакского прогиба картировались как гранит Андовер и диорит Строу-Холлоу в пределах самого прогиба и к западу от него — как гранит Айер и диорит Дракат, а к юго-западу от Род-Айленда — как гранито-гнейсы Стерлинг и гранит Вестерли».

Слюдяные граниты внедряются в каменноугольные отложения и таким образом являются более поздними. Единственными более молодыми породами являются трапповые (?) дайки триасового возраста, вследствие чего граниты считаются послекаменноугольными и дотриасовыми.

Структура

Отложения Наррагансеттского бассейна собраны в сложную систему складок, в общем более широких и открытых в середине бассейна и более крутых и сжатых в его краевых частях (Эмерсон, *173*). Эти складки образуют синклинорий. На Тектонической карте США видно, что бассейн ограничен на северо-западе надвигом, по которому более древние породы надвинуты к юго-востоку на отложения бассейна. Породы испытали весьма низкую степень метаморфизма; угли превратились в антрациты или даже местами в графиты. Рассмотренные выше позднекаменноугольные интрузии считаются приблизительно одновозрастными орогении и метаморфизму (синорогенными).

Отложения Бостонского бассейна также были собраны в крутые складки и рассечены надвигами (см. фиг. 99). В общем надвигание шло с двух сторон; при этом складки опрокинуты внутрь, а разломы падают наружу. Простирание шарниров складок и разломов почти широтное.

Ворчестерский бассейн в общем представляет широкую синклиналь. Там, где Меримакский прогиб узок, он представляет собой сжатый в складки бассейн с моноклинально падающими слоями, но там, где этот прогиб расширяется, он становится синклиналью.

Погребенный рельеф

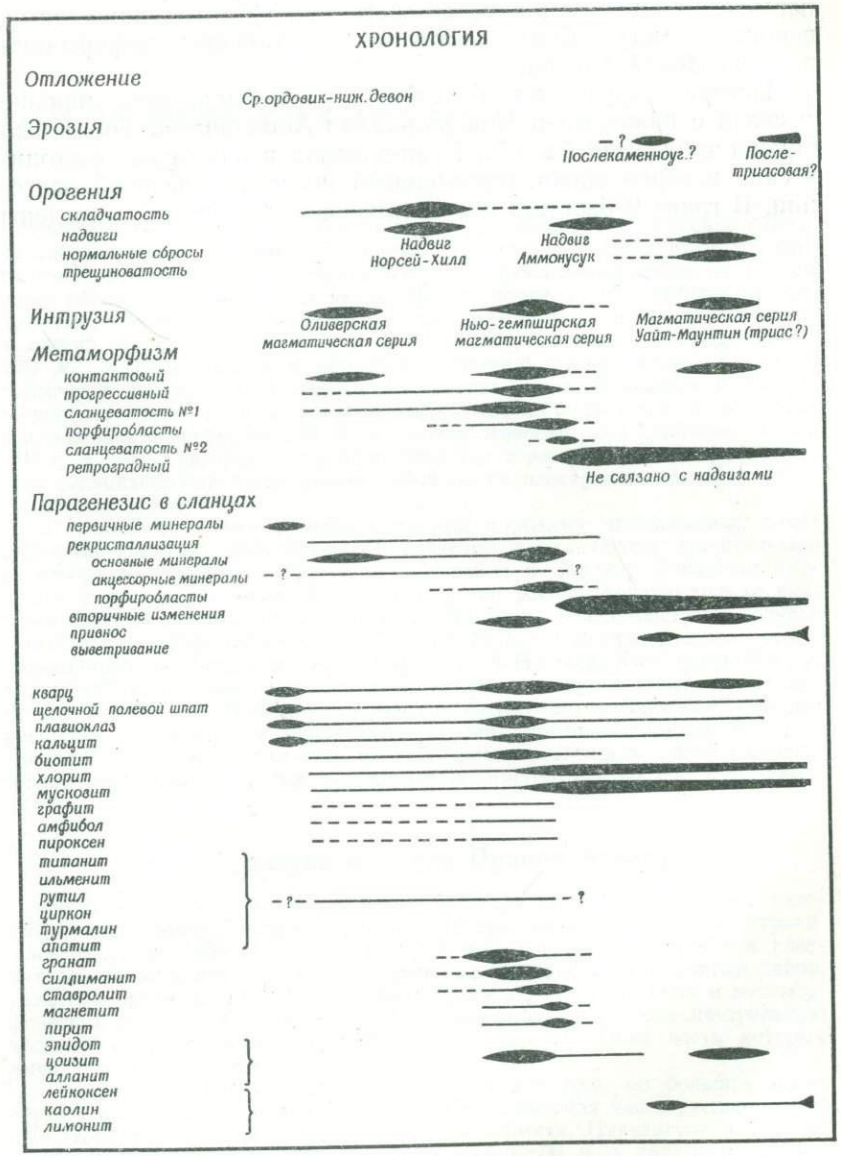
На площади Нантаскей вдоль южного берега Бостон-Бай конгломерат Роксбери налегает местами на резко расчлененную поверхность. Биллингс, Лумис и Стюарт *(62)* считают, что в каменноугольное время, когда конгломерат начал отлагаться, относительные повышения рельефа достигали по крайней мере 630 *м*. Наличие этого рельефа и грубозернистость конгломератов и тиллитов Сквантум привели их к заключению, что поблизости находились горы. Указанные авторы считают также, что образование рельефа связано как с тектоническими, так и с эрозионными явлениями.

Тектоническая история

Если вулканические образования и конгломераты каменноугольных бассейнов в восточной части Новой Англии приблизительно соответствуют по возрасту вулканической формации Мот Нью-Гемпшира, а раннекаменноугольные интрузивы соответствуют интрузивам магматической формации Уайт-Маунтин, то тектоническая история обоих районов бесспорно тесно связана. Если предположения Эмерсона и Ла Форжа пра-

вильны, то магматическая активность в обоих районах, видимо, проявлялась в одно и то же время, а литологические типы и генетические соотношения в них были одинаковы. Если, однако, согласиться с доводами Биллингса, Лумиса и Стюарта, которые считают вероятным, что конгломерат Роксбери имеет пермский возраст, то магматическая активность, по крайней мере в Бостонском бассейне, должна была проявиться значительно позднее. Если считать, что гранит Квинси и вулканические формации каменноугольного бассейна имеют миссисипский возраст, то можно полагать, что образование их связано с последним эпизодом акадской орогении после интенсивной складчатости, надвигания и метаморфизма. Во время складчатости и надвигания возникли высокие горы — Акадская горная система; после того как хребты поднялись, в результате деятельности эрозии возникли широкие межгорные долины. С началом вулканической деятельности режим эрозии сменился аккумуляцией, что привело к быстрому накоплению различных типов обломочных и вулканических пород большой мощности. Вероятно, площади накопления осадков возникли во время опусканий по разломам. Горы были, очевидно, достаточно высокими, чтобы могли возникнуть ледники, которые достигали внизу области накопления осадков и в одних местах дробили и шлифовали коренные породы, а в других оставляли морены, остатки которых сохранились до настоящего времени. Тиллиты Бостонского бассейна считаются в Северной Америке единственными достоверно доказанными каменноугольными ледниковыми отложениями. Мощные валунные отложения в горах Уачита и в Маратоне относились прежде к тиллитам, однако в настоящее время считается, что они имеют тектоническое происхождение. Некоторые исследователи отмечали, что в Северной Америке имеются три области континентального оледенения пермского (?) периода, однако в настоящее время только тиллиты Бостонского бассейна могут рассматриваться как ледниковые образования чисто местного горного типа, имеющие, вероятно, к тому же пенсильванский, а не пермский возраст.

Образование складок и сбросов, затронувшее отложения бассейна, и следующая вслед за этим магматическая деятельность относятся к аппалачской орогении. В Южных и Центральных Аппалачах последовательность событий началась в нижнепенсильванское время нарушением Куза и достигла высшей силы в конце пенсильванского периода или в



Фиг. 100. Сводная таблица осадконакопления, орогении, интрузий и метаморфизма в центральном Нью-Гемпшире (по Крюгеру, 333).

пермское время (аппалачская орогения). С этими движениями, вероятно, могут быть частично сопоставлены деформации востока Новой Англии.

История триасовых бассейнов рассматривалась раньше в связи с Южными и Центральными Аппалачами. Тогда был описан триасовый бассейн Коннектикута и разобрана тектоническая история эпохи, наступившей после аппалачской орогении. В главе 9 был дан очерк триасовой истории и приведены некоторые сведения о строении залива Мен и района Банки Джордж. Можно полагать, если не считать местных деталей, что характер мезозойской и кайнозойской истории Новой Англии примерно таков же, как и истории Южных Аппалачей в эти эпохи.

Общая последовательность палеозойских сжатий, интрузий, метаморфизма и парагенезиса Новой Англии сведена на фиг. 100.

11

АППАЛАЧИ НОВОЙ ШОТЛАНДИИ И НЬЮ-БРАНСУИКА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Аппалачи Новой Шотландии и Нью-Брансуика включают палеозойские горные системы Новой Шотландии, Нью-Брансуика, остров Принца Эдуарда и продолжение в провинции Квебек структурных элементов штатов Нью-Йорк, Вермонт и Нью-Гемпшир. Смятые в складки и надвинутые цепи к югу от реки Св. Лаврентия протягиваются к северо-востоку на полуостров Гаспе и являются неотъемлемой частью геологической провинции, охватывающей Новую Шотландию и Нью-Брансуик (см. фиг. 78). Аппалачи в этом понимании известны так же, как Аппалачско-акадская область (Алькок, *2*) и вместе с Новой Англией и Ньюфаундлендом составляют Большую Акадию (Шухерт и Денбар, *529*).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕЛЕНИЕ

Общая характеристика

Аппалачи Новой Шотландии и Нью-Брансуика состоят из расчлененных возвышенностей и широких низменностей. Береговая линия весьма длинная и неправильная с множеством глубоких заливов. Это прекрасный пример риасового берега, в котором линейные структурные элементы уходят под уровень моря. На фиг. 101 показаны физико-географические подразделения Нью-Брансуика и Новой Шотландии, которые соответствуют нижеследующему описанию Алькока (*2*).

Новая Шотландия

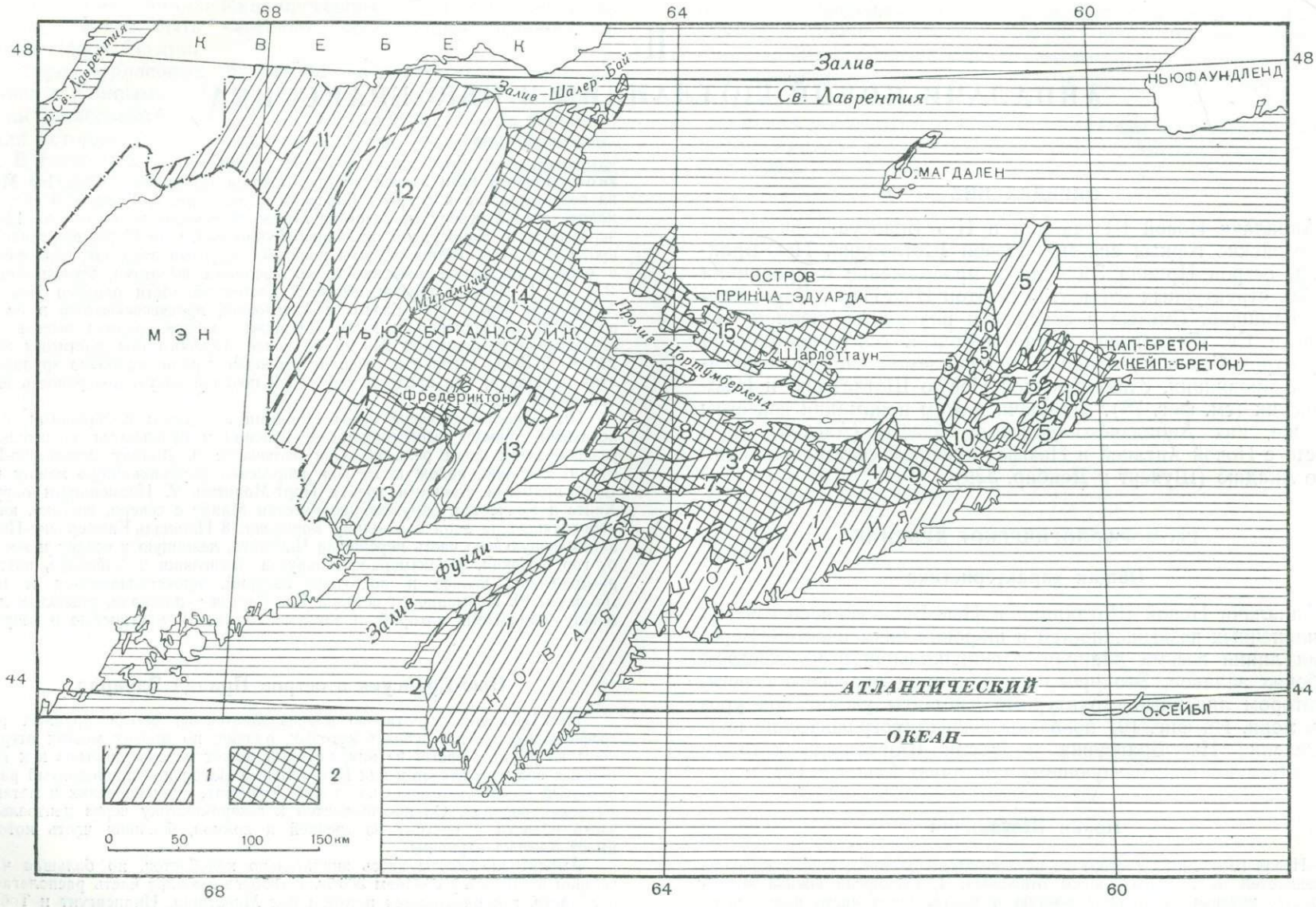
«Новая Шотландия состоит из пяти возвышенностей и такого же числа низменностей. К возвышенностям относятся: 1. Обширная южная возвышенность, которая охватывает южную и центральную часть полуострова и склоны ее от отметки 180 *м* к юго-востоку к Атлантическому океану и к юго-западу к заливу Мен. 2. Норт-Маунтин — узкая плосковерхая полоса высотой около 165 *м*, протягивающаяся на 2000 *м* вдоль юго-восточного края залива Фунди от мыса Бломидон в бассейне Минас на северо-востоке к острову Бриер на юго-западе. 3. Горы Кобекид, расположенные к северу от бассейна Минас и прослеживающиеся на 120 *км* через область Камберленд от залива Фунди почти до Нортумберлендского пролива; в этом районе развиты широкие округлые вершины, переходящие в слегка волнистые поверхности со средними высотами, превышающими 270 *м*. 4. Возвышенности областей восточной части округов Пикту и Антигониш между Нью-Глазго и Антигониш, протягивающиеся в северо-восточном направлении к мысу Джордж; на юге средняя высота этой возвышенности примерно 240 *м*, но возле Арисейга она достигает почти 270 *м*. 5. Зоны нагорья и северная столовая страна, наиболее крупная из этих площадей; она представляет собой почти плоскую поверхность высотой около 360 *м*.

Низменности сложены менее стойкими породами: песчаниками, сланцеватыми глинами, известняками и гнейсами и отличаются значительным разнообразием форм рельефа. Они включают: 6. Долину Аннаполис-Корнуэлл, длинную, похожую на ров депрессию, расположенную между крутыми прямыми стенками хребта Норт-Маунтин. 7. Низменности округов Хантс и Колчестер, окружающие бассейн Минас с севера, востока, юга и переходящие на западе в долину Корнуэлл. 8. Площадь Камберленд-Пикту, занимающую всю часть перешейка Чигнекто, лежащую к северу и востоку от гор Кобекид. 9. Низменность округов Антигониш и Хайсборо, которые расположены южнее и восточнее нагорий, протягивающихся к мысу Джордж. 10. Низменности острова Кап-Бретон — площади, расположенные между областями нагорий и занятые холмистой местностью и озерами.

Нью-Брансуик и остров Принца Эдуарда

Нью-Брансуик естественно подразделяется на четыре крупных топографических района, рубежи которых, однако, во многих местах отграничены не резко. Первый из них, который может рассматриваться как главная ось области, известен как Центральные Нагорья — приподнятый район, развитый преимущественно на стойких гранитах, вулканических и метаморфических породах. Он протягивается к северо-востоку через центральную часть области и состоит из гребней и холмов, большая часть которых имеет плоские вершины.

Амплитуда высоты здесь значительно колеблется, но большая часть вершин достигает в среднем 300 *м*. Наиболее высокая часть располагается в области, где начинаются притоки рек Мирамичи, Ниписигуит и Тобике. Широкие вершины имеют здесь высоту около 660 *м*, а некоторые гребни достигают еще большей высоты. Маунт-Карлстон, наивысшая точка всей области, имеет, например, высоту 807 *м*.



Фиг. 101. Физико-географическое подразделение территории Нью-Брансуика, Новой Шотландии и острова Принца Эдуарда (по Алькоку, 2).

1 — возвышенности; *2* — низменности.

К северо-западу от Центральных Нагорий расположен второй район, который можно назвать северной возвышенностью. Он находится на высоте от 240 до 300 *м* над уровнем моря и сложен смятыми в складки палеозойскими отложениями. Возвышенность представляет собой монотонную плоскую поверхность, однообразие которой нарушается несколькими пиками и гребнями, слегка выдающимися над общим уровнем, а также долинами, такими, как Сент-Джонс и Рестигуш, которые глубоко врезаны в эту поверхность. Эту зону пересекает большая дорога из Кампбеллтона в Сент-Леонард.

Третий район — Восточная равнина — лежит к востоку от Центральных Нагорий и составляет почти половину всей области. Рельеф здесь невысокий, редко превышающий 180 *м* и слегка понижающийся к заливу Св. Лаврентия.

Коренными породами являются здесь горизонтально залегающие или слегка наклоненные каменноугольные породы. Остров Принца Эдуарда может рассматриваться как внешняя часть этого района, а низменная площадь Камберленд-Пикту в Новой Шотландии связана с ней постепенным переходом.

Четвертый район, получивший название Южных Нагорий, расположен вдоль залива Фунди. Это главным образом возвышенная зона гребней, среди которых наиболее значительна плосковерхая зона гор Каледонис округов Альберт, Кинг и Сент-Джонс, достигающая наибольшей высоты (405 *м*) к юго-востоку от Маркхемвилла. Юго-западнее в округе Шарлотта зона переходит в Центральные Нагорья. Район отличается значительным разнообразием рельефа и типов горных пород. Гребни сложены главным образом плотными вулканическими и интрузивными породами, в то время как пониженные участки внутри зоны отвечают выходам более податливых пород.

Квебек

В провинции Квебек область Аппалачей ограничена на северо-западе низменностями Св. Лаврентия, в которые она незаметно переходит. Действительно, с точки зрения топографической зона низменности перекрывает геологическую область Аппалачей. Юго-западнее возвышенность состоит из трех параллельных групп гребней и изолированных холмов и гор. Наибольшую высоту они имеют на юге и постепенно понижаются к северо-востоку. Высшая точка — это Раунд-Топ в горах Саттон, у границы Вермонта, достигающая 952,5 *м* над уровнем моря.

Наиболее восточная из трех зон известна как антиклиналь Мегантик. Она протягивается вдоль границы Соединенных Штатов и Канады и на северо-востоке уходит в пределы штата Мен. К западу антиклиналь Сток-Маунтин протягивается до озера Сент-Френсис, где она теряет свои отличительные особенности. Еще далее к западу за озером Мемфремагог расположен третий гребень — антиклиналь Саттон-Маунтин, которая является продолжением Зеленых гор Вермонта. Между антиклинальными гребнями высоты изменяются от 270 до 300 *м*, и местность на многих участках представляет собой изумительно ровную поверхность. К северо-востоку она продолжается в зону нагорья, состоящую из гребней; волнистая местность прорезана глубокими долинами, такими, например, как Сент-Френсис и Шодьер.

Высота ее уменьшается до пункта, расположенного примерно против города Квебек, но далее к северо-востоку она снова увеличивается и в центральной части полуострова Гаспе переходит в Шикшокские горы с высотами, превышающими 1260 *м*. Отдельные высоты этого хребта имеют широкие, пологие вершины. Как на севере, так и на юге хребет окружен другой плосковерхой возвышенностью, относящейся к более низкому уровню, в которую глубоко врезаны современные речные долины. На северной стороне Шикшокских гор переход к более низкому уровню большей частью резкий; на юге он более постепенный. Нижняя поверхность понижается как к северу, так и к югу, а к юго-востоку сливается с Северным Нагорьем Нью-Брансуика».

СТРАТИГРАФИЯ

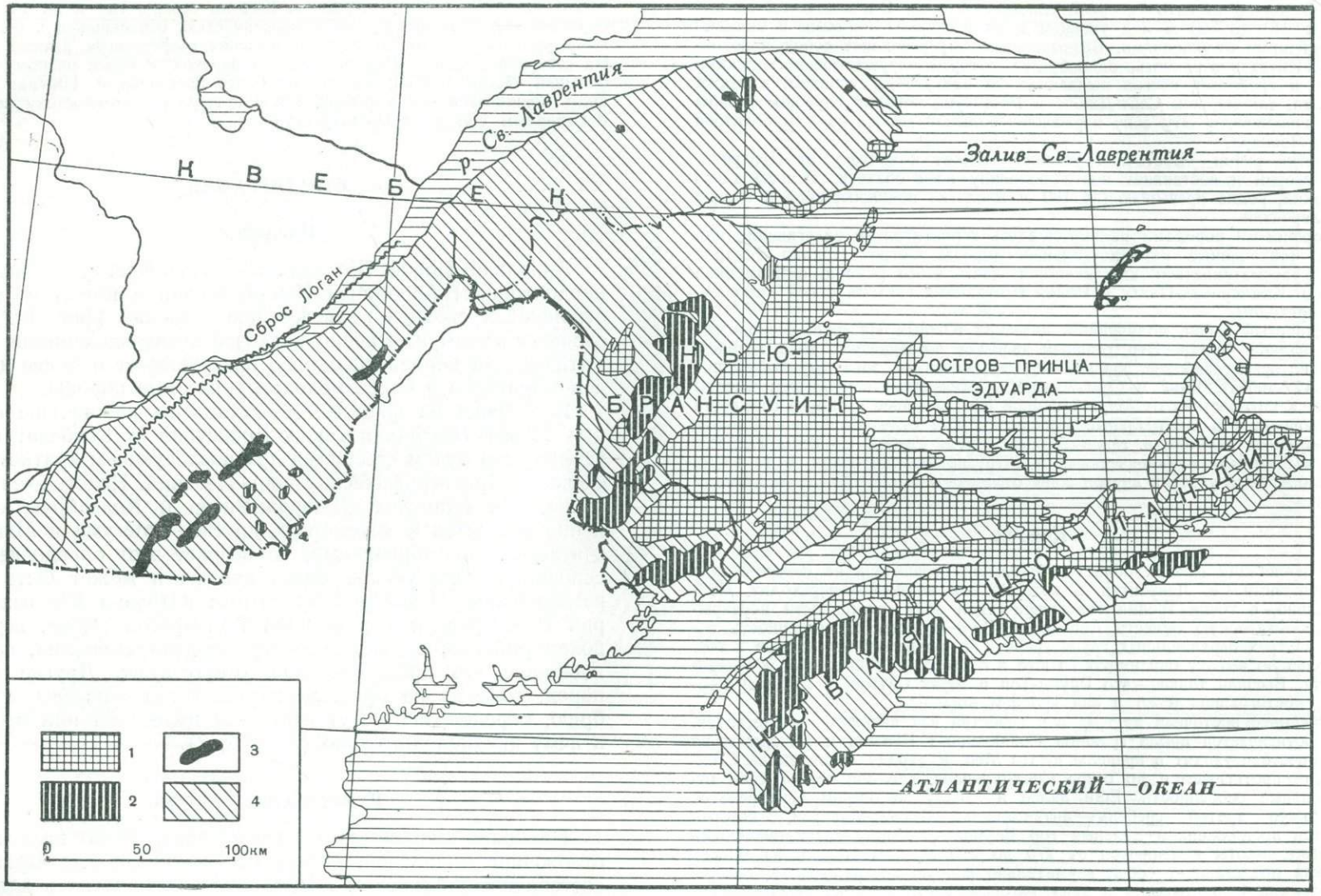
Введение

Аппалачи Новой Шотландии и Нью-Брансуика являются продолжением Аппалачей Новой Англии и имеют во многих отношениях сходное геологическое строение (фиг. 102). Они сложены преимущественно палеозойскими осадочными и магматическими породами, однако присутствуют и более древние докембрийские и более молодые триасовые породы.

В таблице на фиг. 103 сопоставлены важнейшие формации Новой Шотландии, Нью-Брансуика и Квебека; на эту таблицу мы будем ссылаться при последующем кратком перечислении стратиграфических подразделений. Некоторые группы, такие, как Грин-Хед, Джордж-Ривер и Кольдбрук, определенно относятся к докембрию, другие — Мегума и Макеро — считаются докембрийскими, но возраст этот определяется на основании мало убедительных данных и может быть также кембрийским. Некоторые гранитные интрузии Южных Нагорий Нью-Брансуика и острова Кап-Бретон также, вероятно, докембрийские; однако достоверные доказательства, подтверждающие это предположение, отсутствуют. Другие полосы пород, которые на прежних картах были отнесены к докембрию, определенно могут считаться палеозоем или относятся к нему предположительно (Алькок, *2*).

Кембрийская система

Наиболее современный превосходный обзор палеозойских отложений Аппалачей, Новой Шотландии и Нью-Брансуика, составленный Алькоком *(2)*, можно рекомендовать для более подробного ознакомления. Алькок указывает, что кембрийские отложения найдены в юго-восточной части провинции Квебек, на полуострове Гаспе, в южной части Нью-Брансуика и в Новой Шотландии на острове Кап-Бретон. В юго-восточной



Ф и г. 102. Геологическая карта Нью-Брансуика, Новой Шотландии и провинции Квебек (по Алькоку, 2).

1 — породы моложе девонских интрузий; *2* — девонские интрузивные породы; *3* — интрузивные породы серии Серпентайн; *4* — породы древнее девонских интрузий.

части Квебека бо́льшая часть пород этого возраста в большей или меньшей степени метаморфизована; некоторые из них сильно сланцеваты. В районе Ок-Хилл у границы Вермонта

Эра	Период	Эпоха	Новая Шотландия	Нью-Брансуик	Квебек
Мезозой	Триас		Аннаполис	Квако, Лепро	
Палеозой	Пермь				
	Карбон[1]	Пенсильваний	Пикту, Мориен, Стеллартон, Камберленд, Риверсдейл	Клифтон, Ланкастер, Пти-Кодьяк, Миспек	Бонавентюр
		Миссисипий	Кансо, Виндзор, Хортон	Хопвелл, Виндзор, Монктон, Альберт, Мемрамкук	
	Девон	Верхний девон		Перрь	Эскуминак, Флоран, Пират-Ков
		Средний девон		Гаспе	Гаспе, Мальбе, Хеппел
		Нижний девон	оз. Мак-Адам, Торбрук, Кноударт	Дальхузи	Гранд-Грев, Бон-Ами, С. Олбенс, Дальхузи, Лейк-Аймер
	Силур		Арисейг, Кентвилл	Шалер-Бай, Маскарен	Шалер-Бай
	Ордовик	Верхний ордовик		Матапедия	Матапедия, Пабос, Уайт-Хед
		Средний ордовик	Малиньянт-Ков, Стюарт-Брук	Тетагош	Поженагамук, Микто, Квебек-Сити, Босвилл, Фарнхам, С. Френсис
		Нижний ордовик	Браунс-Маунтин		Льюис, Силлери
	Кембрий		Буасдейл	Сент-Джон	Морфи-Крик, Голдвелл, Саттон, Айлет
Протерозой			Мегума (золотоносн.)	Колдбрук	Макеро, Тиббит-Хилл
Архей			Джордж-Ривер	Грин-Хед	

Фиг. 103. Таблица сопоставления важнейших формаций Новой Шотландии, Нью-Брансуика и провинции Квебек (по Алькоку, 2).

серия пород нижнего кембрия, от 900 до 1200 *м* мощностью, состоит из сланцеватых глин, доломитов, граувакк и серицитовых сланцев. Породы предположительно кембрийского возраста района Тетфорд-Босвилл известны как группа Колдуэлл и состоят из почти чистых кварцитов, сланцев и подушечных лав базальтового состава. Кембрийское море и впадина осадконакопления, вероятно, протягивались от района Шамплейнского озера до города Квебека и далее в Гаспе, где встречаются серые плотные известняки и ленточные сланцеватые известняки верхнего кембрия.

В южной части Нью-Брансуика у Сент-Джонса выходят отложения от нижнего кембрия до нижнего ордовика; все эти отложения вместе известны под именем группы Сент-Джонс. Она сложена кварцитами, известняками и черными сланцеватыми глинами. Сходные породы встречаются на острове Кап-Бретон. Они соответствуют промежутку от нижнего до верхнего кембрия и состоят из серых и черных сланцеватых глин и сланцев, а также кварцитов и конгломератов, красных песчаников и красных и серых аргиллитов, содержащих гематит, и зеленовато-серых и красновато-серых аргиллитов.

Ордовикская система

Алькок *(2)* отмечает:

«В аппалачской зоне провинции Квебек известны отложения нижнего, среднего и верхнего кембрия, однако в большинстве случаев остатки ископаемых организмов сохранились недостаточно для точного определения возраста. В протяженной зоне от границы Вермонта к восточному окончанию полуострова Гаспе ордовикские отложения выделялись прежде как «квебекская группа». Этот термин впервые был применен в 1860 г. Логаном к отложениям города Квебек, надвинутым и перекрывающим более молодые отложения среднего ордовика. Позже термин этот был признан удобным для объединения всех древних пород с точно неустановленным возрастом.

В Новой Шотландии ордовикские отложения известны в пределах нагорья Пикту-Антигониш. Они охватывают метаморфизованные осадочные, вулканические и интрузивные породы. Группа Браунс-Маунтин, состоящая из аргиллитов, сланцев и граувакк, на основании нахождения нескольких лингулид считается нижнеордовикской. Местами с осадочными породами чередуются лавовые потоки и туфы; их секут штоки гранитов, а также дайки и штоки риолитов и кварцевых порфиров. В районе Арисейга эта группа отложений перекрывается грубыми конгломератами и песчаниками формации Малиньянт-Ков, возраст которой считается среднеордовикским. В районе Пикту малиновые аркозовые конгломераты и малиновые аргиллиты образуют подразделение, известное под именем формации Стюарт-Брук, которая, вероятно, сопоставима с формацией Малиньянт-Ков.

В юго-западной части области к ордовику, вероятно, относится группа Шарлотта. Она состоит из двух подразделений; одно из них известно под именем темных аргиллитов, другое как светлые аргиллиты. Первое из них лежит несогласно под силурийскими отложениями и состоит из аргиллитов, сланцев, кварцитов, слюдяных сланцев, гнейсов и незначительного количества вулканических пород. Они прорваны массами гранитов и габбро. Светлые аргиллиты состоят из аргиллитов, песчаников, аркозов,

сланцев и слюдяных сланцев. На площади Сент-Стефен эти отложения залегают согласно с темными аргиллитами и постепенно в них переходят. На прежних картах светлые аргиллиты считались девонскими на основании сведений о находках на реке Кокс-Брук, притоке реки Магагуадавик, форм, сходных с лепидодендронами. В ходе дальнейших работ каких бы то ни было окаменелостей в этих породах не найдено.

В области Тетфорд квебекская группа (формации Силлери и Левис) состоит из черных сланцев с базальными конгломератами и несколькими прослоями нечистых кварцитов или граувакк, которые несогласно перекрывают кембрийскую группу Колдуэлл. В районе Босвилля вулканические туфы и лавовые потоки переслаиваются с осадочными породами; местами эта серия так изменена, что трудно отличить вулканические ее породы от осадочных.

Еще далее к юго-западу, у Филлипсбурга, в районе Шампленского озера, мощная серия палеонтологически охарактеризованных отложений формации Бикментаун состоит из сланцеватых глин и известняков, залегающих на верхнекембрийских отложениях и покрывающихся формацией Чези среднего ордовика.

К северо-востоку от Левиса породы, состоящие из красных, зеленых, серых и черных сланцев, кварцитов и конгломератов, образуют зону местами шириной свыше 30 *км*. Эти отложения сопоставлялись с формацией Силлери; они могут включать, однако, как более древние, так и более молодые образования. Интересной особенностью этих пород является присутствие в них известняковых конгломератов. Они встречаются на разных стратиграфических условиях как в формации Силлери, так и в формации Левис, образуя прослои мощностью от 0,3 до 30 и более метров. Гальки и валуны состоят из серых известняков, и вес их колеблется в пределах от одной до нескольких десятков тонн. Сходные известняковые конгломераты встречены как к северо-востоку, в Ньюфаундленде, так и к юго-западу, в Вермонте. Появление их объяснялось местным сползанием и дроблением известняков на дне моря при землетрясениях в зоне, где преобладали разломы. Другой особенностью формации Силлери является нахождение полос кварцитов, которые местами назывались формацией Камураска. Эти полосы соответствуют обширным линзам, и их мощность сильно изменяется».

Переслаивание аркозов и вулканических пород ордовикского возраста известно в Шикшокских горах; южнее по обеим сторонам залива Шалер-Бай известны темные сланцеватые глины, известняки, конгломераты, аргиллиты, кварцевые песчаники и вулканические потоки и туфы.

Силурийская система

Лучший разрез силура в Новой Шотландии — это разрез Арисейг, где развиты богато палеонтологически охарактеризованные песчаники и сланцевые глины мощностью 1000 *м*. Серия перекрывается нижнедевонскими отложениями и лежит на риолитовых лавовых потоках, вероятно, нижнеордовикского возраста. Фауна скорее может быть сопоставлена с английской, чем с американской. Даже сходство с силурийскими фаунами Шалер-Бай незначительно.

На северном крыле Шалер-Бай имеется, вероятно, наиболее мощный в Северной Америке разрез морских отложений среднего силура. В кровле его вулканические потоки чередуются с осадочными, преимущественно обломочными породами. Лавовые потоки присутствуют также ниже по разрезу в других формациях. В районе Блек-Кеп присутствуют толщи осадочных пород мощностью 2500 *м* и вулканических пород мощностью 2000 *м*.

В южной части Нью-Брансуика, в заливе Фунди, большие массы вулканических пород, главным образом риолиты и андезиты, переслаиваются с осадочными породами. В заливе Ок-Бай грубые базальные конгломераты силура лежат несогласно на темных аргиллитах Шарлотта ордовикского возраста. Эта полоса расположена на продолжении зоны, протягивающейся от района Истпорта (штат Мен), где встречаются отложения среднего и верхнего силура.

Девонская система

Породы нижнедевонского возраста встречаются в провинциях Квебек, Нью-Брансуик и Новая Шотландия. Осадконакопление в это время сопровождалось широко распространенным вулканизмом. В конце эпохи имела место главным образом фаза акадской складчатости. В среднем девоне на полуострове Гаспе накопились мощные толщи обломочных пород, а в верхнедевонскую эпоху осадконакопление продолжалось местами в заливах Шалер-Бай и Фунди (Алькок, *2*).

Хорошо известный разрез нижнего девона находится у восточного окончания полуострова Гаспе, где указывается около 600 *м* известняков и известковистых сланцеватых глин. В пределах центральной части полуострова Гаспе широко распространены нижнедевонские сланцеватые глины и известняки, сопровождающиеся мощными вулканическими отложениями. У западного конца полуострова мощность сланцеватых глин и глинистых известняков того же возраста достигает 2200 *м*.

Нижнедевонские формации у Дальхузи состоят из богато палеонтологически охарактеризованных морских отложений вулканических потоков и туфов, даек и вулканических пород. Главный разрез нижнего девона Новой Шотландии находится к юго-западу от Арисейга, где тонкозернистые красные песчанистые сланцы и серые песчаники мощностью до 300 *м* (оче-

видно, континентального происхождения) с отчетливым эрозионным несогласием перекрывают силурийские отложения формации Арисейг.

Большая часть внутренней области полуострова Гаспе подстилается песчаниками, конгломератами и песчанистыми сланцеватыми глинами, цвет которых изменяется от зеленого до красного. Типичные выходы известны в заливе Гаспе, где толща пород мощностью 2100 *м* залегает на нижнедевонских известняках [1].

Верхнедевонские отложения на северной стороне залива Шалер-Бай имеют трехчленное деление. Нижняя формация состоит из галечных конгломератов песчаников, а также кофейно-коричневых сланцеватых глин мощностью 135 *м*. Средняя формация слагается грубыми галечными и валунными конгломератами с серым цементом. Мощность ее всего лишь 13,5 *м*. Верхняя формация имеет мощность 115 *м* и представлена серыми сланцеватыми глинами и глинистыми песчаниками.

Алькок *(2)* отмечает, что:

«На западной стороне залива Пассамакводи, в районе Сент-Эндрюс, в Нью-Брансуике у границы Мена, на противоположной стороне залива, на полуострове Маскарен в Блек-Харбор, к югу от Сент-Джорджа и на некоторых смежных островах расположены площади, выстилающиеся красными песчаниками и конгломератами, которые сопоставляются с конгломератом Перри штата Мен.

Слои залегают большей частью с небольшим наклоном и образуют пологие складки. Местами они залегают несогласно на силурийских отложениях, местами имеют с ними тектонические контакты. Конгломераты содержат валуны силурийских и досилурийских пород, а также гранитов Сент-Джордж. На острове Хилл два потока основной амигдалоидной лавы переслаиваются с красноцветными отложениями; сходные вулканические породы можно видеть на острове Говард. Местами породы секутся темными дайками. Сходные дайки и лавовые потоки встречаются совместно с конгломератами в Сент-Эндрюсе».

Каменноугольная система

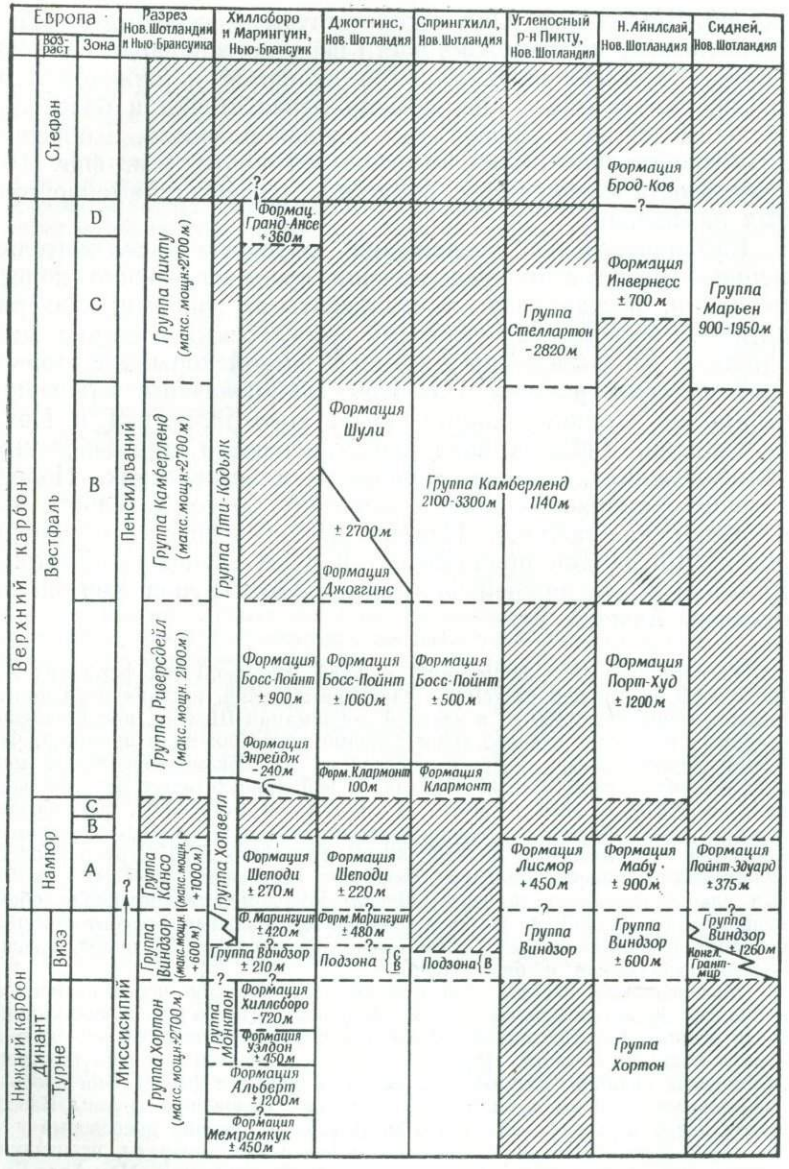
Каменноугольные отложения выстилают обширные площади Нью-Брансуика и Новой Шотландии. Они выстилают также весь остров Принца Эдуарда, острова Магдален в заливе Св. Лаврентия и выходят вдоль северного побережья залива Шалер-Бай. Они соответствуют миссисипскому, пенсильванскому и, возможно, части пермского периода и в Нью-Брансуике и Новой Шотландии являются источником угля, нефти, газа и гипса. Они обычно менее стойки и более подвержены действию эрозии, чем нижний палеозой, и образуют низменности. На геоморфологической карте (см. фиг. 101) низменности совпадают с областями развития каменноугольных отложений.

Каменноугольные отложения образуют исключительно мощные разрезы и представлены преимущественно конгломератами, песчаниками и сланцеватыми глинами; они разделяются несколькими угловыми несогласиями и весьма показательны для выяснения движений земной коры и тектонической истории района. На фиг. 104 показаны важнейшие формации каменноугольных пород Нью-Брансуика и Новой Шотландии. Таблица дает представление о многочисленных подразделениях, больших мощностях и несогласиях. Подразделения каменноугольных отложений более детальны, чем показано на таблице. Например, миссисипские отложения Новой Шотландии принадлежат к двум группам — Хортон и Виндзор; вдоль нижней части реки Авон группа Хортон, как отмечает Алькок *(2)*:

«...состоит из двух формаций — нижней, известной как формация Хортон-Блафф, состоящей из темных сланцеватых глин, песчаников и конгломератов мощностью 100 *м*, и верхней — формации Шевери, представленной красными и серыми сланцеватыми глинами, песчаниками и аркозами. Формация Хортон-Блафф залегает несогласно на докаменноугольных метаморфических и изверженных породах; в ней присутствуют остатки растений, погребенные леса и почвы и содержатся остракоды, ракообразные и остатки рыб. Формация Шевери располагается с угловым несогласием на формации Хортон-Блафф; на ней также несогласно лежит группа морских отложений Виндзор. Последняя включает известняки, гнейсы, сланцеватые глины, песчаники и известняковые конгломераты, имеющие общую мощность около 450 *м*. В богато охарактеризованных палеонтологически прослоях известняков было установлено присутствие 127 видов, главным образом моллюсков и брахиопод.

Миссисипские породы протягиваются к востоку через низменность к проливу Кансо и занимают также большую низменность в юго-западной части острова Кап-Бретон. В районе озера Энсли группа Хортон включает толщу мощностью около 1800 *м* согласно залегающих преимущественно обломочных осадков, содержащих скудную флору и фауну. Они прорваны диабазовыми дайками и силлами. Следующие отложения группы Виндзор имеют здесь мощность около 600 *м*. В районе Арисейг диабазовые и базальтовые дайки и штоки прорывают красные конгломераты, песчаники и песчанистые сланцевые глины миссисипской формации Мак-Арас-Брук, но являются, очевидно, более древними, чем известняки формации Арднесс миссисипского возраста» (Алькок, *2*).

[1] Повидимому, речь идет о среднем девоне, однако изложение автора настолько неясно, что об этом можно только догадываться. — *Прим. ред.*



Фиг. 104. Таблица сопоставления каменноугольных формаций Нью-Брансуика и Новой Шотландии (по Алькоку, 2).

Пенсильванские породы Новой Шотландии, насколько известно, являются нацело неморскими, преимущественно обломочными и красными, и содержат местами прослои углей и маломощные пласты известняков. Пенсильванские породы покрывают также большую часть равнины восточного Нью-Брансуика и представлены красными и серыми сланцеватыми глинами, тонкими и грубыми песчаниками и конгломератами.

Алькок указывает, что:

«Северное побережье Шалер-Бай на значительном протяжении сложено красными обломочными породами формации Бонавентюр, которая названа по острову Бонавентюр. Отложения эти представлены главным образом грубыми конгломератами и песчаниками, которые сопровождаются красными сланцеватыми глинами, глинистыми песчаниками и местами известняками. Слои большей частью залегают горизонтально, но иногда наклонены и местами смяты в складки».

Соотношения вдоль северного побережья Шалер-Бай см. на фиг. 106.

Острова Магдален сложены смятыми в складки осадочными и вулканическими породами миссисипского возраста, окруженными полого залегающими слоями красных песчаников, повидимому, относящихся к пенсильванию.

Триасовая система

Красные песчаники, сланцеватые глины и конгломераты триасового возраста встречаются в районе залива Фунди. Они наиболее широко развиты на юго-восточном берегу залива, где полоса триаса протягивается вдоль всей длины залива и ограничивает с двух сторон бассейн Минас. Они несогласно лежат на различных формациях палеозоя и докембрия и покрываются базальтовыми лавами мощностью до 300 *м*, слагающими возвышенности Норт-Маунтин. По северо-западному берегу залива Фунди встречаются изолированные выходы сходных красных конгломератов и песчаников. Породы во всех этих выходах падают к северо-западу и имеют тектонический контакт с более древними образованиями. Считается, что они отложились в опускавшемся по линиям сбросов бассейне, сходном с бассейнами, в которых накапливались триасовые красноцветы Коннектикута и Нью-Джерси. Это наиболее северо-восточный из известных триасовых сбросовых бассейнов Аппалачской горной системы.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Эффузивные породы

Ранее уже указывалось на перекрывающиеся вулканические породы различного типа. Они встречаются в кембрии и нижнем ордовике района Тетфорд-Босвилл провинции Квебек, в среднем ордовике центральной части Шикшокских гор и по южному берегу залива Шалер-Бай. Они известны также в среднем силуре различных мест полуострова Гаспе, по севернему берегу залива Шалер-Бай, вдоль Нью-Брансуикского берега залива Фунди и в районе Истпорта в штате Мен. Силурийские излияния особенно мощны и представлены главным образом андезитами и базальтами, хотя среди них указываются также и кислые разности. Вулканизм был также широко распространен и значителен в девоне. Нижнедевонские вулканические породы известны на полуострове Гаспе, на севере Нью-Брансуика и в окрестностях озера Энсли и Новой Шотландии. Верхнедевонские лавы указывались в районе Сент-Эндрюс в Нью-Брансуике и у границы Мена. Девонские вулканические породы представлены преимущественно андезитами.

В каменноугольном периоде вулканическая деятельность не ослабевала, и были выброшены значительные количества туфов и лав. Миссисипские породы островов Магдален содержат базальтовые лавы и брекчии, а на площади Хемпстед в Нью-Брансуике содержат риолиты. Пенсильванские породы в районе Сент-Джонса (залив Фунди) содержат изверженные и интрузивные породы, а в формации Бонавентюр вдоль северного берега Шалер-Бай имеются амигдалоидные базальтовые потоки.

Лавы, главным образом андезитовые и базальтовые, а также граувакки и аркозы с песчаниками, сланцеватыми глинами и известняками образуют слоистую толщу, типичную для эвгеосинклинали, в понимании Кэя *(293)*, или для комплекса вулканического архипелага тихоокеанской провинции (Ирдли, *169*).

Интрузивные породы

Интрузивные породы распространены в Новой Шотландии и в Нью-Брансуике. Они представлены гранитами и их дифференциатами, которые сопровождали акадскую складчатость в конце нижнедевонской эпохи. Граниты выходят на значительной части площади южной возвышенности Новой Шотландии и в Центральных Нагорьях Нью-Брансуика.

Полоса широко серпентинизированных ультраосновных интрузий протягивается через квебекские Аппалачи от Вермонта к полуострову Гаспе; считают, что их внедрение сопровождает таконскую орогению. Такие основные интрузии рассматриваются как показатели зоны глубокой деформации над тектогеном (Хесс, *247*) (см. фиг. 58).

В литературе указываются многочисленные дайки и силлы; вероятно, они связаны с вулканическими сериями.

Группа из восьми маленьких интрузивов в южной части провинции Квебек образует холмы Монтериги. Наиболее западный из них — Монт-Ройал в Монреале. Все они, за исключением одного, лежат вдоль изогнутой линии, проходящей к востоку от Монреаля. Пять холмов возвышаются более чем на 300 *м* над окружающей равниной, другие имеют высоту от 180 до 210 *м*. Пять западных интрузивов прорывают полого лежащие слои по фронту линии Логана, а три восточных секут смятые в складки и разбитые разломами палеозойские отложения к востоку от этой линии. Кейли *(106)* указывает:

«Холмы имеют округлые или овальные очертания, не превышают по площади нескольких квадратных километров и резко поднимаются над уровнем окружающей местности. Их внутренняя часть состоит из изверженных пород щелочного типа, включающих такие разности, как щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и эссекситы; они внедряются в палеозойские формации, охватывающие промежуток от эпохи Бикментаун до ричмондского времени.

Можно считать, что горы Бром и Шеффорд являются лишенными кровли лакколитами или, возможно, частями единого лакколита, закрытого еще осадочными породами, на протяжении 4 *км* в понижении между холмами. Остальные холмы являются, видимо, вулканическими неками с почти вертикальными стенками.

Возраст интрузий девонский или более молодой. Доказательства этому, кроме тех данных, которые можно получить при изучении брекчий острова Св. Елены, имеются в горах Бром, Шеффорд и Ямаска, расположенных внутри складчатой Аппалачской области. Интрузивные массивы не носят следов смятия и, следовательно, должны были внедряться после последней складчатости, затронувшей этот район в среднедевонское время. Отмечалось также, что в интрузивных породах Монтериги плеохроические дворики, окружающие кристаллы циркона и титанита, неизменно бедно развиты и незрелы. В этом отношении эти интрузивы напоминают третичные интрузивные породы, тогда как в некоторых девонских гранитах дворики многочисленны и заметны. Поэтому было высказано предположение, что изверженные породы холмов Монтериги могут быть третичными».

СТРУКТУРЫ

Несогласия

Разрез палеозоя насыщен несогласиями и конгломератами, которые свидетельствуют о наличии в различных местах и в течение длительного времени прерывистой орогении.

Грубые конгломераты нижнего кембрия, содержащие крупные глыбы гранитов, лежат на породах того же состава, что и глыбы у Сент-Джонса в Нью-Брансуике. Нижнеордовикские черные сланцы с базальными конгломератами и несколькими прослоями нечистых кварцитов или граувакк в районе Тетфорда, в южной части провинции Квебек, несогласно перекрывают группу Колдуэлл. Известняковые конгломераты нижнего ордовика встречаются местами в пределах полосы, протягивающейся от Вермонта через Квебек в Ньюфаундленд, и рассматриваются как результаты местного оползания и раздробления уже отложившихся известняков на дне моря при землетрясениях в зоне деформаций земной коры.

В Новой Шотландии грубые конгломераты и песчаники среднеордовикского возраста перекрывают отложения нижнего ордовика. На северном берегу залива Шалер-Бай грубые конгломераты среднеордовикского возраста залегают на протерозойских (?) отложениях Макеро и состоят преимущественно из обломков этой толщи. В том же районе протягивается широкая полоса верхнеордовикских конгломератов и песчаников мощностью около 600 *м*. Их соотношения с подстилающими отложениями не установлены.

Силурийская серия Арисейг Новой Шотландии содержит конгломераты и обломки нижнесилурийских вулканических пород. В заливе Ок-Бай в южном Брансуике основание силурийского разреза сложено грубыми конгломератами, которые несогласно залегают на темных аргиллитах ордовикского возраста.

Нижнедевонские красные сланцы и серые песчаники к юго-западу от Арисейга перекрывают силурийские отложения с отчетливым несогласием. Аркозы и конгломераты встречаются на острове Кап-Бретон. Значительные площади внутренней части полуострова Гаспе подстилаются среднедевонскими песчаниками, конгломератами и песчанистыми сланцеватыми глинами. Смена известняков нижнего девона обломочными породами среднего девона обычно рассматривалась здесь как свидетельство главной фазы акадской орогении.

В районе цинковых и свинцовых месторождений Берри-Маунтин и Бренди-Брукс известняки прорваны и минерализованы гранитными и сиенитовыми интрузивными породами, не затрагивающими вышележащих песчаников.

Верхнедевонские слои на северном берегу Шалер-Бай состоят внизу из грубых конгломератов и песчаников мощностью около 180 *м*. Они были собраны в пологую синклиналь, размыты и несогласно перекрываются пенсильванскими конгломератами Бонавентюр. Конгломераты нижнедевонского возраста встречаются также в Нью-Брансуике у границы Мена; они сопоставлялись с конгломератами Перри штата Мен. Можно наблюдать несогласное налегание этих пород на силурийских отложениях. В конгломератах содержатся глыбы силурийских и досилурийских пород гранитного интрузива Сент-Джордж.

Считается, что каменноугольные отложения лежат везде с отчетливым угловым несогласием на более древних породах, которые соответствуют промежутку от докембрия до верхнего девона. Они имеют тысячеметровые мощности и содержат значительное количество грубых обломочных пород, особенно широко распространенных в пенсильванских отложениях. В Новой Шотландии обломочные породы Хортон-Блафф в основании миссисипских отложений лежат несогласно на докаменноугольных изверженных и метаморфических породах и, в свою очередь, отделяются угловым несогласием от вышележащей формации Шевери также миссисипского возраста.

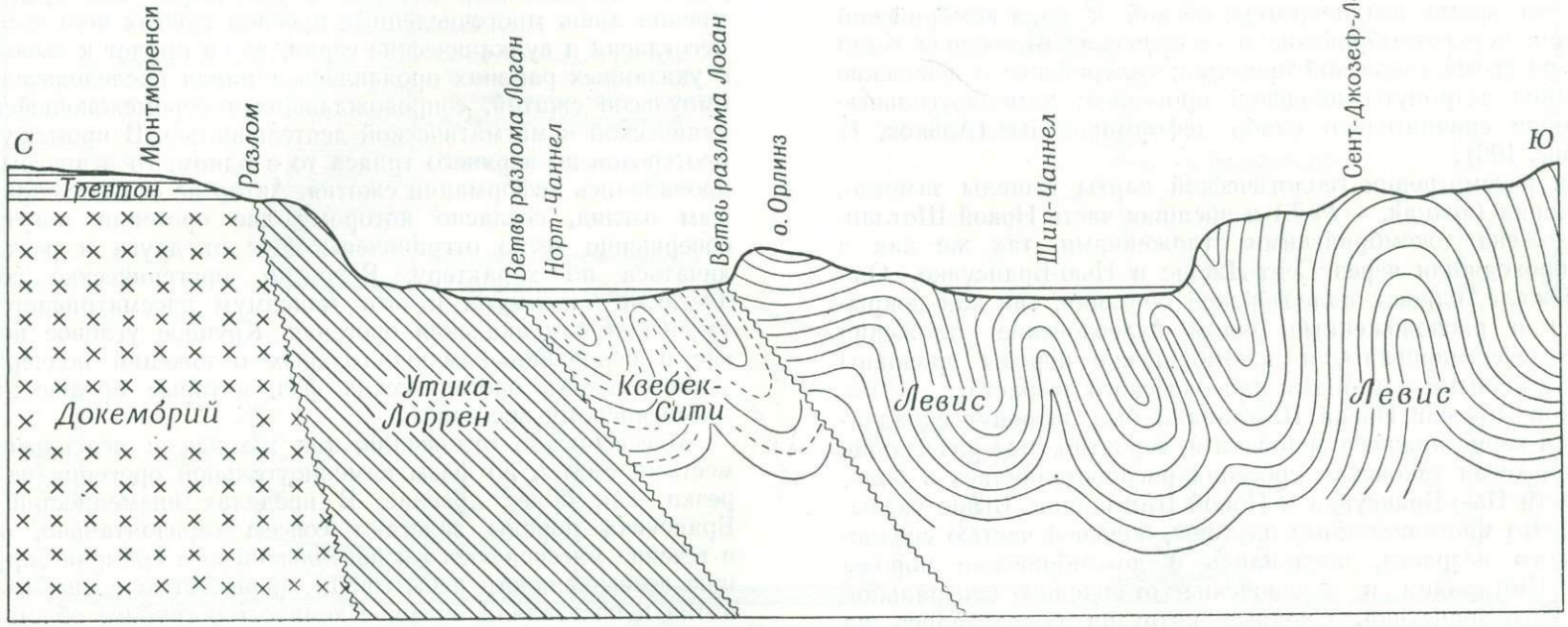
Миссисипские известняки и вулканические породы смяты в складки, размыты и несогласно перекрываются пенсильванскими (?) отложениями на островах Магдален и, вероятно, в других местах Нью-Брансуика и Новой Шотландии. Большое количество конгломератов в пенсильванских отложениях свидетельствует о сильных поднятиях обширных нагорий непосредственно перед и во время их отложения.

Ясно, что процессы орогении установлены в отложениях Нью-Брансуика и Новой Шотландии, однако прежде чем рассмотреть последовательность фаз, следует описать складки и надвиги этого района.

Складки и надвиги

Все докаменноугольные породы сильно смяты и частично метаморфизованы. Местами каменноугольные отложения также деформированы. Основными структурными формами являются

складки. Было установлено и закартировано несколько надвигов, однако в большинстве случаев картирование не было достаточно детальным, чтобы выявить присутствие крупных надвиговых чешуй большого протяжения. Линейные элементы в структурах сжатия ориентированы обычно в северо-восточном направлении так же, как и в Новой Англии, находящейся



Фиг. 105. Профиль через долину Св. Лаврентия и Квебек-Сити (по Алькоку, 2).

на их простирании. Складки и надвиги таконской и акадской систем Нью-Йорка и Вермонта переходят в южную часть провинции Квебек, а фронт таконских надвигов подходит к реке Св. Лаврентия у города Квебек. Здесь формация Квебек содержит трентонские[1] окаменелости и состоит из известняков и сланцеватых глин с тонкими прослоями известняковых конгломератов (фиг. 105). Породы этой формации изменены и разбиты трещинами кливажа. Более древние отложения формации Левис надвинуты с юга по направлению к городу Квебеку, в то время как к северо-востоку от Квебека они надвинуты на более молодые верхнеордовикские формации Утика-Лоррен. Последние, в свою очередь, соприкасаются с докембрийскими отложениями Канадского щита. Непосредственно на докембрии горизонтально залегают не затронутые складчатостью известняки формации Трентон, резко отличающиеся по составу пород от одновозрастных отложений формации Квебек. Эта граница между сильно смятыми и несмятыми отложениями давно была известна как линия Логана, или разлом Логана (см. фиг. 102). От города Квебека линия проходит под водами реки Св. Лаврентия и плавно изгибается к востоку от

[1] Трентонская формация — верхи лландейловского (?) и низы карадокского ярусов ордовика. — *Прим. ред.*

окончания полуострова Гаспе, проходя между ним и островом Антикости.

По имеющимся данным известно, что разломы в обширной изогнутой дугой зоне деформаций к югу от реки Св. Лаврентия представляют собой надвиги, перемещавшиеся с юго-востока. Породы этой зоны и, в частности, в пределах полуострова Гаспе можно подразделить на четыре больших комплекса, соответствующих четырем этапам складчатости, которые здесь проявились. Метаморфические породы группы Макеро были смяты во время позднепротерозойской и раннекембрийской орогении; верхнекембрийские и ордовикские отложения были смяты во время таконской орогении; силурийские и девонские отложения затронуты акадской орогенией; каменноугольные отложения сравнительно слабо деформированы (Алькок, *1*) (см. фиг. 106).

При рассмотрении геологической карты Канады заметно, что нижняя (южная. — *Ред.*) и внешняя часть Новой Шотландии сложена докембрийскими отложениями, так же как и зона, проходящая через Сент-Джонс в Нью-Брансуике. Она не избежала, однако, палеозойской орогении, так как покрывающие и расположенные рядом палеозойские отложения сильно деформированы, а докембрийские породы прорваны многочисленными плутонами палеозойского возраста.

Район Арисейг Новой Шотландии был затронут складчатостью в конце нижнего ордовика и, вероятно, еще раз в конце периода, когда таконская орогения распространилась в большей части Нью-Брансуика и Новой Шотландии. Выше указывалось, что многочисленные плутоны, большей частью среднедевонского возраста, внедрились в докембрийские породы Новой Шотландии в додевонские отложения центральной части Нью-Брансуика. Сходные интрузии образовались на полуострове Гаспе. Отложения Нью-Брансуика и Новой Шотландии были собраны в это время в складки северо-восточного простирания, которое, вероятно, совпадает с направлением более древних структур. На фиг. 107 показаны складки и разломы района Сент-Джонс в Нью-Брансуике.

На многих поперечных профилях, приведенных в литературе, показаны сбросы, однако детально они не рассматривались. Они, очевидно, позднее орогении сжатия или связаны с заключительными этапами отдельных орогений. Некоторые сбросы могут связываться с разломами триасовых бассейнов или даже с дислокациями третичного периода.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

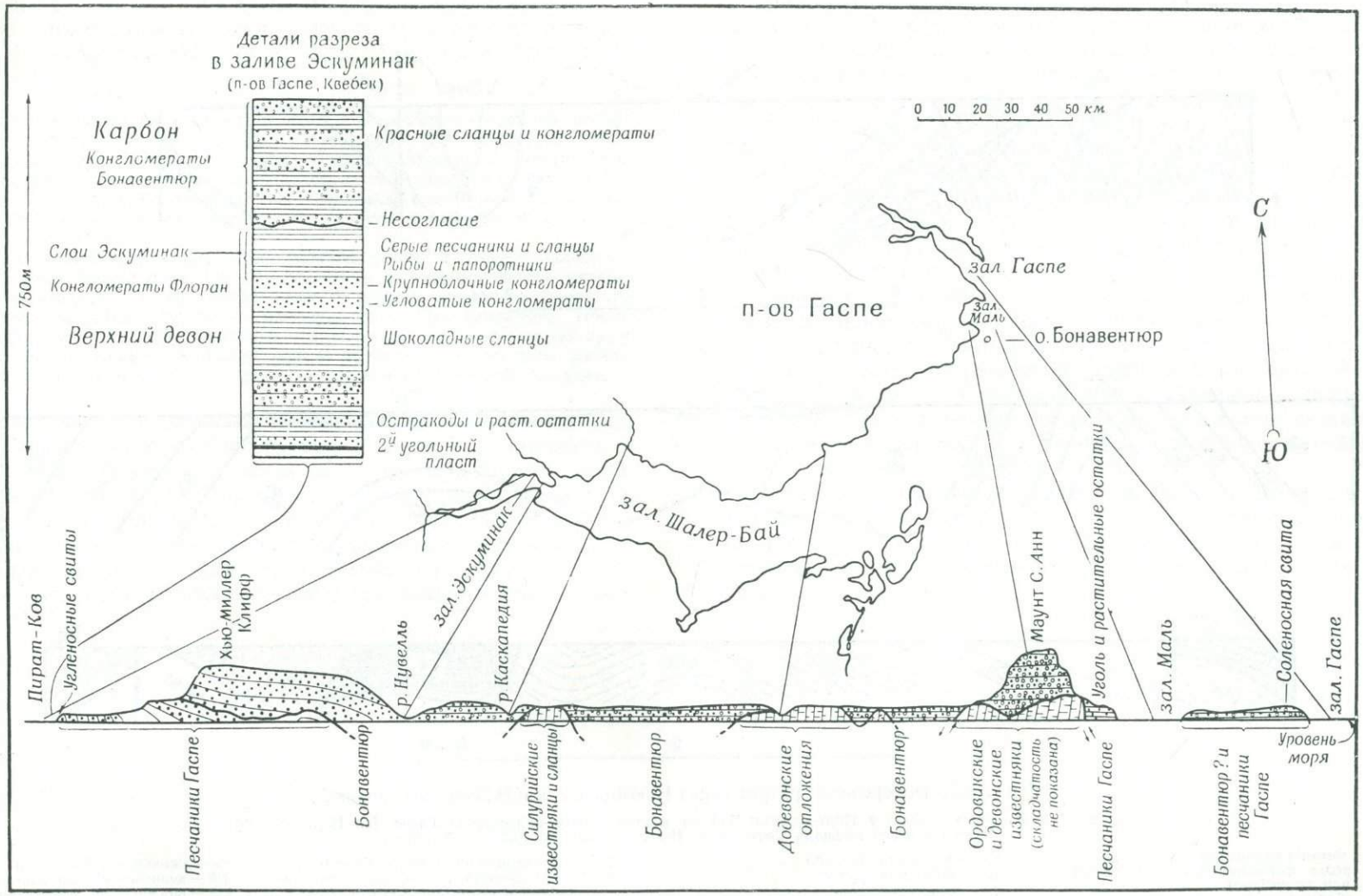
Последовательность орогенических фаз

Большинство авторов указывает в Новой Шотландии и Нью-Брансуике на две крупные орогении — таконскую в конце ордовика и акадскую, или шикшокскую, которая происходила в течение средней и верхнедевонской эпох. Если геолог не будет опрометчиво поддаваться влиянию построений и выводов многочисленных авторов и рассмотрит без предвзятого мнения лишь многочисленные прослои грубых конгломератов, несогласия и вулканические серии, то он придет к выводу, что в указанных районах проявилась длинная последовательность импульсов сжатий, сопровождавшихся перемежающейся вулканической и магматической деятельностью. В промежутке от протерозоя до верхнего триаса то в одном, то в другом месте проявлялись деформации сжатия. Автор не считает справедливым взгляд, согласно которому две орогении могут быть совершенно четко отграничены друг от друга и резко различаться по характеру. Вероятно, орогенические события достигли максимума и этот максимум рассматривается как таконская или акадская орогения. Крупное угловое несогласие в основании каменноугольных отложений подчеркивает значительность орогенических фаз, которые предшествовали миссисипскому времени.

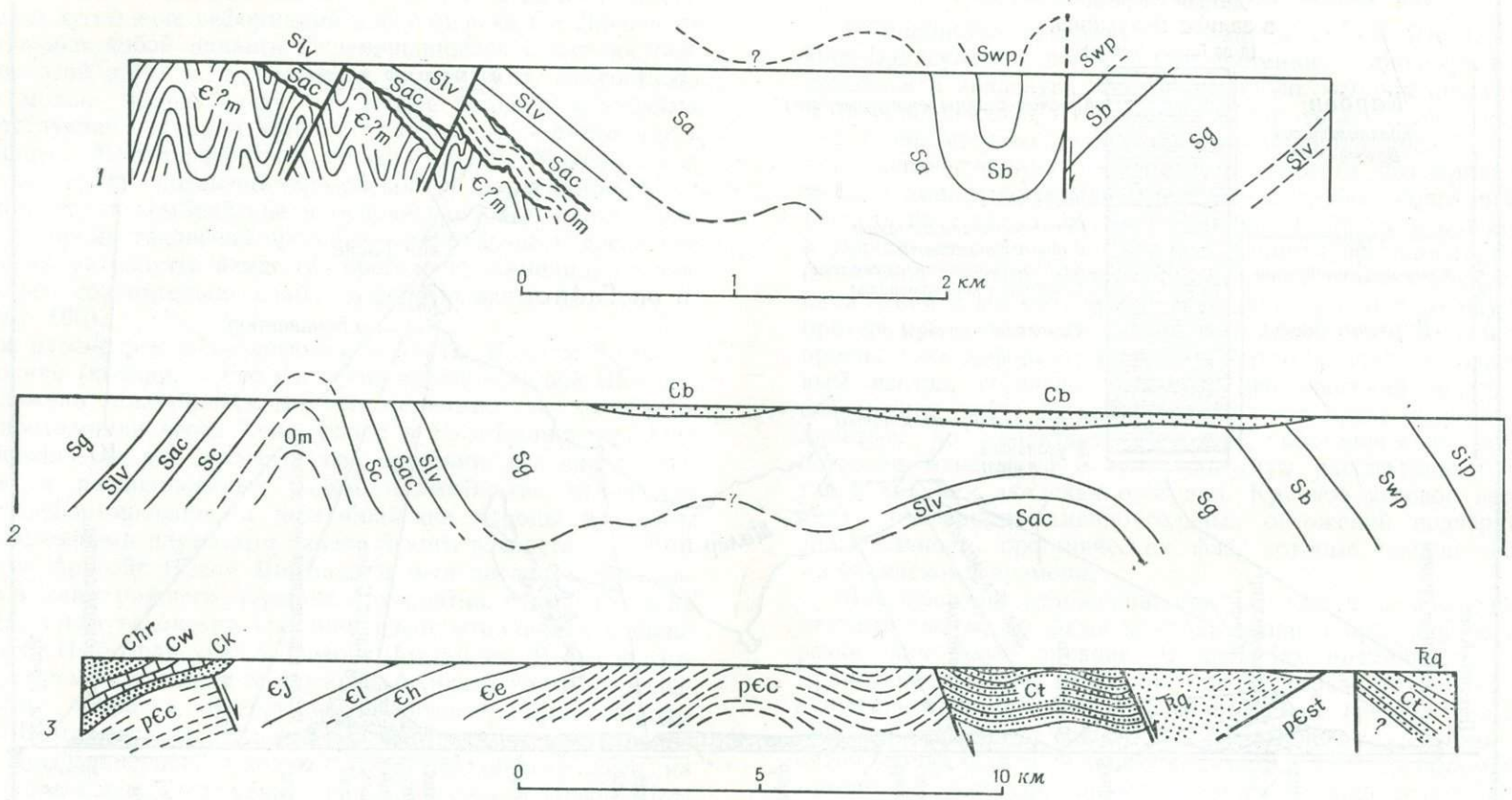
Миссисипские отложения, так же как и пенсильванские, местами смяты, но фазы каменноугольной орогении не столь резки, как более древние. В пределах низменностей Нью-Брансуика породы залегают совсем горизонтально, однако в течение миссисипского и пенсильванского времени окружающие возвышенности испытывали прерывистые и сильные поднятия и поставляли большое количество грубого обломочного материала, который образует мощные толщи пород. Одним из этих источников питания была, вероятно, докембрийская площадь Новой Шотландии; другая, вероятно, была расположена на северо-востоке вдоль реки Св. Лаврентия.

Нью-брансуикская геоантиклиналь Шухерта

Главным образом на основании палеогеографических карт Шухерта широкое распространение получило представление о том, что в Новой Англии, Нью-Брансуике, Новой Шотландии и Ньюфаундленде западная впадина осадконакопления отделялась от восточной барьером или геоантиклиналью. Это



Фиг. 106. Схематический профиль вдоль северного берега залива Шалер-Бай (по Алькоку, **2**).
Песчаники Гаспе отнесены к среднему девону.



Ф и г. 107. Поперечный разрез через Нью-Брансуик и Новую Шотландию.

Разрезы *1* и **2** — через область у Порт-Даниэль-Бай на южном берегу полуострова **Гаспе** (по Нортропу, 452).
Разрез *3* через площадь Сент-Джон, Нью-Брансуик (по Хайсу и Хоуэллу).

Є?m — метаморфизованные обломочные породы формации Макеро (кембрий или докембрий)
Om — обломочная формация Миктэ
Sc — формация Клемвилл
Sac — формация Ансе-Каскон
Slv — формация Ла-Вьей
Sg — формация Гасконс
Sb — формация Було
Swp — формация Вест-Пойнт
Cb — формация Бонавентюр. Все силурийские формации относятся к среднему силуру
pЄc — вулканические породы Колд-Брук
pЄst — вулканические породы, конгломераты и интрузивы Сент-Мартин
Єe — этчминские песчаники
Єh — ханфордские песчаники
Єl — лох-ломондские сланцы
Єj — джоханские песчаники
Ck — кеннебекасиские конгломераты
Cw — виндзорские известняки
Chr — конгломераты Ред-Хед
Ct — конгломераты Тайнмаус-Крик
Rq — обломочные отложения, Куако

представление снова приводится Шухертом и Денбаром *(529)* в первом томе записок Американского геологического общества. Из этой работы могут быть приведены следующие строки:

«Северные Аппалачи унаследовали от палеозойского времени четыре крупные структуры, а именно: 1) геосинклиналь Св. Лаврентия, занимающую западную и северную часть Большой Акадии; 2) узкую Ньюбрансуикскую геоантиклиналь; 3) Акадскую геоантиклиналь, на востоке узкую и 4) внешний бордерленд, или геоантиклиналь Новой Шотландии, в настоящее время широко изогнутую, смятую в складки и уходящую в Атлантический океан.

Эти основные структуры существовали ранее в нижнекембрийское время и четко проявлялись как опускающиеся и поднимающиеся участки вплоть до среднего девона, когда «земной шторм» превратил значительную часть Большой Акадии — Ньюфаундленд, Нью-Брансуик, Новую Шотландию и штаты Новой Англии — в постоянно существующую сушу. Мощные пенсильванские формации нацело континентального типа распространились на размытых более древних отложениях Большей Акадии».

Первоначальные доказательства наличия геоантиклинали заключались в факте существования обширной срединной площади, которая считалась сложенной докембрийскими породами, и в резком различии фауны в двух «прогибах». Как указывалось в предыдущей главе об Аппалачах Новой Англии, площади «докембрийских» пород представляют собой мощные метаморфизованные толщи ордовикского, силурийского и девонского возраста, весьма сходные с одновозрастными отложениями «прогибов». Как показано в той же главе и установлено Алькоком *(2)*, срединная область в Нью-Брансуике в действительности точно так же представляет собой осадочный разрез, измененный местным проявлением акадской орогении и магматической активности. По Снелгрову (личное сообщение), в Ньюфаундленде также нет доказательств существования барьера или геоантиклинали. Алькок считает, что удивительные палеонтологические различия связаны с фациями или особенностями среды, а не обусловлены изоляцией.

Во время последовательных этапов орогении, которые проявились в Нью-Брансуике и Новой Шотландии, несколько хребтов, несомненно, поднималось, а несколько впадин осадконакопления прогибалось; эти движения сопровождались мощными проявлениями вулканизма. Моря в значительной степени затопили здесь Кордильеры, и общая обстановка была сходной с частично погруженной андийской системой Южного Чили, Патагонии и Огненной Земли. Изменения географической обстановки в течение палеозоя не показаны на картах — очевидно, геологические сведения еще недостаточны для такого синтеза.

Однако в настоящее время фронт орогенической зоны намечается достаточно четко, и после изложения элементов геологического строения Ньюфаундленда будет предпринята попытка наметить орогенические зоны (поясы) Большой Акадии.

12

НЬЮФАУНДЛЕНДСКИЕ АППАЛАЧИ

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

В Ньюфаундленде могут быть выделены возвышенности и низменности (см. фиг. 108). Возвышенности на широких площадях имеют небольшие высоты и обычно резко по крутым склонам переходят в низменности. Большая часть низменностей сложена породами, слабо сопротивляющимися выветриванию. Значительное число крутых склонов между возвышенностями и низменностями соответствует линиям разломов; остальные связываются с разломами предположительно. В новой работе Твенхофела и Мак-Клинтока (*613*) рассматривается физиография Ньюфаундленда; эта работа служит основой для последующего обзора.

Наиболее высокая часть возвышенности — это участок рельефа Лонг-Рейндж, расположенный вдоль западного края Ньюфаундленда. Из-за совершенно плоской вершины он рассматривался как плато. В настоящее время существуют только остатки высокой плоской поверхности, имеющие высоту около 600 *м* над уровнем моря. Высокие долины в стадии поздней зрелости имеют высоту от 390 до 570 *м* и сопоставляются с наиболее высокой поверхностью Центрального плато с отметками, колеблющимися в пределах от 420 до 480 *м*. В районе залива Эспуар та же поверхность снижается до 300 *м*, а у Сент-Джонса — до 210—240 *м*. Третья поверхность в западной части Лонг-Рейндж имеет высоту от 150 до 300 *м* над уровнем моря. Предполагается, что в Центральном плато эта поверхность соответствует зрелой возвышенности бассейна Гранд-Лейк — Уайт-Бай высотой от 150 до 300 *м*, 60-метровому уровню в заливе Нотр-Дам и нижнего бассейна Эксплойт и уровню 105—120 *м* района Сент-Джонс. Считается, что три поверхности, или пенеплена, имеют наклон к востоку, отвечающий наклону острова в том же направлении. Пенеплены возникли в результате флювиальной, а не морской эрозии. Считается также, что как и в Южных и Центральных Аппалачах, эрозия происходила в третичный период. Вероятно, наиболее высокий пенеплен Лонг-Рейнджа образовался в верхнемеловую эпоху.

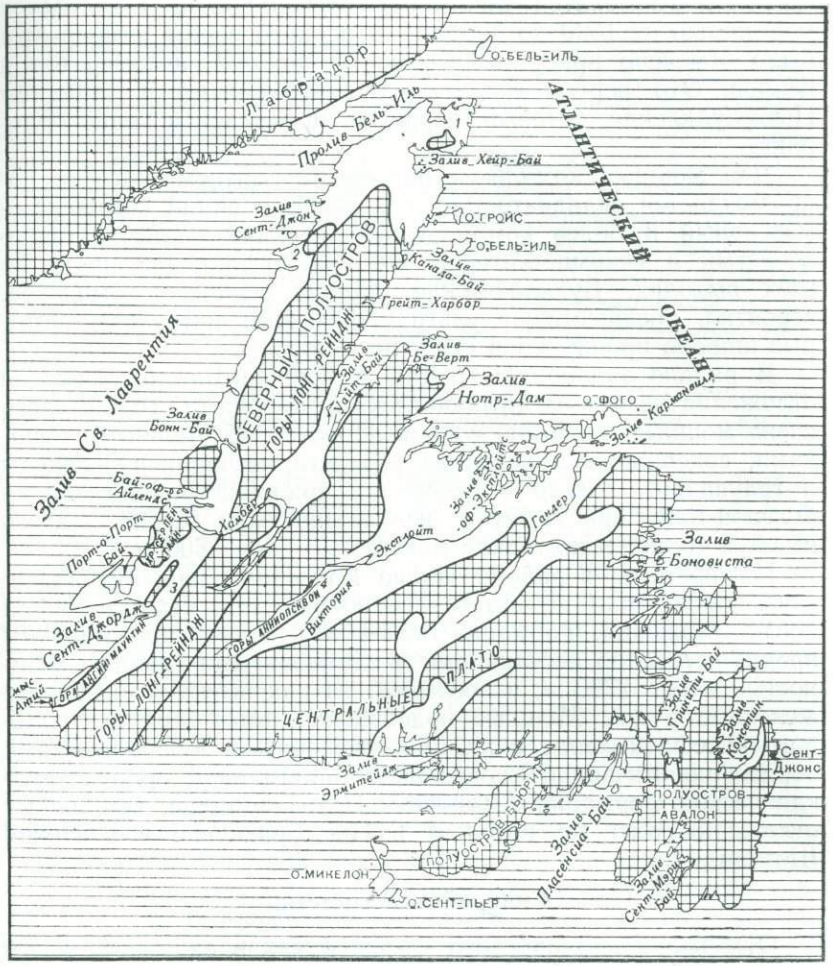
Горы Ангий-Маунтин имеют высоты, весьма сходные с высотами Лонг-Рейнджа. Отметки высших точек около 500 *м*. Хребет Серпентайн включает холмы Льюис-Хилл и горы Блоу-Ми-Даун к югу от залива Бай-оф-Айлендс, горы Арм на северной стороне залива, нагорье Сент-Грегори у северного входа в залив, горы Тейбл по южной стороне залива Бонн-Бай и холмы Лукаут-Хиллс у южного входа в залив Бонн-Бай. Эти элементы рельефа связаны с высотами основного интрузивного комплекса. Холмы Льюис-Хилл имеют изумительно плоскую поверхность с высотами порядка 700 *м*, хорошо сохранившуюся зрелую поверхность высотой от 400 до 500 *м* и поверхность, соответствующую донным участкам долин нагорья, с высотами от 200 до 350 и более метров.

СТРАТИГРАФИЯ

Введение

Стратиграфия западного Ньюфаундленда мастерски изложена Шухертом и Денбаром (*529*). В этом труде дается также обзор стратиграфических подразделений остальной части острова на основании данных, полученных до 1934 г. Несколько бюллетеней и информационных изданий Ньюфаундлендской геологической службы, выпущенных под редакцией А. Снелгрова, содержат дополнительные сведения; небольшое число журнальных статей Твенхофела (*612*), Твенхофела и Шрока (*614*), Дорфа и Купера (*160*) и других заключают новые стратиграфические и палеонтологические данные.

Для того чтобы дать наиболее полное представление о стратиграфии, на фиг. 109 даны четыре нормальных разреза. Пятый разрез иллюстрирует геологическое строение берега Лабрадора, шестой — Канадского щита. На таблице сделана попытка свести не только данные стратиграфической



Фиг. 108. Физико-географическое подразделение территории Ньюфаундленда (по Снелгрову).

Заштрихованы возвышенности; незаштрихованные площади — низменности. Номерами обозначены следующие возвышенности: *1* — Серпентинитовые холмы Хейр-Бай; *2* — возвышенности Сент-Джонс; *3* — хребет Индиан-Хед.

	Канадский щит	Берег Лабрадора	Западный Ньюфаундленд	Область залива Нотр-Дам	Форчюн-Бай и п-ов Бьюрин	п-ов Авалон
Пенсильванский ?			Сбросы, надвиги	Сбрососбразование		Складчатость
Миссисипий	Общая эрозия		Серия Барачойс - конгломераты, песчаники, сланцы, угли 900 м			Эрозия
		Сильное поднятие		Поднятие	Поднятие	Поднятие
		Эрозия	Серия Кодрой - конгломераты, песчаники, сланцы, известняки, гипсы 1050 м Серия Ангей	Группа Спрингдейл - красные кластические осадки, эффузивы		Эрозия
Девон		Сильное поднятие	Нарушения, интрузии	Сильное поднятие	Батолитовые интрузии	Поднятие
		Эрозия	Серия Клам-Банк - грубые конгломераты, песчаники 510 м	? ? ?	Конгломераты Грейт-Бай-де-Ло 900 м	?
Силур		Сильное поднятие	Складчатость, эрозия ?	Складчатость, сбросы, интрузии	Складчатость, эрозия ?	Сильное поднятие
		Эрозия	?	Силур в заливе Уайт-Бай, кластические серии - 900 м Силур в заливе Нотр-Дам - 600 м	Формация Ранконтр - кварциты, граувакки, эффузивы 1050 м	?
			Ультраосновные интрузии	Нарушение ?	Нарушение ?	?
Ордовик	Поднятие	?	Кластическая и эффузивная серии Хамбер-Арм 1500-3000 м	Серия Хамбер-Арм с эффузивами Ред-Клифф Эффузивы Гросс-Понд	Эффузивы Мурин-Ков - 500 м Сланцы Андерсон-Ков - 500 м	?
		Сильное поднятие	Сбросы, эрозия надвиги, брекчии		Эффузивы Бель-Бай - 3900 м	
	Общее поднятие	Поднятие	Серия Лонг-Пойнт 500 м Известняки и черные сланцы Тейбл-Хед - 400 м Доломиты, песчаники, известняки серии Сент-Джордж - 625 м Доломиты, изв., песч. - 600 м Кластическая серия Грин-Пойнт - 510 м	Эффузивы Снукс-Арм серии Тейбл-Хед Сланцы, эффузивы серий верхн. Сент-Джордж	Конгломераты Пулс-Ков - 1500 м Нарушение Известняки Бай-д'Эст - 600 м	Сланцы Вабана, гематиты - 1000 м Бель-Иль - 2000 м Сланцы, известняки Кларенвилл
Кембрий		?	Форм. Пти-Жарден известн., долом. - 36 м	?	Нарушение и эрозия	Джоханнские отложения - 150 м
		?	Форм. Марч-Пойнт известн., доломиты, сланцы, песчан. - 500 м	?	Песчан. Келлигрюс, песчан. Лонг-Понд, брекчии Чемберлен	Сланцы Манузль - 100 м
					Эрозия	
		Серия Лабрадор песчаники, известняки - 140 м	Серия Лабрадор песчаники, известн., кварциты - 780 м		Песчаники, известняки Ханфорд	Песчаники, известняки Ханфорд
					Эрозия	Эрозия
					Кластические осадки и известняки Бригус	Серия Этчемин - конгл., песч., сланцы, изв. - 60 м
Протерозой		Поднятие, эрозия	Поднятие, эрозия		Складчатость, интрузии	Складчат., интрузии
	Эрозия	Эрозия	Эрозия	Эрозия	Серии залива Эспуар - 4500 м Грауваккки, базальные эффузивы Серия эффузив Харбор-Мейн с. Бьюрин	Эффузивная серия Авалон - 5000 м Две орогении внутри серий

Фиг. 109. Характерные разрезы и движения земной коры в Ньюфаундленде.

Послесилурийский и домиссисипский возраст складчатости, образования сбросов и внедрения интрузивов в районе залива Нотр-Дам сомнителен; вероятнее, эти проявления были не каледонскими, а акадскими.

последовательности, но также и элементы тектонической истории. Разрезы с запада на восток представляют собой крупные стратиграфические области и взяты вкрест простирания линейных структурных элементов. Разрез залива Нотр-Дам в северной части центрального района острова и разрез залива Форчюн-Бай в юго-юго-восточной части острова могут быть частями единой центральной области, детали строения которой еще не установлены.

Кембрийская система

Кембрийские отложения были установлены во всех разрезах, за исключением района залива Нотр-Дам. В западной части Ньюфаундленда они состоят из конгломератов, песчаников, сланцеватых глин и известняков мощностью от 900 до 1000 *м*, на полуострове Бьюрин мощность их несколько уменьшается, а в районе Консепшен-Бай отложения представлены преимущественно железисто-марганцовыми сланцеватыми глинами и известняками, а также песчаниками и сланцеватыми глинами мощностью около 300 *м*. В восточной части района Ранконтр залива Форчюн-Бай разрез нижнекембрийских и протерозойских отложений сложен конгломератами, песчаниками, аркозами, известняками и сланцеватыми глинами мощностью более 1800 *м*. До сих пор в кембрийских отложениях Ньюфаундленда не было установлено вулканических пород.

В районе залива Консепшен-Бай интересно отметить нахождение мощной вулканической серии Авалон, подстилающей кембрийские отложения. Внутри вулканической серии Авалон намечается, по крайней мере, три докембрийских эпохи осадконакопления и вулканизма; каждая из них заканчивается складчатостью, поднятием и эрозией. Последнее смятие, вероятно, непосредственно предшествует отложению кембрия; повидимому, после него весь полуостров Авалон погрузился и был покрыт кембрийскими осадками.

Окаменелости всего кембрийского разреза имеют европейский облик.

Ордовикская система

Ордовикские отложения западного Ньюфаундленда состоят из нижнего комплекса, сложенного песчаниками, сланцеватыми глинами, известняками и доломитами, мощностью 2000 *м*, и верхнего, представленного темными и пестрыми сланцеватыми глинами и песчаниками с небольшим количеством конгломератов аркозовых песчаников и известняков мощностью от 1500 до 3000 *м*. В верхней серии Хамбер-Арм было отмечено присутствие лавовых потоков, агломератов и пеплов. Это первое свидетельство вулканизма в западном Ньюфаундленде, который, вероятно, проявился в конце ордовика.

Два мощных комплекса разделены смятием, которое сопровождается складчатостью и эрозией. Нижний комплекс — массивный и более компетентный; верхний — обычно тонкослоистый и некомпетентный. Он сильно нарушен почти во всех выходах. Вулканические породы верхнего комплекса, вероятно, предшествуют ультрамафическим интрузиям, которые широко проникают в осадочные породы.

В районе заливов Нотр-Дам и Форчюн-Бай ордовикские отложения насыщены вулканическими породами. Толщи здесь очень мощные и обычно сопровождаются обломочными породами, содержащими нечистые разности песчаников — аркозы и граувакки. Только в основании ордовика района залива Форчюн-Бай присутствует невулканическая серия. Здесь имеется толща известняков мощностью около 600 *м*.

На востоке, в районе залива Консепшен-Бай, вулканические породы или не отлагались вообще или были размыты после отложения. Формации Бель-Иль и Ватана представлены преимущественно песчаниками и сланцеватыми глинами мощностью около 2700 *м*; в последней из них имеются осадочные железные руды. Мощные ордовикские отложения центрального Ньюфаундленда с их многочисленными вулканическими образованиями значительно больше напоминают ордовик вулканической формации Аммонусук Нью-Гемпшира, чем любые отложения того же возраста в Нью-Брансуике и в Новой Шотландии.

Силурийская система

Отложения силурийского возраста как в западной, так и в восточной части Ньюфаундленда неизвестны. Однако в центральной зоне присутствует много разнообразных обломочных отложений. В районе заливов Уайт-Бай и Нотр-Дам указывались силурийские песчаники и сланцеватые глины мощностью свыше 600 *м*. В районе Форчюн-Бай формация Ранконтр состоит из кварцитов, гравуакк и вулканических пород мощностью около 1050 *м*. Другие толщи в центральном районе также могут оказаться силурийскими.

Девонская система

Серия Клам-Банк нижнего девона вдоль западного берега полуострова Сент-Джордж сложена грубыми красными конгломератами с пачками рыхлых грубых коричневых песчаников и сланцеватых глин. Хорошо окатанные и округленные гальки этих конгломератов имеют разнообразный состав и достигают в диаметре 10 *см*. Отложения эти напоминают триасовые образования долины Коннектикут. Местами они залегают почти горизонтально, в других пунктах поставлены на голову. Этот комплекс свидетельствует о резком поднятии, непосредственно предшествующем и одновременном с его отложением, а их смятие указывает на последующую орогению.

В районе залива Форчюн-Бай конгломераты Грейт-Байде-Ло имеют мощность 900 *м* и также считаются нижнедевонскими.

В районе залива Ла-Пуаль-Бай юго-восточного Ньюфаундленда, к востоку от хребта Лонг-Рейндж в серии Бай-дю-Нор, были открыты отпечатки нижнедевонских растений. Исходя из степени метаморфизма этих отложений, их считали прежде докембрийскими. Окаменелости встречаются в серовато-черных сланцах, которые сопровождаются граувакками и конгломератами. Большая часть Центрального плато сложена метаморфическими и изверженными породами; с востока Лонг-Рейндж ограничивает полоса сланцев. Нахождение нижнедевонских окаменелостей в этих отложениях позволяет предполагать, что многие измененные слоистые породы, считавшиеся прежде докембрийскими, относятся к палеозою, а многочисленные секущие их плутоны имеют акадский возраст. Принимая хорошо установленную историю акадской орогении в Нью-Брансуике, Новой Шотландии и Новой Англии, характеризующуюся значительным метаморфизмом и вулканической активностью, ряд современных исследователей считает слоистые измененные литологические комплексы скорее палеозойскими, чем докембрийскими. Вероятно, окажется, что большая часть центрального Ньюфаундленда подстилается палеозойскими отложениями. На современной геологической карте Северной Америки большая часть их показана как ордовикские отложения и девонские интрузивы. Несомненно, в результате будущих исследований в этом комплексе будет выделено большее число подразделений палеозоя.

Миссисипская система

Миссисипские отложения в большом количестве присутствуют в районе залива Сент-Джордж и в пределах низменности Уайт-Бай-Гранд-Лейк. Они известны также на мысе Кап-Руж и острове Гройс и отчасти на площади залива Нотр-Дам. На фиг. 110 сопоставлены миссисипские отложения этих площадей, представленные преимущественно обломочными отложениями. Кроме того, в серии Сент-Джордж-Бай имеются продукты выпаривания, а в заливе Нотр-Дам — вулканические породы. Мощность миссисипских отложений достигает 1000 *м*.

Область залива Сент-Джордж		Озеро Дир	Уайт-Бай	Остров Кап-Руж-Гройс	Озеро Ред-Индиен	Залив Нотр-Дам
Серия Кодрой	Песч. Вуди-Пойнт Песчаники, сланцы Вуди-Ков Изв. Блек-Пойнт Гипсы и сланцы Кодрой	Верхние серые и нижние красные сланцы	Песчаники и сланцы Спер-Пойнт	Песчаники, сланцы, аргиллиты Кап-Руж ? Конгломер., песчан. Пильер	Сланцы, конглом. и известняки	Группа Спрингдейл красные кластические осадки и эффузивы
Серия Англий	Сланцы Снейк-Брайт Песчаники мыса Англий					

Фиг. 110. Миссисипские (точнее, нижнемиссисипские) формации Ньюфаундленда (по Бетсу, *58*).

Пенсильванская система

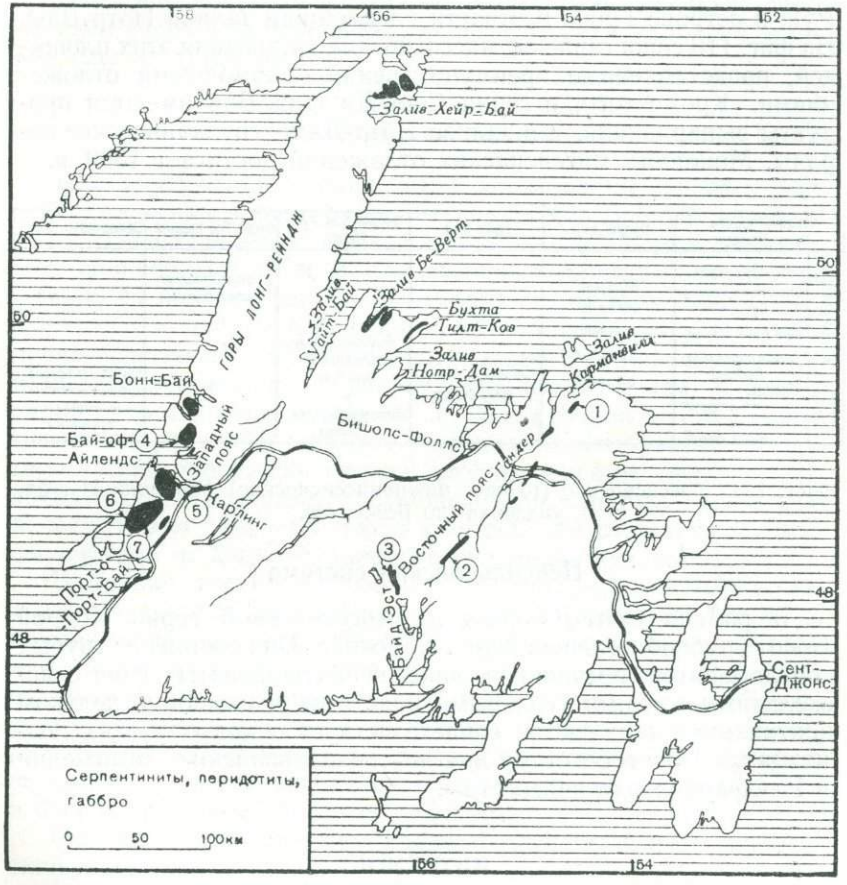
В районе Сент-Джордж на миссисипской серии Кодрой лежит грубообломочная серия Барочойс. Она состоит из грубых конгломератов, песчаников, аркозов и сланцеватых глин с несколькими тонкими угольными пластами и, очевидно, целиком континентальная; состав свидетельствует о новых резких поднятиях. По соседству другие пенсильванские отложения в Ньюфаундленде неизвестны.

ИНТРУЗИИ

Зоны серпентинитов

В Ньюфаундленде встречаются полосы ультраосновных плутонов. Они известны как восточная и западная серпентинитовые зоны. Основные интрузивы сопровождаются не только серпентинитами, но также хромитами (Снелгров, *557*). Главные породы здесь перидотиты, пироксениты и габбро (см. фиг. 111).

Восточная серпентинитовая зона протягивается от Карманвилла к истокам реки Гандер. Серпентинитовые массивы прослеживаются с перерывами на протяжении 200 *км* в направлении с северо-востока на юго-запад. Снелгров отмечает:



Фиг. 111. Ультрамафические плутоны Ньюфаундленда (по Снелгрову, 558). *1 — 7* — месторождение хромита.

«Часть острова сравнительно вытянута и характеризуется волнистым рельефом. Ультраосновные породы этой зоны в противоположность западному берегу только частично вскрыты эрозией и поэтому не проявляются в рельефе. Серпентиниты образуют низкие голые хребты с небольшим количеством выдающихся пиков или холмиков.

У северного конца острова имеется выход этих пород падающих на запад шириной около 0,8 *км*. Сильно серпентинизированные дуниты приурочены к полосе, ограниченной пироксенитами; ширина ее изменяется от 30 до 150 *м*. Серпентинитовая полоса образует небольшие выступы. Отложениями, подстилающими интрузивы, являются хлоритизированные вулканические породы, отрывочные выходы которых перекрывают слюдистые черные сланцы и кварциты. Над ультраосновными породами лежат черные сланцы, серые кварцитовые песчаники и конгломераты. Эти осадочные и вулканические породы относятся, вероятно, к нижнему палеозою; они, видимо, были согласно интрудированы плутоническими породами.

Разрез этой зоны, выходящей у истоков реки Гандер в центральном Ньюфаундленде, сложен серпентинизированными дунитами с линзовидными включениями от среднезернистого до пегматитового пироксенита. Ширина их не была установлена. Структурно интрузивы, видимо, являются почти вертикальными; они прорываются гранитными батолитами, расположенными к югу и к востоку.

Западный серпентинитовый пояс состоит из четырех рядов главных интрузий, видимо, согласно внедрившихся в различные горизонты смятых в складки осадочной и вулканической серий (серия Хамбер-Арм), относящихся, вероятно, к верхнему ордовику, который подстилает эту часть низменности западного берега Ньюфаундленда.

К югу от залива Бай-оф-Айлендс в горах Блоу-Ми-Даун, развит восточный разрез этой полосы, сложенной псевдослоистыми породами и представляющей собой широкую зону различных типов перидотитов внизу; выше располагаются более кремнистые породы. Как интрузивы, так и вмещающие их песчаники, сланцы, аргиллиты и лавы имеют вблизи гор Блоу-Ми-Даун общее западное падение. В разрезе к югу от залива Бай-оф-Айлендс указывалась лополитовая структура. В 8 *км* к востоку от самого южного интрузита западной полосы расположен серпентинитовый массив-сателлит, содержащий залежи асбеста. Структурные соотношения массива не установлены. Хорошо дифференцированный сателлит меньшего размера мощностью около 300 *м* встречается в горах Ларк к югу от входа в залив Бай-оф-Айлендс.

К северу от залива Бай-оф-Айлендс базальная часть ультраосновных пород, составляющих серпентинитовую полосу, образована широкой зоной перидотитов, падающих в западном направлении.

До сих пор в западном Ньюфаундленде неизвестны изверженные породы, прорывающие каменноугольные отложения; интрузивы относятся здесь или к таконской (верхнеордовикской) или акадской (верхнедевонской) орогении».

Западная полоса серпентинитов протягивается вдоль западного берега залива Порт-о-Порт к заливу Бонн-Бай и образует уже упоминавшийся плосковерхий хребет Серпентайн с высотами около 600 *м*.

Другие площади распространения серпентинитов, не входящие в восточную и западную полосы, располагаются в восточной части Северного полуострова в заливах Хейр-Бай, Бе-Верт и Мингс-Байт. В Хейр-Бай перидотиты значительной мощности падают к востоку и с вмещающими осадочными породами образуют восточное крыло антиклинали Северного полуострова.

В Бе-Верт формация того же имени, состоящая из зеленокаменных пород, в том числе зеленокаменных сланцев с подчиненным количеством граувакк, туфов, агломератов, лав, сланцев, железистых кремнистых пород, песчаников и мраморов, прорвана крупными, преимущественно согласными телами ультрамафических пород и габбро (Ватсон, *643*). Большая часть ультрамафических пород испытала значительную серпентинизацию и стеатитизацию. Габбро подверглось соссюритизации, уралитизации, окремнению, карбонитизации и превратилось в цоизит-кварцевые и цоизит-пренитовые породы. В формации Бе-Верт встречаются гранитные, кварцево-порфировые и кварцево-диоритовые интрузии. Вблизи последних зеленокаменные породы и габбро затронуты метаморфизмом и превратились в амфиболитовую фацию. В пределах той же площади имеются небольшие силлы и дайки мафического габбро, порфирита, диорита и керсантита.

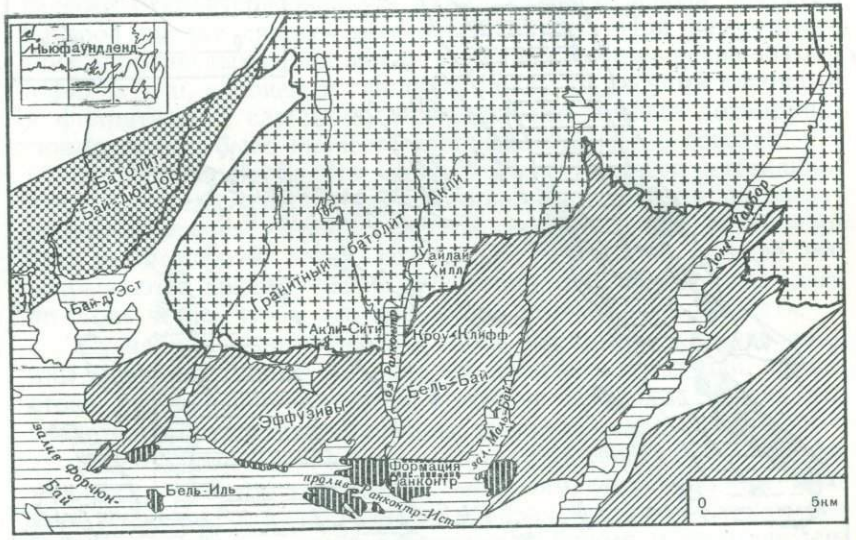
Площадь распространения ультрамафических пород показана на фиг. 111. Выходы их в Ньюфаундленде являются частью крупного серпентинитового пояса, который протягивается от Джорджии через предгорную зону кристаллических пород в долину Гудзона и через таконскую систему к реке Св. Лаврентия и полуострову Гаспе. Сводка по ним была составлена Хессом, и его карта воспроизводится на фиг. 63. Хесс развивал теорию, согласно которой серпентинитовые плутоны в центральной части тектогена имеют линейное расположение. Это положение разработано в его работе по Большим и Малым Антиллам. Хесс показал достаточно ясно, что ультрамафические интрузивы намечают срединную часть зон наиболее напряженных деформаций сжатия, особенно типа вулканических дуг.

Если линейная зона ультрамафических плутонов рассматривается таким образом, то присутствие ее дает нам дополнительные доказательства наличия крупной орогенической зоны и расположения наиболее напряженных деформаций в средней части этой зоны.

В зоне Св. Лаврентия — Гаспе большая часть серпентинизированных плутонов имеет таконский возраст, но некоторые из них могут быть девонскими. То же самое можно сказать по поводу их возраста в Ньюфаундленде. Возраст плутонов в предгорной кристаллической области неизвестен, но принято думать, что вся серпентинитовая зона является одним из проявлений крупной таконской орогении.

Гранитные плутоны

В центральной части Ньюфаундленда между докембрием хребта Лонг-Рейндж и докембрием полуострова Авалон встречается много крупных несогласно залегающих плутонов иногда батолитовых размеров, состав которых изменяется от гранитов до диоритов. Большая их часть еще не изучена и не закартирована. Возраст их предположительно считается акадским, так как один из них прорывает нижнедевонские отложения района залива Ла-Пуаль-Бай, а другой сечет девонские отложения



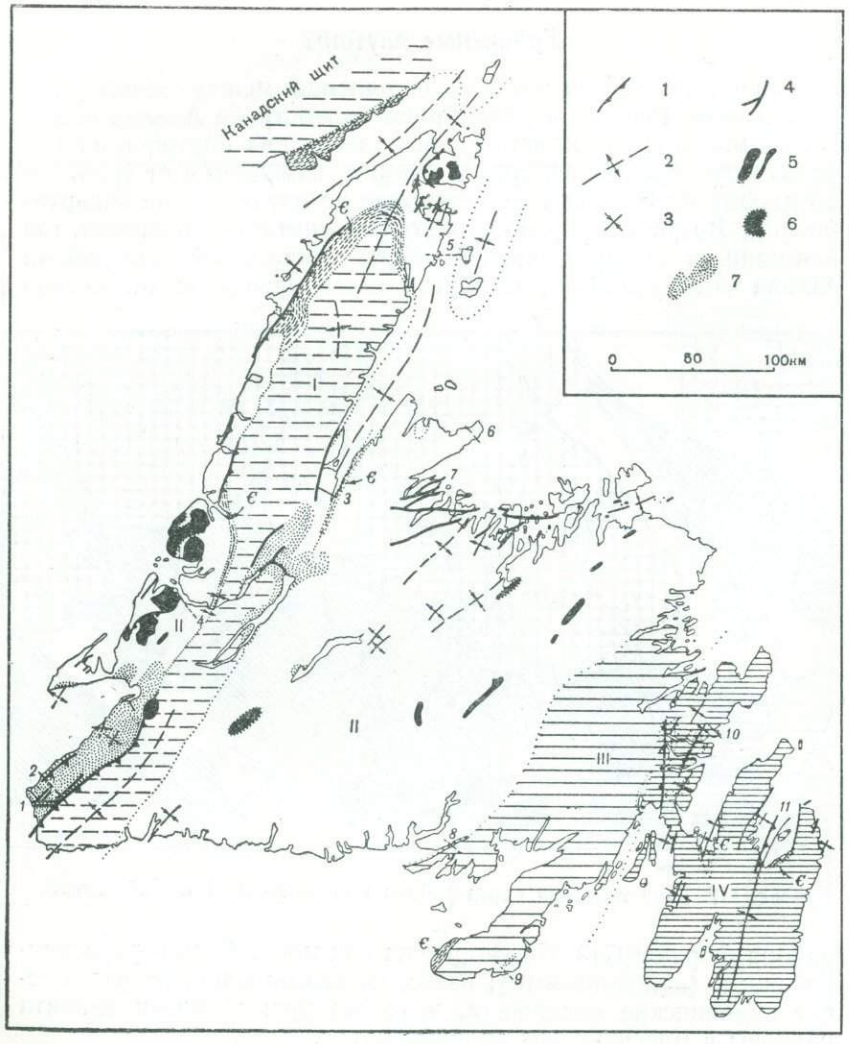
Фиг. 112. Геологическая карта района Ранконтр-Бай (по Уайту, 665).

района Форчюн-Бай. Некоторые из них могут быть верхнесилурийскими (каледонскими); известно, что большая их часть сечет ордовикские отложения, в то же время гальки гранита найдены в миссисипских конгломератах.

Показательным примером таких массивов является гранодиорит Бай-дю-Нор и гранитные батолиты района Форчюн-Бай и полуострова Бьюрин (см. фиг. 112).

Уайт (*665*) отмечает:

«Батолит (Аклей) прорывает северо-западное крыло большой синклинали, крупной структуры синклинория Форчюн-Бай. Вмещающими породами



Фиг. 113. Тектоническая карта Ньюфаундленда.

I — зона сланцев, гнейсов и интрузивных пород, частично метаморфизованных и главным образом докембрийских, смятых в ходе таконской и акадской орогений; *II* — палеозойская складчатая полоса, сложенная метаморфизованными осадочными и вулканическими породами и батолитами ордовикского, силурийского и девонского возраста. В ней могут присутствовать как более древние, так и более молодые отложения, однако выходы их на поверхность не имеют широкого распространения; *III* — палеозойская складчатая полоса, но в дополнение к породам зоны *II* в ней присутствуют линейно ориентированные выходы докембрийских пород; *IV* — преимущественно докембрийские осадочные и вулканические породы с небольшими смятыми и разбитыми сбросами бассейнами кембрийских и ордовикских пород. Зона эта в общем менее сильно смята, чем другие. Каменноугольные бассейны показаны точками; они образовались после главной орогении, но затронуты аппалачской орогенией. Черные пятна с четкими границами — серпентинизированные интрузивные породы; черные пятна, ограниченные точечным пунктиром, — габбро и перидотиты. Номера *I—II* — линии поперечных профилей; Є — кембрий.

1 — взбросы; *2* — крупные антиклинали, или антиклинории; *3* — оси небольших складок; *4* — сбросы с крутыми углами; *5* — интрузии серпентинитов; *6* — габбро и перидотиты; *7* — угольные бассейны.

являются преимущественно ордовикские (?), вулканические образования Бель-Бай и в меньшей степени туфовые сланцы, согласно перекрывающие вулканические породы и кембрийские кварциты. Нанесенная на карту часть батолита превышает 370 *км*^{2}; вероятно, эта величина несколько меньше половины всей его площади. Длинная ось интрузива ориентирована примерно в северо-восточном направлении параллельно преобладающему региональному простиранию структур. Падение контакта, там где оно могло быть установлено, достигает 25—45° и направлено от батолита.

Рельеф батолита низкий с высотами, достигающими 225 *м*, и резко отличается от больших высот и значительно более резкого рельефа области вулканических пород, расположенной южнее.

Интрузив состоит преимущественно из гранитов («белых гранитов») и аляскитов («красных гранитов»), последние преобладают в южной части батолита. Эти две фазы связаны друг с другом постепенными переходами, однако в ряде случаев они отделяются резкими контактами и иногда секут друг друга.

Породы основного и среднего состава совершенно отсутствуют, хотя ранние фазы дифференцированной серии могут быть представлены соседним батолитом Бай-дю-Нор».

Батолины Бай-дю-Нор и Аклей, в свою очередь, секутся гранитом Белльорум, который прорывает девонский конгломерат Грейт-Вай-де-Ло (Д. А. Бредли, личное сообщение). Бредли считает, что три плутона тесно связаны генетически.

Сложные батолиты отмечались в области залива Св. Лаврентия (полуостров Бьюрин), где за лаунскими (?) метагаббро, возможно таконского возраста, следуют акадские граниты Св Лаврентия (Ван Альстин, *619*), затем в районе Тринити-Бай, где диориты Паудер-Хорн секутся гранитами Норсерн-Байт (Хейс и Роз, *238*), и наконец в районе залива Нотр-Дам, где розовый гранитный батолит с сателлитами в окрестностях Ходж-Хиллс прорывает серый горнблендитовый диорит. Этот диорит характеризуется габбровой фацией и имеет все признаки ксенолитовой ассимиляции (личное сообщение Хейса).

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тектоническая карта

Тектоническая карта на фиг. 113 представляет собой попытку классификации основных структурных подразделений

Ньюфаундленда и некоторых важнейших складок, осей и разломов этого большого острова. Она основана главным образом на геологической карте Ньюфаундленда Снелгрова и на тех добавлениях, которые были сделаны им на экземпляре, предоставленном автору. Складки и разломы площади залива Нотр-Дам взяты из рабочей карты Хейса.

На Ньюфаундленде проведены значительные полевые исследования, результаты которых еще не опубликованы, но большую часть Центрального плато не осматривал еще ни один геолог. Площади распространения кристаллических пород считаются теперь скорее акадским, а не докембрийским складчатым комплексом. Эти обстоятельства делают почти безнадежной попытку составить хотя бы схематическую сводную геологическую карту, более или менее отвечающую действительности. Взамен ее была составлена схематическая тектоническая карта (см. фиг. 113), на которой в пределах Ньюфаундленда выделены четыре крупные геологические зоны; каждая из них имеет свои отличительные особенности. Кроме того, на карте, насколько позволяли имеющиеся данные, показаны каменноугольные бассейны, основные интрузивы, основные оси складок и разломы и выходы кембрийских пород. Каждая зона будет описана отдельно.

Главные структурные направления

Везде оси складок, разломы и сланцеватость имеют северо-северо-восточное направление, однако при более близком рассмотрении направление некоторых структур, особенно в области залива Нотр-Дам, отклоняется к востоку. Стратиграфия и структура Ньюфаундленда очень напоминают Нью-Брансуик, Новую Шотландию и Новую Англию; несомненно, Ньюфаундленд является частью большой аппалачской горной системы.

Соотношение с рельефом

Нагорье хребта Лонг-Рейндж на физической карте фиг. 108 совпадает с выходами докембрийских (?) кристаллических пород зоны *1*, выделенной на тектонической карте фиг. 113. Серпентинитовые плутоны имеют обычно резкие черты рельефа; выходам каменноугольных пород обычно отвечают низменности. Восточнее, насколько можно судить по имеющимся данным, возвышенности и низменности точно не совпадают с определенными геологическими областями.

Характеристика тектонических зон

Первая зона. Первая зона — нагорье хребта Лонг-Рейндж; она сложена главным образом сланцами и гнейсами того же типа, что и в пределах Канадского щита на полуострове Лабрадор. Однако у южной ее оконечности между Ла-Пуаль-Бай и Кап-Рей часть этих пород может относиться к метаморфизованному палеозою.

Керр сообщил автору, что Фер при съемке побережья к западу от залива Ла-Пуаль-Бай обнаружил в заливе палеонтологически охарактеризованную толщу нижнего девона, в состав которой входят сильно перемятые сланцы. При пересечении этих опрокинутых пород видно, что западнее они превращаются в филлиты и, наконец, в сланцы. Между девонскими сланцами и филлитами и сланцами, считавшимися прежде докембрийскими, нельзя было провести границу. Фер четко показал, что южное окончание хребта Лонг-Рейндж является антиклинорием, который состоит из изоклинальных складок и погружается к северо-северо-востоку. К сводовой части антиклинория метаморфизм пород возрастает; возможно, в ядре его вскрываются докембрийские отложения, однако контакты здесь не столь четки, чтобы это положение можно было доказать.

У северного конца хребта и вдоль его крыльев, на протяжении площади Бай-оф-Айлендс на западе и Уайт-Бай на востоке, кембрийские отложения лежат на сланцах и гнейсах, что свидетельствует о докембрийском возрасте сланцеватых пород.

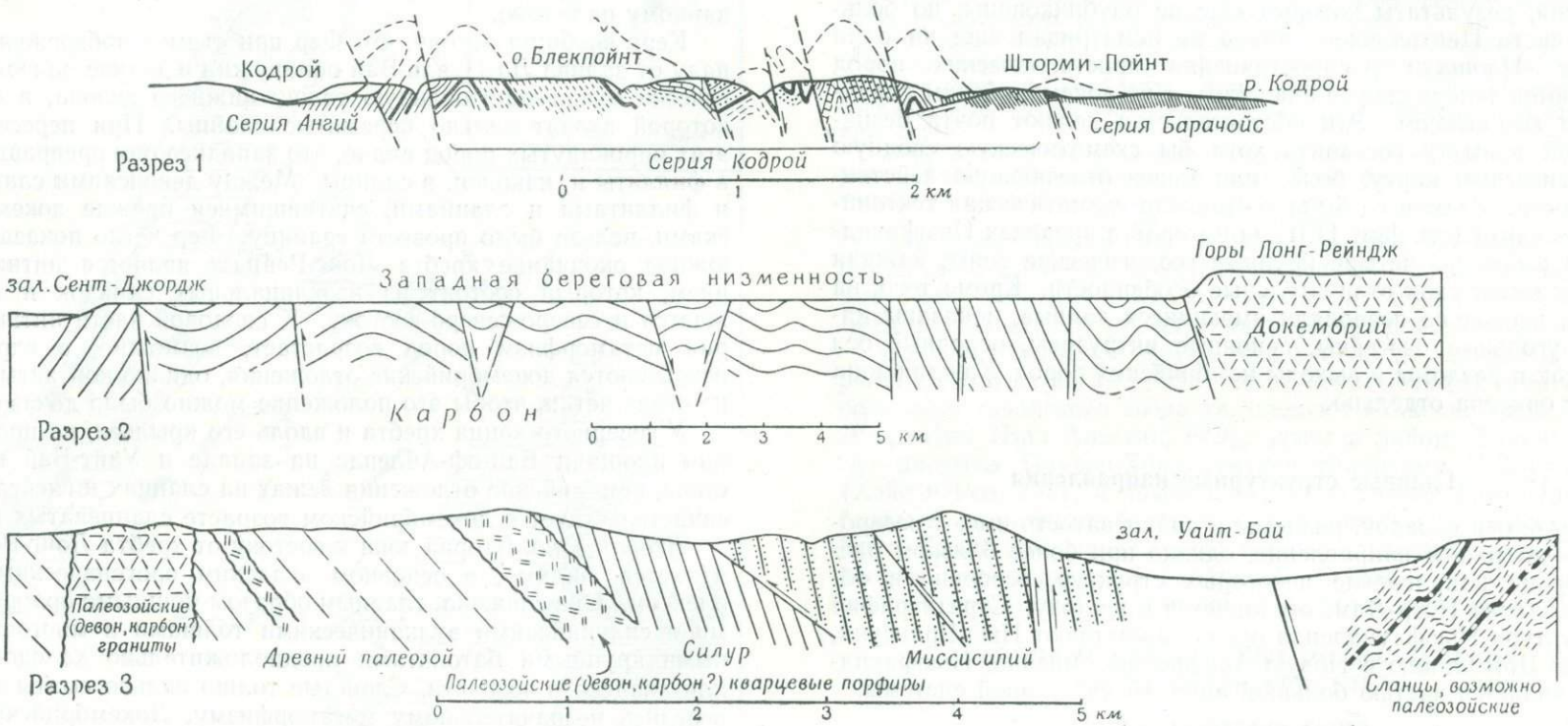
Вторая зона. Вторая зона к востоку от хребта Лонг-Рейндж является, видимо, в основном акадским орогеническим комплексом. Она сложена главным образом мощными ордовикскими и силурийскими вулканическими толщами и многочисленными крупными батолитами предположительно каледонского или акадского возраста. Слоистые толщи сильно смяты и подверглись незначительному метаморфизму. Докембрийские породы также могут здесь присутствовать, однако по мере проведения геологических исследований эта вероятность становится все меньшей. Большая часть этого района не изучена. Несколько серпентинизированных ультрамафических интрузий встречается в той же полосе к югу от Карманвилла.

Вторая зона к западу от хребта Лонг-Рейндж состоит из смятых в складки и расчлененных сбросами кембрийских, ордовикских и девонских отложений. Наибольшую мощность имеет ордовик, в котором известна лишь одна вулканическая толща. Рассматриваемая зона соответствует фронтальной части

таконской и акадской систем. В ней присутствуют крупные каменноугольные бассейны и главный пояс серпентинитовых интрузий.

Хребет Лонг-Рейндж — поднятый блок, который отделяется крутым сбросом от прилегающего к нему каменноугольного бассейна (см. фиг. 114, *2*). На разрезе *1* показаны смятые

опущенного блока грубой серии Ангии. В течение всего миссисипского и пенсильванского времени во время отложения осадков движения продолжались или, по крайней мере, возобновлялись после того, как образовались миссисипские осадки, так как в настоящее время докембрий соприкасается по разлому с миссисипскими отложениями. Образование сбросов возобно-



Фиг. 114. Типичные разрезы Ньюфаундленда (см. фиг. 111). Разрез *1* по Хайсу и Джонсону, **237**; разрезы *2* и *3* по Бетсу, **58**.

вились складки и разбитые сбросами каменноугольные отложения. Однако обычно они смяты значительно меньше, чем подстилающие ордовикские отложения. На разрезе 4 В (фиг. 115) показаны смятые в складки каменноугольные отложения, которые несогласно налегают на ордовикской серии Хамбер-Арм.

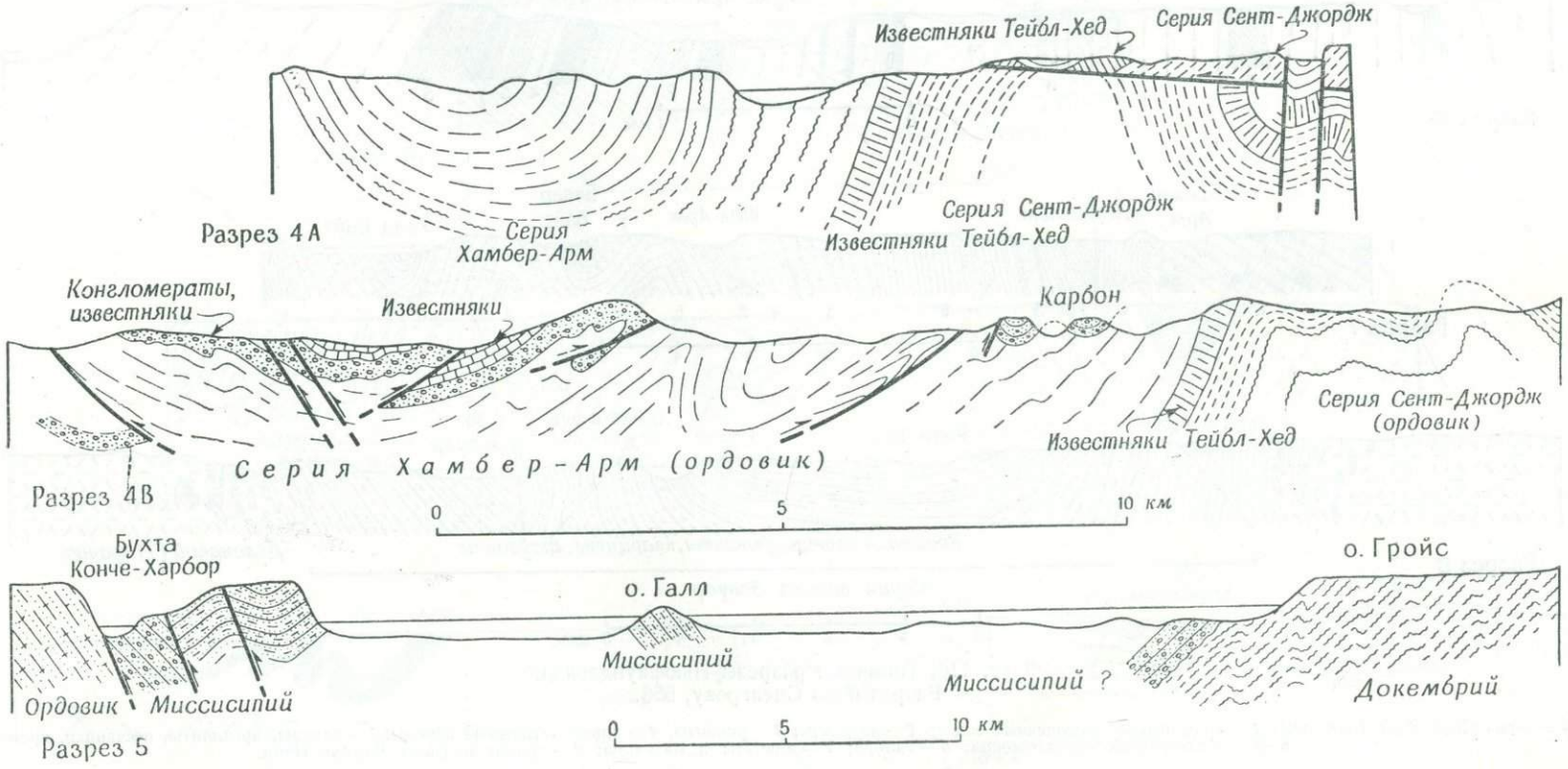
Поднятие хребта Лонг-Рейндж на западе началось в нижнемиссисипское время и привело к отложению в пределах

вилось после того, как отложились пенсильванские слои Барашуа.

Строение восточного крыла поднятия Лонг-Рейндж иллюстрируется разрезом *3* (фиг. 114) и разрезом *5* (фиг. 115). Преобладающими структурами являются крупные надвиги, но, вероятно, между материком и островом Гройс существует крупная синклиналь или синклинорий. Острова Гройс и Белл

сложены, повидимому, докембрийскими сланцами и гнейсами; считается, что они отмечают антиклинальную складку.

Складки и разломы на площади залива Нотр-Дам хорошо представлены на разрезах *6* и *7* (фиг. 116). Вдоль островов и мысов залива Нотр-Дам развита система разломов северо-западного направления. Те из них, которые показаны на тектонической карте, взяты из сводки Хейса. Некоторые разломы северо-восточного направления являются, вероятно, горизонтальными сдвигами, главные широтные разломы — крутые и сопровождаются вертикальным перемещением. Оси складок подходят под острым углом к крупным разломам, которые нельзя отнести к той же механической системе, что и складки.



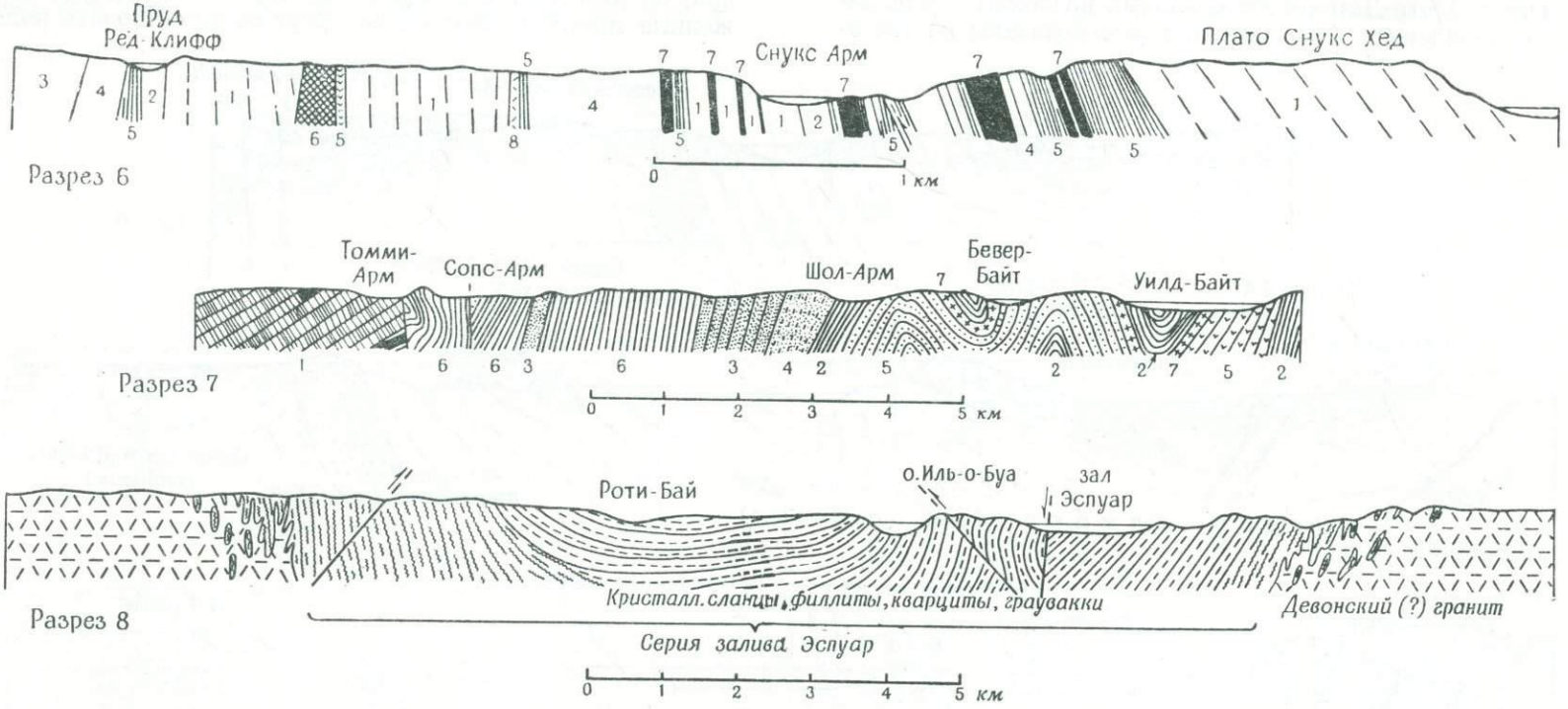
Фиг. 115. Типичные разрезы Ньюфаундленда. Разрезы *4А* и *4В* по Уэльтиеру, **631**, разрез *5* по Джонсону.

Автору представляется вероятным, что складки имеют акадский возраст, а разломы, вероятно, сопровождаются складчатостью каменноугольных бассейнов и возникли позже акадской складчатости.

Третья зона. Третья зона во многом сходна со второй зоной, но включает некоторые докембрийские линейно расположенные массивы. Последние могут соответствовать поднятым блокам или ядрам антиклинориев. Строение их видно на поперечном разрезе *8* (фиг. *116*) и разрезах *9А* и *9В* (фиг. *117*). На них хорошо видны внедрившиеся гранитные интрузии. Докембрийские породы третьей зоны являются как осадочными, так и вулканическими и считаются более поздними, чем сланцы и гнейсы хребта Лонг-Рейндж.

Четвертая зона. Четвертая зона сложена преимущественно верхнедокембрийскими осадочными и вулканическими сериями местами с вмятыми или опущенными по разломам кембрийскими и ордовикскими отложениями. На острове Бель-Иль в бухте Консепшен-Бай в ордовикских отложениях встречаются железные руды (см. фиг. 118). Кембрийские и ордовикские отложения в общем не затронуты метаморфизмом. Вдоль восточной стороны залива Тринити-Бай (фиг. 117, *10*) кембрийские и ордовикские отложения сильно сжаты в складки, в то время как восточнее, на полуострове Авалон, палеозойские отложения менее смяты и главным образом рассечены разломами.

Создается впечатление, что вторая зона к востоку от хребта Лонг-Рейндж испытала наиболее сильные деформации и что зоны первая и третья, также деформированные и прорванные магматическими породами, являются краевыми. Восточная часть четвертой зоны избегла резкой складчатости и метаморфизма, свойственного первой, второй и третьей зонам, но была смята в складки и поднялась в послеордовикское время, вероятно, во время аппалачской орогении.



Фиг. 116. Типичные разрезы Ньюфаундленда.
Разрез *6* по Снелгрову, **556**.

1—5 — серия Снукс-Арм (ордовик): *1* — андезитовые подушечные лавы; *2* — андезиты; *3* — риолиты, *4* — пирокластические породы; *5* — сланцы, аргиллиты, песчаники, кремни. *6—8* — послеордовикские отложения: *6* — габбро; *7* — диабазы и базальты; *8* — гранит-порфиры Бартонс-Понд.

Разрез *7* по Эспенсхеду **174**.

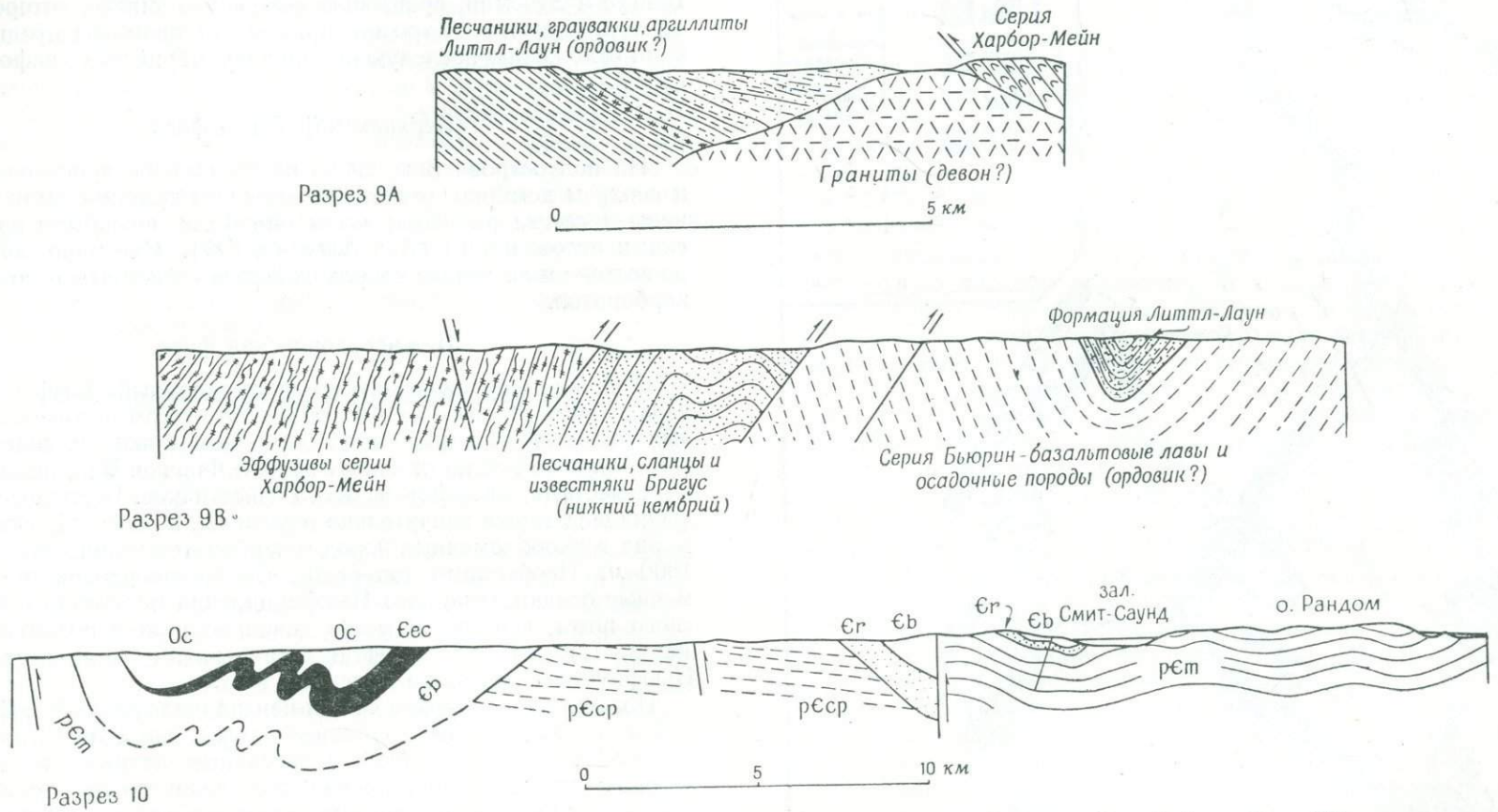
1 — подушечные базальты; *5* — андезиты; *4* — сланцеватые глины и песчаники; *3* — грубые массивные песчаники; *6* — глинистые граувакки и кремни; *2* — сланцеватые глины, туфы и кремни; *7* — габбро. Все подразделения, вероятно, относятся к ордовику.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

Нижнекембрийская фаза

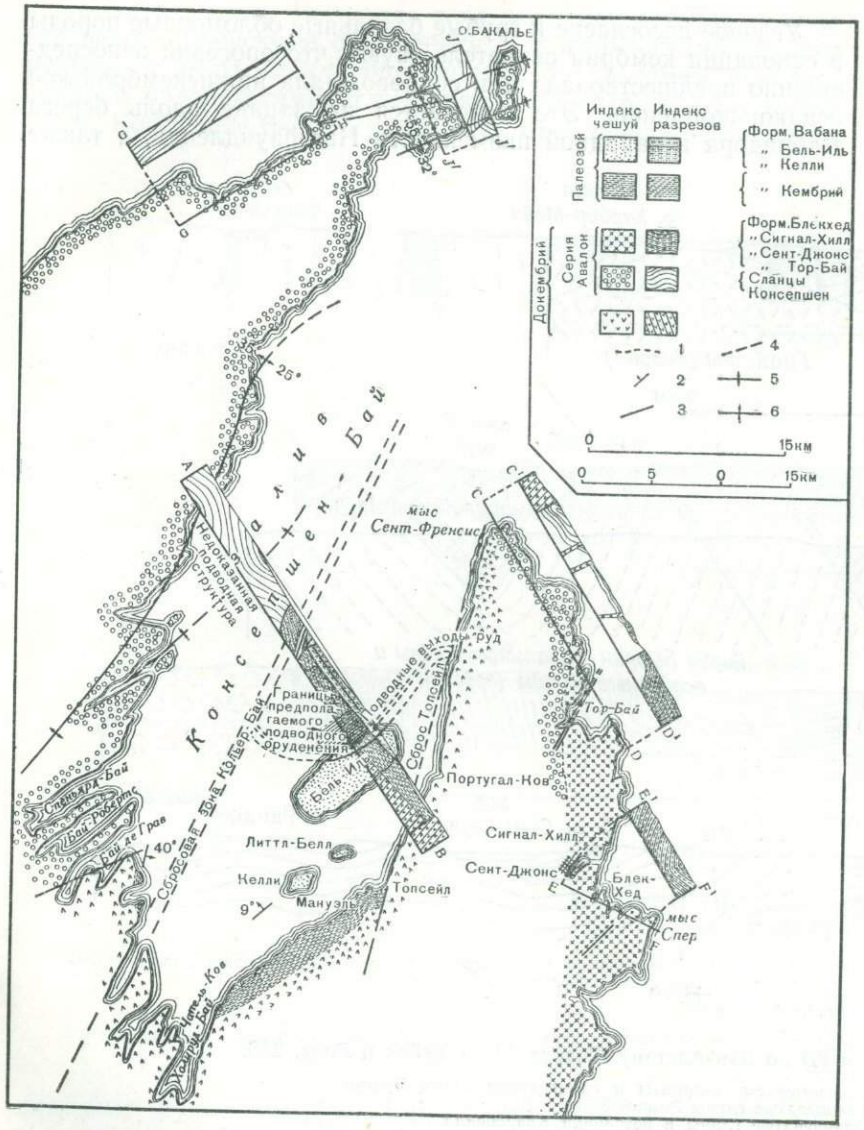
Обращаясь снова к фиг. 109, можно отметить многочисленные смятия и проявления орогении, характерные для аппалачской системы Ньюфаундленда. Девять орогенических фаз выделяются достаточно четко. С уточнением корреляции число фаз, вероятно, возрастет еще более.

Угловое несогласие и грубые базальные обломочные породы в основании кембрия свидетельствуют, что орогения непосредственно предшествовала или сопровождала нижнекембрийское осадконакопление. Это отмечается на западе вдоль берега Лабрадора и западной низменности Ньюфаундленда, а также на востоке от залива Эспуар до полуострова Авалон. На востоке орогеническая фаза оказывается последней из трех или многих фаз, сопровождавших накопление мощных докембрийских



Фиг. 117. Типичные разрезы Ньюфаундленда. Разрезы *9А* и *9В* по Ван-Алстину. Разрез *10* по Хейсу и Розу, 238.

pEm — гранит Масграветаун
pEcp — гранит Коннектинг-пойнт
Er — кварцит Рандон
Eb — конгломераты, кварциты и сланцеватые глины Бригус
Eec — сланцеватые глины Эллиот-Ков
Oc — сланцеватые глины и песчаники Кларенвилл



Фиг. 118. Карта и профили железорудных отложений Консепшен-Бай (по Хейсу, **235**).

1 — геологические границы; *2* — падения и простирания; *3* — обнаруженные разломы; *4* — предполагаемые разломы; *5* — антиклинали; *6* — синклинали.

вулканических серий. В настоящее время еще невозможно наметить распространение суши и моря в орогенической зоне в кембрийское и последующие времена вплоть до каменноугольного периода. После того как в Форчюн-Бай и Тринити-Бай отложились нижнекембрийские обломочные формации Бригус и Этчемин, произошло небольшое смятие, которое привело к поднятию и эрозии, причем эти процессы предшествовали отложению последующих нижнекембрийских ханфордских слоев.

Верхнекембрийская фаза

На полуострове Бьюрин во время смятия, происходившего в верхнем кембрии, отложения среднего кембрия были наклонены и слегка размыты; затем они были перекрыты ордовикскими отложениями (Ван Альстин, *619*). Очевидно, поднятия на востоке и на западе сопровождались спокойным отложением карбонатов.

Нижнеордовикская фаза

С началом ордовикского времени западный Ньюфаундленд начал прогибаться более быстро и стал местом отложения мощных обломочных серий, а позже — известняков и доломитов. В центральной области вокруг залива Форчюн-Бай, по крайней мере местами, отложилось много известняков. Восточный Ньюфаундленд также значительно опустился, и здесь образовалась толща тонкообломочных пород и карбонатов мощностью свыше 1800 *м*. Необходимо допустить, что нижнеордовикские обломочные осадки западного Ньюфаундленда поступали с Канадского щита, где имело место довольно резкое поднятие (см. карту II), однако источник сланцеватых глин восточного Ньюфаундленда еще не выяснен.

После нижнего ордовика вся центральная часть Ньюфаундленда стала местом глубинной вулканической активности, большей частью подводной, с пассивным излиянием лавовых потоков; здесь, однако, проявлялась значительная тектоническая активность, вероятно как подводная, так и субаэральная. Ордовикский период должен был быть также временем бурной активности земной коры в вулканической зоне, так как различные обломочные породы, такие, как граувакки, конгломераты, песчаники и сланцеватые глины, обычно переслаиваются с вулканическими породами или содержат примесь туфового материала; естественно, что такие породы должны были поступать с прилегающих поднятий. Эти комплексы пород

с кремнистыми плитняками и карбонатами представляют собой наиболее обычное сочетание пород вулканической орогенической зоны. Местами накопились толщи вулканических и осадочных пород мощностью свыше 6000 *м*.

В орогенических зонах андезиты — наиболее обычные изверженные породы, но в вулканической серии Бель-Бай залива Форчюн-Бай большая часть вулканических пород представлена риолитами (Д. А. Бредли, личное сообщение). Это действительно крупное излияние риолитов в орогенической зоне. Гоббс (*259*) установил, что в молодых орогенических зонах юго-западной части Тихого океана андезиты — первые по времени изверженные породы, но после периода роста появились другие породы, менее основного состава; среди них риолиты являются наиболее поздними членами. Так как вулканическая активность продолжалась в течение длительного времени после образования риолитов Бель-Бай центрального Ньюфаундленда, то можно полагать, что и новые вулканические циклы следовали за нижнеордовикским.

Среднеордовикская фаза (орогения Кау-Хед)

Западный Ньюфаундленд в среднеордовикское время располагался к западу от вулканической зоны, и в процессе прогибания здесь накопились главным образом карбонаты и сланцеватые глины. Район внезапно подвергся воздействию сил сжатия, и надвиговые чешуи стали двигаться в сторону щита, как бы подталкиваемые сжимающими силами главной вулканической орогенической зоны. Кембрийские отложения наряду с другими продвинулись вверх и вперед, подверглись разлому, отложились в виде весьма грубой брекчии по фронту продвигавшейся надвиговой чешуи. Эта орогения получила название по имени брекчий Кау-Хед и, вероятно, является одним из наименее значительных проявлений крупных сминающих сил в ядре орогенической зоны.

Докембрийские породы широко развиты к востоку от вулканической зоны на полуострове Авалон, где нет отложений моложе нижнего ордовика. Таким образом, история орогении в среднем и верхнем ордовике не установлена. Можно было бы предположить, что район стал геоантиклиналью, которая испытывала слабое, но продолжительное поднятие и эрозию. После орогении Кау-Хед западная зона превратилась в быстро прогибающуюся впадину, где до верхнего ордовика отложились обломочные породы серии Хамбер-Арм мощностью от 1500 до 3000 *м*, в то же время в центральной зоне накопились менее мощные толщи вулканических пород.

Верхнеордовикская фаза (таконская орогения)

Крупное угловое несогласие между ордовикскими и силурийскими породами в Ньюфаундленде отсутствует; таконская орогения отчетливо устанавливается здесь, во-первых, на том основании, что степень метаморфизма ордовикских отложений выше, чем у более молодых пород (Шухерт и Денбар, *529*); во-вторых, потому, что в силуре имеется большое количество конгломератов; в-третьих, учитывая то обстоятельство, что таконская орогения Гаспе, Нью-Брансуика и Новой Шотландии должна была охватывать и Ньюфаундленд. Силурийские отложения имеют в Ньюфаундленде ограниченное распространение, и хорошие обнажения их контактов с породами ордовика пока не были найдены. Твенхофел и Шрок (*614*) отмечали, что, по всей вероятности, углового несогласия между ордовикскими и силурийскими отложениями нет. Однако Уайт (*665*) установил присутствие таконской орогении в восточной части площади Ранконтр-Ист в заливе Форчюн-Бай, где, по мнению Уайта, вулканические породы ордовикской формации Лонг-Харбор были смыты в складки и размыты до отложения силурийской серии Ранконтр.

Тот факт, что ордовикские отложения метаморфизованы сильнее, чем более молодые, справедлив только в том случае, когда эти «более молодые» породы относятся к каменноугольной системе или, возможно, в некоторых местах к девону. В настоящее время выяснено, что некоторые гранитные батолиты имеют акадский возраст; они явились причиной значительного метаморфизма пород, затронувшего также силурийские и девонские отложения, изменившиеся в такой же степени, как и ордовикские. За пределами площади Ранконтр-Ист трудно найти убедительные доказательства резкой орогении в Ньюфаундленде в конце ордовика. Силурийские серии с их вулканическими и обломочными породами напоминают ордовик центрального Ньюфаундленда. Представляется более логичным считать, что центральная зона характеризовалась продолжительной, но прерывистой орогенией и вулканической активностью, проявлявшейся в течение всего силура.

Описанные ранее ультраосновные или серпентинитовые интрузивы Ньюфаундленда сравнивались Хессом и Снелгровом (Снелгров, *557*) с такими же интрузиями полуострова Гаспе

и квебекской тектонической зоны. Так как большинство ультраосновных интрузивов провинции Квебек являются досилурийскими и относятся частично к таконской орогении, то можно считать такие же интрузивы Ньюфаундленда одновозрастными и связывать их с той же орогенией. Везде в пределах Ньюфаундленда, где встречаются эти интрузивы, они прорывают ордовикскую вулканическую серию, будучи, следовательно, не древнее таконской орогении.

Верхнесилурийская фаза (каледонская орогения)

Конгломерат Клам-Банк западного Ньюфаундленда и конгломерат Грейт-Бай-де-Ло залива Форчюн-Бай, относящиеся к нижнему девону, указывают на наличие вблизи резкого поднятия и на принос значительного количества грубого материала. Так как остатки девонских растений были найдены в рассланцованных породах в районе Ла-Пуаль-Бай, то представляется вероятным, что значительная часть метаморфических пород центрального Ньюфаундленда в стороне от батолитов относится к девону и, следовательно, здесь в течение, по крайней мере, части девонского периода происходило накопление осадков. Источники приноса нижнедевонских конгломератов и песчаников должны были располагаться вдоль побережья Лабрадора на западе и в пределах поднятия полуострова Авалон на востоке.

В районах Уайт-Бай и залива Нотр-Дам присутствие каледонской орогении предполагалось Хейлом (*252*), который основывался в своих выводах на литологическом сходстве девонских и миссисипских отложений, отличных от силурийских и более древних образований. Точно так же степень смятия девонских и каменноугольных отложений меньше, чем у более древних пород. Шухерт и Денбар (*529*) указывают, что девонские отложения в районе залива Сент-Джордж не так сильно смяты, если исключить явления смятия вдоль разломов аппалачского возраста. Они, видимо, смяты не сильнее, чем миссисипские отложения, и значительно меньше нарушены, чем ордовикская серия Хамбер-Арм.

Если в районах Уайт-Бай и Нотр-Дам произошла орогения, то весьма вероятно, что она сопровождалась внедрением интрузивов. Таким образом, многие плутоны этого района могут быть каледонскими. Они могли также возникнуть в течение девона или в конце его (акадская орогения). Несомненно, здесь имеют место сложные соотношения (Хейс, личное сообщение).

Верхнедевонская фаза (акадская орогения)

Акадская орогения столь же слабо обоснована, как и таконская. Миссисипские обломочные породы сами по себе указывают на наличие поблизости резкого поднятия; обычно считают, что в районе заливов Уайт-Бай и Нотр-Дам они с угловым несогласием ложатся на более сильно смятые отложения ордовика. Контакт между этими отложениями виден лишь в немногих местах. Миссисипские отложения испытали незначительный метаморфизм и этим существенно отличаются от более древних и сильно измененных пород. В пределах Ньюфаундленда между миссисипскими и девонскими отложениями до настоящего времени не было установлено углового несогласия. Тем не менее все исследователи Ньюфаундленда приходят к выводу, что в некий отрезок времени между ордовиком и миссисипием проявилась глубокая складчатость и имели место внедрение батолитов, вулканическая деятельность и метаморфизация пород; так как в двух местах установлено, что батолиты прорывают нижнедевонские отложения, представляется вероятным, что многие плутоны сходного состава имеют тот же возраст. Акадская орогения, происходившая в Нью-Брансуике и в Новой Шотландии в верхнем девоне и нижнем миссисипии, была достаточно крупной и широко распространенной; мало вероятно, чтобы в пределах Ньюфаундленда, имеющего сходные геосинклинальные черты строения и расположенного на продолжении обширной орогенической зоны, не проявились бы эти движения.

Миссисипская фаза

Образование конгломератов Ангий в районе залива Сент-Джордж сопровождалось поднятием массива Лонг-Рейндж; теми же движениями, вероятно, обусловлено образование конгломерата Пилиер на острове Гройс.

Обломочные породы Спрингдей в районе залива Нотр-Дам, если возраст их установлен правильно, также указывают на наличие в этих областях орогении.

Нижнепенсильванская фаза

Грубая и мощная серия Барачойс залива Сент-Джордж лежит согласно на нижнемиссисипской формации Кодрой; тем не менее резкий переход от тонкозернистых пестрых красных и зеленых песчаников формации Кодрой к грубым красным полевошпатовым песчаникам формации Барачойс является

весьма резким. Принос грубых красных обломочных пород свидетельствует о наличии другого резкого вздымания, вероятно, в прибрежной области Лабрадора.

Других пенсильванских пород на Ньюфаундленде не установлено, вследствие чего отсутствуют данные о нижнепенсильванском смятии вне района Сент-Джордж.

Посленижнепенсильванская фаза (аппалачская орогения)

Крупная зона разломов, протягивающаяся от юго-западного берега Ньюфаундленда в северо-восточном направлении к Гренд-Лейк, Уайт-Бай и вдоль восточного берега Северного полуострова, образовалась позже наиболее молодых осадков Ньюфаундленда. К ним относится серия Барачойс, соответствующая нижнему или среднему Поттсвиллу (нижний пенсильваний). Элементы рельефа и уступы в других частях острова протягиваются к северо-востоку и параллельно западной зоне разломов. Отчасти они также связаны с разломами той же фазы. Бетц (*57*) полагает, что эта орогения является продолжением Аппалачской орогенической зоны Аппалачских гор Канады и США.

Вулканическая активность прекратилась в пенсильвании после весьма незначительных проявлений в миссисипии; интрузивы каменноугольного возраста не установлены. Насколько известно, образование складок и разломов после отложения серии Барачойс является в аппалачской горной системе Ньюфаундленда последней деформацией сжатия.

Послеаппалачская история

Как в Новой Шотландии, так и в Новой Англии в опущенных по разломам блоках триасовые отложения неизвестны; точно так же выше уровня моря в Ньюфаундленде отсутствуют отложения прибрежных низменностей мелового и третичного возраста. Не имея этих признаков опускания, можно заключить, что остров со времени аппалачской орогении был приподнят над уровнем моря и подвергался эрозии.

Ньюфаундленд в мезозое, несомненно, имел широкие связи с Нью-Брансуиком, Новой Шотландией и полуостровом Гаспе. Точно так же область северо-восточного продолжения Ньюфаундленда в Атлантический океан в прошлом была значительно приподнятой. Широкие банки Ньюфаундленда служат продолжением континентального шельфа Новой Шотландии, и так как в пределах последнего при драгировках были получены верхнемеловые окаменелости, то можно предположить, что те же палеонтологически охарактеризованные отложения будут найдены в пределах Ньюфаундлендской банки. Исключительно интересные данные могла бы дать глубокая скважина на острове Сейбл-Айленд.

Твенхофел и Мак-Клинток описали на Ньюфаундленде три эрозионные поверхности того же типа, что и в Центральных Аппалачах и пришли к заключению, что кайнозойская история эпейрогенических поднятий в двух областях была весьма сходной. Основное различие заключается в том, что Нью-Брансуик, Новая Шотландия и Ньюфаундленд не поднялись так сильно, как Аппалачи, к югу от города Нью-Йорка. Если бы они возвышались еще на 300 *м*, то большая часть континентального шельфа стала сушей и, вероятно, возникла бы обширная окаймляющая прибрежная равнина, сложенная меловыми и третичными отложениями.

ОБЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ БОЛЬШОЙ АКАДИИ

Определение

Шухерт и Денбар (*529*) относили к Большой Акадии Новую Англию, Нью-Брансуик, Новую Шотландию, область долины Св. Лаврентия — полуострова Гаспе в провинции Квебек и Ньюфаундленд. Большая часть этой площади покрыта теперь неглубоким морем; с исторической точки зрения, Большая Акадия включает все древние области суши в обширной геосинклинальной и орогенической зоне.

Главные геосинклинальные черты

Многие серии пластов в Большой Акадии имеют мощность от 1500 до 4500 *м*, а общая их мощность во многих местах достигает действительно геосинклинальных размеров. Мощные и грубые обломочные отложения в каждой стратиграфической системе палеозоя и многочисленные несогласия внутри и между системами свидетельствуют о длительной подвижности земной коры в геосинклинали и временами в примыкающих к ней зонах. Преобладающим материалом, поступавшим в геосинклиналь, являются вулканические породы всех типов. Они состоят большей частью из андезитов и базальтов, но встречаются и другие разности, главным образом риолиты. Мощные накопления ордовикских риолитов приурочены к центральной части

геосинклинали в Ньюфаундленде. Вулканические породы встречаются в виде потоков, главным образом подводных, и как различные пирокластические образования. Если предположить, что докембрийские породы Новой Шотландии и полуострова Авалон в Ньюфаундленде намечают место внешней или юго-восточной части геосинклинали, то можно допустить, что эти породы занимают преимущественно и среднюю часть. Внутренняя зона, Таконские горы — Шампленское озеро — район реки Св. Лаврентия — полуостров Гаспе, отличалась незначительным вулканизмом вплоть до верхнего ордовика — нижнего силура, когда вулканическая активность распространилась в западной зоне до полуострова Гаспе и западного Ньюфаундленда. В нижнесилурийское время, за исключением девонской вулканической активности на полуострове Гаспе, западная зона опять была лишена вулканических проявлений. В конце миссисипского времени во всем Ньюфаундленде излияния прекратились; это не относится, однако, к Нью-Брансуику, Новой Шотландии и восточной части Новой Англии. Местами вулканизм продолжал оставаться здесь исключительно активным. В каменноугольных бассейнах Новой Англии вулканизм сопровождался и сменялся интрузивной деятельностью.

Батолиты

Центральная зона геосинклинали с бурной вулканической активностью была местом внедрения крупных батолитовых интрузий. Там, где соотношения лучше известны, как, например, в Нью-Гемпшире, выделяются четыре магматические серии: первая примерно таконского возраста, а следующие три — акадского; начало их образования относится к среднему девону, конец, вероятно, к нижней части миссисипия. Из трех акадских магматических серий первая предшествует основному сжатию, вторая одновременна орогении, а третья за нею следует.

По мере изучения Нью-Брансуика, Новой Шотландии и Ньюфаундленда становится все яснее, что большая часть диоритовых и гранитных батолитов также относится к акадской орогении. Батолиты не ограничены срединной вулканической зоной геосинклинали; некоторые из них внедрились во внутренний менее вулканический комплекс геосинклинальных осадков, другие — большими массами во внешнюю зону, сложенную теперь почти целиком докембрийскими породами.

Метаморфизм

Отличительной особенностью слоистых пород геосинклинали Большой Акадии является их метаморфизм. На некотором расстоянии от батолитов породы эти обычно представлены кристаллическими сланцами, филлитами, аргиллитами, кварцитами и метаморфизованными вулканическими разностями. Ближе к интрузивам распространены кристаллические сланцы и гнейсы. Метаморфизм очень низкой и низкой степеней более свойственен внутренней зоне, а также и внешней, где сохранились палеозойские отложения, например району залива Консепшен-Бай Ньюфаундленда. Метаморфизм средней степени более характерен для центральной зоны.

Ультрамафические интрузии

Зона серпентинизированных ультрамафических интрузий протягивается от Джорджии через кристаллическую область предгорий к городу Нью-Йорку и от Нью-Йорка к северу через таконскую систему к реке Св. Лаврентия и полуострову Гаспе. Отсюда ее обычно продолжают в западный Ньюфаундленд (см. фиг. 58). Хесс считает, что плутоны поднимались только в изогнутых дугой орогенических зонах в связи с тектогеном или крупной прогнутой складкой гранитного ложа земной коры. Он полагает, что и их линейное расположение среди пород геологического прошлого соответствует центру или ядру поверхностной зоны наиболее глубоких деформаций в древней геосинклинали или орогенической зоне. Обычно они встречаются в зонах вулканизма и метаморфизма.

Как и в Ньюфаундленде, где общая зона состоит из двух узких полос ультрамафических интрузий, в кристаллической области предгорий довольно четко устанавливаются две полосы. К югу от Нью-Йорка серпентинизированные интрузии расположены в зоне кристаллических пород или ясно выраженного метаморфизма, в то время как к северу от этого города главная линейная полоса интрузий относится к области низкого метаморфизма внутренней зоны деформированных геосинклинальных осадков. Как уже указывалось ранее, эта внутренняя зона лишена того обильного вулканизма, который свойственен средней зоне геосинклинальной области. Восточный серпентинитовый пояс Ньюфаундленда расположен, однако, в вулканической и метаморфической зоне. Значение явного асимметричного расположения серпентинитовой полосы неизвестно;

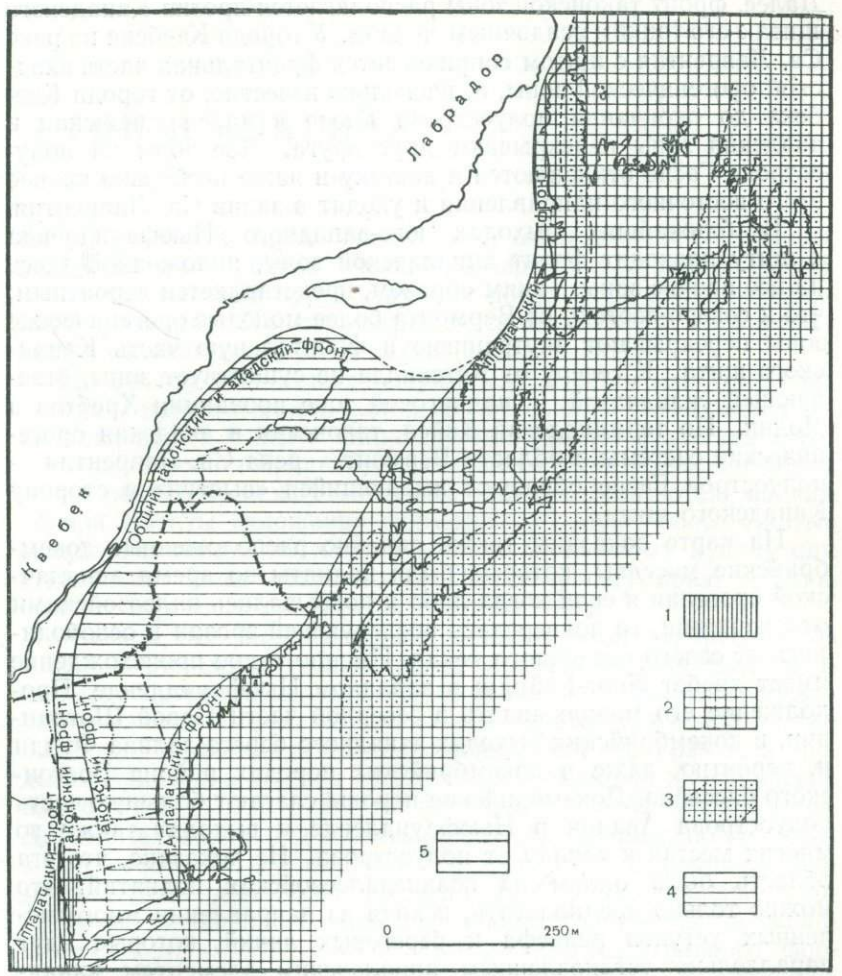
никто еще не рассматривал соотношение структур Квебека с другими крупными структурными геосинклиналями.

Фронт последовательных орогений

Сперва на картах Шухерта и позже в работе Шухерта и Денбара (*529*) были сделаны попытки показать крупные структурные элементы Большой Акадии. Шухерт и Денбар выделили западный прогиб осадконакопления, лаврентьевскую геосинклиналь, центральный барьер суши, нью-брансуикскую геоантиклиналь, восточный прогиб осадконакопления, акадскую геосинклиналь и за ним бордерленд Новой Шотландии. Как указывалось выше, «нью-брансуикская геоантиклиналь» соответствует приблизительно центру геосинклинали и является местом значительного накопления осадков и необычайной магматической и орогенической активности. Движения земной коры в пределах орогенической зоны проявлялись очень часто, а островные барьеры и полуострова были слишком многочисленны и непостоянны, чтобы их можно было точно нанести на карту при настоящем уровне знаний.

Кэй (*294*) показал, что таконская, акадская и аппалачская орогенические системы Большой Акадии возникли в результате деформации осадков эвгеосинклинали. Эта обширная область осадконакопления включает вулканические комплексы осадков, батолиты и серпентиниты, в противоположность обычно лишенной изверженных пород внутренней миогеосинклинали, для которой характерен тип осадков, обычно наблюдаемый в провинции Хребтов и Долин. Ясно, что зоны деформации эвгеосинклинали в области Большой Акадии сталкиваются с Канадским щитом и что зона деформаций внутренней миогеосинклинали оканчивается приблизительно у Кетскилла.

Пространственные соотношения могут быть лучше поняты, если на карту будут нанесены не слабо обоснованные и изменчивые береговые линии, а площадное распространение орогенических зон. Фронтальные части таконской, акадской и аппалачской орогенических зон (поясов) известны в одних местах достаточно точно, в других только приблизительно. На фиг. 119 показано их распространение, а также наложение одной зоны на другую. Доказательства местоположения большинства зон были приведены выше; для всей площади Большой Акадии они дают картину, которая вырисовывается на карте. В нижнем левом ее углу виден северный конец аппалачской складчато-надвиговой зоны провинции Хребтов и Долин.



Фиг. 119. Палеозойские орогенические зоны Большой Акадии.

Кроме таконской, акадской и аппалачской орогений, в различных местах проявились другие орогении, которые здесь не показаны. Послесилурийская каледонская орогения проявилась в Ньюфаундленде. Среднеордовикская вермонтская орогения известна в районе Вермонт, Гаспе.

1 — аппалачский орогенический пояс; *2* — аппалачский орогенический пояс, наложенный на более древние орогенические поясы; *3* — докембрийские массивы, поднятые в ходе аппалачской орогении; *4* — акадский орогенический пояс, содержащий много плутонов, подвергшихся метаморфизму; *5* — таконский орогенический пояс.

Далее, фронт таконской зоны располагается против Канадского щита с его тонким осадочным чехлом. У города Квебека на реке Св. Лаврентия с щитом соприкасается фронтальная часть акадской орогенической зоны, и, насколько известно, от города Квебека до окончания полуострова Гаспе и далее таконская и акадская зоны перекрывают друг друга. Две зоны на полуострове Гаспе отклоняются к востоку и даже несколько южнее этого восточного направления и уходят в залив Св. Лаврентия.

В ближайших выходах юго-западного Ньюфаундленда к щиту подходит фронт аппалачской зоны, наложенной здесь на все прочие зоны. Таким образом, представляется вероятным, что к северо-востоку от Вермонта более молодые орогенические зоны перекрывают внутреннюю и фронтальную часть Канадского щита. К северу от Кетскилла не существует зоны, отвечающей складчатой и надвиговой зоне провинции Хребтов и Долин. По терминологии Кейса, таконская и акадская орогенические системы в области Вермонт — река Св. Лаврентия — полуостров Гаспе образуют выдающийся «выступ» в сторону Канадского щита.

На карте показаны также линейно расположенные докембрийские массивы, которые были подняты во время аппалачской орогении и если когда-либо и покрывались палеозойскими отложениями, то подверглись последующей эрозии и освободились от своего осадочного чехла. Именно такое происхождение имеет хребет Лонг-Рейндж в западном Ньюфаундленде. Продолжение его можно видеть в северной части Новой Шотландии, в докембрийских выходах западного берега залива Фунди и, вероятно, даже в докембрийских породах района Бостонского бассейна. Докембрийские породы слагают большую часть полуострова Авалон в Ньюфаундленде и выходят также во многих местах к западу от полуострова. Не доказано, что эта область была одним из позднепалеозойских поднятий; это можно только предполагать, исходя из направления многочисленных уступов рельефа и береговых линий, которые идут параллельно установленным аппалачским элементам канадского Ньюфаундленда, а также разломов Консепшен-Бай, сходных с разломами западных каменноугольных бассейнов. Область эта очень сходна с обширной докембрийской площадью восточной части Новой Шотландии своим соотношением с аппалачским фронтом и наличием таких же мощных вулканических пород протерозоя. Зона намечает место обширного протерозойского прогиба, в котором накапливались огромные толщи вулканических пород протерозоя, испытавших затем сильное смятие. Полуостров Авалон, где нет пород моложе нижнего ордовика, с этого времени мог быть областью размыва. Наличие конгломерата Грейт-Бай-де-Ло свидетельствует о резком поднятии восточного Ньюфаундленда в конце силура или начале девона; район был, вероятно, охвачен акадскими движениями и интрузиями. В докембрийских отложениях Новой Шотландии присутствуют многочисленные батолиты, вероятно, акадского возраста. Вполне возможно, что внешнее докембрийское поднятие образовалось в среднем палеозое и является сложным. Распространение некоторых орогенических зон к востоку не может быть установлено при изучении пород, расположенных выше уровня моря. Восточный докембрийский элемент был охвачен, по крайней мере, акадской и, вероятно, аппалачской орогенией; таким образом, зоны орогенических деформаций протягиваются к востоку за пределы современной суши. Восточная граница без убедительных доказательств может быть проведена по склону континентальной террасы.

В заключение следует обратить внимание читателя на то, что восточный докембрийский элемент представляет собой бордерленд (в понимании Шухерта и Денбара) Новой Шотландии или, по крайней мере, ее западный край. Если автор правильно оценил их построения, то этот бордерленд представляет собой близкий к щиту массив, расположенный по восточному краю геосинклинали; с него поступала большая часть осадков, которые накапливались в геосинклинали. Имеющиеся данные ясно показывают, что в самом верхнем докембрии и нижнем палеозое это был прогиб, в котором накапливались осадки; вероятно, со среднего палеозоя рассматриваемая область превратилась в сушу, которая разрослась во время акадской и, вероятно, аппалачской орогений.

13

СИСТЕМЫ УАЧИТА, МАРАТОН И КОАУИЛА

СИСТЕМА УАЧИТА

Расположение и рельеф

Современные горы Уачита занимают полосу шириной 80—100 *км* и протягиваются на 24 *км* к востоку от окрестностей Атоки в районы Пуласки, Салин и Хот-Спрингс (фиг. 120). Это только часть всей цепи, так как ее восточное и южное окончания закрыты меловыми и третичными отложениями.

По своему рельефу горы Уачита сходны с Аппалачами, хотя обычно и не столь высоки. Уровень вершин параллельных хребтов Уачиты, идущих с востока на запад, отражает структуру и расчленение эрозионных поверхностей. Хребты возвышаются примерно на 75 *м* над долиной к западу от Литтл-Рок и к востоку от Атоки, но постепенно возрастают в высоте по направлению к границе Арканзаса и Оклахомы, где наиболее высокая точка достигает 870 *м* над уровнем моря и почти 600 *м* над долиной.

Главные структурные части

До появления детального исследования Хендрикса (*244, 245*), касающегося западной оконечности системы Уачита, работа Мизера (*425*) была основным источником.

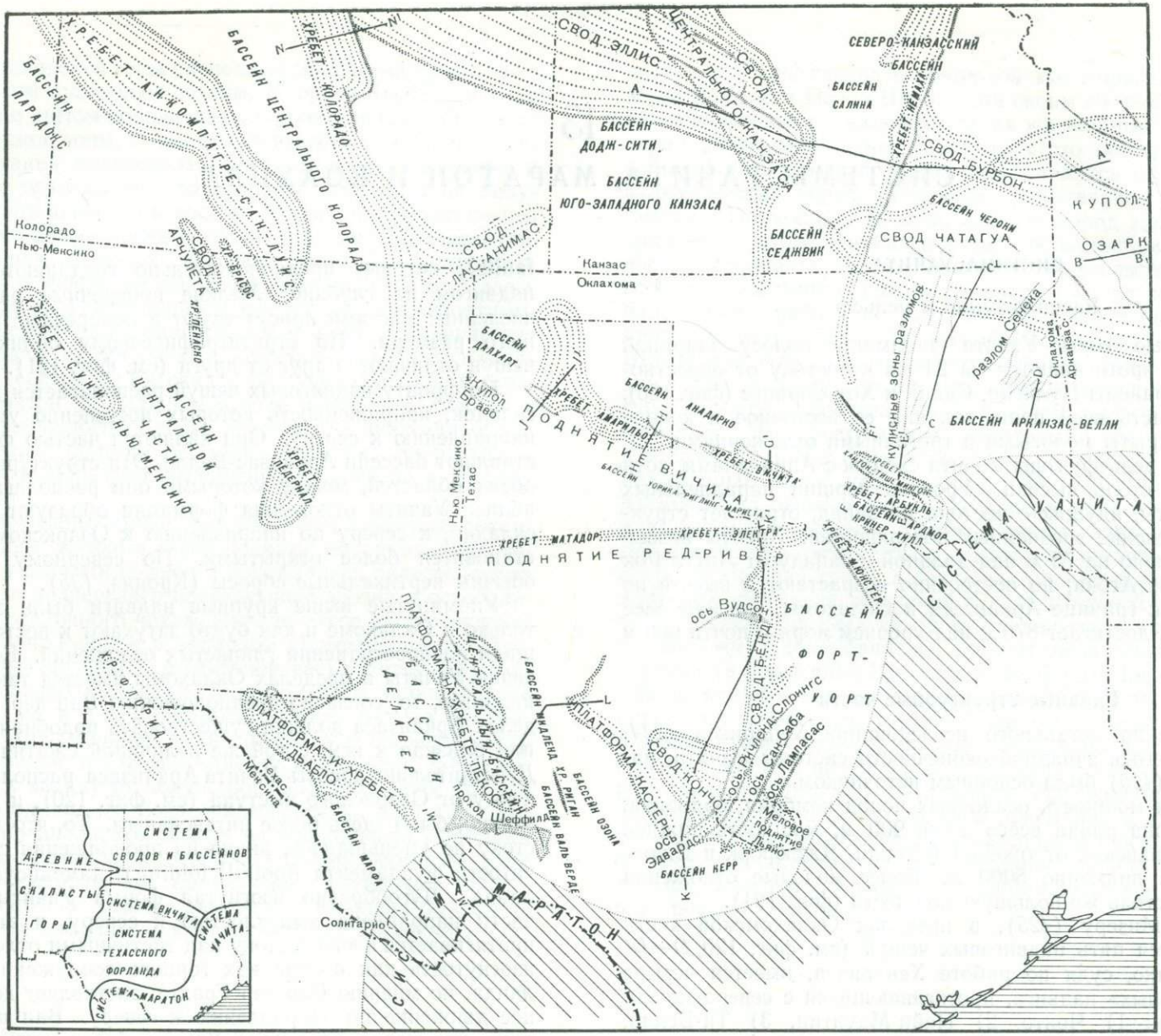
Суммарная мощность осадочных пород кембрия, ордовика, силура и девона равна всего лишь 900 *м*; мощность нижней части пенсильванских отложений (Стенли, Джекфорк и Джон-Велли) равна примерно 5000 *м*. Более молодые отложения Атока имеют столь же большую мощность (фиг. 121).

Согласно Мизеру (*425*), в пределах Оклахомской части Уачиты имеется пять надвиговых чешуй (см. фиг. 120, *D—D′* и 122). Однако, судя по работе Хендрикса, имеется четыре «самостоятельных» надвига, протягивающихся с северо-запада на юго-восток: 1) Чокто, 2) Пайн-Маунтин, 3) Ти-Велли, 4) Уиндинстер (фиг. 123 и 124).

Каждая чешуя надвинута с юга на север и осложнена многочисленными более мелкими крутыми взбросами (reverse faults), которые предположительно соединяются с главным надвигом на глубине. Мелкие поперечные разломы многочисленны; местами присутствуют и поперечные разломы большего размера. По стратиграфическому облику надвиговые чешуи отличаются друг от друга (см. фиг. 121).

По фронту надвиговых чешуй располагается зона открытых складок, напряженность которых постепенно уменьшается по направлению к северу. Они являются частью форланда и составляют бассейн Арканзас-Велли. Эти структуры имеют черты обеих областей, между которыми они располагаются: на юге вблизи Уачиты отложения формации образуют более сжатые складки, к северу по направлению к Озаркскому куполу они становятся более открытыми. По северному краю долины обычны вертикальные сбросы (Крониз, *135*).

Упомянутые выше крупные надвиги были закартированы только в Оклахоме и как будто затухают к востоку среди площади распространения глинистых отложений. Если на пересечении Уачиты в пределах Оклахомы имеется такое количество надвигов, то, согласно предположению Ван дер Грахта, в пределах Арканзаса должна существовать подобная же структура или близкая к ней, с той же величиной сжатия земной коры. Действительно, хребты Уачита Арканзаса располагаются прямо к югу от Озаркского выступа (см. фиг. 120), и давление, возможно, было здесь более интенсивным. То, что давление к востоку не уменьшалось, видно из продолжения сильной складчатости фундамента (foothill folding) каменноугольного форланда. Дугообразно изогнутая форма Уачиты в восточной части направлена выпуклостью к северу, и это сооружение протягивается к юго-востоку над третичными отложениями. Эта изогнутость как в складках горного сооружения, так и форланда, по мнению Ван дер Грахта, заставляет допускать сильное движение по направлению к северу. Ван дер Грахт считает, что когда восточная Уачита будет изучена подробнее, здесь удастся выявить более значительную надвиговую структуру, чем в западной части этой горной системы (Оклахома).



Фиг. 120. Сводная карта тектонических структурных форм конца палеозоя в области Мидконтинента (по Кингу и др., **314**, Муру и Джуветту, **433** и другим источникам).

В Канзасе точечным пунктиром обозначены древние структурные формы. Разрезы, обозначенные на этой карте, приведены на фиг. 122, 126, 129, 130, 132, 134, 136.

		Угольный бассейн	Блок к юго-востоку от разлома Чокто	Блок к юго-востоку от разлома Кети Клаб	Блок к юго востоку от разлома Пайн-Маунтин	Блок к юго востоку от разлома Ти-Велли
Карбон	Пенсильваний	Сланцы Мак-Алистер Песчаники Хартсхорн Формация Атока Формация Вапанука Формация Спрингер	Формация Атока Формация Вапанука Формация Спрингер	Формация Атока Кремнистая порода Чикачок Формация Спрингер	Формация Атока Формация Спрингер	Формация Атока Сланцы Джон-Велли Песчаники Джекфорк Сланцы Стенли
	Миссисипий	Сланцы Кани Известняки Сикамор	Сланцы Кани	Сланцы Кани	Сланцы Кани Известняки Сикамор (?)	
Девон ?		Кремнистая порода Вудфорд			Кремнистая порода Вудфорд	
Девон	Группа Хаттон	Известняки Буа д'Арк Сланцы Харагар			Кремнистая порода Пайнтоп Безымянные известняки	Арканзасские новакулиты
Силур	Группа Хаттон	Сланцы Генрихауз Известняки Чимнейхилл				Сланцы Миссури-Маунтин
Ордовик		Сланцы Силван Известняки Фернвал Известняки Виола Группа Симпсон				Сланцы Полк-Крик Кремнистая порода Бигфорк Сланцы Уомбл
Кембрий		Группа Арбукль Песчаники Риган				

Фиг. 121. Последовательность слоев, характерных для каждого из структурных блоков площади Блек-Ноб-Ридж у восточного окончания гор Уачита (по Хендриксу, **244**).

Разлом Кеги-Клаб отсутствует вдоль линии разреза на фиг. 124.

В пределах форланда в Арканзасе предполагается присутствие клиппенов, которые можно точнее установить в результате более детальных работ.

Докембрийские породы в Уачите неизвестны ни в выходах на поверхность, ни в буровых скважинах. Горы Уачиты в этом отношении сходны с Аппалачами провинции Хребтов и Долин, Варисцийскими горами, Альпами и Карпатами в Европе. Они резко отличаются от цепей, которые слегка или совсем не осложнены надвигами и, по существу, представляют собой крупные антиклинали с выходящим на поверхность докембрийским основанием, примером чему является система Вичита и хребты Колорадо и Вайоминга Скалистых гор.

Фиг. 122. Меридиональный поперечный разрез гор Уачиты и долины Арканзаса (см. фиг. 120, разрез $D — D'$).

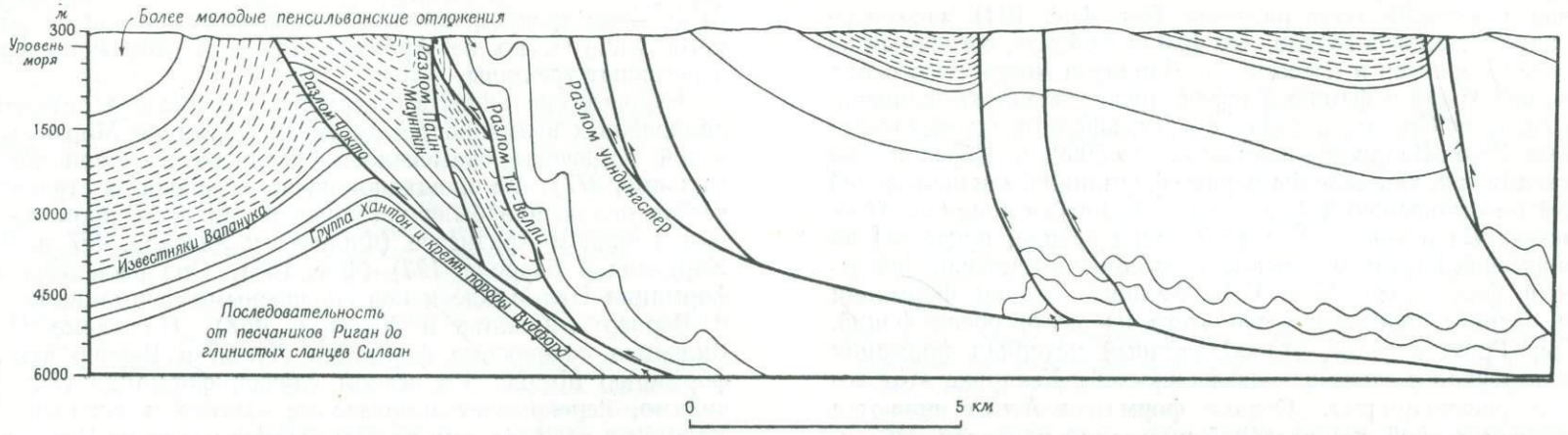
Несколько схематизирован (по Майзеру, 425 и Хендриксу, Дею и Кнехтелю).

Фазы системы Уачита

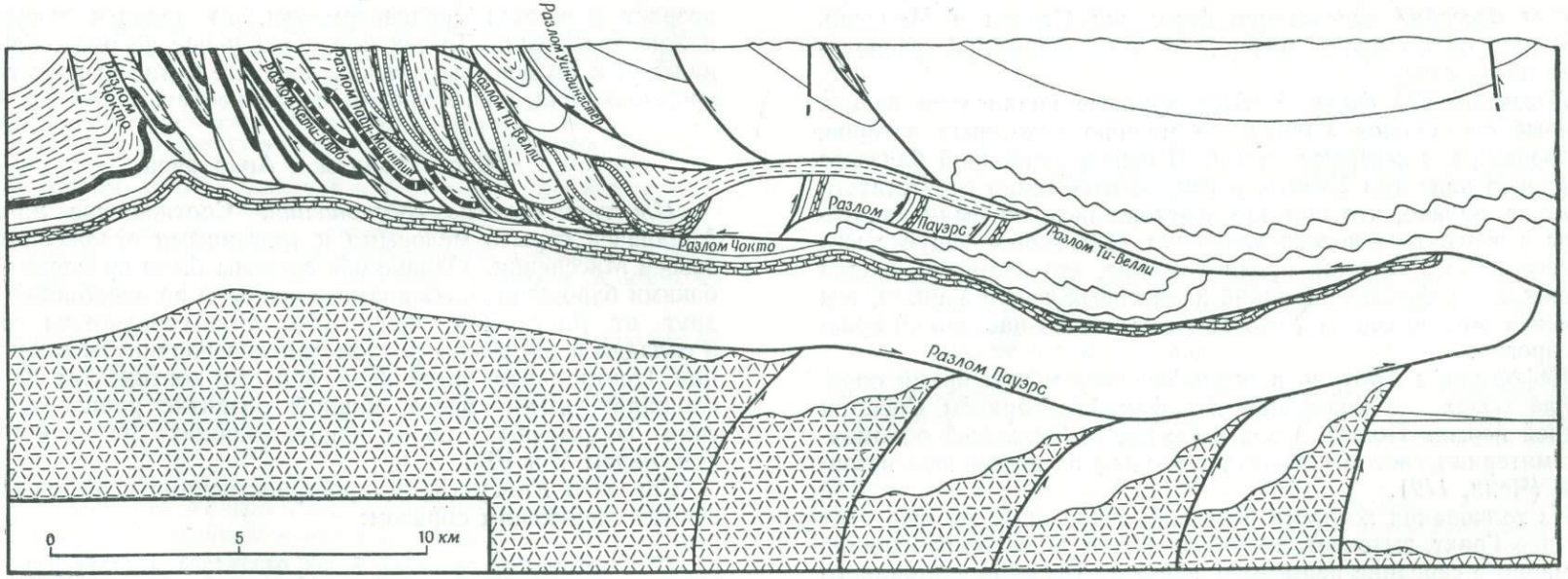
Миссисипская фаза. Поднятия, предшествующие позднепалеозойскому горообразованию, проявились несогласием между арканзасским новакулитом (девон) и верхнемиссисипскими обломочными отложениями (сланцы Кани). Конгломераты с кремнями располагаются на новакулите в разрезе холмов Потейто Уачиты; они же найдены в южных выходах в основании сланцеватыми глинами Стенли (нижнепенсильванские отложения). Помимо указанного позднемиссисипского смятия, следует отметить, что, может быть, отражением поверхностных движений в весьма удаленном хинтерланде было поднятие в форланде в конце девона куполов Эллис-Озарк и Кончо. Эти поверхностные движения могли бы соответствовать по времени акадскому смятию в Большой Акадии. Ван дер Грахт рассматривает движения этого времени в южной части хинтерланда — Льянории — в широком смысле как эпейрогенические.

Раннепенсильванская фаза. Согласно Ван дер Грахту, раннепенсильванская фаза состоит из двух «пульсаций». Первая из них проявилась в начале пенсильванского или даже в конце миссисипского времени. Обломочные породы формаций Стенли, Джекфорк и Джон-Велли общей мощностью свыше 5000 *м*, образовавшиеся за очень короткое время, свидетельствуют о наличии поблизости больших и резких поднятий, которые, несомненно, отвечали одному из циклов активной орогении; ясно, что для образования осадочных накоплений такого характера и в таком количестве требуется активное поднятие горных цепей. Обломочные осадки отлагались в широком краевом прогибе.

Если Ван дер Грахт и его предшественники говорили о наличии орогении к югу в хинтерланде, то Хендрикс (*244*) высказал взгляд, что вначале надвиговые чешуи шли с севера и напирали к югу, образуя массив суши. Сланцеватые глины Стенли, Джекфорк и Джон-Велли отложились в бассейне к югу от этого массива, а наиболее сильное надвигание имело место во время образования формаций Джон-Велли. Доказательство надвигания к югу в раннепенсильванское время он видит в нахождении фаций, характерных для гор Арбукля в северной чешуе Уачиты, к северу от разлома Ти-Велли. Он считает, что



Ф и г. 123. Площадь Блек-Ноб-Ридж у западного окончания гор Уачиты (по Хендриксу, **244**).



Ф и г. 124. Поперечный профиль Блек-Ноб-Ридж у западного окончания гор Уачиты (по Хендриксу, **244**).

породы фации Арбукль могли поступать только с севера. На его карте и поперечных разрезах (см. фиг. 124) западного окончания Уачиты показано, что фация Арбукль, состоящая из формации Сорингер и известняков Вапанука мощностью около 750 *м*, переходит в фацию Уачиты, представленную сланцеватыми глинами Стенли, песчаником Джекфорк и сланцеватыми глинами Джон-Велли мощностью около 5000 *м*. Переход этот происходит так, как если бы первые формации были шельфовой фацией по отношению к фации прогибающейся впадины. Пространственные отношения, с этой точки зрения, показаны на тектонических картах миссисипских и раннепенсильванских отложений (см. карты V и VI). Мощные осадки формации Атока распространились после этого на месте обеих фаций. Ван дер Грахт считает, что обломочный материал формации Атока поступал с южных возвышенностей. Хендрикс этот вопрос не рассматривает. Осадки формации Атока являются отражением второй значительной пульсации раннепенсильванской фазы (см. фиг. 120 и 122).

В восточном Техасе появился бассейн форланда, сопряженный с цепями хинтерланда, тянущимися в южном направлении; в этом бассейне отложились формации Строун и Миллсап. Источник обломочного материала этих формаций располагался на востоке.

Пермская (?) фаза. Четыре крупные надвиговые чешуи, которые составляют Уачиту, по мнению некоторых авторов, образовались в пермское время. В непосредственной близости от фронта надвигов Уачиты пермские отложения отсутствуют. Считают, однако, что они здесь отложились, но были уничтожены в результате нового движения надвиговых чешуй с юга на север. Хотя имеется предположение, что пермские осадки отложились у фронта пермских надвиговых чешуй Уачиты, тем не менее можно считать, что здесь не возник настоящий краевой прогиб.

Деформация Арбукль в позднепенсильванское время определила появление красноцветных фаций в верхнем Сиско и нижней перми. Позже, в пермское время, обильный обломочный материал системы Вичита поступал из восточного источника (Чени, *119*).

Из толкования возраста пермских отложений, которое дает Ван дер Грахт, вытекает, что образование надвигов произошло примерно в середине пермского периода. По мере постоянного уменьшения количества пермских осадков надвиговые чешуи постепенно нивелировались. Мелтон (*413*) соглашается с Ван дер Грахтом относительно пермского возраста надвигов исходя из системы трещин, которая механически связана со структурами Уачиты, но не Арбукля, так как структуры Арбукля пересекают трещины.

Буровые скважины в северной Луизиане под отложениями прибрежных низменностей достигли формации Морхауз, в которой встречены окаменелости позднего палеозоя (Имли и Вильямс, *277*). Ее площадное распространение и стратиграфическое положение были установлены на небольшом протяжении в южном Арканзасе (Филпотт и Хаззард, *467* и Фишер, Кирклеид и Бэрроуз, *193*) (фиг. 125). Она располагается на формации Игл-Миллс и под соленосными формациями Луапп и Вернер (Филпотт и Хаззард, *467*). По схеме Имли и Вильямса соленосные формации Луапп и Вернер замещают формацию Миллс. Во всяком случае, формация Игл-Миллс, видимо, перекрывает несогласные смятые в складки фации Уачиты; а если это так, то образование надвигов Уачиты предшествует отложению формаций Игл-Миллс и Морхауз. Если их возраст действительно будет установлен как раннепермский, то образование надвигов будет позднепенсильванским; если возраст окажется среднепермским, то надвиги могут быть нижнепермскими. До тех пор, пока у нас не окажется более надежных палеонтологических доказательств, возраст главной орогении Уачиты не может быть установлен.

Связь Уачиты и Аппалачей

Пространственные соотношения. Соотношение Уачиты и Аппалачей скрыто меловыми и третичными отложениями низовьев Миссисипи. Однако обе системы были прослежены глубокими буровыми скважинами и вскрыты на расстоянии 100 *км* друг от друга (см. фиг. 195). Оба сооружения собраны в складки и рассечены разломами; оба надвинуты в направлении Центральной устойчивой области континента; на обеих площадях имеет место мощное развитие раннепенсильванских обломочных пород, происходящих из хинтерланда (см. карты V и VI).

Согласно Кингу (*317*), пространственные соотношения рисуются следующим образом:

«Последовательность палеозойских отложений в горах Уачита напоминает провинцию Хребтов и Долин Аппалачей, где она является сложной: более древняя часть указывает на спокойное осадкообразование, а молодая — на отложение во время значительной подвижности земной коры.

Граница между древними и молодыми отложениями различна: в провинции Хребтов и Долин она среднеордовикская, в Уачите же последевонская. Таким образом, в последнем случае таконская орогения отсутствует. Более того, древняя часть сложена преимущественно черными граптолитовыми сланцами, слоистыми кремневыми новакулитами и тонкозернистыми песчаниками, а не карбонатами и, следовательно, представляет собой «эвгеосинклинальные» фации в противоположность «миогеосинклинальным» фациям провинции Хребтов и Долин Аппалачей на востоке и гор Арбукль и Вичита западнее, в Оклахоме. Осадки молодой части, сложившейся в условиях большой подвижности земной коры, имеют раннепенсильванский возраст (формация Спрингер) и, вероятно, образовались в соответствии с периодом орогении Вичиты. Они сходны с мощными позднемиссисипскими и раннепенсильванскими отложениями провинции Хребтов и Долин Алабамы. Отложения геосинклинали Уачиты замечательно постоянны по своему характеру, так как почти те же самые подразделения присутствуют на протяжении всей системы до района Маратона в Техасе на расстоянии многих сотен километров к юго-востоку.

Аппалачские складки были прослежены весьма далеко на юго-запад вплоть до района Маренго (Алабама) на линии простирания вскрытых на поверхности структур провинции Хребтов и Долин в районе Бирмингама, где скважины вскрыли ордовикские известняки и доломиты, залегающие прямо под мезозоем.

Складки Уачиты были прослежены от их выходов в горах Уачиты через низовья Миссисипи и центральную часть долины Миссисипи. Здесь граница между палеозойскими породами фаций Уачиты и породами форланда тянется на юго-восток. Соответствие этой границы простиранию складчатости доказывается тем, что складки в соседнем бассейне Блек-Варрьор имеют юго-восточное направление. В областях Ньютон и Нешоба в Миссисипи у границы между площадью Уачиты и форландом скважины вскрыли под мезозоем ордовикские известняки. Они относятся скорее к аппалачским или арбукльским фациям, чем к фациям Уачиты, что указывает на наличие промежуточной чешуи между складками Уачиты и форландом.

Таким образом, системы Аппалачей и Уачиты были прослежены буровыми скважинами и уловлены на расстоянии 100 *км* одна от другой; установлено, что обе складчатые системы сходятся, повидимому, под острым углом. К югу они уходят под мощные юрские и нижнемеловые отложения прибрежных низменностей Мексиканского залива, и место их сочленения находится вне пределов досягаемости скважинами».

Соотношения во времени. Возраст главного образования надвигов в горах Уачита — позднепенсильванский или пермский (см. стр. 242—244). Пермский возраст был принят при построении палеотектонических карт (см. карты VIII, IX и X). Ясно, что надвиговые чешуи Уачиты в Оклахоме пересекают структуры сжатия Арбукля (фиг. 120 и 125), а Кинг утверждает, что система Уачита сходным образом пересекает южное окончание Аппалачей в южной Алабаме и Миссисипи. Именно таким образом показана орогения Арбукля и южных Аппалачей на позднепенсильванской тектонической карте (карта VIII), а орогения Уачиты — на пермской (карта IX).

Гипотеза Кинга. Соотношения систем Уачиты и Аппалачей, изображенные на фиг. 125, таковы, как предполагал Кинг. Сущность его гипотезы выражена следующим образом:

«...некоторые данные заставляют полагать, что система Уачита пересекла систему Аппалачей и была надвинута на последнюю.

1. Отложения Уачиты относятся к «эвгеосинклинальным» фациям и резко отличаются от «миогеосинклинальных» фаций отложений области Долин и Хребтов Аппалачей, гор Вичиты и Арбукля Оклахомы. Как общее правило, эвгеосинклинальные фации отлагались дальше от внутренней части континента, чем «миогеосинклинальные».

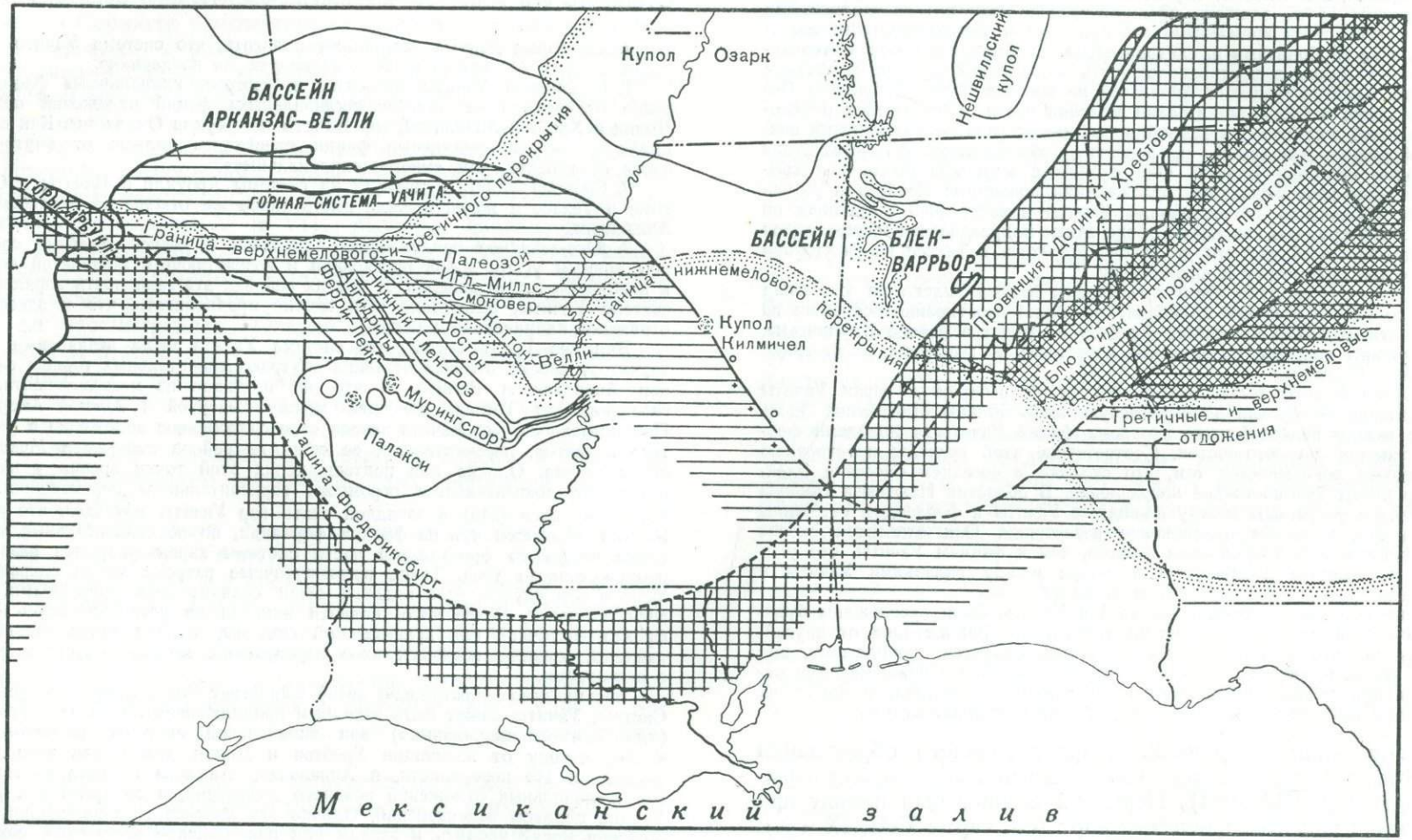
2. Система Уачита надвинута на системы Арбукля и Вичиты в Оклахоме и Техасе и могла прежде иметь такое же отношение к алабамским Аппалачам.

3. Юго-западное продолжение Аппалачей в южной Алабаме срезано под прямым углом зоной прогибания и возрастающих мощностей юрских и нижнемеловых отложений. В других районах эта зона почти параллельна системе Уачиты, вследствие чего можно предполагать, что и здесь они отражают направление Уачиты.

Ван дер Грахт считал, что система Уачита была независима и по характеру своему отлична от таких внутриконтинентальных горных систем, как Аппалачи и Вичита, и что она возникла из межконтинентальной геосинклинали Тетиса, лежащей между Северной и Южной Америкой. Предполагалось, что Уачита заняла свое современное положение в результате надвигов, переместивших ее сюда из района побережья Мексиканского залива. Однако для подтверждения этой точки зрения у нас отсутствуют доказательства огромного горизонтального перемещения. Работа Хендрикса (245) в западной части гор Уачиты показала, что фации Уачиты не совсем чужды фациям форланда, но последовательные надвиговые чешуи во фронтальной части системы характеризуются разрезами промежуточного типа. Такие промежуточные разрезы могли сохраниться лишь в том случае, если надвиги были сравнительно умеренными, а не значительными. Более того, надвиги никогда не устанавливались вдоль фронта восточной или арканзасской системы, а пока такие надвиги не найдены, крупное горизонтальное перемещение можно допускать только с оговорками.

Весьма предположительно автор выдвигает более умеренное решение. Система Уачиты может быть западным продолжением одной из внутренних (или «эвгеосинклинальных») зон аппалачской системы, расположенной к юго-востоку от провинции Хребтов и Долин, такой, как зона Окои-Тальядега. На поверхности, в Аппалачах, эта зона состоит из мощных геосинклинальных отложений позднего докембрия, в то время как разрез Уачиты целиком палеозойский. Однако эти древние геосинклинальные отложения могут уходить к западу под палеозойские отложения, сохраняя сходный фациальный тип. В этой связи точка зрения Буттса о том, что палеозойские породы образуют лишь часть всей зоны у юго-западного окончания ее выходов, повидимому, достойна внимания.

Предполагается далее, что обе — внутренняя и внешняя — зоны аппалачской системы («эвгеосинклинальная» и «миогеосинклинальная») изгибаются в южной Алабаме и Миссисипи к северо-западу где-то за пределами достигаемости буровых скважин. Допускается, что где-то в этом сегменте внутренняя зона начинает наступать на внешнюю зону и немного



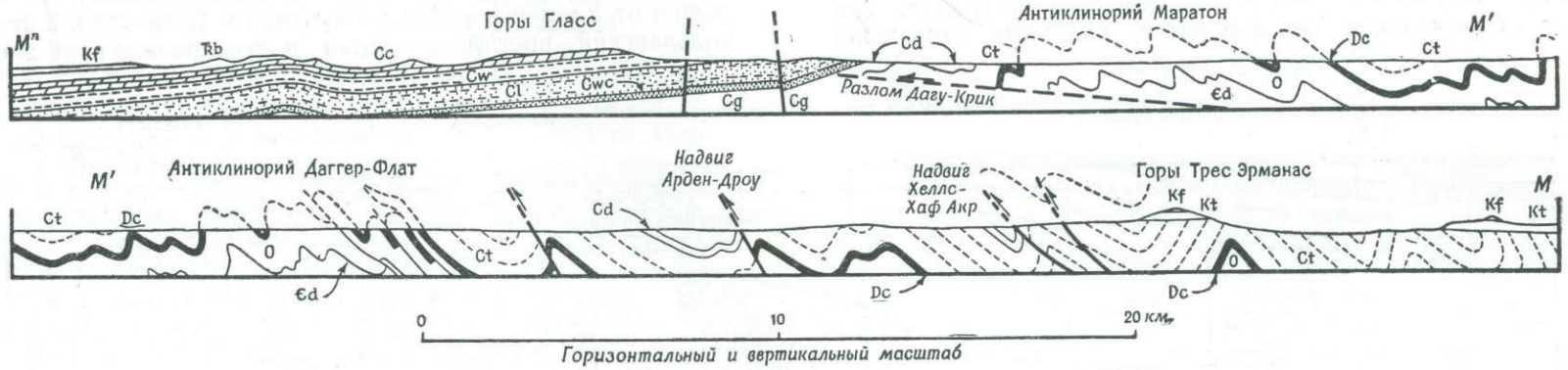
Фиг. 125. Предполагаемое соотношение систем Арбукль, Уачиты и Аппалачей под отложениями Прибрежных равнин Мексиканского залива.

Гипотеза пересечения Аппалачей Уачитой в южной части штата Миссисипи и в Алабаме предложена Кингом (317). Доверхнемеловая геология Арканзаса и Луизианы дана по Фишеру, Кирклэнду и Бэрроузу (193). Положение фронта Уачиты в низовьях Миссисипи — по Меллену (411). Формации Хостон, нижний Глен-Роз, ангидрит Ферри-Лейк, Муринг спорт, Палакси и Уашита — Фредриксбург относятся к нижнему мелу (команчским отложениям); формации Смоковер и Коттон-Велли верхнеюрские, формация Игл-Миллс, возможно, нижнеюрская (Кинг, 317) или пермская (Филпотт и Хоззард, 467).

наползать на нее. Это перекрытие сохраняется в юго-восточной Оклахоме, где внешние зоны систем Вичиты и Арбукля появляются еще раз из-под покрова внутренней зоны.

Связь Уачиты и Маратона

Надвиг Уачиты не только перекрывает восточный конец системы Вичиты, но продолжается на юг под меловыми породами низменностей побережья Мексиканского залива. Если не эти надвиги, то, во всяком случае, смятые толщи орогенической зоны облекают поднятие Льяно в Техасе и связываются с Маратонскими горами на западе. Мизер и Селлардс *(427)* наметили по данным буровых скважин фронт Уачиты под меловыми отложениями к югу от поднятия Льяно, а Селлардс *(534)* проследил геосинклинальные породы к западу от этого поднятия до выходов Маратона также по результатам бурения.



Ф и г. 126. Поперечный разрез Маратонского поднятия и пермского бассейна (по Кингу, **313**) (см. фиг. 120, разрез $M'' — M'$).

ϵd — песчаник Доггер-Флат (кембрий)
O — кремн. порода Маравильяс, сланцы Вудс-Холлоу, формация Форт-Пенья, сланцы Альсате и известняки Маратон (ордовик)
Dc — новакулиты Кабальос (девон?)
Ct — формация Теснус
Cd — известняки Димпл
Cg — формация Гаптанк (пенсильванские отложения)
Cwc — формация Вольфкамп
Cl — формация Леонард
Cw — формация Буд; Cc — известняки Кептен (пермь)
Tb — конгломерат Бессет (триас?)
Kt — «группа» Тринити
Kf — группа Фредериксбург (нижний мел)

СИСТЕМА МАРАТОНА

Расположение и важнейшие структуры

Палеозойские отложения появляются в Маратонском бассейне Транс-Пекоса в Техасе и составляют здесь еще одну крупную орогеническую систему. Район Маратона расположен на краю области Мексиканских нагорий, которая на востоке сливается с Великими равнинами. В структурном отношении район представляет собой обширный купол меловых пород, в центральной части которого меловой плащ был снят; на этом месте расположена низменная площадь «маратонский бассейн» (см. фиг. 120 и разрезы $M''—M'$ и $M'—M$ фиг. 126). Здесь выходят сильно смятые палеозойские породы. Палеозойские отложения в бассейне и в горах Гласс, которые ограничивают его на северо-западе, имеют мощность 5300 *м*. Большая часть их отложилась в погружающейся впадине, которая обычно рассматривается как геосинклиналь Льянория. Наиболее древними породами являются здесь верхнекембрийские песчаники и сланцеватые глины, основание которых не вскрыто. На них залегают 600 *м* ордовикских пород, состоящих из глинистых известняков и сланцеватых глин с несколькими кремнистыми прослоями. Ордовик перекрывается новакулитом Кабальос, возможно девонского возраста, мощность которого достигает 600 *м*.

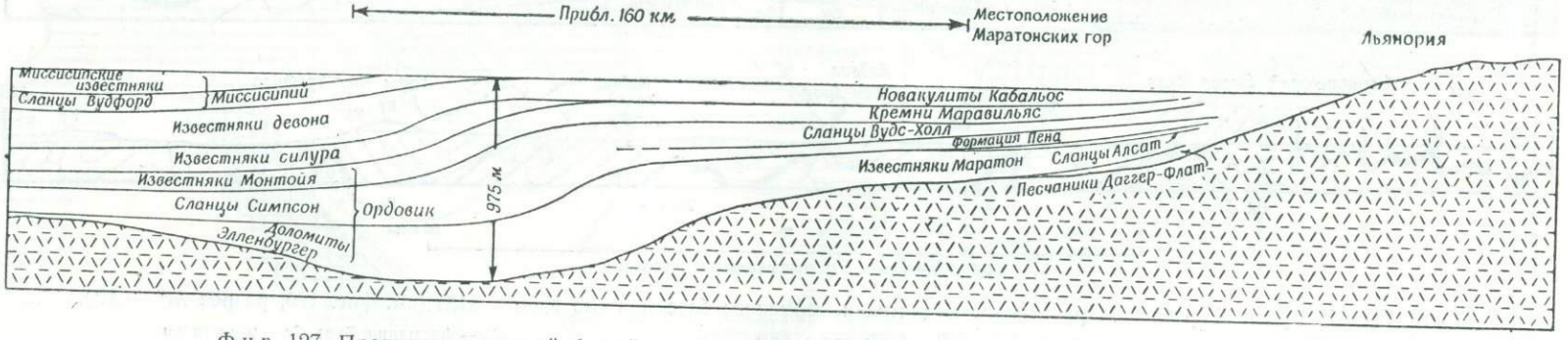
На новакулите Кабальос располагается серия обломочных пород пенсильванского возраста, мощность которой достигает 3600 *м* в юго-восточной части площади, но значительно меньше на северо-западе.

Льянория и льянорская геосинклиналь

Зона смятых в складки осадочных пород гор Уачиты протягивается вокруг поднятия Льяно к району Маратона и от него к юго-западу через Солитарио близ Рио-Гранде и далее в Мексику (см. карту VIII). Раннепалеозойский прогиб лежит примерно в 160 *км* к северу от современных гор (Бартон, *42*) (фиг. 127). В пермское время прогиб геосинклинального масштаба существовал в Коауиле, в 60 *км* южнее Солитарио.

Докаменноугольные осадки поднятий Маратона и Солитарио, точно так же как и Уачиты, сравнительно маломощны и заключают большое количество обломочного материала. Они состоят из песчаников, конгломератов, валунных отложений только от 450 до 950 *м* осадков. Современные глубокие скважины позволили Бартону (*42*) показать распространение допенсильванских отложений с большей детальностью, чем раньше (см. фиг. 127). Он установил, что осевая часть бассейна располагалась значительно севернее, чем в последующее пенсильванское время, и бассейн был настолько мал, что его нельзя назвать геосинклиналью.

В обоих районах каменноугольные отложения достигают большой мощности, возможно свыше 6000 *м* в Уачите и 3600 *м* или более в Маратоне. Прогиб, в котором накопились эти каменноугольные отложения, повидимому, протягивается непрерывно от Уачиты в районы Маратона и Солитарио. Этот Пенсильванский прогиб относится к геосинклинали Льянория.



Фиг. 127. Предпенсильванский бассейн осадконакопления в районе Маратонских гор (по Бартону, **42**).

Профиль проходит приблизительно меридионально через Маратон и Делаверский бассейн.

спорного происхождения и нечистых известняков с большим количеством глинистого материала, кремней и характерных новакулитов. Некоторые осадки, очевидно, отлагались на небольшом расстоянии от берега; другие, такие как глинистые породы, могли переноситься на значительно бо́льшее расстояние от источника питания. В областях форланда как Уачиты, так и Маратона осадки представлены преимущественно известняками. Обычно считают, что осадки раннего палеозоя поступали с массива суши, расположенного на юге или на юго-востоке, и накапливались в море с подвижной береговой линией. Вместе с тем был поставлен вопрос (Селлардс и Беккер, *535*), уместно ли называть геосинклиналью бассейн докаменноугольного осадконакопления, в котором отложилось

Бассейны Форт-Уорт (Строун) и Керр являются расширением геосинклинали, охватывающим край форланда.

Суша Льянория, к юго-востоку от геосинклинали Льянория, повидимому, состояла преимущественно из кристаллических пород и, вероятно, представляла собой в продолжение значительной части палеозоя нагорье или горную страну. В большей своей части бывшее нагорье погребено под меловыми и более молодыми отложениями, а гипотезы ее былого существования основывались на доказательствах, полученных в результате изучения состава палеозойских осадков геосинклинали (Мизер, *425*, Кинг, *313*).

Как пенсильванские обломочные, так и девонские кремнистые отложения увеличиваются в мощности к юго-востоку,

поперек геосинклинали Льянория в Маратоне; при этом известняки замещаются сланцеватыми глинами и кремнями, а обломочные отложения содержат зерна сланцев и гранитов, гальки жильного кварца и валуны изверженных пород. Как далеко к югу располагалась суша в палеозое, — неизвестно, но она могла находиться на 150 и более километров южнее (см. фиг. 127).

Фазы маратонской системы

Раннепенсильванская фаза. Самая нижняя из пенсильванских формаций, Теснус, отложилась в геосинклинали Льянория, вероятно, в раннепенсильванское время (Кинг, *313*). Это огромная толща чередующихся песчаников и сланцеватых глин, образующих то тонкие, то толстые пласты и почти лишенная окаменелостей. В юго-восточной части бассейна мощность ее превышает 2000 *м*, и она состоит преимущественно из песчаников с многочисленными прослоями аркозов и несколькими характерными массивными пластами белых кварцитов. В северо-западной части бассейна она имеет мощность 90 *м* и представлена почти целиком черными сланцеватыми глинами с несколькими прослоями песчаников. Формация Теснус, известняк Димпл и нижняя часть формации Хеймонд представляют собой флишевую фацию. Этим европейским термином обозначаются отложения, образовавшиеся во время поднятия хинтерланда и прогибания геосинклинали. Известняк Димпл имеет мощность свыше 300 *м* в Маратонском бассейне и утоняется к юго-востоку. Формация Хеймонд — аркозовые песчаники и аргиллиты мощностью 900 *м*.

Надвигание в южной части Маратонской площади началось в раннепенсильванское время, о чем свидетельствует замечательный глинистый пласт в верхней части формации Хеймонд, в который включены крупные глыбы древних пород. Считают, что эти глыбы произошли в результате размыва продвигающихся надвиговых чешуй, и отмечают первые сильные сжатия в рассматриваемой области (Кинг, *313*).

Позднепенсильванская фаза. Самая верхняя пенсильванская формация Гаптанк (по возрасту верхнепенсильванская) состоит из конгломератов и песчаников, образовавшихся за счет эрозии растущих складок. Сильное смятие, охватившее палеозойские породы Маратонского бассейна, очевидно, достигло высшего напряжения после отложения этой верхнепенсильванской формации. Пермские отложения гор Гласс на северо-западе располагаются местами с резким угловым несогласием на смятых более древних отложениях (см. разрезы *M″—M′* и *M′—M* фиг. 126). Структурные особенности заключаются здесь в наличии нескольких надвигов и сжатых складок, протягивающихся к северо-востоку и опрокинутых к северо-западу. Складчатость была наиболее напряженной на северо-западе в почти горизонтальном надвиге Дагу с доказанным перемещением более чем в 10 *км*. Далее к юго-востоку величина перемещения других надвигов измеряется километрами; некоторые надвиговые структуры смяты в складки и, следовательно, древнее, чем фронтальный разлом (Кинг, *313*).

СИСТЕМА КОАУИЛА

Геологическая история

Считается, что выходы позднепенсильванских (?) и пермских пород в юго-западной части мексиканского штата Коауила в 400 *км* к югу от области Маратон в Техасе представляют собой продолжение геосинклинали Льянория и намечают примерное положение ее западного края. По данным Келли *(309)* и Кинга *(320)*, в районе Акатита — Лас-Деличьяс в погружающейся впадине отложилась серия осадков, переслоенных изверженными породами мощностью свыше 3000 *м*. Осадки шли с суши Льянории, а потоки лавы, силлы, обломки изверженного материала и граувакки поступали с запада. Вулканические породы представлены здесь риолитами, андезитами, потоками базальтовых лав и туфами.

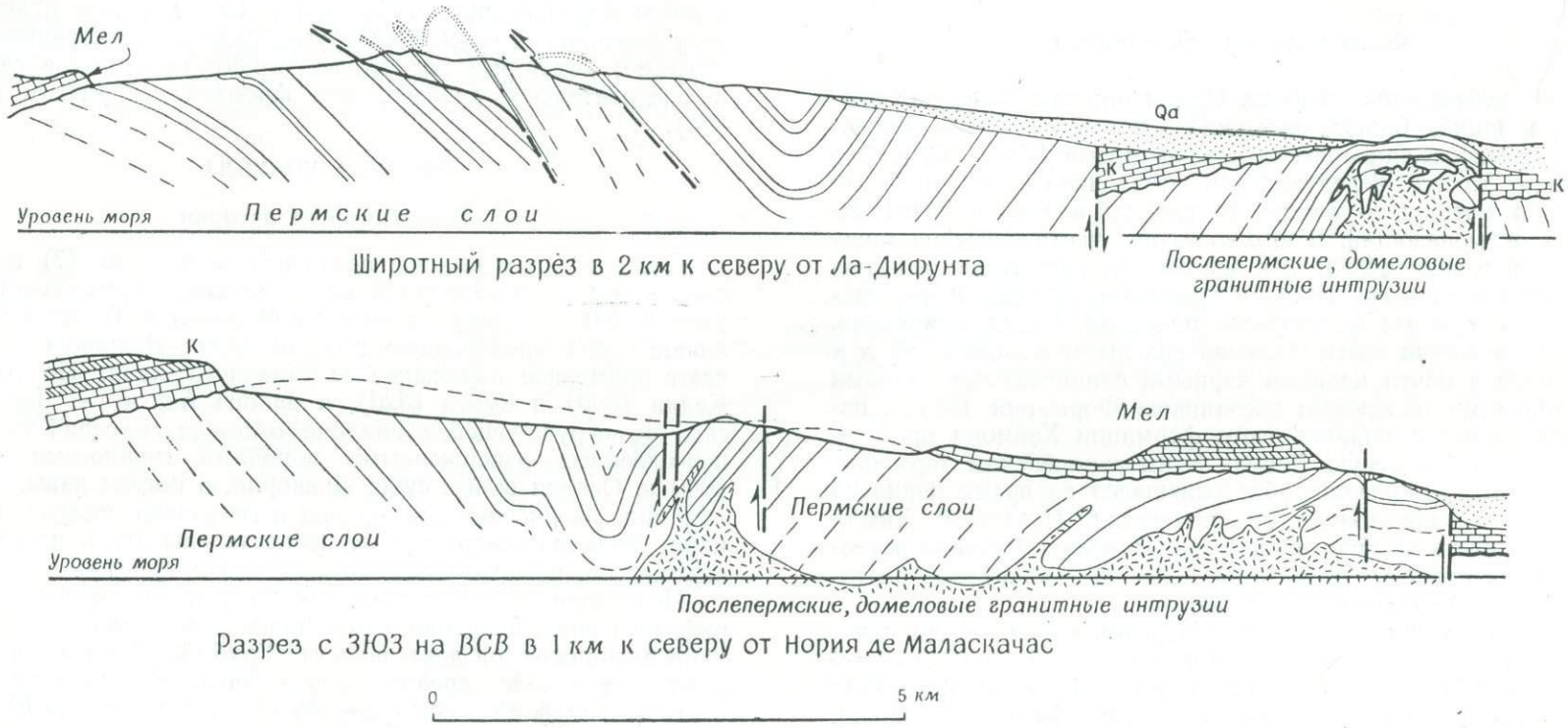
Позднепенсильванские известняки (?), возможно частично рифового происхождения, отложились одновременно с продуктами вулканической деятельности. Грубый обломочный материал этих и более древних пород накапливался в западной части площади или одновременно с образованием рифов, или как обломочная линза на склоне раннепермского поднятия. Грубый и неотсортированный характер глыбовых конгломератов указывает на то, что глыбовые включения перемещались необычным способом. В оставшуюся часть пермского периода в геосинклиналь поступал глинистый материал с востока из Льянории, потоки лав изливались из трещин, расположенных в западной части бассейна, а вулканический обломочный материал получился путем переработки пирокластических отложений и, возможно, в результате воздействия волн на потоки лавы.

В некий отрезок времени между концом пермского и концом юрского периода пенсильванские (?) и пермские породы были интенсивно смяты в складки и надвинуты (см. фиг. 28). Если смятие имело место в позднепермское время, то это была последняя фаза орогении, затронувшая осадки палеозойской геосинклинали. Возможно, оно произошло в начале юры или в триасе, но не позже невадского нарушения конца юрского периода, так как верхнеюрские, оксфордские отложения лежат несогласно на срезанных пермских породах. Предположение, что геосинклиналь смялась в позднепермское время, отражено на тектонической карте (см. карту IX).

Смятые в складки породы в предоксфордское время были прорваны батолитами гранитов и гранодиоритов.

Структурные направления

Преобладающее простирание слоев в северной части основной площади выходов пермских отложений изменяется от СВ 35° до СВ 50°. Простирание вторичного кливажа СВ — 75° и может указывать на направление осей складок. В южной части пермской площади простирание слоев резко поворачивает на ЮВ 130°. Кинг *(320)* считает, что такой поворот может быть связан с тем, что площадь Лас-Делисьяс в палео-



Фиг. 128. Поперечный разрез у Лас-Делисьяс, Коауила, Мексика (по Кингу и др., **320**).

Пермские отложения: переслаивание конгломератов, граувакк, песчаников, аргиллитов, известняков, а также лав среднего и основного состава. Граувакки и лавы составляют около 60% всего разреза (по Кингу).

зойской структуре представляет собой выдающуюся часть горной дуги, которая, возможно, определяла очертания полуострова Коауила в верхнеюрское и нижнемеловое время. Послемеловые складки на продолжении этого направления ЮВ 130° могли контролироваться пермскими складками и, таким образом, указывают на направление древних структур. Предположение Кинга отражено на тектонической карте.

Соотношение с системой Маратона

Выше указывалось, что складчатость и надвигание Маратона достигли высшего напряжения в позднепенсильванское время (см. карту VIII). После этого сжатые структуры были охвачены только эпейрогеническим поднятием. Пенсильванские и более древние породы были глубоко размыты, после чего пермские отложения перекрыли их, постепенно расширяясь в южном направлении. На тектонической карте перми видно, что смятая вначале зона является единым эпейрогеническим поднятием. Пермские бассейны Делавер и Марта непрерывно переходили в пермский бассейн Коауила. Однако в то время как в северном бассейне осаждались соли, в южном продолжали существовать воды нормальной солености, которые, по-видимому, восполняли испарение на севере. После пермского осадконакопления в обоих бассейнах, как северном, так и южном, имела место позднепермская (?) складчатость области Коауила. Так как соседняя Уачита также была сильно сжата в пермское время, представляется вероятным, что обе системы были связаны зоной смятия, которая протягивалась к югу от Маратонского выступа; эти соотношения изображены на пермской тектонической карте. На геологической карте конца пермского периода, поскольку это могло быть установлено, показано полное распространение пермских отложений до того, как произошло какое-либо смятие, тогда как на тектонической карте показаны только те пермские отложения, которые не находятся в складчатой зоне.

14

ВИЧИТА, ДРЕВНИЕ СИСТЕМЫ СКАЛИСТЫХ ГОР И ФОРЛАНД ТЕХАСА

СИСТЕМА ВИЧИТА

Гряды и бассейны системы

Горы Вичита. Горы Вичита в юго-западной Оклахоме вздымаются на 330 *м* над равнинами и на 745 *м* над уровнем моря. Эти холмы, сложенные преимущественно гранитами, окружены и погребены под почти горизонтально залегающими пермскими отложениями. Здесь имеются выходы известняков Арбукль того же типа, что и в горах Арбукль, особенно многочисленные вдоль северного края гор, а другие выходы на южном их крае и за пределами холмов свидетельствуют о наличии трех кулисных антиклиналей с выходами гранитов в сводовой части и известняками Арбукль на крыльях. Как те, так и другие несогласно перекрываются пермскими отложениями. Поперечный профиль у восточного окончания хребта показан на фиг. 129.

Хребет Амарильо. В Панхендле[1] Техаса имеется ряд разбуренных холмов, не проявляющихся на поверхности, сложенных гранитами и другими кристаллическими породами. Установлено, что эти холмы протягиваются через Панхендл в широтном направлении на 200 *км*. Наиболее высокие точки их, вскрытые буровыми скважинами, имеют высоту 390 *м* над уровнем моря и 600 *м* ниже дневной поверхности. Некоторые вершины, сложенные гранитами, непосредственно перекрываются пермскими отложениями, на другие ложится пенсильваний (фиг. 130). Кулисные разломы связывают некоторые холмы и помогают выявить кулисное расположение гряд.

Гряды Амарильо и Вичита, вероятно, непрерывно связаны друг с другом и представляют собой единое тектоническое целое (Пауэрс, *474*).

Свод Лас-Анимас. Гряда Амарильо, вероятно, протягивалась в юго-восточную часть Колорадо и северо-восточную часть Нью-Мексико, где она соединялась с другими грядами и сводом, известным под именем Лас-Анимас (Магер, *389*) (см. тектоническую карту для нижнепенсильванского времени и фиг. 131). Докембрийские породы в нижне- и среднепенсильванское время могли приподниматься над уровнем моря вдоль свода Лас-Анимас, однако утонение пенсильванских и пермских слоев над сводом связано главным образом с опусканием земной коры, более быстрым по обе стороны от свода, чем в зоне самого свода. Структурный рельеф, достигающий 900—1200 *м*, по всей видимости, образовался именно в это время. В дальнейшем сводовые поднятия произошли в послепалеозойское время, подчеркивая структурный рельеф.

Кринер-Хиллс. Кринер-Хиллс — это сложно складчатый горст, сложенный в общем известняками Арбукль, которые выходят на поверхность и покрываются пенсильванскими и пермскими отложениями (фиг. 132).

Холмы эти обычно рассматриваются как юго-восточное продолжение Вичиты. Вместе полоса кулисных холмов Амарильо — Вичита — Кринер представляет собой поднятие длиной около 520 *км*.

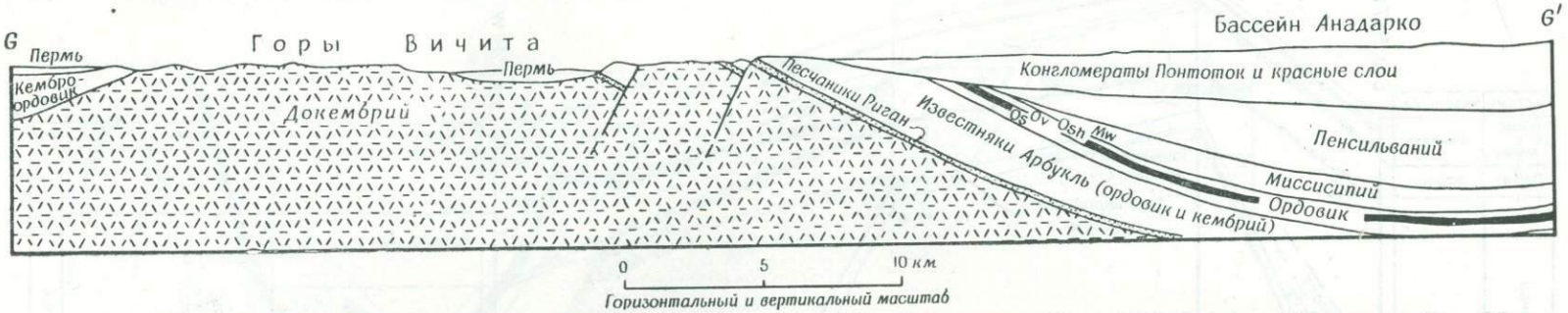
Поднятие Ред-Ривер. Поднятие Ред-Ривер считается здесь состоящим из узкого ряда разбуренных гранитных холмов, протягивающихся в широтном направлении из Нью-Мексико через Льяно-Эстакадо и Вичита-Фоллс и за него, на расстояние около 500 *км*. Если бы удалить плащ меловых и позднепалеозойских отложений, то видно было бы, что поднятие состоит из беспорядочно расположенных вершин, поднимающихся на возвышенности.

Крупные разломы и складки пересекают поднятие несколько наискось в северо-западном направлении и определяют появление кулисного рельефа (погребенные пики) и «возвышений» в перекрывающих формациях. Верхний пенсильваний в некоторых местах лежит непосредственно на докембрии.

---

[1] Панхендль — см. примечание на стр. 57.

Западное окончание поднятия Ред-Ривер известно как хребет Матадор, восточная и центральная части этого поднятия носят название хребта Электра, восточное окончание именуется хребтом Мюнстер. Этот хребет протягивается с северо-запада на юго-восток, между тем как хребет Электра располагается в широтном направлении. Так как оба хребта разделены глубоким седлом, хребет Мюнстер, быть может, более тесно связан с поднятием Вичиты, чем со структурой Ред-Ривер. Эти соотношения Вичиты уточнены Ван Вельденом *(622)* по данным геофизических наблюдений. Независимо от того, связан ли хребет Мюнстер с поднятием Вичита или с поднятием Ред-Ривер, соотношения, нарисованные Ван дер Грахтом, представляются логически обоснованными. По его представлениям, поднятие Ред-Ривер расположено позади и параллельно поднятию Вичита и между обоими поднятиями имеется глубокий прогиб. Эта депрессия известна как бассейн Уорика — Ринглинг — Мариетта, в пределах которого скважины прошли почти 1500 *м* в пермских и пенсильванских отложениях.

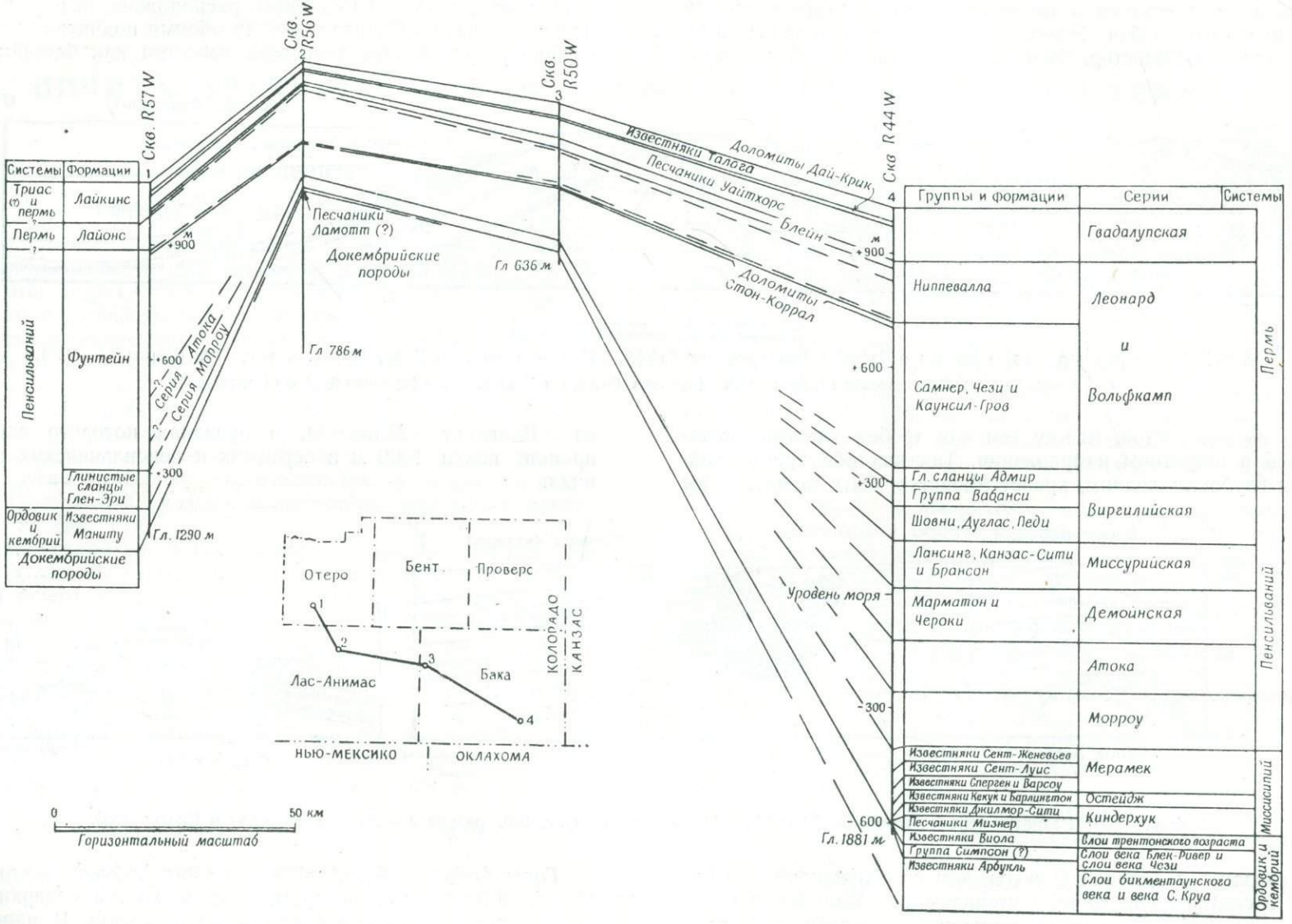


Фиг. 129. Разрез через горы Вичита и бассейн Анадарко (по Таффу, **593** и Миллисону и Риду, **424**) (см. фиг. 120, разрез $G — G'$).

Os— группа Симпсон; *Ov*— известняки Виола; *Osh*— формация Сильван и Хантон; *Mw*— формация Вудфорд (миссисипий).

Фиг. 130. Разрезы через погребенный хребет Амарильо (см. фиг. 120, разрез $J — J'$) (по Котнеру и Краму, **132**).

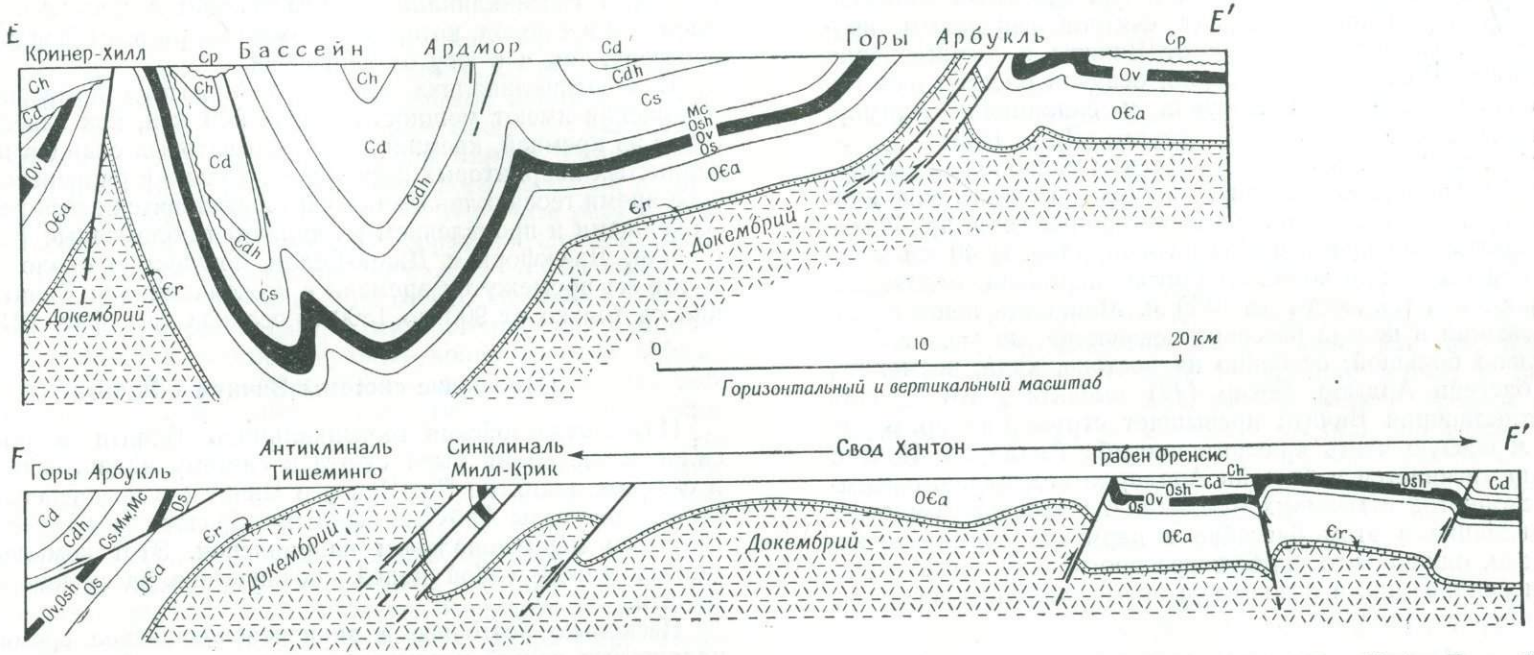
Горы Арбукль. Топографически горы Арбукль — это холмы между Дэвисом и Ардмором; они являются поверхностным выражением крупной и сложной антиклинали. В ядре антиклинали две выдающиеся вершины, сложенные докембрийскими порфирами (холмы Тимберед-Хиллс), поднимаются на



Фиг. 131. Сопоставление палеозойских отложений у свода Лас-Анимас в округах Лас-Анимас и Отеро в Колорадо (по Махеру, **389**).

Стратиграфические подразделения в основном по данным Геологической службы Канзаса; слева дана схема, обычно применяющаяся в Колорадо.

210 *м* над долиной реки Вашита и на 420 *м* над уровнем моря. Геологически горами Арбукль называются холмистые площади, расположенные к северу и востоку от гор; эти площади сложены породами нижнего палеозоя и в их пределах сохраняются те же структурные соотношения. В границах хребта



Ф и г. 132. Поперечный разрез через бассейн Ардмор, горы Арбукль и свод Хантон (см. фиг. 120, разрезы $E-E'$ и $F-F'$) (по Дотту, **162**, Томлинсону, **607** и Муру и др., **434**)

Cp — формация Пантоток (пермь)
Ch — группа Хоксбар (миссурий и виргилий)
Cd — группа Диз (демойн)
Cdh — группа Дорник-Хиллс (верхний Морроу и Лампасас)
Cs — группа Спрингер (нижний Морроу)
Mw — Вудфорд (миссисипий)
Mc — сланцы Каней (миссисипий)
Osh — Силван и Хантон (ордовик)
Ov — известняки Виола (ордовик)
Os — группа Симпсон (ордовик)
O€a — известняки Арбукль (ордовик и кембрий)
€r — песчаники Риган (кембрий)

вскрывается полный разрез от докембрия до позднего пенсильвания (фиг. 132).

В структурном отношении горы Арбукль представляют собой ряд параллельных складок и разломов, протягивающихся с северо-запада на юго-восток с антиклиналью Тишеминго и сводом Хантон на севере и рассеченной разломами антиклиналью Арбукль в южной части площади. Главнейшие структурные элементы более обширной площади с севера на юг следующие: свод Хантон, синклиналь Милл-Крик, антиклиналь Тишеминго, синклиналь Вашита, антиклиналь Арбукль, бассейн Ардмор и структура Кринер-Хиллс. Синклиналь Милл-Крик — местная структура поднятия Хантон-Тишеминго. К юго-западу от антиклинали Тишеминго породы погружаются в острую, глубокую синклиналь Вашита и снова приподнимаются, образуя антиклиналь Арбукль. К югу от нее располагается исключительно глубокий бассейн Ардмор, а еще южнее нижнепалеозойские отложения выходят в Кринер-Хиллс.

Бассейн Ардмор. Бассейн Ардмор — это прогиб, протягивающийся на запад-северо-запад между Кринер-Хиллс на юге и горами Арбукль на севере (см. фиг. 132). Отложения в бассейне глубоко прогнуты, а также смяты в складки и рассечены

разломами. Здесь накопилось свыше 9000 *м* палеозойских отложений, из которых около 4000 *м* относится к пенсильванию и включает снизу вверх формации: Спрингер, Дорник-Хиллс, Диз, Хоксбар и Понтоток. Большая часть допенсильванских отложений представлена известняками, а пенсильваний сложен преимущественно песчаниками и сланцеватыми глинами. Бассейн Ардмор Ван дер Грахт считает передовым прогибом, расположенным к северу от Вичиты и антиклинория Кринер-Хиллс. Во время накопления осадков бассейн охватывал и современные горы Арбукль и синклиналь Ардмор, протягиваясь до суши Хантон-Тишеминго (Дотт, *162*).

Бассейн Анадарко. К северу от Вичиты расположен обширный бассейн Анадарко, занимающий большую часть западной Оклахомы. Его ось идет на запад-северо-запад и приблизительно параллельна хребтам Вичита-Амарильо. В 40 *км* к северу от ближайших выходов гранитов пермские отложения увеличиваются в мощности до 1350 *м*. Мощность пенсильванских отложений в центре бассейна неизвестна, но может быть сравнительно большой, особенно на востоке, куда, возможно, заходит бассейн Ардмор. Бекер (*49*) высчитал, что высшая точка антиклинория Вичита превышает структурно примерно на 5700 *м* осевую часть краевого прогиба Анадарко. Прогиб Ардмор протягивается в бассейн Анадарко под плащом пермских красноцветов и меловых отложений. Насколько было велико прогибание в этом бассейне в пермское время — неизвестно, ясно, однако, что наибольшее прогибание имело здесь место в пенсильвании, а в пермское время бассейн прогнулся, по крайней мере, на 1350 *м*.

«Геосинклинали» Вичита и Уачита

В области Мидконтинента обычно выделяют два четких палеозойских прогиба. Один из них протягивается к западу-северо-западу через южную Оклахому и северный Техас — зону, занятую теперь Вичитой и Арбуклем; второй окаймляет Льянорию и может быть установлен в горных системах Уачиты и Маратона.

Первый из этих бассейнов внутриконтинентальный, так как характерный форланд лежит от него как к северу, так и к югу. Его границы точно не установлены, однако на месте гор Вичиты и Арбукля накопилось 2700 *м* кембро-ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений, представленных преимущественно массивными морскими известняками. В центре прогиба один известняк Арбукль имеет мощность от 1200 до 1800 *м*; севернее, в Оклахоме и Канзасе, соответствующие ему отложения имеют мощность всего от 240 до 300 *м*, а на юге в Техасе (Элленбургер) — около 300 *м*. Выше девонских образований отложилось около 450 *м* миссисипских и нижнепенсильванских пород. Из этого следует, что пенсильванские осадки в геосинклинали Вичита являются местным утолщением тех же пород, которые отложились на всем форланде как к северу, так и к югу от депрессий.

В «геосинклиналях» Уачиты и Маратона домиссисипские отложения имеют мощность только 900 *м* и, как известно, состоят из кремней, кремнистых граптолитовых сланцев и тонкозернистых кварцитовых песчаников. Только в раннепенсильванское время геосинклинальные черты становятся здесь резко выраженными и проявлением их являются обломочные формации Стенли, Джекфорк и Джон-Велли мощностью около 6000 *м*. В тот же промежуток времени в геоксинклинали Вичита накопилось только от 900 до 1500 *м* осадков (см. фиг. 121).

Отношение системы Вичита к Уачите

Нижнепалеозойская геоксинклиналь Вичита в раннепенсильванское время была сжата в систему надвиговых блоков и складок поднятия Ред-Ривер и Вичита; в позднепенсильванское время горы Арбукль были преобразованы сжатием и вытянуты в меридиональном направлении. Этот комплекс связанных между собой цепей обозначается здесь как система Вичита.

Несколько восточнее в раннепенсильванское время серия надвиговых чешуй переместилась к югу и образовала возвышенность, которая поставляла осадки в прогиб, расположенный на месте современной Уачиты (Хендрикс, *243*). Затем прогиб Уачита вместе с ранними надвиговыми чешуями был сжат и превратился в верхний дугообразно изогнутый комплекс гор, переместившийся к северу по крупным чешуйчатым надвигам. Уачита загибается к югу, проходит вокруг поднятия Льяно Техаса и снова появляется в Маратонских горах. Система Вичита протягивается от нее к западу под прямым углом к изогнутой на юг системе Уачита. Полное развитие системы Уачита можно наблюдать лишь в 20 *км* к востоку от типичных выходов системы Вичита. Буровыми скважинами породы Арбукль вскрыты в 13 *км* к юго-востоку от этих выходов и только в 6 *км* от фронта Уачиты. Это доказывает, что крупные надвиговые чешуи скользили к северо-западу на значительное рас-

стояние, в результате чего чуждые породы располагаются на удаленной от них области осадконакопления или даже на смятых в складки и осложненных разломами структурах системы Вичита.

Фазы системы Вичита

Раннепенсильванская фаза. Можно достаточно точно установить, что наибольшие движения поднятия Вичиты в системе Вичита имели место в раннепенсильванское время и проявились в виде двух «пульсаций», которые Ван дер Грахт называет ранней и поздней «фазами» — фазы Вичита. Ранняя пульсация в пределах Вичиты не имеет большого значения, но проявилась как сильная орогения в Уачите. В Уачите результатом этих движений явилось образование формаций Стенли, Джексфорк и Джон-Велли мощностью 6000 *м*, а в бассейне Ардмор — группы Спрингер мощностью от 600 до 1500 *м*. Все эти формации представлены предгорными орогеническими отложениями. Вторая фаза, соответствующая концу времени образования формации Морроу (фиг. 133), — это складчатость собственно Вичиты и отложения группы Диз и Хоксбар в окружающих краевых прогибах бассейна Ардмор. Получив эти осадки, бассейн прогнулся на 5000 *м*. Так как нижнепенсильванские отложения залегают в Кринер-Хиллс на срезанных пластах ордовика, то ясно, что движения в области поднятия Вичита имели место в раннепенсильванское время.

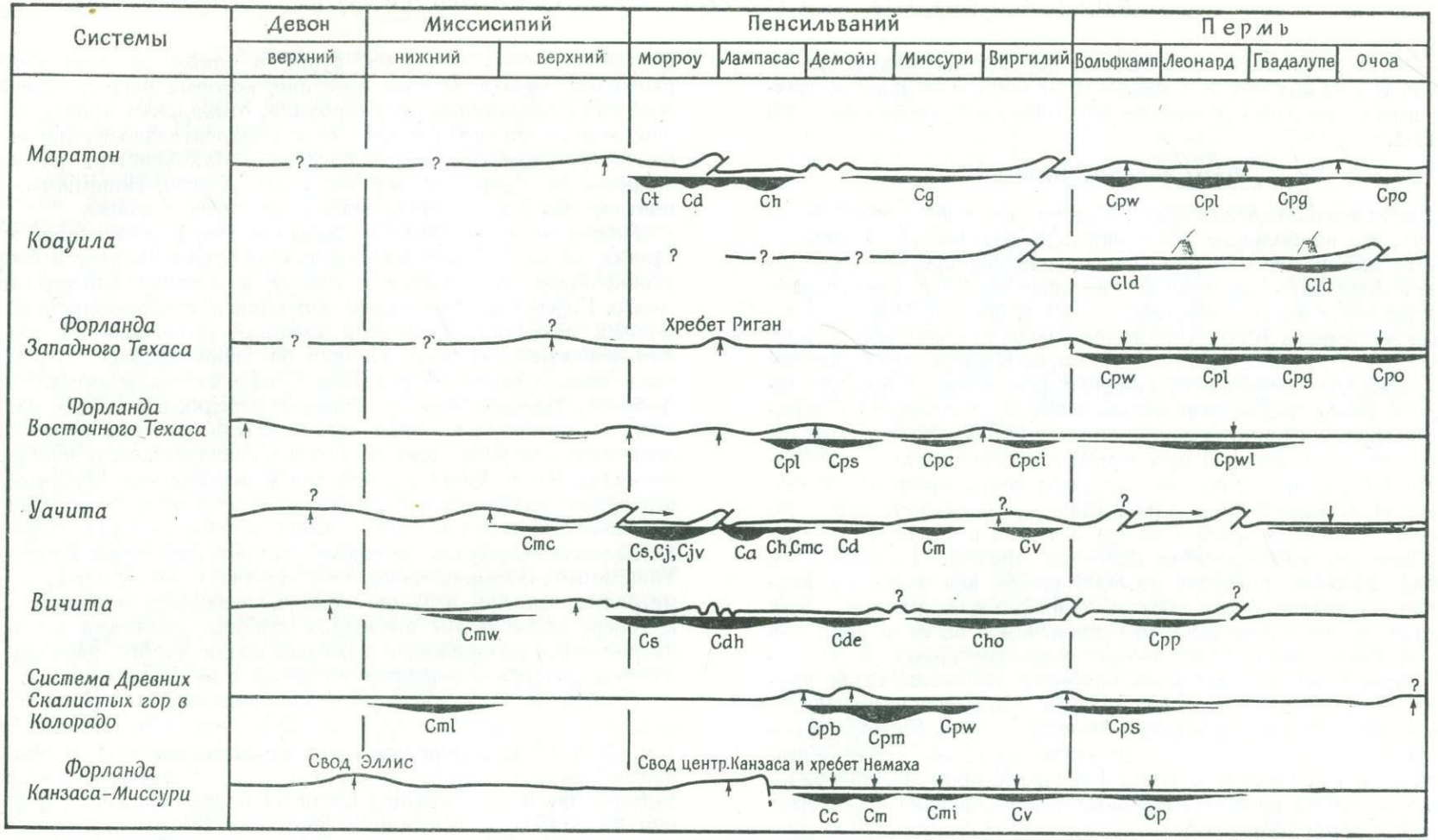
Раннепенсильванская фаза орогении, вероятно, была наиболее значительной во всей области Мидконтинента. В это время образовались структуры Вичита и Ред-Ривер, своды Канзаса, свод Бенд Техаса и такие важные нефтеносные структуры, как Оклахома-Сити, Гарбер, Кашинг и Эльдорадо. В это же время начали формироваться и Древние Скалистые горы (см. фиг. 133).

Позднепенсильванская фаза. Во время отложения формации Мак-Алистер (поздний Лампасас) свод поднятия Хантон-Тишеминго был размыт до известняка Хантон, а северо-восточное крыло его было затоплено морем. Размыв, связанный с прерывистыми восходящими движениями, вскрыл известняки Виола. Затем последовало значительное опускание, а в эпоху Френсис (Миссури) все северо-западное окончание суши Хантон-Тишеминго было затоплено морем. К юго-западу от суши Хантон-Тишеминго и параллельно ей протягивалась низменность или ряд островов поднятия Вичита. Между ними располагался широкий бассейн Ардмор, который получал осадки из обеих площадей суши, а также из поднявшихся ранее гор Уачита. В этом бассейне, который распространялся в область современных гор Арбукль, отложилась толща, которая отличается по фациям и последовательности пород от одновозрастных отложений бассейна Мак-Алистер, расположенного к северо-востоку от суши Хантон-Тишеминго. Вероятно, оба эти бассейна никогда не были связаны.

Позже, во время Хоксбар, силы сжатия, действующие с юго-запада, обновили древние складки поднятия Вичита и сооружение было продвинуто к северу, к выступу Хантон-Тишеминго. Горы Амарильо также обновились, и образовался обломочный материал «гранитная крошка», столь важная порода для нефтяных геологов. Осадки бассейна Ардмор — Арбукль были сильно сжаты, в результате чего возникла антиклиналь Арбукль. Так как силы продолжали передвигать южное сооружение к северу, восточная часть системы Вичиты переместилась еще севернее: вместе с почти неподвижным западным окончанием гор Амарильо она двигалась как закрепленный на оси вращающийся стержень. Надвигание в области восточного окончания привело к образованию мелких складок сперва в антиклинали Арбукль, а позже — в области свода Хантон — Тишеминго. Большая часть этих мелких складок стала асимметрична, многие, в конце концов, оказались опрокинутыми к северо-востоку. На последних стадиях движения крупные антиклинали разорвались в осевых своих частях, развившись затем в надвиги и перекрыв смежные с ними синклинали.

В области западного крыла синклинали Милл-Крик в настоящее время найдено тринадцать отторженцев (Леман, *353*) (см. фиг. 132). Отторженцы эти являются остатками обширной надвиговой чешуи, которая срезала в этом месте наклонно залегающие пласты группы Симпсон после отложения формации Хоксбар и до отложения формации Пентоток.

Антиклиналь Арбукль была надвинута далеко к северо-востоку от места ее первоначального положения и перекрыла на значительном расстоянии поднятие Хантон-Тишеминго. Величина перекрытия на коротком расстоянии значительно уменьшается с юго-востока на северо-запад, где сокращение земной коры проявляется главным образом в виде сложной складчатости. Весьма вероятно, что надвиг вдоль ее простирания продолжается на значительное расстояние к юго-востоку под современными горами Уачиты. Антиклиналь Тишеминго была смещена к северу пологим надвигом, вторым по величине по сравнению с надвигом у юго-восточного



Ф и г. 133. Схема сопоставления фаз структурных систем в области Мидконтинента.

Жирными линиями показаны характер и время движений земной коры, а черными линзами под жирными линиями — смежные или генетически связанные бассейны, в которых накапливались осадки. Широкий свод со стрелкой под ним обозначает приподнимание свода или купола; складки, нанесенные жирными линиями, обозначают складчатость с поднятием, поставляющим обломочные осадки, а значок надвига обозначает надвигание. Вулканические конусы указывают на время, когда близлежащие вулканы были активными.

Система Маратона в форланде Западного Техаса:

Ct — формация Теснус
Cd — известняки Димпл
Ch — формация Хамонд
Cg — формация Гаптанк
Cpw — формация Вольфкамп
Cpg — серия Гвадалупе; *Cpo* — серия Очоа; система Коауила
Cld — пермские слои Лас-Делисьяс, форланд Западного Техаса
Cpl — Лампасас
Cps — Строун
Cpc — каньон и *Cpci* — серия Сиско
Cpwl — серии Вольфкамп и Леонард (по Гудмену и Эвансу 217, стр. 528)

Девонский период, вероятно, продолжительнее каменноугольного, включая миссисипий, пенсильваний и пермь. Точно так же нет достаточных геохронологических данных, основанных на радиоактивном методе и позволяющих составить представление об относительной продолжительности миссисипия, пенсильвания и перми. Горизонтальные расстояния на схеме даны поэтому условно.

окончания антиклинали Арбукль, и перекрыла смежную антиклиналь, расположенную севернее. Грабен Франкс, синклиналь Вапанука и другие складки и надвиги меньшего размера образовали свод Хантон.

Томлинсон *(607)* подсчитал, что величина сокращения земной коры в бассейне Ардмор равна 25 *км*, а Дотт *(162)*, представления которого о развитии структур были выше кратко изложены, показывает на своих схемах (см. фиг. 132) четкое сокращение порядка 160 *км*, перпендикулярное простиранию структур, только для позднепенсильванского времени. Неправильно было бы считать, что положение структурных элементов в прежние времена совпадало с современным. Однако построение палинспастических карт (Кэй, *293*) в этой области связано со столь большими трудностями, что для наших целей лучше расположить структурные элементы соответственно их современному географическому положению. Это и было сделано на тектонических картах VI, VIII и IX.

Во время крупной позднепенсильванской фазы морские отложения формации Каньон и более древние образования на крыльях структуры Арбукль были круто наклонены; в последующее время Сиско эрозия удалила осадочный чехол мощностью около 5 *км* и врезалась в граниты. Эти граниты на широких площадях распространены в отложениях формации Вольфкамп. Север центрального Техаса также был в известной степени затронут в это время, что видно из уменьшения мощности над хребтом Электра.

ТЕХАССКИЙ ФОРЛАНД

Основные структуры

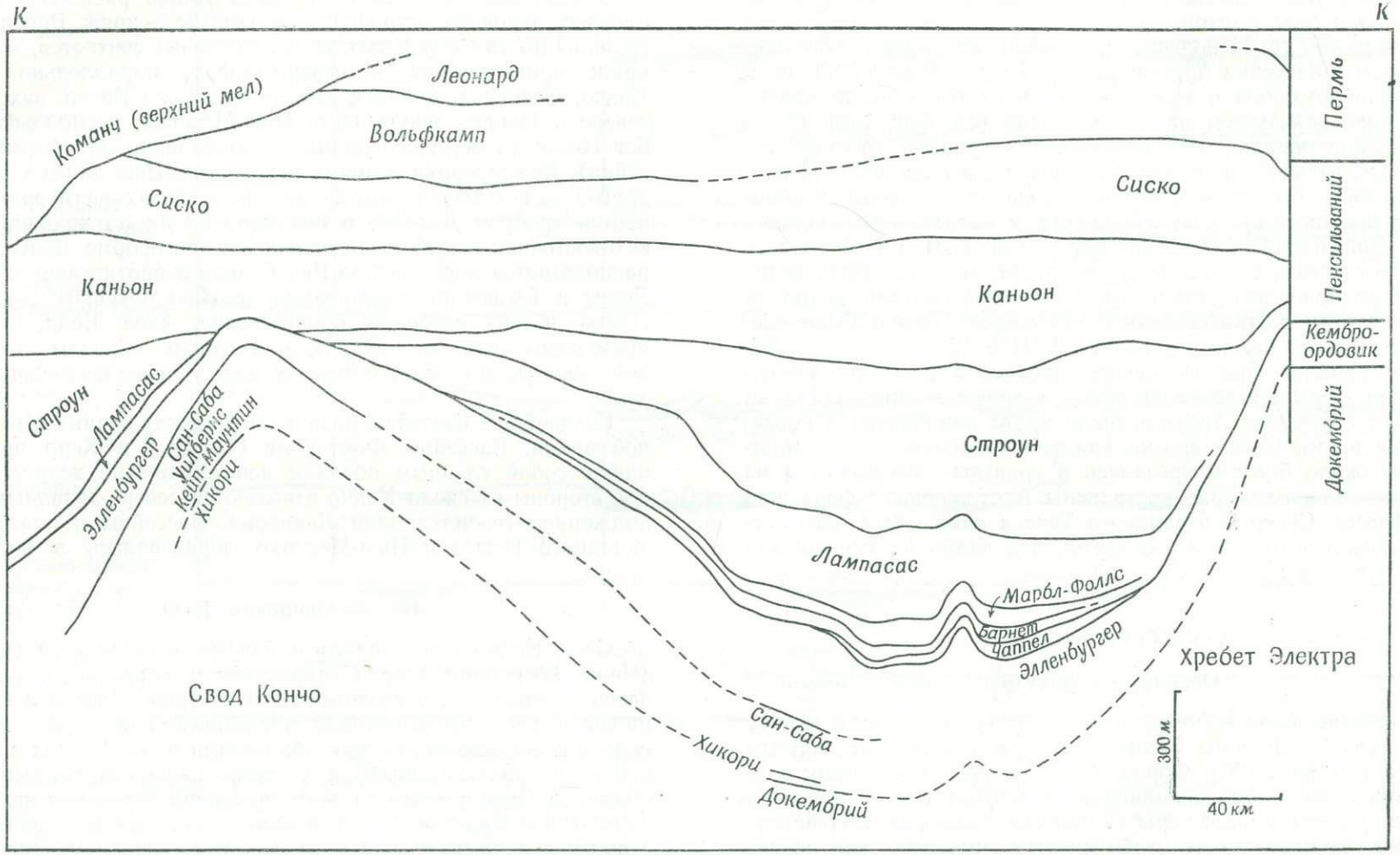
Техасский форланд охватывает площадь к северу и западу от орогенической зоны Уачита-Маратон и к югу от системы Вичита (см. фиг. 126). Форланд был упором, к которому прижимались осадки геосинклинали Льянория; тем не менее на этот упор силы земной коры оказывали некоторое воздействие и в нем возникли такие слабо смятые структуры, как своды, бассейны, платформы, шельфы и разломы.

Свод Кончо — широкое, пологое поднятие в центральном Техасе. Оно развилось рано и протягивалось от места, где находится современное поднятие Льяно, на северо-запад, по крайней мере, на 240 *км*; оно могло соединяться с поднятиями в северо-восточной части Нью-Мексико и южном Колорадо, однако буровые скважины в области Стакед-Плейнс западного Техаса не прошли достаточно глубоко, чтобы подтвердить это предположение. К западу от свода Кончо расположено маленькое, вероятно островерхое, поднятие — кряж Риган. Его границы до сих пор четко не установлены: считается, что этот кряж протягивается к северо-западу, параллельно своду Кончо. Непосредственно к западу от кряжа Риган, заходя на севере в юго-восточную часть Нью-Мексико, расположен хребет Пекос (в пермское время — центральная платформа бассейна). Его северная граница неизвестна. Еще далее к западу другое удлиненное поднятие весьма крупных размеров называется хребтом Дьабло; в пермское время по крайней мере юго-восточная его часть относилась к платформе Дьабло. Оно располагается параллельно Рио-Гранде и протягивается от гор Девис в Техасе на северо-запад в Нью-Мексико. Поднятие Льяно и его северное продолжение, свод Бенд, по современным данным, возникли главным образом в меловой период, но заложились в конце пенсильванского времени.

Главнейшие бассейны развивались между поднятиями в разное время. Бассейны Форт-Уорт (Строун) и Керр представляют собой главным образом пенсильванские депрессии по обе стороны от свода Кончо и являются северо-западным продолжением геосинклинали Льянория. Бассейны и платформы западного Техаса и Нью-Мексико образовались в пермское время.

Позднедевонская фаза

Свод Кончо начал расти в начале ордовикского времени (Чени, *120*) (фиг. 134). Силурийские и девонские отложения здесь отсутствуют, и геологическая история области в эти периоды неясна. До отложения миссисипских осадков кембрийские и девонские отложения образовали пологий свод с широкой осью, протягивающийся к северо-западу от современного поднятия Льяно; вслед за этим произошло срезание наклонно залегающих пластов. Миссисипские отложения в осевой части структуры непосредственно залегают на нижнем Элленбургере; в смежных районах осевой зоны формация Элленбургер перекрывается формацией Каньон (пенсильваний). Неизвестно, как далеко к северо-западу протягивался свод Кончо, но его связь с Древними Скалистыми горами районов Нью-Мексико и Колорадо можно предполагать на основании того, что нижнемиссисипские отложения в южной части центрального



Фиг. 134. Главнейшие стратиграфические подразделения и структурные черты севера центрального Техаса в северо-восточном направлении (см. фиг. 120, разрез $K — K'$) (по Чени, **120**).

Вертикальный масштаб сильно преувеличен.

Колорадо становятся прибрежными у низкого широкого поднятия (Ловеринг, *378* и Бербанк, *89*), которое может представлять собой северо-западное окончание свода.

Пенсильванская фаза

Подвижность техасского форланда проявлялась в течение всего пенсильванского периода. Движения эти были особенно заметны в начале среднепенсильванского и в самом конце пенсильванского времени.

Свод Кончо повторно приподнялся, но лишь весьма незначительно. Первое сводообразование пенсильванской стадии имело место в послемиссисипское время и до отложения формации Морроу, второе, вероятно, до образования формации Лампасас (обе раннепенсильванские). Кряж Риган резко вырос до отложения формации Лампасас.

Во время верхнего Лампасаса бассейны Форт-Уорт и Керр погрузились, а свод Кончо вырос дополнительно; в итоге возникло несогласие в падениях между формацией Лампасас и вышележащей формацией Строун более чем в 37 *м* на 1 *км*. Поднятие свода по отношению к бассейну оценивается в 300 *м*.

Поднятия Кончо, Электра и Мюнстер были наиболее приподнятыми во время отложения формации Строун. Свод Кончо стал в это время наиболее значительной структурой в центральном Техасе. В это время отложения верхнего кембрия оказались структурно, по крайней мере, на 3000 *м* выше на своде, чем в наиболее глубоких частях смежных бассейнов.

Система крупных разломов, протягивающихся к северу от современного поднятия Льяно в бассейн Форт-Уорт, развилась в самом конце отложения формации Лампасас. Разломы, хорошо установленные геологическим картированием в поднятии Льяно, были прослежены геофизическими методами и бурением более чем на 160 *км* к северу в бассейн Форт-Уорт. По некоторым разломам верхний Лампасас и более древние отложения были смещены в бассейне Строун более чем на 330 *м*. Разломы поднятия Льяно привели к образованию узких грабенов и трех наиболее значительных горстов, поверх которых более молодые отложения изогнулись; с запада на восток они носят название «осей» Ричленд-Спрингс, Сан-Саба и Лампасас. Ось Ричленд — Спрингс образует южную часть современного свода Бенд (см. фиг. 120).

Очевидно, нарастающие поднятия происходили от времени позднего Лампасаса до раннего Строуна на таких площадях форланда, как поднятия Кончо, Мюнстер, Электра и Хантон. Размыв течениями и смещение материала, вероятно, имели место на обоих склонах углубляющихся прогибов бассейнов Арканзас — Велли, Ардмор, Форт-Уорт и Керр. Во время отложения средне- и верхнестроунских толщ большая часть структур форланда была затоплена и покрыта отложениями, снесенными с растущих бордерлендов, в частности со складок и надвигов, возникших в прогибе Уачита — Маратон, что видно по характерному кремневому материалу конгломератов в формациях Демойн, Строун, Гаптанк и более молодых.

Площадь, известная ныне как поднятие Льяно (она носит также название Центральный рудный район), после отложения формации Каньон была приподнята, в то время как площадь свода Кончо опустилась. В промежуток времени между лампасасом и команчем (нижний мел) эрозия удалила отложения формации Каньон и более древние отложения, возрастающие к западу в мощности до 1500 и более метров. В итоге отложения, подстилающие формацию Строун, были выведены на поверхность на обширных площадях.

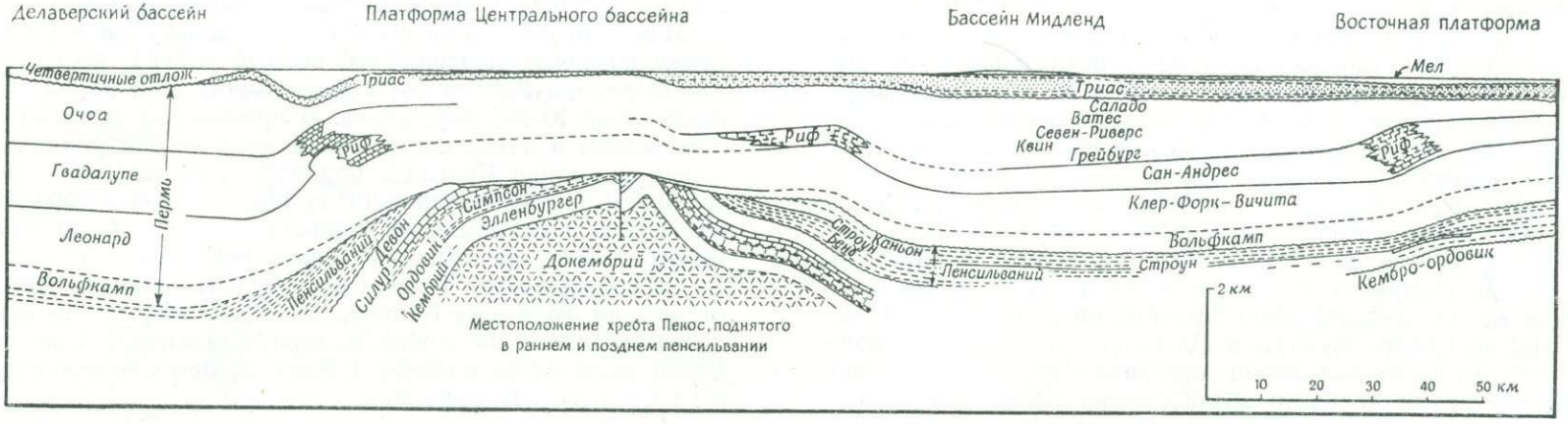
Северо-западный Техас был затронут движениями после отложения формации Каньон, что видно из уменьшения мощности отложений на хребте Электра. Значительный рост кряжа Риган имел место несколько ранее времени отложения среднего Строуна и Вольфкампа.

Пермская фаза

В течение пермского времени форланд во фронтальной части Маратона подразделился на ряд участков неправильной формы, которые получили осадки различного типа и, повидимому, были тектонически различными (см. фиг. 120 и 135). Некоторые из них были бассейновыми площадями, например Делаверский бассейн, в котором накопились осадки общей мощностью до 3000 *м*. Другие же участки были областями шельфа. Сродни шельфам были некоторые узкие массы или платформы, расположенные между бассейнами. Бассейны являлись областями значительного прогибания, платформы и шельфы — областями меньшего прогибания. Платформы между бассейнами и площади шельфов были покрыты осадками мощностью 600—1200 *м*. Рассматриваемые области унаследовали свои черты строения от довольфкампского форланда, и каждая платформа подстилается одним из наиболее важных вольфкампских поднятий (хребет Пекос и хребет Дьабло).

Пермские тектонические черты строения могли образоваться во время преобладающего растяжения земной коры, которое следовало за довольфкампским временем преобладающего сжатия (Кинг, *313*). Бассейны были областями накопления обломочных пород, сперва черных сланцеватых глин, затем песчаников; общая мощность накопившихся в них отложений была больше, чем в любом другом месте. Известняки повсеместно намечают местоположение приподнятых площадей. Ближе к

Не все авторы сходятся в толковании некоторых структурных черт и событий в отдельных частях пермского бассейна. Филипп Кинг *(315)* и Роберт Кинг *(319)* показали наличие широтного нагорья докембрийских пород, проходящего через Техас в Нью-Мексико примерно вдоль западного продолжения поднятия Ред-Ривер. Однако Хиллс *(255)* не нанес этого поднятия на свою карту конца пенсильванского времени. Хиллс показывает также, что свод Пекос протягивается на 150 *км*



Ф и г. 135. Главнейшие стратиграфические подразделения и структурные черты южного пермского бассейна Нью-Мексико и Техаса (по Кингу и др., **314**).

берегу в отшнурованных водоемах отлагались осадки выпаривания, так как образованию их способствовали климатические условия. По краям этих морей отлагались красноцветы, которые сносились с окружающей суши.

Прогибание пермского времени, в результате которого оказались погребенными хребты Риган и Пекос, в более северных районах определило погребение хребтов Электра и Амарильо и, по крайней мере, северной части складчатого и надвинутого Маратона. Большая часть осадков поступала в обширный пермский бассейн из Уачиты, в пределах которой в это время шло активное образование надвигов. Некоторая часть обломочного материала из Маратона распространялась к северу на большое расстояние. По всей видимости, прогибание было региональным и охватывало свод Кончо, который прогнулся к западу, подчеркивая тем самым свод Бенд.

дальше того места, где его заканчивал Кинг. Отсутствие достаточного числа глубоких скважин допускает в настоящее время различное толкование.

Поперек крупных структур маратонского форланда, придавая его поверхности своеобразный волокнистый вид, протягиваются многочисленные мелкие тектонические единицы с преобладающим линейным направлением. К ним относятся флексуры района гор Гвадалупе, мелкие складки, к которым приурочены многие месторождения нефти, и различные разломы. Некоторые из них образовались до отложения формации Вольфкамп, но большинство сформировалось в пермское время. Часть структур снова испытала движение в кайнозое. Они могут быть объединены в четыре системы со следующими направлениями: северо-западным, северо-восточным, северо-северо-западным и широтным; многие из них еще надлежит

изучить, дабы наметить критерии для выделения систем, поскольку возможно, что перечисленные направления не отвечают естественным условиям и объединяют взаимно несвязанные элементы. Системы, очевидно, включают структуры нескольких возрастов, так же как и структуры, образовавшиеся во время нескольких периодов движения.

Биби *(98)* предположил, что очертания центральной бассейновой платформы и другие тектонические структуры к востоку от Делаверского бассейна сравнимы со структурами кайнозойских сбросово-блоковых горных хребтов, расположенных западнее.

Хиллс *(255)* показывает поднятие западного окончания системы Вичита в начале верхнепермского времени. Возобновившиеся движения разлома Поттер-Каунти в районе Амарильо, секущего комплекс Леонард, но не вышележащие отложения (Котнер и Крум, *132*), свидетельствуют о том, что в форланде в течение всего пермского времени земная кора пребывала в неспокойном состоянии.

ДРЕВНИЕ СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ

Основные структурные особенности

Группа внушительных поднятий пенсильванского времени в Колорадо и Нью-Мексико — Древние Скалистые горы — была известна давно. Учитывая значительно большую длину и ширину современных Кордильер, известных под именем Скалистых гор, можно отметить, что к Древним Скалистым горам это название применимо лишь частично. Глубокие бассейны перемежаются здесь с поднятиями и представляют собой в форланде важную орогеническую систему. Древние Скалистые горы описываются вне системы Вичита и техасского форланда главным образом для удобства изложения, но, вероятно, составляют с ними единое целое и незаметно в них переходят.

К Древним Скалистым горам относятся хребты Анкомпагре — Сан-Луис и Колорадо в Колорадо с центральным бассейном Колорадо между ними и Брасос, Пенаско, Суни, Флорида и Педернал в Нью-Мексико. В центральном Нью-Мексико образовался бассейн значительных размеров в форме буквы Y, почти со всех сторон ограниченный хребтами. Хребты Брасос и Пенаско занимают площадь между рукавами бассейна. Северо-западный рукав соединялся с бассейном Парадокс юго-восточной Юты, а северо-восточный рукав — с центральным бассейном Колорадо.

Общая площадь современного плато Колорадо в Юте и Аризоне вместе с бассейнами и хребтами южной Аризоны на западе имела черты шельфа и получила в каменноугольный период тонкую мантию осадков. Здесь не возникли возвышенности и бассейны, но в течение палеозоя приходили и уходили мелководные моря, оставившие тонкий слой осадков. Большую часть времени обширные части рассматриваемой площади находились под водой.

Допенсильванская обстановка

Общая мощность палеозойских пород, отложившихся в центральном Колорадо к концу нижнего миссисипия (Ледвилл), равна всего 300 *м*. В юго-западном Колорадо накопилось их всего 120—150 *м*, а в северной части хребта Фронт еще меньше. Так как исключительно чистые миссисипские известняки отлагаются в пределах площадей, примыкающих к пенсильванским хребтам и литологический состав пород не изменяется возле хребтов, то, повидимому, миссисипские моря были распространены на месте возвышенностей.

Хребты

Пенсильванские и пермские отложения залегают на слегка наклоненных и срезанных отложениях нижнего палеозоя, а в ядрах древних хребтов располагаются на кристаллических породах докембрия (Ловеринг, *379*; Бербенк, *89*; Глокцин и Рой, *215*) (фиг. 136). Кристаллические породы были источником питания для многих пенсильванских и пермских толщ, обычно грубых и аркозовых у древних площадей суши. Брилль *(77)*, например, описывает отложения бассейна центрального Колорадо, представленные преимущественно красными и серыми аркозами, аркозовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и гипсами, которые в центральных частях бассейна достигают мощности 4000 *м*. Изменения в стороны здесь внезапны и резки. Во время наиболее активного поднятия прилегающих хребтов грубообломочный материал отлагался в виде дельтовых накоплений вдоль краев прогиба, а тонкозернистые осадки перемещались к центру бассейна. Одинаковый минералогический состав обломочных пород по обе стороны бассейна указывает на то, что выходящие на поверхность коренные

породы, как в хребте Анкомпагре — Сан-Луис, так и в хребте Колорадо, были одинаковы.

Суша Педернал, названная Томпсоном *(602)* по холмам Педернал, представляет собой крупный меридиональный хребет на востоке центрального Нью-Мексико примерно между реками Рио-Гранде и Пекос. В пределах площади, протягивающейся, повидимому, непрерывно от восточных склонов гор Сакраменто и округа Отеро в северную часть округа Торранс, красные сланцеватые глины, песчаники, пестрые глины и известняки пермского возраста залегают прямо на изверженных и метаморфических породах докембрийского возраста.

В пенсильванских породах гор Сакраменто на западном склоне поднятия присутствуют очень грубые конгломераты с валунами кварцитов и других метаморфических пород. На основании многочисленных данных Томпсон пришел к выводу, что хребет Педернал начал свое существование с пенсильванского времени, причем история этого хребта закончилась безусловно после начала пермского периода.

Хребет Колорадо, вероятно, протягивался к югу в Нью-Мексико через округа Колфакс и Мора. Очень мощные разрезы пенсильванских пород демойнского возраста или еще более древние выходят в восточной части хребта Сангре-де-Кристо от района реки Пекос почти до границы Колорадо. Эти породы представлены аркозами, аркозовыми конгломератами и песчаниками, а также черными сланцеватыми глинами. Источник питания этих пород располагался поблизости и, вероятно, на востоке. То, что хребты Колорадо и Педернал некогда соединялись к северо-востоку от холмов Педернал, можно заключить на основании данных нескольких буровых скважин в пределах этой площади; скважины эти, пройдя красные осадочные породы, прямо вошли в кристаллический фундамент.

Пенсильванская фаза

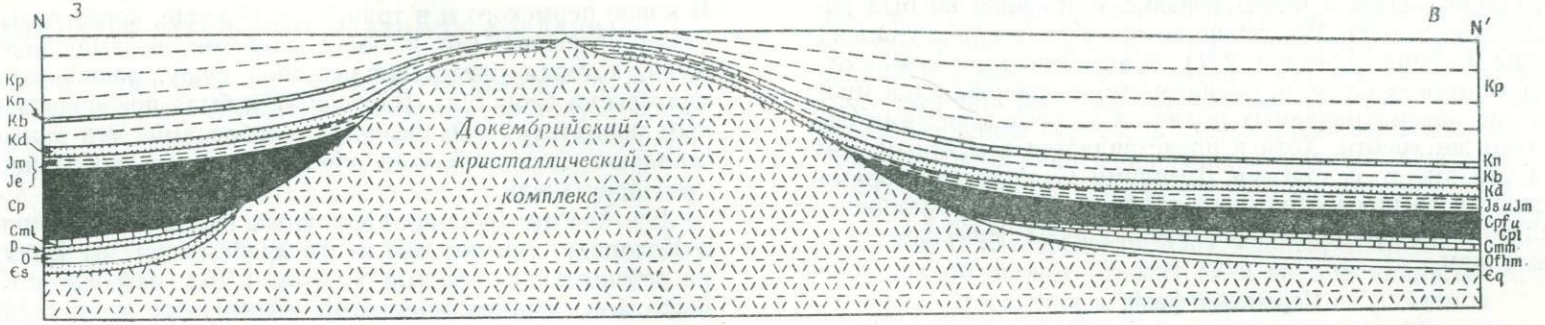
Наиболее древние осадки, снесенные с поднятий, возникших в системе Древних Скалистых гор, находятся, повидимому, в Нью-Мексико. Серия Дерри (Томпсон, *602*) сопоставлялась с серией Лампасас и свидетельствует о первых поднятиях. Начавшись во время Лампасас (Мур и др., *434*), восходящие движения, повидимому, продолжались в демойнское время, когда отложились группы Армендарис и Боландер. В настоящее время не вполне ясно, влияли ли возобновляющиеся поднятия миссурийского и виргилийского времени на образование групп Вердерос, Хансонбург, Келлер и Фреснал, или суша области питания была столь высока после первых поднятий, что для разрушения ее потребовалось длительное время. Ловеринг (*378*) утверждал, что хребет Колорадо был поднят на высоту свыше 1600 *м*, а Дейн (*141*) высчитал, что хребет Анкомпагре в то время, когда ширина его достигала почти 160 *км*, возвышался на 1,5 *км* над прилегающим морем или дном прогиба.

Поднятие хребтов в Колорадо, вероятно, слегка замедлилось после движений Нью-Мексико, так как наиболее древние пенсильванские отложения, установленные в Колорадо (Брилль, *77*), имеют демойнский возраст. Мощность наиболее древней толщи — черной сланцеватой глины (глина Бельден) — достигает в середине бассейна центрального Колорадо 500 *м*. На поверхности миссисипских известняков и доломитов перед тем, как район был погребен под осадками вторгшегося пенсильванского моря, развился карстовый рельеф, и в его углублениях отложились продукты выщелачивания — красные и желтые глины с разрозненными глыбами известняков. Образование черных глин было приурочено преимущественно к центру бассейна. Площадь более широкая, чем отдельные хребты Древних Скалистых гор, должна была приподниматься лишь настолько, чтобы возвышаться над водой. В позднемиссисипское и раннепенсильванское время на ней развились темные почвы и карстовый рельеф. Позже, в позднелампасасовскую или раннедемойнскую эпоху, после резких поднятий возникли отдельные хребты, и когда эрозия врезалась в докембрийские кристаллические породы, началось быстрое отложение сперва черных сланцеватых глин Бельден, затем красных аркозовых конгломератов и песчаников формации Марун. Эта толща, также демойнского возраста (Брилль, *77*), в центральной части бассейна Колорадо достигает максимальной мощности в 2000 *м*. Аркозовые формации Фаунтин и Лайкинс в передовой восточной части хребта Колорадо, возможно, соответствуют формации Марун.

В центральном Колорадо наиболее глубокий прогиб имел северо-западное направление: в районе долины Сан-Луис, в южном Колорадо, он поворачивал почти к югу на соединение с пенсильванским морем Нью-Мексико. Можно полагать, что это море в южной части Колорадо мало-помалу суживалось и углублялось; одновременно с этим возвышенность к западу от прогиба постепенно росла, образуя хребет, протягивающийся

к северо-западу через Колорадо к юго-западной части гор Элк и плато Анкомпагре (Бербенк, *89*). Хребет, восточная часть которого была названа Мелтоном (*412*) горами Сан-Луис, вероятно, достиг наибольшего развития в позднепенсильванское и пермское время. Хребты Сан-Луис и Анкомпагре, хотя, возможно, и не составляли непрерывного целого, выделяются Бербенком (*89*) как «геоантиклиналь» Сан-Луис — Анкомпагре.

Средняя часть бассейна в центральном Нью-Мексико в пенсильванское время прогнулась на 1000 *м*, а в левом его рукаве, протягивающемся в северо-западную часть Нью-Мексико, накопилось 500 *м* осадков. В бассейне Парадокс (Юта) отложилось от 600 до 2000 *м* песчаников, сланцеватых глин, известняков, соли и гипса, которые составляют формацию Парадокс; на ней залегают грубые конгломераты, другие обломочные



Ф и г. 136. Схематический разрез хребта Колорадо в конце времени Пьерр (верхний мел) и до смятия во время ларамийской орогении (см. фиг. 120, разрез $N — N'$).

Kp — сланцеватые глины Пьерр
Kn — известняки Ниобрара
Kb — сланцеватые глины Бентон
Kd — песчаники Дакота
Jm — формация Моррисон
Je — формация Энтрада
Js — формация Санданс
Cp — сланцеватые глины Белден, формация Марун (демойн) и алевролиты Стет Бридж (пермь)
Cml — известняки Ледвилл (миссисипий?)
D,O — девонские и ордовикские отложения
Єs — кварциты Савач
Cpf, Cpl — формации Фонтейн и Лайкинс (пенсильваний и пермь + красные аркозовые песчаники и конгломераты)
Cmm — формация Миллсап (миссисипий)
Ofhm — известняки Фремонт (ордовик)
Єq — кембрийские кварциты. Вертикальный масштаб преувеличен, данные об относительной мощности формаций приближенные.

К западу и к югу от границы Нью-Мексико — Колорадо в районе хребта Сан-Луис были недавно описаны два маленьких кряжа, история которых относится главным образом к концу пенсильванского времени. Это хребты Брасос и Пенаско (см. фиг. 157); Рид, Вуд и другие (*484*) установили, что позднепалеозойское созидание гор на площадях к северу от поднятия Пьедра, повидимому, началось в эрмосское время (демойн) и продолжалось во время отложения формации Катлер (пермь). На это указывает увеличение обломочного материала с юго-запада на северо-восток в формациях Эрмоса, Рико и Катлер. Трансгрессивное залегание отложений на трех поднятиях (см. фиг. 157) различно. Рид считает, что имеет место скорее не один широкий хребет, а «горный узел» или периодически поднимающиеся массы, которые могли быть отделены разломами и имеют кулисное расположение.

породы и морские известняки формации Эрмоса. Осадки этой толщи указывают на быстрое отложение в погружающейся впадине. Формация Парадокс, вероятно, по возрасту раннепенсильванская, но палеонтологических доказательств для этого заключения недостаточно. На востоке в горах Сан-Хуан эти породы отделены от подстилающих миссисипских известняков угловым несогласием. Мур и другие (*434*) считают, что формация Эрмоса имеет демойнский возраст.

Формация Эрмоса выклинивается к западу вследствие трансгрессивного перекрытия миссисипских отложений, изогнутых в широкий низкий купол, вершина которого, очевидно, была расположена вблизи Большого Каньона Колорадо в северной Аризоне. Местами здесь отсутствуют все породы пенсильванского возраста, и пермская формация Супай залегает на миссисипских известняках Редуолл (Бекер, *23*).

Суша пенсильванского возраста к югу от бассейна Парадокс прослежена на 23 *км* вдоль юго-восточного края гор Суни, где красные песчаники и сланцеватые глины, обычно выделяемые как пермская формация Або, залегают на докембрийских кристаллических породах. Вероятно, пермские отложения вместе с подстилающим пенсильванием располагаются на докембрийских отложениях вследствие трансгрессивного залегания. Погребенный массив суши давно уже был установлен в районе, прилегающем к Форт-Дефьянс в Аризоне; он был покрыт пермской толщей Монкопии, которая была затем удалена с вершины массива (Грегори, *221*). К этой площади может относиться «нагорье» Суни, и, повидимому, подтверждается мнение, что два рассматриваемых поднятия являются частями одного и того же хребта. Хотя и представляется вероятным, что хребет Суни вместе с другими Древними Скалистыми горами возвышался в лампасасское или демойнское время, возможно, что поднятие произошло непосредственно перед пермским осадконакоплением.

Пермская фаза

В горах Флорида юго-западной части Нью-Мексико пермские известняки залегают на известняках ордовика; немного севернее, в хребте Кук, пермские отложения залегают на миссисипских известняках. Отсутствие пенсильванских отложений связано с пенсильванским или послепенсильванским смятием, вероятно, одновременным нарушению южного окончания гор Уэко и гор Дьабло около Эль-Пасо. Считают, что направление, в котором протягивался приподнятый массив, было юго-восточным.

Этот массив мы будем называть хребтом Флорида. В конце пермского и в триасовом периоде, когда силы сжатия стали прерывистыми и более слабыми, возвышенность Сан-Хуан, которая представляла собой сушу, расположенную за «нагорьем» Сан-Луис (Бербенк, *89*), была преобразована местным поднятием, складчатостью и сбросами. Эти движения составляют последний этап образования гор в Колорадо в палеозойскую эру.

Все хребты Древних Скалистых гор, за исключением двух в Колорадо, так же как и все хребты системы Вичита были погребены под пермскими осадками. Два «острова» в Колорадо были местными поставщиками обломочного материала, однако большая часть осадков поступала со сравнительно удаленных областей суши (см. геологические карты V, VI, VII, VIII, IX, X).

15

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЗОНЫ СМЯТИЯ И КРИПТОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

ИЗОГНУТАЯ ДУГОЙ ЗОНА РАЗЛОМОВ ФОРЛАНДА

Изогнутая дугой зона разломов протягивается от купола Льяно Техаса к северу в Оклахому, к северо-востоку к Озаркскому куполу и к востоку через Кентукки в Западную Вирджинию. Разломы в большинстве случаев параллельны зоне, но некоторые из них отходят от главного направления; примером таких отклонений являются два длинных разлома в Миссури, которые протягиваются на северо-запад, прямо перпендикулярно зоне (см. фиг. 120 и карту VIII). Зона разломов пересекает как куполы, так и бассейны и, следовательно, не контролируется этими структурами. С другой стороны зона разломов охватывает дугу Уачиты в краевом орогеническом поясе континента, и хотя зона разломов имеет меньшее искривление, чем дуга Уачиты, и на севере отклоняется от нее на значительное расстояние, этот параллелизм свидетельствует о наличии генетической близости.

Установлено, что большинство разломов возникло в пенсильванское время или сразу после него. Меньшее число других разломов относится к последевонскому времени. Таким образом, время образования разломов и их пространственные соотношения указывают на то, что зоны разломов являются единым тектоническим элементом.

Разломы купола Льяно установлены наземным картированием, нефтяными скважинами и геофизическими исследованиями. Некоторые разломы прослежены более чем на 150 *км* к северо-северо-востоку в бассейн Строун (Чени, *120*). Разломы, вероятно, имеют крутой угол, относятся к вертикальному типу и блокировали узкие грабены и горсты. Поднятые блоки с запада на восток называются осями Ричленд-Спрингс, Понтоток, Сан-Саба и Лампасас. Согласно геофизическим исследованиям, в бассейне Форт-Уорт некоторые из этих разломов сместили на 330 *м* формацию Смитуик; таким образом, движение произошло после отложения этой толщи в раннепенсильванское время. Однако отложения несколько более молодые, чем Смитуик, а именно формация средний Строун, лишь слегка нарушены вдоль крупного разлома у Редженси, в районе реки Колорадо. В более молодых образованиях пенсильванского возраста разломы неизвестны. Из этого Чени заключает, что образование сбросов в куполе Льяно и в бассейне Строун имело место в раннепенсильванское время. Считают, что разлом Стонуол в области свода Хантон южной Оклахомы произошел в середине времени Строун, и по нему произошло смещение на 1150 *м* (Морган, *435*); однако, по мнению Дотта (*162*), этот разлом может относиться к группе надвигов Арбукль и не иметь отношения к дугообразной зоне разломов.

В северо-восточном углу Оклахомы группа сбросов связывает шесть небольших блоков, каждый шириной около десяти километров (Вильсон, *679*). Эти разломы протягиваются в общем северо-восточном направлении, и некоторые из них прослежены на 80 *км*. Один блок наклонен к северу, два наклонены к югу, остальные три остались в прежнем положении. Смещение их колеблется от 30 до 180 *м*, но эти данные относятся только к поверхностным выходам. Как сбросы, так и складки в этом районе становятся резче выраженными в более древних толщах. Там, где при помощи нефтяных скважин возможно проследить стратиграфические горизонты на глубину, структурный рельеф затухает кверху в согласно залегающих песчаниках и сланцеватых глинах, составляющих формации Атока, Хартсхорн, Мак-Алистер, Саванна и Богги. Блош (*70*) считает, что это уменьшение связано с повторными деформациями во время отложения вышележащих толщ, которые относятся по возрасту к концу раннепенсильванского времени.

К северу от шести сбросовых блоков и параллельно им расположен 150-километровый разлом Сенека. Он протягивается в юго-западную часть Миссури. Наземные данные для этого разлома вдоль структуры не везде убедительны: во многих местах это может быть скорее синклиналь, а не разлом (Вейдман, *652*).

Несколько рядов небольших разломов хорошо известны в областях Крик и Осейдж в Оклахоме, прямо к западу от ранее упомянутого разлома Сенека. Отдельные разломы ориентированы кулисно и протягиваются к северо-западу. Ряды разломов протягиваются почти в северном направлении и образуют с частными разломами угол около 45°. На карте VIII ряды показаны прерывистыми линиями. Наиболее значительное стратиграфическое смещение на поверхности около 40 *м*, а наибольшая длина равна 6 *км*. Длина одного из рядов 130 *км*. Все разломы вертикальны.

Фат (*183*) следующим образом анализирует кулисные разломы: докембрийские кристаллические породы были рассечены системой разломов до того, как на них отложился плащ палеозойских осадков. Рельеф, связанный с образованием разломов, был выравнен пенепленизацией до того, как начали накапливаться палеозойские отложения. Начиная с раннепенсильванского времени разломы в породах фундамента опять стали активными, однако на этот раз имело место горизонтальное движение (продольное скольжение — strike-slip). Вышележащий плащ был расколот (shear-strained) вдоль разломов фундамента, и в нем возникли ряды небольших разломов, имеющих кулисное расположение. Восточная сторона каждого разлома докембрия двигалась к северу. В течение пенсильванского времени движение возобновлялось несколько раз, вследствие чего величина смещения разломов увеличилась. Некоторые ряды кулисных разломов даже не видны теперь на поверхности в пенсильванских отложениях, другие проявились в образовании маленьких асимметричных антиклинальных изгибов над разломами. Западнее в Оклахоме и севернее в Канзасе несколько таких рядов антиклиналей могут принадлежать к той же системе.

Утверждение, что большая изогнутая дугой зона разломов связана с лопастью краевой орогенической зоны Уачиты, подкрепляется данными Фата, который дал обоснование этой связи с механической точки зрения. Как и следовало ожидать, согласно этой теории, блок форланда, расположенный напротив лопасти, двигался бы горизонтально, опережая соседние участки, расположенные слева; между ними возникло бы направление скалывания, отмеченное кулисными разломами.

В восточном Миссури устанавливаются два этапа складчатости (Уэллер и Сен-Клер, *655*) — один в конце девона, другой в послемиссисипское время. Разломы образуют сложную систему, и общее смещение в зоне разломов достигает 360 *м*. В масштабе карт, приложенных к этой работе, невозможно разделить две группы разломов. Обе они показаны на палеотектонической карте VIII.

Разломы восточного Миссури продолжаются к востоку через южный выступ Иллинойса и Кентукки, где существует область широко распространенной и интенсивной складчатости. Вдоль северного края этого комплекса складок расположены разлом Шонитаун южного Иллинойса и его восточное продолжение — зона разломов Раф-Крик в штате Кентукки. Зона разломов Шонитаун — Раф-Крик является в действительности поднятием, которое в разных местах отличается по своему структурному рельефу и деталям строения. Наиболее характерной для поднятия является его антиклинальная структура. Местами развита серия антиклиналей, частью асимметричных, наклоненных к северу и разбитых сбросами. Также присутствуют взбросы, имеющие кулисное расположение. Структурный рельеф поднятия колеблется от 100 до 750 *м*, а миссисипские отложения местами выведены на дневную поверхность. Сложная структурная зона разделяет пенсильванский угольный бассейн на северную и южную части.

Сейчас же к югу от структуры Шонитаун — Раф-Крик в западном Кентукки располагается пучок крупных разломов, большая часть которых простирается к северо-востоку и востоку и имеет смещение до 500 *м*. Они сопровождаются поперечными разломами меньшего размера. Эта полуокруглая площадь, имеющая в диаметре 100 *км*, характеризуется наиболее напряженным сбрасообразованием во всей области внутренних низменностей. Вдоль разломов располагаются перидотитовые дайки и высоко продуктивные жилы плавикового шпата. Разломы являются послепенсильванскими и домеловыми. Обычно их связывают с магматической деятельностью; это положение, вероятно, справедливо для области нахождения плавикового шпата, однако вообще разломы взаимосвязаны, особенно зона разломов Шонитаун — Раф-Крик, связанная с главной дугообразной зоной разломов. Вероятно, поэтому вулканическая активность по отношению к главной дуге представляет собой побочный эпизод, а не независимое явление.

Зона разломов Раф-Крик после перерыва в несколько километров продолжается в центральном и восточном Кентукки разломом Кентукки-Ривер и сопровождающими его разломами Вест-Хикмен, Ирвин-Пойнт-Крик и несколькими более мелкими (Мак-Фарлан, *401*). Наибольшее смещение вдоль разлома Кентукки-Ривер равно 180 *м*. Высказывались предположения

о допенсильванских движениях, развивавшихся в последующее время, однако Мак-Фарлан считает, что сбросы произошли в послепенсильванское время.

ЗОНА РАЗЛОМОВ ВЕРХНЕГО ОЗЕРА

На новой тектонической карте США показана группа длинных и почти параллельных разломов, протягивающихся из района Верхнего озера на юго-запад в Висконскин и Миннесоту. Из них, вероятно, лучше всего известен разлом Кивино. Он проходит примерно посередине полуострова Кивино в Мичигане и отделяет меденосную вулканогенную серию Кивино от кембрийских (?) песчаников. Разлом этот, несомненно, является надвигом в одном из выходов у Хаутона; вероятно, надвиг этот весьма крутой; серия Кивино переместилась по нему на юго-запад, перекрыв кембрийские (?) песчаники.

К северу от разлома Кивино вулканогенная серия слагает широкую синклиналь с падением на юго-восточном крыле около 30°. Пласты поднимаются и выходят на дневную поверхность в Айл-Ройал в Верхнем озере. Разлом, который срезает северное крыло синклинали, установлен прямо к северу от Айл-Ройал. Этот северный разлом был связан с разломом Дуглас, проходящим почти в широтном направлении к югу от Верхнего озера в Висконсине и, по данным Твейтса (*603*, *604*), падающим под углом от 38 до 60° на юг. Твейтс считает, что данный блок был сдвинут к северу на расстояние от 10 до 17 *км*. Разлом Дуглас, войдя в Миннесоту, поворачивает на юг; он был изучен здесь геофизическими методами. Считают, что у Пайн-Сити с восточной стороны, приподнятой примерно на 2700 *м*, разлом почти вертикален (Уэлш, *653*).

Твейтс считает, что большая синклиналь между падающими в противоположном направлении разломами Кивино и Дуглас осложнена в Висконсине многочисленными мелкими складками и, следовательно, представляет собой синклинорий. Он утверждает также, что перемещение могло иметь место в позднем Кивино, но часть перемещений, вероятно, произошла в более позднее время. Дополнительные соотношения разломов Кивино и Дуглас дают основания считать их одновременными. По данным Бродерика (личное сообщение), синклиналь в районе полуострова Кивино прогнулась во время накопления вулканических потоков и конгломератов, однако сильная складчатость произошла значительно позже. Твейтс (*605*) в основном согласен с этими взглядами.

Разлом вдоль северного побережья Верхнего озера был установлен главным образом по геоморфологическим данным (Мартин, *393*). В 16 *км* к юго-востоку от разлома Кивино в Мичигане расположены две группы возвышенностей — горы Лаймстон и холмы Шерман, сложенные базальными песчаниками и покрывающими их доломитами и известняками. По Кейсу и Робинсону (*113*), песчаники, повидимому, кембрийские и нижнеордовикские, а известняки и доломиты относятся к ордовику, силуру и девону. По Твейтсу (*605*), песчаники относятся к верхнему Кивино, а доломиты и известняки сопоставляются с формациями Трентон и Блек-Ривер. Отложения эти рассечены небольшими разломами и вдоль восточного края падают под углом 55°. Крупный разлом может существовать вдоль восточного края, и крутое падение может быть прослежено вдоль разлома, который был бы приблизительно параллелен Кивино. Ордовикские отложения в горах Лаймстон расположены в 130 *км* от ближайших выходов ордовика; девон присутствует в 240 *км* от ближайших выходов девона.

Установить возраст разломов в горах Лаймстон и холмах Шерман трудно ввиду того, что отсутствуют данные о возрасте связанных с этими разломами песчаников (кембрийских или докембрийских). Широкое распространение болот и наносов не дает возможности выяснить здесь истинные соотношения. Вероятно, более правдоподобно предположение о древнем прогибании, во время которого образовался бассейн Кивино, и последующей складчатости, затронувшей палеозойские отложения.

Отложение вдоль разломов Дуглас и Кивино огромного количества материала, происшедшего за счет срезания многих сотен метров слоев Кивино, ставит и другие вопросы. Если основные движения были докембрийские, то характерные и связанные с ними отложения были бы найдены в кембрии, однако среди палеозойских пород Висконсина и Мичигана отсутствуют обломочные отложения, которые могли бы образоваться в эпоху орогении. Пермские и триасовые породы внутренних равнин являются первыми обломочными отложениями, которые, возможно, могли бы поступать с гор. Трудности этого истолкования связаны, однако, с фактом распространения пермских и триасовых отложений, указывающих на то, что значительная часть внутренней области США была возвышенностью и подвергалась эрозии (см. карты IX и XI). Не следует, однако, полагать, что возвышенность не может быть деформирована и что каждая орогения устанавливается отложением осадков

в смежном районе. Важный этап образования сбросов Верхнего озера мог произойти в области пермского нагорья, удаленного от области накопления осадков: возникшие при этом горы могли бы поставлять материал на очень далекое расстояние.

Другое косвенное доказательство пермских сбросов заключается в наличии интенсивного диастрофизма во многих других частях Североамериканского континента в пермское время.

КРИПТОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Определение

Семь маленьких округлых структур, для одной из которых доказано, а для других допускается вулканическое происхождение, были изучены в Центральной устойчивой области США; восьмая такая структура, возможно, существует в пределах Колорадского плато Юты (фиг. 137). Эти структуры описаны Бухером (*83*) и характеризуются почти округлыми очертаниями, центральным поднятием с интенсивными структурными нарушениями и краевой депрессией, имеющей кольцевую форму с неправильной локальной складчатостью. Вместе с краевым кольцом диаметр их изменяется от 3 до 12 *км*. Внутреннее интенсивно нарушенное ядро в одних структурах не превышает 1,5 *км*, в других иногда достигает 3 *км* в поперечнике.

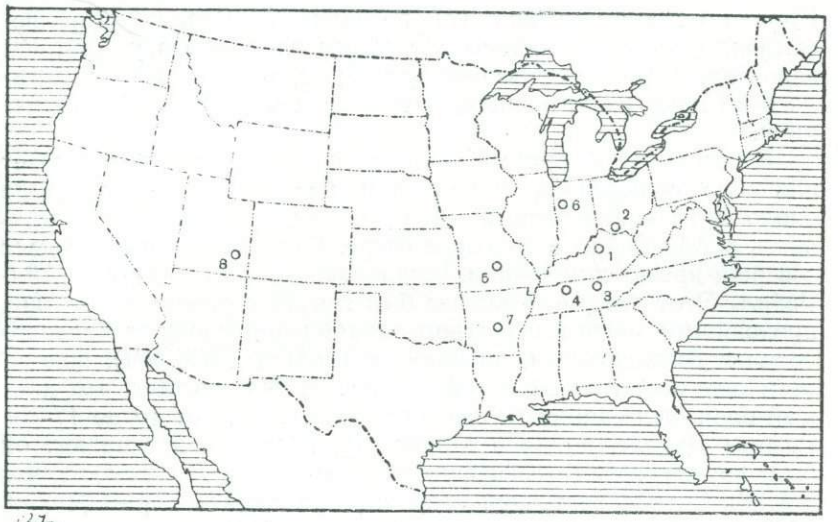
Разломы образуют две системы — концентрическую и радиальную. В некоторых структурах радиальная система превращается в строго ориентированное направление с юго-востока на северо-запад (фиг. 138 и 139).

Распространение

На фиг. 137 показано распространение криптовулканических структур. Номера 1, 2, 3, 4, 5 и 6 расположены в сводовой и купольной области центральной долины Миссисипи. Номера 1, 2, 3 и 4 находятся в пределах куполов Цинциннати и Нешвилл, номер 5 — в Озаркском куполе, номер 6 — на своде Канкаки. Весьма определенно они избегают Иллинойского бассейна. Номер 7 находится в орогенической зоне гор Уачита, однако эта структура отличается от остальных тем, что в ее ядре выходят на поверхность изверженные породы; разломы в пределах купола отсутствуют, а самая структура является местом значительной минерализации. Структура номер 8 расположена в пределах плато Колорадо и комплексно связана с поднятием соляного купола. Стокс *(574)* считает, что это не криптовулканическая структура, но она расположена всего в 5 *км* от лакколитовых гор Ла-Саль.

Происхождение и возраст

Криптовулканические структуры Центральной устойчивой области, по крайней мере на поверхности, не связаны с вулканическими породами, тем не менее их округлая форма, их приподнятость, раздробленность и местами брекчированность,



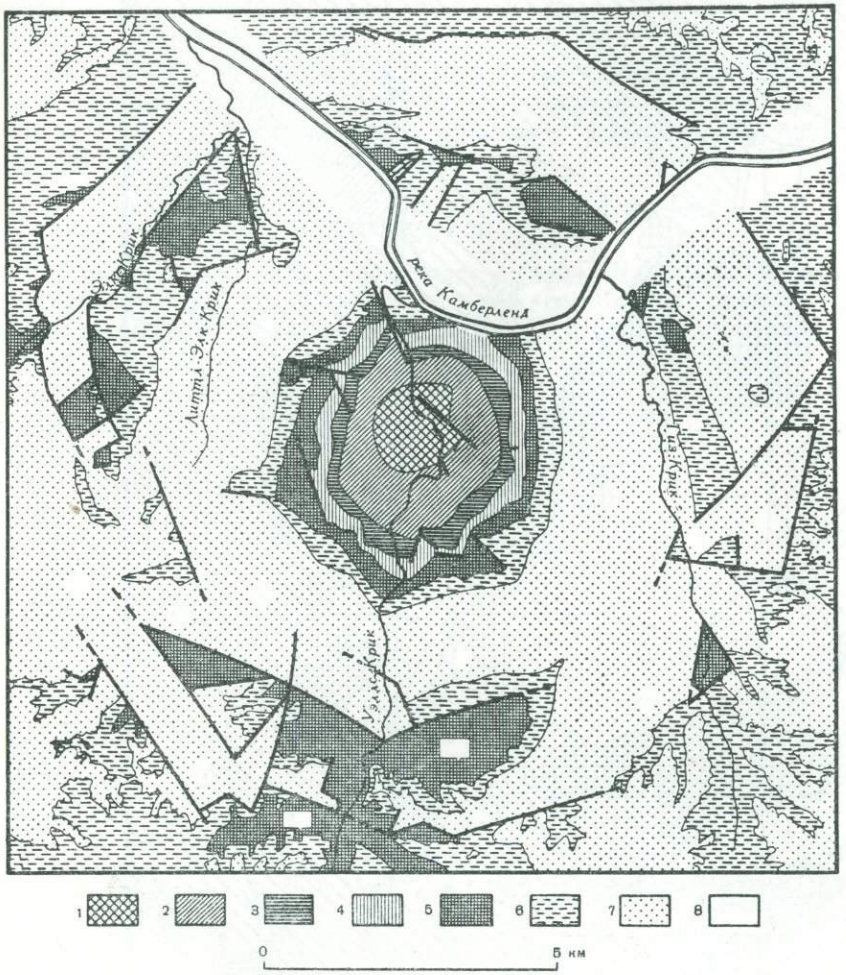
137

Фиг. 137. Криптовулканические структуры США (по Бухеру, **83**).

1 — Джента-Кнаб, Лайон-Шелби, Кентукки; *2* — структура Серпентин-Маунд, округа Адамс и Хайленд, Огайо; *3* — нарушение Флинн-Крик, Теннесси; *4* — бассейн Уэлс-Крик, округа Хьюстон и Стюарт, Теннесси; *5* — структура Декатурвилл, округа Камден и Маклед, Миссури; *6* — структура Кантленд, район Ньютон, Индиана; *7* — Магнет-Ков, район Хот-Спрингс, Арканзас; *8* — купол Апхевал, округ Сан-Хуан, Юта.

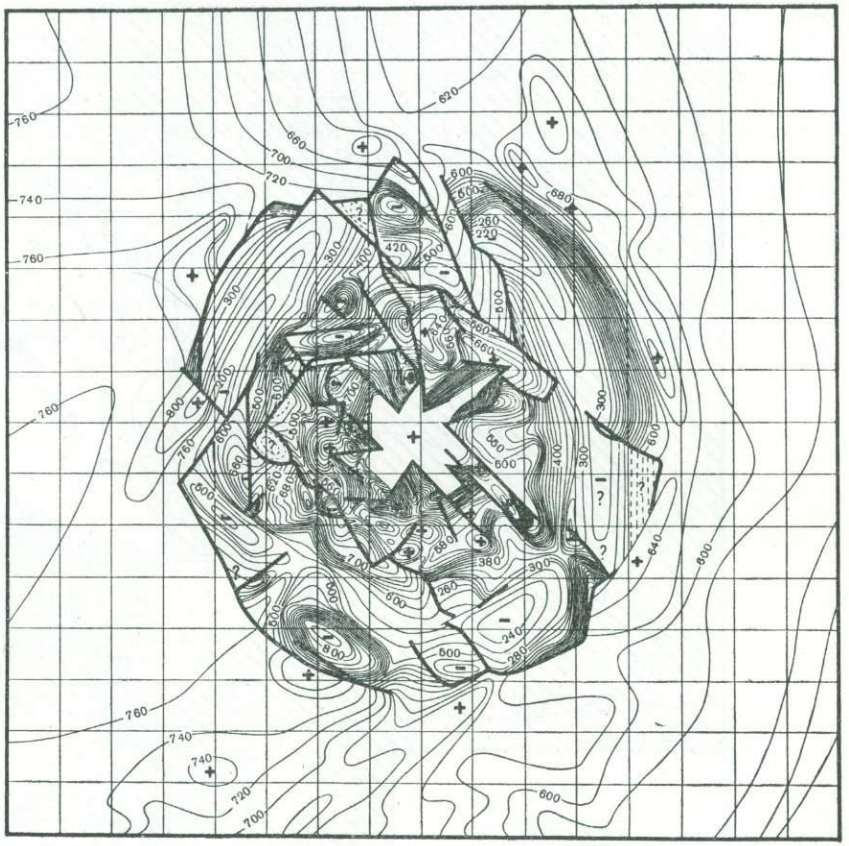
а также присутствие на окружающих площадях многочисленных даек, секущих почти горизонтально лежащие палеозойские породы, привели Бухера к выводу об образовании их под действием вулканических взрывов.

«Следует полагать, что эти криптовулканические структуры возникли в результате внезапного освобождения закупоренных вулканических газов,



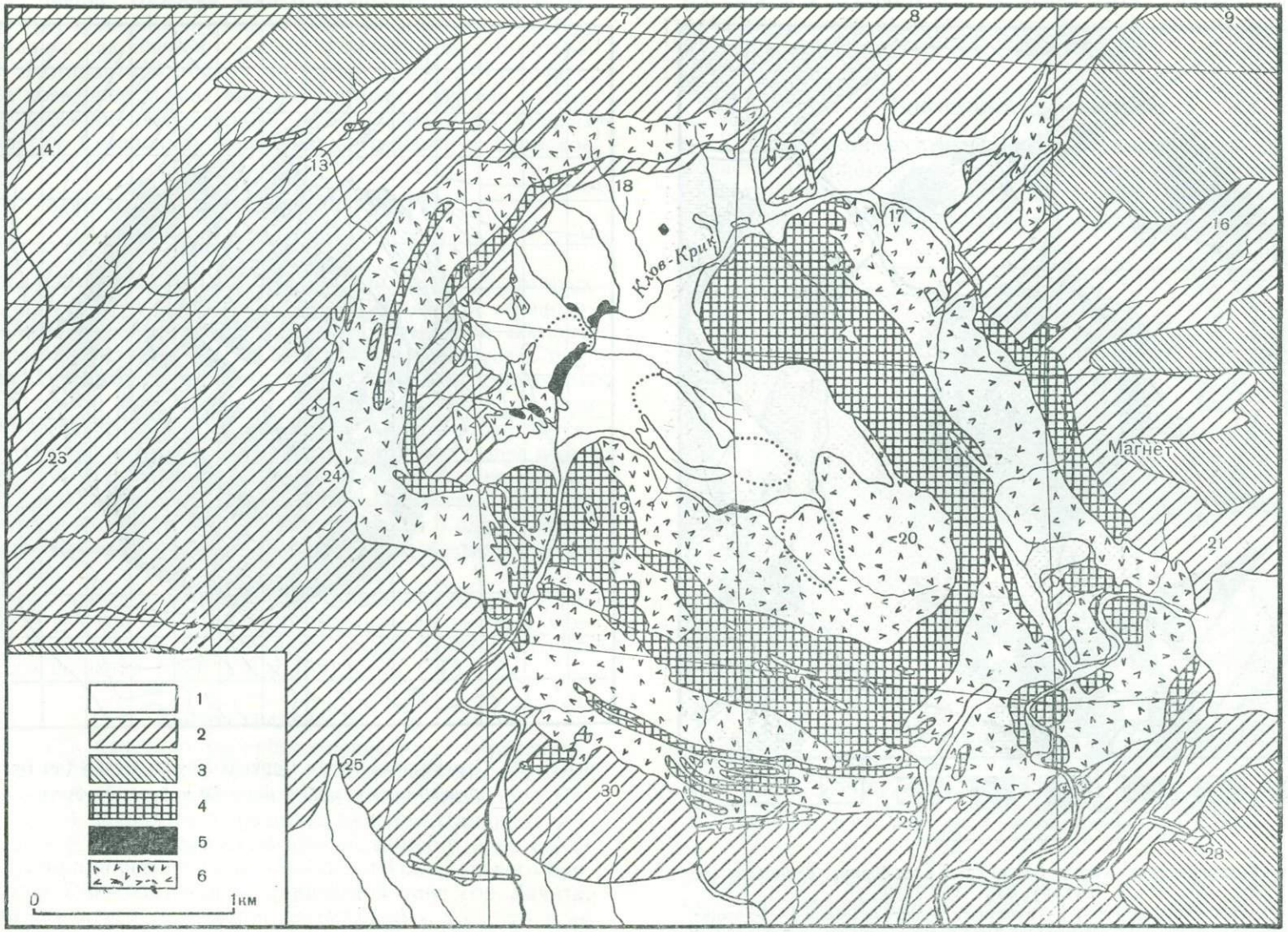
Ф и г. 138. Геологическая карта бассейна Уэллс-Крик, Теннесси (по Бухеру, **83**).

1 — известняки Уэллс (нижний ордовик); *2* — известняки среднего ордовика; *3* — формация Эрмитейдж (средний ордовик); *4* — силурийские и девонские отложения; *5* — нижнемиссисипские отложения; *6* — известняк Уорсо (средний миссисипий); *7* — известняк Сан-Луис (средний миссисипий); *8* — аллювий.



Ф и г. 139. Структурная карта Серпент-Маунд, Огайо (по Бухеру, **83**).

Длина каждого квадрата около 660 *м*. Высоты в футах.



Фиг. 140. Геологическая карта Магнет-Ков, Арканзас (по Бухеру, 83).

1 — плейстоцен (туфы); *2* — песчаники и сланцеватые глины (миссисипий); *3* — новакулиты (девон); *4* — метаморфизованные песчаники и сланцеватые глины; *5* — метаморфизованные известняки; *6* — изверженные породы. Цифры на карте — номера планшетов.

которые скопились у поверхности. Взрыв был слишком слабым, для того чтобы создать неглубокий кратер, подобный кратеру в бассейне Риса в Южной Германии» (Бачер, *83*).

Эти уникальные структуры США имеют бóльшие размеры, чем сходные третичные структуры Германии, и вследствие этого Бачер считает их более древними, возможно позднепалеозойскими или мезозойскими.

Магнет-Ков

Структура Магнет-Ков включена в сводку Бачера по криптовулканическим структурам, хотя она состоит из интрузивного комплекса эллиптических очертаний около 5 *км* в поперечнике и находится внутри структур сжатия гор Уачита (фиг. 140). Изверженные породы щелочные и в большей части принадлежат к нефелин-сиенитовой группе (Ландес, *340*). Периферические интрузивы, которые более стойко сопротивляются эрозии, чем расположенные в центральной части комплекса, образуют округлое кольцо. Местами интрузия ограничена метаморфизованными песчаниками и сланцами.

Спустя некоторое время после складчатости Уачиты в палеозойские породы внедрился шток высокощелочной магмы; путем дифференциации либо вследствие наличия отдельных интрузий образовалось несколько типов пород и выделился необычный ряд минералов. Особенно обильны соединения титана.

16

МЕЗОЗОЙСКИЕ СИСТЕМЫ ВДОЛЬ ТИХОГО ОКЕАНА

СИСТЕМА СЬЕРРА-НЕВАДА

Триасовая и раннеюрская фазы

Западная Невада. В триасовое и раннеюрское время в западной Неваде находился прогиб геосинклинальных размеров. Он упоминался уже в связи с рассмотрением пермской и мезозойской геоантиклинали в центральной Неваде (см. карты XI и XII). Его ось, вероятно, расположена несколько восточнее оси пермского прогиба. В квадрантах Хауторн и Тонапах Невады прогиб углубился и в нем накопились осадки общей мощностью около 10 000 *м* (Мюллер и Фергюсон, *437*). Отложения представлены здесь преимущественно морскими обломочными осадками, кремнями и известняками. В нижней и верхней частях разреза наблюдается значительное количество более или менее измененных пирокластических пород и лав. На фиг. 141 показана последовательность формаций и положение несогласий в разрезе.

Нижнетриасовая формация Канделярия залегает с отчетливым эрозионным несогласием на пермских тонко- и грубозернистых песчаниках, местами на размытых отложениях ордовика. Незначительное смятие отражает, вероятно, крупную орогению в расположенной восточнее орогенической зоне. Это, повидимому, то же смятие, которое было установлено в центральном Орегоне. Во время отложения формации Канделярия область накопления осадков, так же как и расположенная западнее возвышенность, были сравнительно спокойны; в это время отлагались сланцеватые глины, песчанистые глины, песчаники, иногда туфогенного облика, и разрозненные тонкие прослои известняков. После этого в середине триасового периода на западе имели место значительный вулканизм и орогения и накопилось свыше 3600 *м* осадков, преимущественно пирокластических пород и лав. Эти отложения известны как формация Эксцельсиор. Лавы изменяются по составу от андезитов через кварцевые латиты до риолитов. На обширной площади формация претерпела изменения — главным образом эпидотизацию и хлоритизацию. Часто встречаются вулканические брекчии, особенно содержащие измененные обломки андезитов; в некоторых разрезах количество их превышает эффузивные породы. В хребтах Пилот и Эксцельсиор толща пород значительной мощности, достигающая, повидимому, 2500 *м*, состоит из толстонаслоенных кремнистых пород. Изучение пород под микроскопом показывает, что это исключительно тонкозернистые туфы водного происхождения, сцементированные и в значительной степени замещенные криптокристаллическим кварцем. С кремнями чередуются темные туфовые сланцы, слегка загрязненные известняки и некоторое количество лав и брекчий.

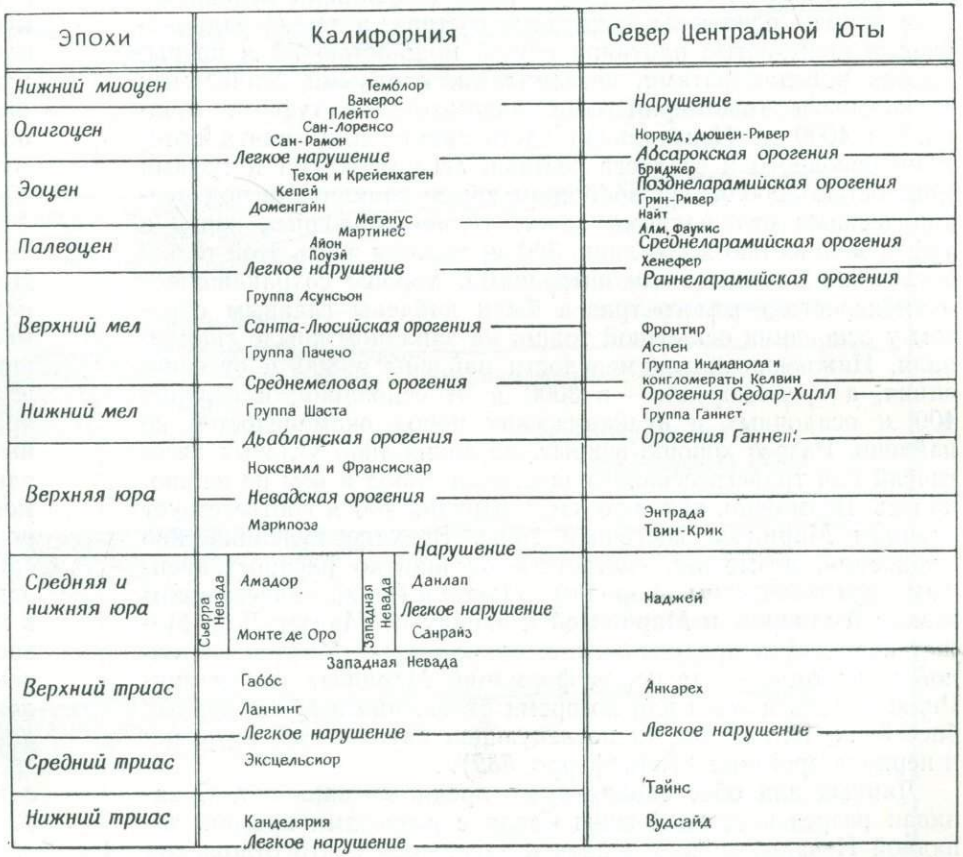
Вулканические породы на время подверглись эрозии, но не были сильно смяты до накопления мощной толщи верхнего триаса. Преобладают темные известняки и доломиты, однако нередко встречаются кремнистые аргиллиты, аргиллиты, известковые сланцеватые глины, сланцеватые глины и конгломераты с кремневой галькой. Эти отложения выделены под именем формации Ланнинг. Выше толщи известняков и доломитов следует 125 *м* красных и темных сланцеватых глин, а также темных коричневых известняков, составляющих формацию Габсс. Эта формация залегает согласно с подстилающими и покрывающими отложениями. На границе триасового и юрского периодов западная орогеническая зона была исключительно спокойной, и осадконакопление происходило непрерывно. Рельеф был здесь, очевидно, пологим, а среди сланцеватых глин, известняков и песчаников формации Санрайз, отложившейся в прогибе, вулканические породы не установлены.

В этот отрезок времени начала юрского периода отложения прогиба испытали резкую складчатость (Фергюсон и Мюллер, *190*). Наиболее напряженное смятие примерно совпадает с площадью отложения осадков верхнего триаса. Орогения началась, очевидно, с образования периферического прогиба в краевой части геосинклинали. В прогибе отложилась формация Данлап также раннеюрского возраста. Она состоит

преимущественно из фангломератов, конгломератов и песчаников, а вверху из вулканических пород андезитового, кварцево-латитового и риолитового состава. Фангломераты и конгломераты произошли главным образом за счет размыва известняков толщи Ланнинг и только местами за счет мощной вулканической серии Эксцельсиор. Наблюдения показывают, что формация Данлап располагается на наклонно залегающих кремнистых породах толщи Эксцельсиор с угловым несогласием в 90° и срезает также складки известняков Ланнинг. Формация Данлап относится к характерным орогеническим образованиям; отложение ее, по Фергюсону и Мюллеру, сопровождалось непрерывными деформациями. Эти движения были началом надвиговых нарушений, по крайней мере, в пределах площади бывшего накопления осадков. В результате последующего сжатия образовались крупного масштаба надвиги и ранее существовавшие структурные формы сильно усложнились. Надвигание следует за отложением нижнеюрской формации Данлап и предшествует образованию батолитов Сьерра-Невады, сателлиты которых присутствуют в западной части прогиба среди триасовых и юрских отложений.

Надвигание шло в общем на восток вдоль восточного края прогиба и на юг вдоль его южного края (ср. карты XI, XII и XIII). Распределение мощностей для отложений Большого бассейна взято из сводки Нолана (*451*).

Центральная и северная Калифорния. В области Сьерра-Невада Калифорнии Талиаферро (*589*) выделяет восточную зону, сложенную триасовыми и юрскими отложениями, и западную зону, сложенную юрскими отложениями. Обе они составляли, вероятно, единое целое, однако в результате невадской орогении, описание которой дано ниже, их разделяет массив шириной в 40—80 *км*, сложенный породами формации Калаверас и гранитами батолита Сьерра-Невады. Восточная зона является областью сплошного распространения верхнетриасовых и юрских осадочных и вулканических пород. Несомненно, эти породы составляли некогда непрерывную зону, однако, находясь в области наибольшого распространения интрузивных образований и третичных поднятий, они во многих местах были уничтожены внедрением интрузивов или эрозией. У северного окончания Сьерр триасовые и юрские отложения представлены формацией Милтон; там, где они не были поглощены интрузиями или уничтожены эрозией, отложения эти слагают широкую синклиналь с крутыми крыльями, в которой мелкая раздробленность, надвигание и запрокидывание практически отсутствуют (Талиаферро, *589*).



Фиг. 141. Корреляционная таблица формаций и движений земной коры во впадинах по обе стороны Кордильерской геоантиклинали за время от нижнего триаса до нижнего миоцена.

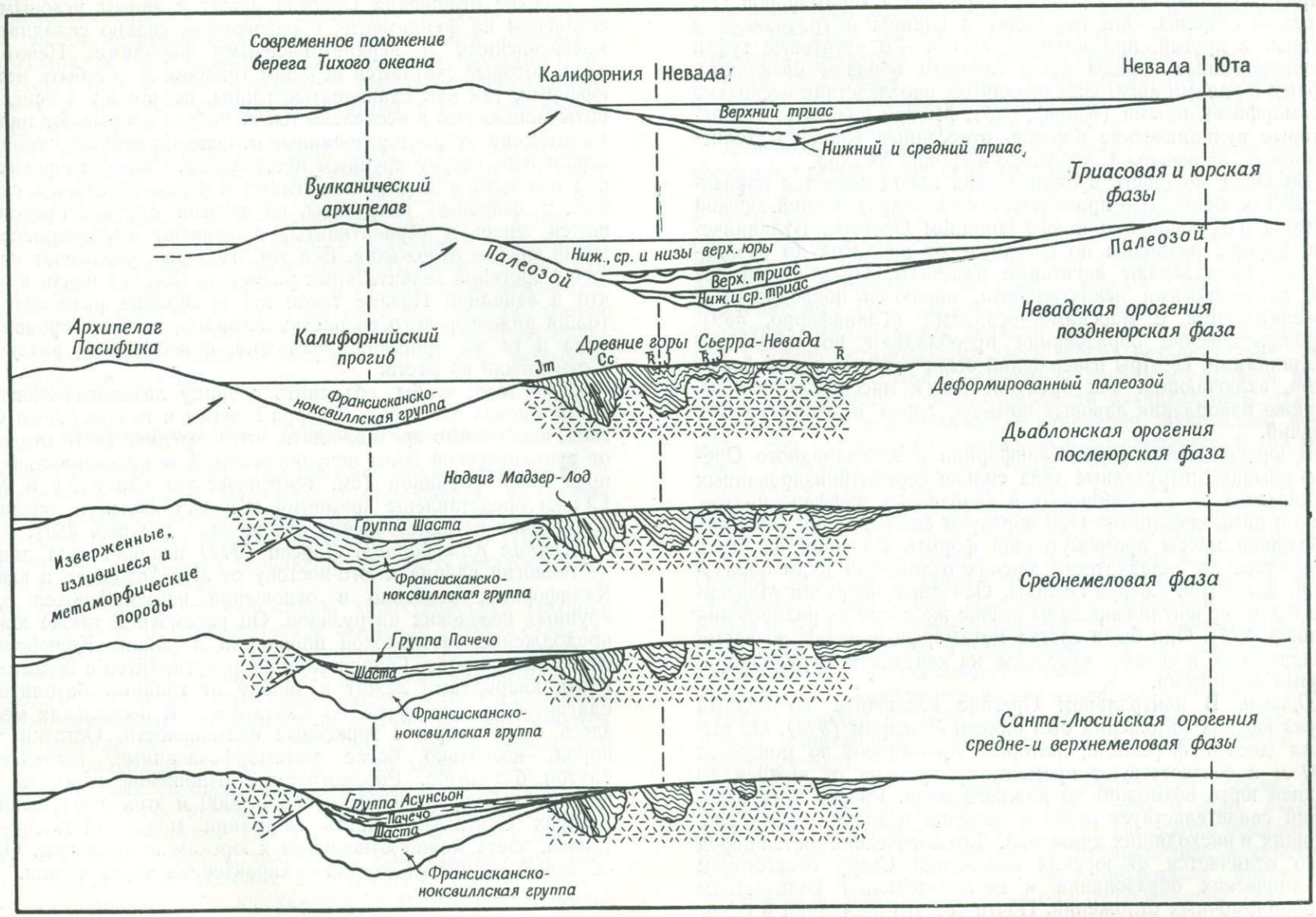
Конгломераты содержат многочисленные обломки палеозойских пород (формация Калаверас); к западу они увеличи-

ваются в мощности и становятся более грубыми. Таким образом, ясно, что обломочный материал формации Милтон происходит с запада. Лучший и наиболее полный разрез восточной зоны находится у северного разветвления Американ-Ривер в округе Пласер. На западном крыле синклинали вулканические породы основного и среднего состава, а также радиоляриевые кремнистые плитняки общей мощностью 70 *м* покрываются конгломератами, песчаниками, плотными глинистыми сланцами и тонкозернистыми андезитовыми туфами мощностью 4000 *м*. Центральная часть синклинали занята потоками основного и среднего состава, аггломератами и туфами мощностью 3000 *м*. На восточном крыле синклинали под вулканическими отложениями лежит толща осадочных пород и туфов мощностью всего лишь 300 *м*; нижняя часть этой толщи поглощена батолитовыми интрузиями. Хорошо сохранившиеся окаменелости верхнего триаса были найдены главным образом у основания осадочной толщи на западном крыле синклинали. Нижнеюрские окаменелости найдены в 800 *м* от основания, а среднеюрские — в 3000 *м* от основания; в верхних 400 *м* осадочных и вулканических пород окаменелостей не найдено. Разрез хорошо вскрыт, но каких-либо угловых несогласий или трансгрессивного залегания пород в нем не наблюдалось. Возможно, какая-то часть верхних 400 *м* соответствует сланцам Марипоза восточной зоны. Верхние вулканические отложения, возможно, соответствуют широко распространенным вулканическим породам Логтаун-Ридж, залегающим между Амадором и Марипозой к западу от Мадзер-Лод. Может возникнуть предположение, что комплекс Милтон восточной зоны отделен от пород формаций Марипоза и Логтаун-Ридж западной зоны или во время отложения в обособленных бассейнах, или во время последующей батолитовой интрузии и периода орогении (Талиаферро, *589*).

Данных для обоснования этого предположения нет. Сравнивая разрез восточной зоны Сьерр с разрезами прогиба западной Невады, можно прийти к заключению, что отложения нижнего и среднего триаса отлагались в центральной части прогиба, которая располагалась в западной Неваде; вышележащие отложения верхнего триаса перекрывают поднятия, расположенные как к западу, так и к востоку от прогиба (фиг. 142). Значительное прогибание произошло в начале среднеюрского и начале позднеюрского времени; центр юрского прогиба сместился к западу по отношению к триасовому прогибу, что привело к значительному перекрытию западной вулканической орогенической зоны. Доказательства раннеюрской складчатости западной Невады в Сьеррах отсутствуют. Различие это может быть объяснено тем, что движения в пределах орогенической зоны на севере и на юге не были повсеместно одновременными. Возможно и другое объяснение, допуская, что раннеюрская орогения проявилась в пределах площади наибольшего прогибания в триасе, не распространяясь на ее западный край, который был просто зоной прогибания с непрерывным накоплением осадков. При любом из этих объяснений мы отдаем предпочтение не раннеюрской орогении, пусть даже интенсивной, а позднеюрской невадской орогении, на последних этапах которой внедрились крупные батолиты.

Западная зона сложена в Сьеррах группой Амадор и сланцами Марипоза, а северо-западнее в Орегоне — формациями Дотан и Галис. Амадор и Дотан, вероятно, относятся к средней юре; в верхней их части присутствуют позднеюрские окаменелости. Марипоза и Галис соответствуют низам верхней юры. Огромная масса отложений Амадор состоит из вулканических и обломочных пород. Однако наряду с ними обычны красные и зеленые радиоляриевые кремнистые породы и плотные известняки без окаменелостей. На реке Косумнес в основании толщи Амадор залегают конгломераты и песчаники мощностью 360 *м*. На реке Мерсед радиоляриевые кремнистые породы, туфы и сланцеватые глины превышают по мощности 450 *м*; они перекрываются подушечными базальтовыми лавами мощностью 420 *м*. В целом группа Амадор изменяется в мощности от 1500 до 4500 *м* и обычно постепенно переходит вверх в толщу Марипоза (Талиаферро, *589*). Однако между реками Мерсед и Марипоза в основании формации Марипоза лежат конгломераты. Гальки происходят, вероятно, из подстилающей группы Амадор.

Формация Марипоза состоит из черных сланцев и граувакк, с которыми тесно связаны зеленокаменные породы (Кнопф, *325*). Местами встречаются конгломераты, еще реже присутствуют серицитовые сланцы и известняки. Вследствие тесного переслаивания с обычными осадочными образованиями зеленокаменные породы во многих местах являются неотделимой составной частью толщи и иногда в ней преобладают. В конгломератах присутствуют разнообразные породы: кварцевые кератофиры (подводных лавовых потоков), кварциты, кремни, кварц, аплиты и биотитовые гранофиры. Две последние указывают на наличие интрузий более древних, чем интрузии Сьерра-Невады (Кнопф, *325*). Граувакки содержат зерна



Фиг. 142. Схема мезозойских фаз в Калифорнии и Неваде (по Талиаферро и др., **590**).

Разрезы относятся, в частности, к центральным Береговым хребтам и центральной части гор Сьерра-Невада.

кварца, плагиоклазов, сланцев, кварцитов и кератофиров (?). С одной стороны, они переходят в сланцы и граувакковые сланцы, с другой, при наличии авгита — в авгитовые туфы. Зеленокаменные породы были главным образом брекчиями, туфами и лавами авгитовых базальтов, впоследствии несколько метаморфизованными (Кнопф, *325*). Можно полагать, что некоторые вулканические породы, отнесенные Кнопф к толще Марипоза, включены Талиаферро в группе Амадор.

Большая мощность вулканических пород является поразительной особенностью практически всех подразделений юрской системы в Калифорнии и юго-западном Орегоне. Вулканические породы различны по составу — от риолитов до базальтов, но преобладают авгитовые андезиты. Практически все они, за немногими исключениями, являются подводными и переслаиваются с морскими осадками (Талиаферро, *589*). Пирокластические образования преобладают по сравнению с излияниями. Центры извержений были установлены в форме неков, включающих как брекчии, так и массивные породы, а также накопления лавовых потоков, туфов и очень грубых брекчий.

В юрских отложениях Калифорнии и юго-западного Орегона обычны интрузивные тела сильно серпентинизированных перидотитов и их габбровых и диабазовых дифференциатов, тесно с ними связанных. Они образуют силлы, дайки «пробки» и большие массы промежуточной формы. Большая их часть внедрилась до складчатости юрских отложений и до образования батолитов Сьерра-Невады. Основные интрузии Мадзер-Лод были серпентинизированы сейчас же после их размещения (Кнопф, *325*). Они были слегка метаморфизированы во время складчатости и сильно изменены на контактах с гранодиоритовыми плутонами.

Орегон. В центральном Орегоне исключительно полный разрез юрских отложений был описан Люпером *(385)*. Он выделил десять формаций, которые превышают по мощности 3500 *м* и соответствуют промежутку времени от нижней до верхней юры, возможно до нижнего мела. Разрез этих отложений свидетельствует лишь о наличии незначительных восходящих и нисходящих движений. Литологический состав пород резко отличается от юрских отложений Сьерр отсутствием вулканических образований и незначительным количеством грубообломочных отложений. Почти все это песчаники и сланцеватые глины, иногда с большим количеством окаменелостей.

Юрские отложения Орегона лежат с явным угловым несогласием на фундаменте, образованном сильно складчатыми миссисипскими и верхнетриасовыми породами. Некоторые слои, которые считаются верхним триасом, могут быть нижнеюрскими, так как сланцеватые глины, песчаники и конгломераты мощностью в несколько тысяч метров покрывают палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего триаса и ограничены сверху крупным несогласием. Складки юрских пород подходят под разными углами к верхнетриасовым складкам, и основные интрузивы, во многих случаях превратившиеся теперь в серпентиниты, прорывают верхнетриасовые, но не юрские отложения. Все это, очевидно, указывает на наличие орогении значительных размеров. Следует иметь в виду, что в западной Неваде такое же несогласие разделяет две толщи нижнеюрского возраста; очевидно, в обеих проявилась одна и та же орогения, возможно, с небольшим различием в отношении возраста.

Для того чтобы объяснить разницу литологического состава юрских отложений Сьерра-Невады и центрального Орегона, необходимо предположить, что последние были отделены от вулканической зоны невулканической возвышенностью или предгорной равниной (см. тектоническую карту XI и XII). Гальки представлены кремнями и известняками и, очевидно, происходят из палеозойских отложений[1] (Люпер, *385*).

Южная Калифорния. Ларсен *(344)* недавно свел данные по геологии района к юго-востоку от Лос-Анжелоса в южной Калифорнии, особенно в отношении встречающихся здесь крупных невадских интрузивов. Он рассмотрел также южное продолжение батолитовой провинции в районе Калифорнийского полуострова. Группа сланцев и аргиллитов с подстилающими кварцитами лежит к западу от главных батолитов и слагает бóльшую часть гор Санта-Ана. В нескольких местах здесь были собраны триасовые окаменелости. Остатки этих пород, несколько более метаморфизованные, встречаются внутри батолитов. Рассмотренные отложения известны как формация Бедфорд-Каньон; около 6000 *м* этих пород вскрыто в горах Санта-Ана. Часть формации может быть древнее триаса, часть может относиться к юрским отложениям. Однообразный глинистый состав — характерная черта толщи.

---

[1] Из текста автора нельзя понять, к каким отложениям относятся эти гальки. — *Прим. перев.*

Несогласно на формацию Бедфорд-Каньон налегает группа вулканических отложений, представленная в большей своей части слегка метаморфизованными андезитовыми агломератами. Излияния были названы вулканическими породами Сантьяго-Пик (Ларсен, *344*) и, вероятно, имеют мощность свыше 1000 *м*. Они древнее батолитовых интрузий и, вероятно, имеют юрский возраст.

Вдоль восточного края основной области распространения батолитов выходят крупнокристаллические сланцы, все типы которых содержат большое количество кварца. В прослоях известняков содержатся миссисипские окаменелости. Считают, что толща кварцитов, чередующихся с грубыми слюдяными сланцами, также имеет каменноугольный возраст. Мощность ее около 3600 *м*. Ларсен считает, что палеозойские отложения были метаморфизованы и прорваны гранитами до образования триасовых пород и что древний метаморфизм был более сильным по сравнению с последующим метаморфизмом, затронувшим триасовые породы.

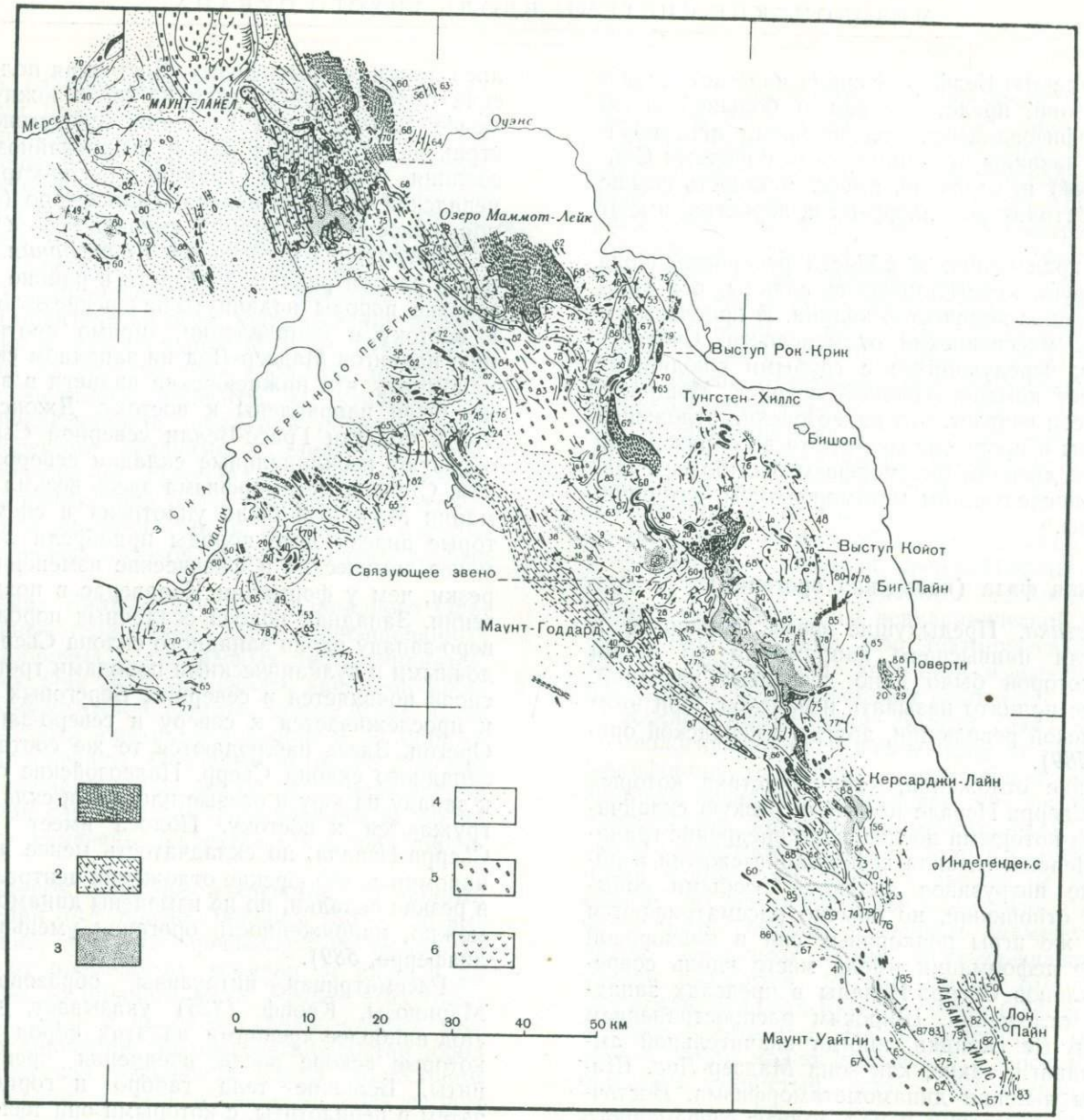
Позднеюрская фаза (невадская орогения)

Общая характеристика. Предыдущие фазы, триасовая и раннеюрская, достигли наивысшего напряжения во время крупной орогении, которой было дано несколько названий. В настоящее время ее принято называть невадской. При этом одни говорят о невадской революции, другие о невадской орогении (Талиаферро, *589*).

Юрские и доюрские отложения, характеристика которых будет дана ниже, в Сьерра-Неваде испытали резкую складчатость и надвигание, за которыми последовало внедрение гранодиоритовой магмы. Первоначальная деформация сжатия и последующее внедрение интрузивов являются особыми событиями во временном отношении, но обычно рассматриваются как проявление той же игры подкоровых сил и подкоровой энергии. Наибольшие деформации имели место вдоль современных западных склонов Сьерра-Невады в пределах западной полосы юрских отложений. Широким распространением пользуются перевернутые складки, иногда значительной амплитуды крупные надвиги, такие, как зона Мадзер-Лод. Широко распространены явления динамометаморфизма. Восточная полоса триасовых и юрских пород вблизи современного гребня Сьерра-Невады сильно складчата, однако крупные синклинали менее сжаты и породы в меньшей степени подверглись динамометаморфизму. Восточная полоса триасовых и юрских пород протягивается на юг в южную Калифорнию, но менее доступна для изучения вследствие широкого распространения третичных лав и позднекайнозойского сбрасообразования. Восточная граница распространения деформаций невадской орогении неясна. Талиаферро (*589*) считает, что напряженность деформаций уменьшается к востоку.

Центральная и северная Калифорния. У северной оконечности рассматриваемой области в районе Тейлорсвилла палеозойские породы надвинуты на юрские отложения и запрокинуты к востоку в направлении, прямо противоположном движению надвигов Мадзер-Лод на западном склоне Сьерр. Следует напомнить, что нижнеюрские надвиги в западной Неваде также были направлены к востоку. Джонсон *(284)* установил, что в области Грасс-Велли северной Сьерра-Невады породы образуют изоклинальные складки северо-западного направления. Степень метаморфизма здесь весьма незначительна. Формация Марипоза была уплотнена и сцементирована, а некоторые андезитовые породы приобрели сланцеватость; тем не менее химические и физические изменения значительно менее резки, чем у формации Калаверас в позднепалеозойской орогении. Западная полоса осадочных пород продолжается к северо-западу вдоль западного склона Сьерр и исчезает под осадочными и вулканическими породами третичного возраста. Она снова появляется в северных Береговых хребтах Калифорнии и прослеживается к северу и северо-западу в юго-западный Орегон. Здесь наблюдаются те же соотношения, что и вдоль западного склона Сьерр. Палеозойские отложения надвинуты к западу на юру и осевые плоскости складок юрских пород погружаются к востоку. Полоса имеет ту же ширину, что и Сьерра-Невада, но складчатость менее напряженная. Следует напомнить, что юрские отложения центрального Орегона смяты в резкие складки, но не изменены динамометаморфизмом. Возможно, напряженность орогении уменьшилась к северу (Талиаферро, *589*).

Рассматривая интрузивы, образовавшиеся после века Марипозы, Кнопф (*325*) указывает, что в зоне Мадзер-Лод наиболее древними из этих пород являются перидотиты, которые вскоре после внедрения превратились в серпентиниты. Большие тела габбро и горнблендита внедрились затем в перидотиты, с которыми они тесно связаны. Внедрение перидотитов, габбро, горнблендитов и других пород основного состава является как бы «прелюдией», предшествующей



Фиг. 143. Тектоническая карта фронта Сьерра-Невады от Маунт-Лайел до Маунт-Уайтни, Калифорния (по Майо, **395**).

1 — метаосадочные породы; *2* — метавулканические породы; *3* — диориты и габбро; *4* — серия гранодиорит-гранит; *5* — граниты Катедрал-Пик; *6* — гранит-порфиры Джонсон.

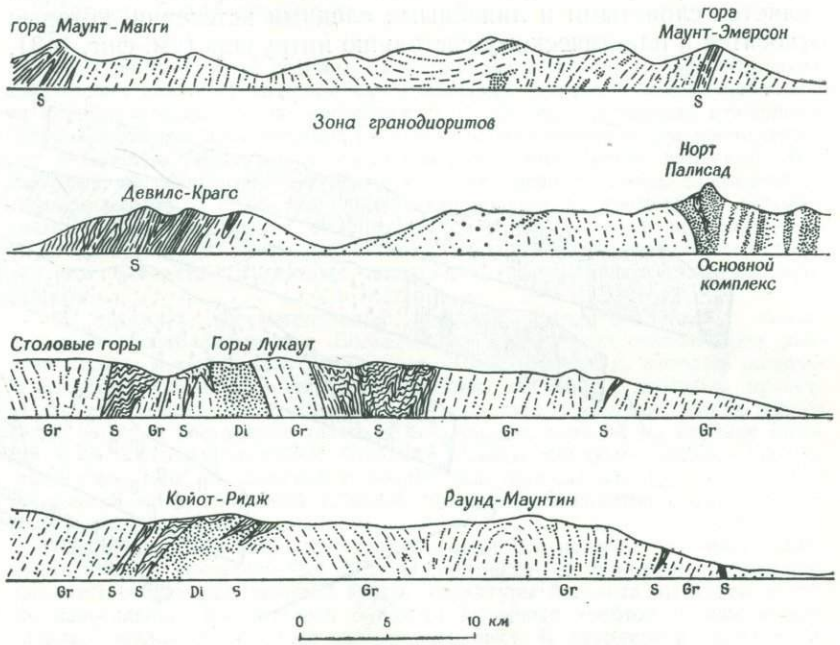
огромным интрузиям гранодиоритов, которые образуют массивы современной Сьерра-Невады.

Гранодиориты однородны по текстуре и составу, но содержат сгустки пород основного состава, которые весьма обычны в высоких Сьеррах. К югу от Плассервилла в зоне Мадзер-Лод имеются интрузии кварцевых диорит-порфиров. Они переходят в гранодиориты и не несут заметных следов контактового метаморфизма. Кнопф считает, что в золотоносной полосе гранодиориты поднялись на самый высокий уровень земной коры. Интрузивный цикл дополняют дайки и небольшие интрузивные массивы светлых пород, состоящие почти нацело из альбита. Близкими разновидностями гранодиоритов являются кварцевые монцониты, граниты и аляскиты. Формация Мариноза затронута контактовым метаморфизмом на 1,5 *км* от контакта с гранодиоритом.

В северных Сьеррах Джонсон (*284*) нашел, по существу, тот же батолитовый цикл, что и Кнопф на юге в Мадзер-Лод. Интрузивная последовательность ультраосновных пород, габбро, диабазов, гранодиоритов, гранитов и аплитов соответствует высшей стадии невадской орогении. Гранодиориты внедрились в огромные батолитовые массивы, которые теперь образуют гребень высоких Сьерр. На западном склоне небольшие массивы гранодиоритов являются сателлитами основного массива. Ранние образования были смещены в сторону и, возможно, частично ассимилированы, а в осадочных породах возникли зоны контактового метаморфизма. Из последних эманаций гранитных интрузий образовались золотоносные кварцевые жилы Сьерра-Невады.

На основании собственных наблюдений и данных других авторов Майо *(395)* установил, что в южной части Сьерра-Невады роговообманковые габбро и роговообманковый диорит были предшественниками главных гранитных интрузий. Эти основные интрузии в настоящее время широко распространены, образуя темноцветные полосы и массивы различной формы, и похожи по внешнему виду на остатки метаморфических пород. По Майо, состав центрального массива Сьерра-Невады варьирует от гранодиоритов до гранитов с преобладанием кварцевых монцонитов. Все члены интрузивного ряда пронизаны дайками аплитов и пегматитов. Некоторые дайки основного состава являются также поздними по времени образованиями.

Во многих местах группы интрузивов разделены длинными узкими полосами и местами широкими площадями распространения метаморфических пород. Метаморфические породы разделяются на две группы: древнюю метаморфизованную осадочную серию, вероятно, палеозойского возраста и метаморфизованную вулканогенную серию, часть которой Кнопф отнесла к триасу.



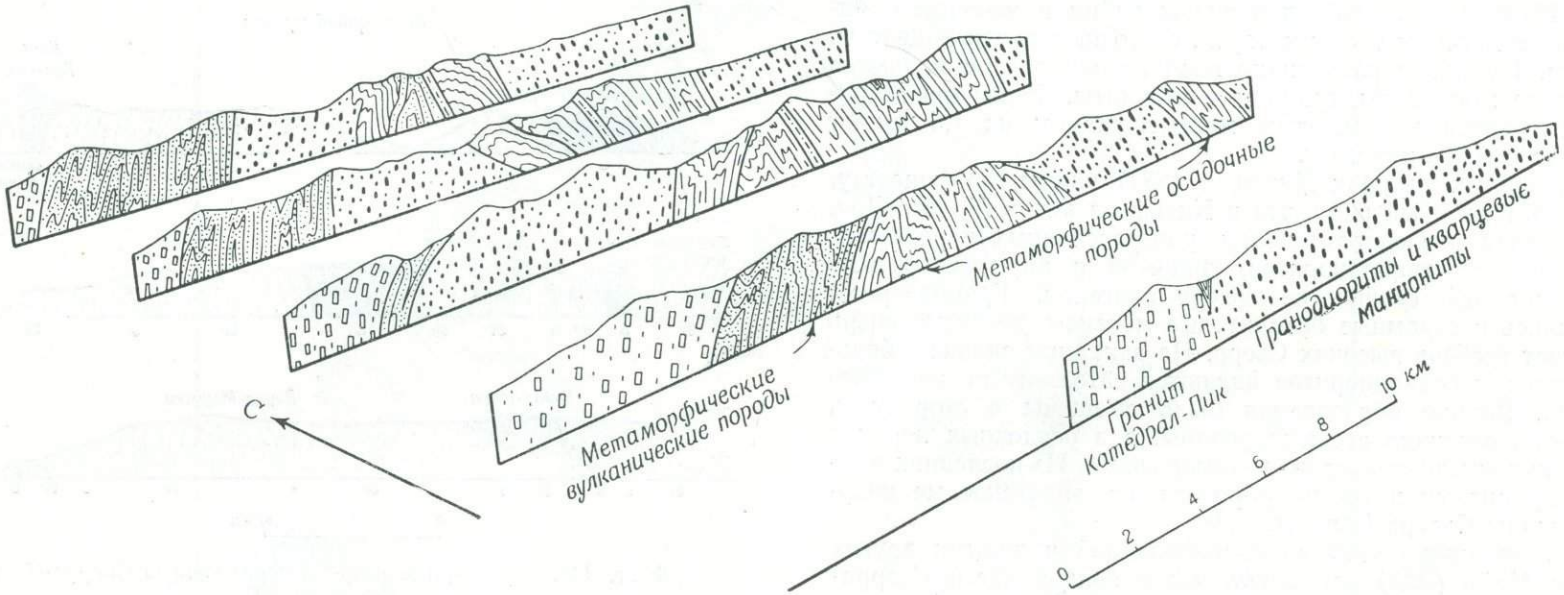
Фиг. 144. Структурные разрезы через южную Сьерра-Неваду (по Майо, **395**).

Gr — гранитные породы
Di — диориты и габбро.
S — перегородки (септы)

Метаморфические породы являются остатком перегородки (фиг. 143, 144, 145), которая разделяла интрузивы до неизвестных глубин. При наиболее ранних из установленных деформаций первоначальная слоистость и другие слоистые структуры были собраны в систему тесно сжатых, почти вертикальных изоклинальных складок. Приблизительно параллельно осевым плоскостям складок развился кливаж, за которым следовало образование многочисленных мелких склонов и редких взбросов. Линейные структуры с разнообразным наклоном

шарниров сформировались в плоскостях кливажа, слоистости, сколов и взбросов. Эти структуры метаморфических пород граничат с интрузивами обычно по крутым и резким контактам. В некоторых местах между ними можно допустить наличие постепенных переходов. Внутри гранитных пород параллельное расположение включений минералов и шлиров является слоистыми и линейными следами истечения, которые относятся к пластическому состоянию интрузива (см. фиг. 143). кливажу вмещающих пород. Однако в середине интрузивных массивов следы течения располагаются независимо от структуры удаленных вмещающих пород.

В расположении наиболее древних вмещающих пород и в структурах гранитов преобладает северо-западное направление тихоокеанского побережья, по отношению к которому Сьерра-Невада параллельна. Северо-западное направление пересекается под прямым углом системами северо-восточных



Ф и г. 145. Структурные профили через расширение Маммот-Лейк в южной части Сьерра-Невады (по Майо, схематизировано) (см. карту, фиг. 143).

Эти структуры пластической стадии, переходя в трещины, местами дают возможность установить стадию перехода. За этой стадией следует стадия отвердения, при которой результатом изменения формы массива является растрескивание.

Внутреннее строение гранитных пород, за исключением немногих несогласно залегающих меридиональных массивов, отражает структуру боковых пород. У контактов гранитов с метаморфическими породами падение и простирание слоев истечения гранита приблизительно параллельны слоистости и структур, такими, как поперечные изгибы слоистости, кливаж, слои истечения и интрузивные контакты. Угол между северо-западным и северо-восточным направлениями делится пополам почти меридиональными, несогласно расположенными структурными элементами — осями гнездовых интрузий к северо-западу от Маунт-Лайеля, а также северным и южным окончанием гранитного массива Катедрал-Пик к юго-западу от Маммот-Лейк. Флексуры и изгибы местами вытягиваются, следуя западно-северо-западным осям, которые лежат прибли-

зительно под прямыми углами к почти меридиональным структурам. Указанным выше четырем направлениям следует большинство крутых первичных трещин.

Первичные черты строения гранитов и метаморфических пород свидетельствуют о вертикальном движении. Ответвления, которые имелись у сколов северо-западного направления, в последние стадии отвердения доказывают горизонтальное перемещение к северо-западу.

В результате перемещения юго-западные стороны сколов испытали относительное движение к северо-западу. Это горизонтальное движение может, повидимому, объяснить многие крупные структурные черты регионального типа. Суммарное смещение в северо-западном направлении незначительно и исчисляется несколькими километрами, однако для некоторых структурных элементов можно допустить перемещение порядка нескольких десятков километров. Горизонтальное перемещение северо-восточных структур могло происходить так, что юго-восточные стороны зон смещения испытывали относительное движение к северо-востоку. Данных для обоснования этих положений пока очень мало, тем не менее они достаточно определенные. Меридиональные структуры укладываются в этот план движения как элементы разрыва или растяжения.

Надвигание и местное перекрытие во многих местах сопровождают другие виды движения и были особенно резко выражены на структурных пересечениях или возле этих пересечений. Учитывая данные о наличии вертикального движения в веществе, достаточно вязком, чтобы сохранить следы истечения, невозможно допустить, что остановка могла иметь решающее значение в возникновении пространства для интрузивов.

Соотношение во времени между интенсивными деформациями вмещающих пород и внедрением гранитного ядра Сьерра-Невады также заставляет считать активное внедрение не более как второстепенным фактором. Структурные соотношения района, видимо, свидетельствуют о том, что пространство для интрузивов возникло частично в результате открывания меридиональных трещин растяжения, но главным образом вследствие изгиба изоклинально смятых вмещающих пород под влиянием меридионального давления.

Южная Калифорния. В южной Калифорнии крупный батолит непрерывно обнажается на протяжении 560 *км*; крупные интрузивные тела на Калифорнийском полуострове, несомненно, относятся к той же батолитовой провинции и дают возможность заключить, что протяженность ее превышает 1600 *км*. Ширина этой провинции в южной Калифорнии около 110 *км*. Как уже указывалось выше, батолиты вдоль западного их края прорывают триасовые и юрские (?) отложения, а вдоль восточного — палеозойские породы.

Ларсен *(344)* отмечает:

«Внутри батолитов обычны провесы кровли и ширмы (перегородки) вмещающих пород. В западной части площади триасовые отложения слабо метаморфизированы, но по направлению к востоку постепенно становятся более крупнокристаллическими. Большей частью метаморфизм предшествовал внедрению батолитов, и только местами имел место заметный контактовый метаморфизм. Батолиты и более древние породы покрываются верхнемеловыми и более молодыми отложениями. С третичными отложениями связаны небольшие тела андезитов и базальтов; в пределах площади присутствуют также небольшие тела нефелиновых базальтов четвертичного возраста. Батолиты внедрялись в начале верхнемелового времени.

В пределах рассматриваемой площади батолиты слагают свыше двадцати обособленных тел. Большинство законченных типов пород найдено только в одном или нескольких небольших телах, которые развиты в пределах небольшой площади. В районе, изученном детально, присутствует пять типов пород, выходящих в нескольких крупных обособленных телах, которые составляют около 88% площади, занятой на глубине батолитом. В восточной половине батолита развиты три более широко распространенных типа. В западной половине тела породы варьируют от габбро до дацита, но в восточной половине несколько тоналитов слагают почти весь массив.

Общее простирание структур площади от палеозоя до настоящего времени было примерно СЗ 30°. Палеозойские и триасовые отложения, ориентированные включения и другие структуры батолита вытянуты в том же направлении. Вытянутость батолита и горных хребтов и простирание главных разломов имеют ту же ориентировку. В батолите и более древних осадочных породах наблюдаются крутые падения к востоку.

Батолит должен был сформироваться в связи с его остановкой, а не с активным внедрением. Расчеты показывают, что охлаждение крупных батолитов происходит главным образом через кровлю, а не через вмещающие породы. Кристаллизация до глубины в 3 *км* происходит в течение полумиллиона лет. Различные породы батолита образовались из габбро среднего состава путем кристаллизационной дифференциации и ассимиляции на глубине.

В начале верхнемеловой эпохи в результате диастрофизма более древние породы были смяты в складки и на глубинах образовалась полоса габбровой магмы длиной около 1600 *км*. Незначительное количество этой магмы внедрилось почти на уровень земной поверхности. Глубинная магма спокойно дифференцировалась, пока ее верхняя часть не достигла состава тоналита.

После этого было, по крайней мере, пять движений земной коры, которые происходили в быстрой последовательности и явились причиной инъекций различных тоналитов. Некоторые из них несут многочисленные включения, свидетельствующие о том, что сколы во вмещающих породах происходили в широком масштабе незадолго до окончательного сформирования

массива. Временами местные движения вызывали внедрение различных гранодиоритов. Когда глубинная магма достигала состава светлоокрашенного гранодиорита, широко распространенный диастрофизм двигал вверх главную массу гранодиоритов. Дальнейшие местные движения обусловили размещение многочисленных мелких гранодиоритов и гранитов».

Характер орогении в горах Сьерра-Невады и южной Калифорнии удивительно сходен: в обоих районах она охватывает линейные зоны, вследствие чего применение к ним термина «невадская орогения» является логичным. Однако достаточно убедительные данные показывают, что на юге деформации сжатия и батолитовый цикл происходили значительно позже, чем на севере.

Интрузивы на Калифорнийском полуострове относятся к концу нижнего или началу верхнего мела. Эта орогения будет описана в главе 29.

Орегон. В области Бакер восточного Орегона Джиллюли (*210*) установил широкое распространение изверженных пород. На основании характера деформаций и метаморфизма Джиллюли разделяет их на две группы. Одной из них свойственен значительный катакластический и метасоматический метаморфизм, у второй эти особенности проявляются в ничтожной степени. Трещиноватые изверженные породы значительно варьируют по составу от ультраосновных до кислых. Однако в целом они имеют главным образом габбровый состав. Деформированные теперь изверженные породы являются биотит-кварцевыми диоритами. Считается, что имеется два интрузивных цикла: древний, вероятно, послекаменноугольный, возможно, триасовый и более поздний, — вероятно, послеюрский. Складчатость и метаморфизм дотретичных отложений произошли в основном перед внедрением биотит-кварцевых диоритовых массивов.

Возраст невадской орогении. Наиболее молодые отложения, затронутые невадской орогенией, как в Калифорнии, так и в юго-западном Орегоне, относятся к киммериджу (Талиаферро, *589*). Верхняя юра состоит из следующих четырех ярусов в восходящей последовательности: оксфорда, киммериджа, портланда и титона. В Сьерра-Неваде наиболее древние отложения, не затронутые складчатостью, залегающие на формации Марипоза, относятся к верхнему мелу и здесь мало прямых данных о верхней возрастной границе невадской орогении. Однако в северной Калифорнии неметаморфизованные францисканские и ноксвиллские отложения (портланд и титон) несогласно залегают на сланцах Галис (киммеридж). Кроме того, слегка наклонные верхнемеловые пески и сланцеватые глины, залегающие по восточному краю долины Сакраменто на сильно смятых и динамически метаморфизованных породах Марипозы, снова видны у западного края долины, где они с размывом залегают с незначительным угловым несогласием или без углового несогласия на неметаморфических верхнеюрских ноксвиллских отложениях, которые вниз без перерыва переходят в францисканские отложения (см. фиг. 141 и 142). В Береговых хребтах Калифорнии и Орегона формация Марипоза была сильно деформирована и динамически метаморфизована перед отложением францисканской и ноксвиллской формаций. Верхняя часть ноксвиллской формации относится к титону; нижняя ее часть и верхняя часть францисканской формации соответствуют верхнему портланду. Возраст нижней части францисканской формации неясен, хотя он моложе киммериджа. Грубые аркозовые отложения, преобладающие в нижней части францисканской толщи, вероятно, накопились быстро и могли бы образоваться внутри границ портланда или даже части портланда (Талиаферро, *589*). Следовательно, можно прийти к выводу, что орогения произошла между киммериджем и портландом или в нижней части портланда.

Следующее заключение Кнопф дает, исходя из достаточно определенно намеченной нижней и верхней возрастной границы:

«Если эти заключения правильны, то одна из самых могучих физических революций, определившая завершение складчатости Сьерра-Невады и последующее внедрение огромных батолитовых масс, протекала в ограниченный отрезок верхнеюрской эпохи».

На фиг. 142 показаны результаты невадской орогении, последовавшей за ней эрозии и образования прогиба, возникшего на западе и выполненного францисканскими и ноксвиллскими отложениями самых верхов юры. Береговые хребты и район, прилегающий к современному берегу, представляли собой обширный вулканический архипелаг, в котором выходили разнообразные изверженные и метаморфические породы. Архипелаг поставлял большую часть осадков в прогиб, расположенный на востоке. Во время невадской орогении породы Сьерр были прижаты к этому форланду, однако воздействие его не считается значительным (Талиаферро, *589*). Породы Сьерр испытали уже резкий динамометаморфизм, были прорваны батолитовыми телами и размыты до глубин, достаточных, чтобы интрузивы были выведены на дневную поверхность.

Прогиб, который формировался к западу от древних гор Сьерра-Невада в самом конце юрского периода, принял 7500 *м* осадков. Вслед за этим, с некоторым перерывом, в нем накопилось 16 500 *м* меловых отложений. Эта огромная прогнутая складка будет здесь именоваться Калифорнийским прогибом (см. тектонические карты XIII, XV и XVI).

Район к западу от Калифорнийского прогиба представлял собой возвышенный и расчлененный участок суши (Талиаферро, *589*), который, видимо, был омоложенной и поднятой частью палеозойского архипелага. Большая часть францисканской формации, особенно ее низы, состоит из аркозовых песчаников со сравнительно тонкими глинистыми прослоями; верхняя часть сложена такими же песчаниками с большим количеством темных сланцеватых глин, подушечных базальтовых лав, базальтовых и андезитовых агломератов и туфов, радиоляриевых кремней и незначительного количества серых фораминиферовых и водорослевых известняков. Формация Ноксвилл состоит главным образом из темных сланцеватых глин и песчаников с незначительным количеством прослоев конгломератов. Местами в ней также присутствуют подушечные базальты, туфы, агломераты и радиоляриевые кремни (Талиаферро, *589*). Наличие этих пород свидетельствует о существовании поблизости вулканического архипелага и орогенической зоны.

К востоку от Калифорнийского прогиба Кордильерская межгорная геоантиклиналь расширялась к западу путем врастания в нее невадской орогенической зоны (ср. тектонические карты XII, XIII и XIV). Ранние Сьерры во время отложения францисканских и ноксвиллских толщ были невысоки.

ДРЕВНИЕ СИСТЕМЫ БЕРЕГОВЫХ ХРЕБТОВ (COAST RANGE)

Послеюрская фаза (дьаблонская орогения)

Францисканская и ноксвиллская формации отложились в геосинклинали, возникшей в результате невадской орогении. Их отложение продолжалось до конца юрского периода. Движения меньшего масштаба, проявившиеся в образовании местных перерывов осадконакопления, имели место во время отложения францисканских и ноксвиллских толщ в западной части Береговых хребтов. С этих пор перерывы стали более резко выраженными на западе; повидимому, они отражают сильные движения в массиве суши и в геосинклинали к западу от современного берега (Талиаферро, *589*). В конце юрского периода эта часть геосинклинали, занятая в настоящее время Береговыми хребтами, была приподнята и слегка смята в складки. Во время предыдущих незначительных движений и практически во время всех последующих движений мелового и третичного возраста напряженность складчатости возрастала по направлению к западу. Кроме складчатости между верхнеюрской и нижнемеловой формациями повсеместно в пределах Береговых хребтов устанавливается образование сбросов. Эрозия местами быстро удалила значительные массы францисканской и ноксвиллской серий, вследствие чего нижнемеловые отложения находятся в различных соотношениях с подстилающими образованиями. Вдоль западного склона долины Сакраменто основание нижнего мела отмечается конгломератами, но заметное угловое несогласие констатируется лишь местами. Однако к северу отложения нижнего мела с размывом залегают на палеозое и толща францисканских и ноксвиллских отложений мощностью, по крайней мере, 7500 *м* оказывается здесь уничтоженной. Западнее, в пределах Береговых хребтов, базальные конгломераты содержат многочисленные обломки как францисканских, так и ноксвиллских отложений, местами перекрывают Ноксвилл и ложатся на францисканские отложения (Талиаферро, *589*). Вследствие многочисленных доказательств послеюрских движений в хребте Дьабло Центральных Береговых хребтов Калифорнии Талиаферро назвал эту орогению дьаблонской (фиг. 146).

Вслед за дьаблонской орогенией Калифорнийский прогиб снова прогнулся, и в нем отложилась большая группа пород Шаста. В центральной части Береговых хребтов группа Шаста имеет мощность около 1500 *м*, но в северной Калифорнии она, вероятно, достигает 7500 *м* (см. тектоническую карту XV). Она состоит преимущественно из сланцеватых глин с многочисленными прослоями песчаников и загрязненных известняков. Конгломераты присутствуют в основании и в более высоких частях разреза (Талиаферро, *591*).

Незадолго до дьаблонской орогении во францисканские и ноксвиллские отложения внедрились силлы, лакколиты и неправильные тела ультраосновных пород, в настоящее время сильно серпентинизированные; в противоположность этим интрузивам согласно пластующиеся тела были смяты в складки вместе с вмещающими осадочными породами. Немногие из этих интрузивов были вскрыты эрозией в результате дьаблонской складчатости и сбрасывания; обломки серпентинитов, образовавшиеся, вероятно, за счет их размыва, имеются в базальных отложениях группы Шаста (Талиаферро, *591*).

Среднемеловая фаза (среднемеловая орогения)

Во многих местах в Береговых хребтах между группой Шаста и верхнемеловой группой Чико имелся или четкий стратиграфический перерыв, или резкое угловое несогласие. Доказательства глубокого размыва и трансгрессивного перекрытия особенно ясны в хребте Санта-Люсия. Вдоль гребней некоторых складок, возникших во время этого смятия, нижнемеловые и верхнеюрские породы были уничтожены и мощные отложения Шаста оказались приподнятыми в почти параллельных отрезках. Другие части слоев Шасты были затронуты слабо. Орогения, выразившаяся в угловом несогласии, была названа Талиаферро (*591*) среднемеловой.

Фаза середины верхнего мела (орогения Санта-Люсия)

Верхнемеловые отложения Береговых хребтов подразделяются на две группы — Пачеко и Асунсьон, которые вместе составляют группу Чико (Талиаферро, *591*) (см. фиг. 141). В центральной части Береговых хребтов формация Пачеко состоит из серых песчанистых сланцеватых глин, алевролитов, песчаников и конгломератов мощностью от 2100 до 2400 *м*. В тех случаях, когда эти отложения не уничтожены эрозией до отложения группы Асунсьон, они лежат на размытой поверхности, возникшей после дьаблонской орогении. Отложения Пачеко распространены менее широко, чем Асунсьон, в центральной части Береговых хребтов, но более широко в северной их части (Талиаферро, *591*).

Группы Пачеко и Асунсьон отделены угловым несогласием, которое в отдельных местах центральной части Береговых хребтов достигает 80°. Движения, проявившиеся в этом несогласии, были названы Талиаферро (*591*) санта-люсийскими. Когда формация Асунсьон перекрывает древние толщи Пачеко, а это можно наблюдать во многих местах, бывает весьма трудно установить число фаз смятия.

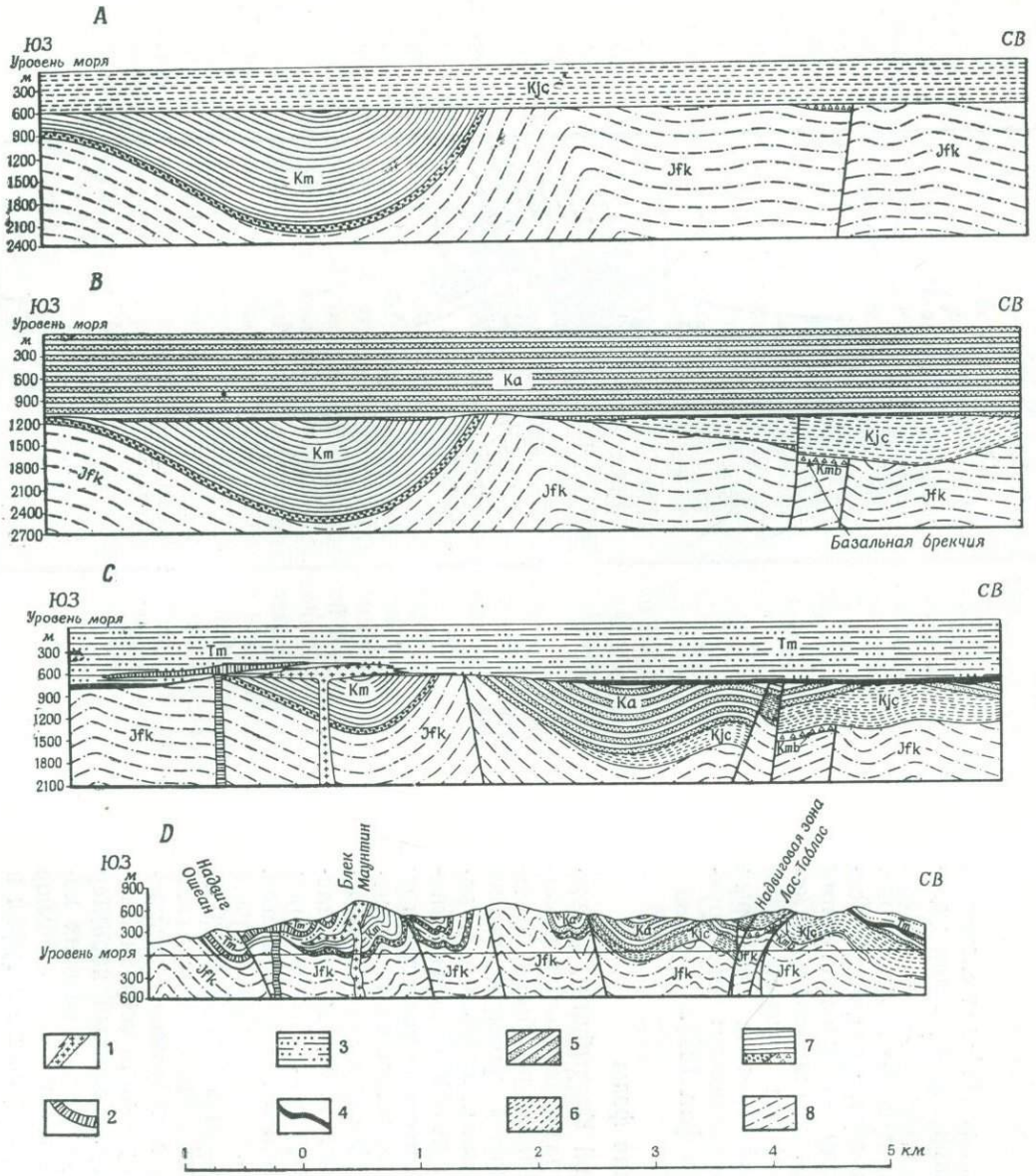
Орогения Санта-Люсия проявляется наиболее сильно в одноименном хребте и затухает к востоку. Во время этой орогении впервые приподнялась средняя часть Габильского плато. Рид (*486*) назвал его поднятием Дьабло. Другой выступ суши в общем меридиональном прогибе располагается на юге и был назван Каталиной. На севере разные авторы выделяют остров Кламат, или Кламатония. Все три выступа рассматриваются как полуострова посреди вулканического архипелага, который в целом был назван Пацификой (см. тектоническую карту XVI).

Так же, как и другие диастрофизмы в Калифорнии, санта-люсийский занял сравнительно короткий промежуток времени. Хотя здесь имели место глубокая эрозия и уничтожение осадков на широких площадях, эрозионные процессы снова сменились прогибанием и море быстро заняло площадь со сравнительно расчлененным рельефом. Верхи верхнего мела — группа Асунсьон в Береговых хребтах — являются наиболее широко распространенными подразделениями верхнего мела. Породы этой группы преимущественно грубозернистые и состоят из аркозовых песчаников и грубых конгломератов, мощностью около 3000 *м*. Тонкозернистые осадки возрастают к востоку. Количество обломков францисканских пород увеличивается к западу.

У современного берега базальные конгломераты включают крупные угловатые и округленные глыбы францисканских кремнистых пород, базальтов, диабазов и песчаников наряду с хорошо окатанными гальками, валунами и глыбами пород древнего кристаллического комплекса (серия Сур и гранодиориты Санта-Люсия).

Восточнее, на месте современной долины Калифорнии, верхнемеловые отложения были разделены на двенадцать фораминиферовых зон, которые объединены в семь горизонтов (Гудков, *219*). Во время отложения первых трех горизонтов море наступало к востоку на древнюю сушу Сьерра-Невады и, если не считать наиболее северной части, дальше всего продвинулось в период, соответствующий окончанию формирования третьего горизонта. К концу верхнего мела (начало седьмого горизонта) район был разделен на два бассейна низким барьером суши, расположенным прямо, непосредственно к югу от Стоктона. Присутствие этого барьера к западу в области отложения слоев Чико не выяснено. Как указывает Талиаферро, во время отложения нижних горизонтов осадки поступали с запада, однако в дальнейшем, по данным Гудкова, материал шел с востока и в меньшей степени с северо-запада. Наличие восточного источника заставляет допускать незначительное поднятие в пределах суши Сьерра-Невады в заключительную фазу мелового периода.

Доказательства магматической деятельности в центральных Береговых хребтах Калифорнии имеются во многих мезозойских и кайнозойских формациях. Таблица, составленная Талиаферро и приведенная на стр. 289, подчеркивает тот факт, что вулканизм протекал почти непрерывно в том или другом месте на протяжении обеих эр.



Ф и г. 146. Эволюция структуры по пересечению на юге центральной части квадранта Аделаида в Калифорнии, показывающая соотношения между различными подразделениями мела и соотношение их с более древними и более молодыми отложениями (по Талиаферро, **592**).

D — современная структура; C — структура по тому же пересечению во время отложения среднего миоцена; B — структура во время отложения группы Асунсьон и в конце верхнего мела; A — структура во время отложения формации Джек-Крик в начале верхнего мела.

1 — риолиты (средний миоцен); *2* — анальцитовые диабазы-силлы и дайки (средний миоцен); *3* — кремнистые сланцы, мраморы, известняки (средний миоцен); *4* — песчаники Вакерос (нижний миоцен); *5* — группа Асунсьон (верхи верхнего мела) (*Ka*); *6* — формация Джек-Крик (низы верхнего мела) (*Kjc*); *7* — формация Мармолехо (нижний мел) (*Km*); *8* — ноксвиллско-францисканская группа (юра) (*Jfk*).

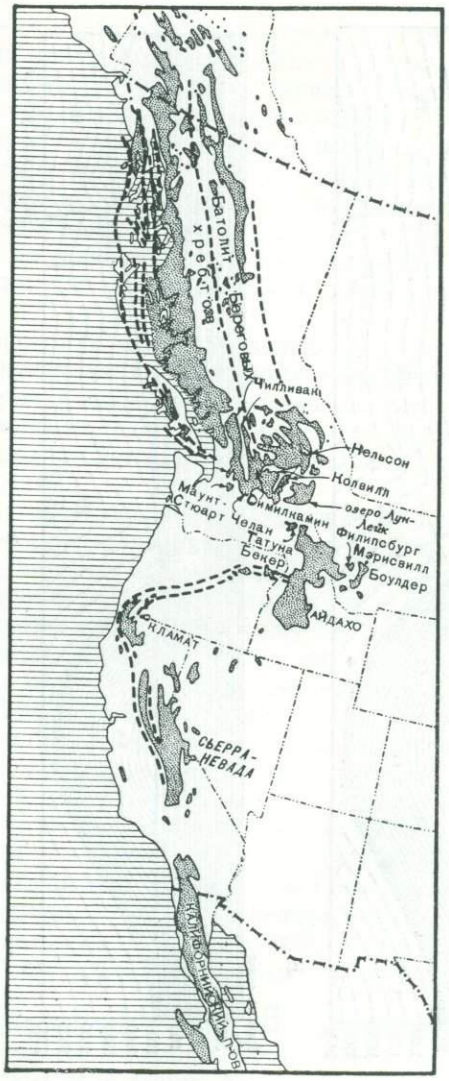
СИСТЕМА КОЛУМБИЯ

Протяжение

Термин «система Колумбия», или «колумбийская система», будет здесь применяться для обозначения гор и впадин мезозойской эры в Британской Колумбии, юго-восточной Аляске, Юконе, Вашингтоне, западном Айдахо и восточном Орегоне. Эта система совпадает с областями распространения триасовых и юрских прогибов, а далеко к западу — с вулканическими архипелагами, которые поставляли в прогибы значительное количество материала. Во многих отношениях эта система сходна с большой Сьерра-Невадой и системой Древних Береговых хребтов США, а возможно, является продолжением этих структур (см. тектонические карты XIV, XV и фиг. 147).

Триасовая и нижнеюрская фазы

На юге внутренней части Британской Колумбии и, в частности, к югу от озера Камлупс широко развиты слои предположительно триасового возраста. Эти отложения обычно выделяются как серия Никола и представлены преимущественно вулканическими интрузивами и эффузивами, туфами и агломератами, в некоторых же горизонтах с аргиллитами и известняками. Общая мощность этих отложений местами колеблется от 3000 до 5000 *м*, но самая верхняя их часть может иметь нижнеюрский возраст. В окрестностях озера Камлупс триасовые отложения с базальными конгломератами в основании залегают без углового несогласия на каменноугольных отложениях; то же соотношение, возможно, сохраняется и в других местах. Триасовые отложения встречаются также и к западу от реки Фрэзер и состоят из темнозеленых андезитов и базальтов, кремней, аргиллитов, известняков и туфовых сланцеватых глин (Кернес, *104*). Вулканические породы с небольшим количеством осадочных пород занимают большую часть острова Ванкувер и островов Королевы Шарлотты. Слоистый характер обрывков вулканических пород, присутствие нескольких известняковых формаций, имеющих местами мощность свыше тысячи метров, и морские окаменелости, найденные в туфах и других осадках, указывают, что в общем весь комплекс пород имеет морское происхождение. Вероятно, отложения эти образовались в море, которое, так же как и в каменноугольный период, покрывало значительную часть, если не весь район, Канадских Кордильер.



Фиг. 147. Батолиты Североамериканских Кордильер.

Жирные пунктирные линии—оси антиклинориев, синклинориев, зоны и общие направления позднеюрской и раннемеловой фазы; пунктирная линия к северу от батолита Нельсон — антиклинорий в протерозойских отложениях, возраст которого может быть ларамийским.

На островах Королевы Шарлотты мощная обломочная серия с некоторым количеством пирокластического материала соответствует по возрасту промежутку от верхнего триаса до юры и переходит вверх в вулканический комплекс туфов и эффузивов мощностью в 1500 и более метров. Туфы, содержащие окаменелости, очевидно, отлагались в море и имеют юрский (повидимому, среднеюрский) возраст. За мощным комплексом триасовых вулканических и осадочных пород, широко развитых на острове Ванкувер и известных как группа Ванкувер, также могут следовать отложения юрского возраста. Слои, напоминающие группу Ванкувер и близкие к ней, но местами более метаморфизованные, протягиваются с интервалами вдоль берега материка и местами встречаются как включения в гранитах Берегового хребта. Вдоль восточного склона Берегового хребта в бассейнах рек Насс и Скина присутствует мощный комплекс осадочных и вулканических пород, известных как группа Хейзлтон. На основании нахождения недостаточно еще изученной флоры и фауны эти отложения имеют юрский, возможно, среднеюрский возраст.

Соотношение осадочного вулканического материала, слагающего группу Хейзлтон, изменяется от места к месту. Устанавливается, что невулканические осадочные породы приобретают все большее значение, если продвигаться на восток от края Берегового хребта. Отложения, по крайней мере отчасти, морские, однако присутствие растительных остатков и другие признаки указывают на то, что некоторая часть комплекса может и не быть морской. В южной части Британской Колумбии известны различные комплексы, сложенные осадочными, или осадочными и вулканическими породами, или отложениями иного типа. Возраст их считается юрским, так же и в районе озера Кутней, где палеонтологически охарактеризованные юрские отложения залегают на палеозое. В общем юрские слои развиты так же широко или еще шире, чем триасовые; до сих пор у нас нет данных о наличии орогенических движений, разделяющих эти два периода. Мощные комплексы осадочных и пирокластических пород, так же как огромные массы экструзивных и интрузивных вулканических отложений, развитые на севере Британской Колумбии и в южном Юконе, очевидно, соответствуют группе Хейзлтон южных районов [1].

[1] Более подробно эти соотношения описаны в работе „Canadian Geological Survey, Economic Geology Series", No. 1, 1947.

Дели (*140*) описывает триасовые отложения северо-западного Вашингтона, имеющие мощность от 900 до 2100 *м*. Они сложены главным образом темносерыми и черными, частично

Вулканическая деятельность в Центральных Береговых хребтах
(по Талиаферро)

Возраст	Формации, группы и серии, в которых встречаются эффузивы	Географическое распространение	Петрографический характер	Особые отметки
Возраст неизвестен (докембрий и нижний палеозой?)	Серия Сур	Широко распространены	Средние и основные эффузивы (хлорит. и амибол. сланцы)	
		Широко распространены	Грандиориты, пегматиты и связанные с ними плутоны	
Верхняя юра	Францисканская и нокс-виллская группы	Широко распространены в Береговых хребтах	Гл. обр. базальтовые и андезитовые лавы. Основные и ультраосновные интрузивы	Гл. обр. подводные туфы, интрузии в Франциске и Ноксвилле
Нижний мел	Группа Шаста	К юго-востоку от Паркфилд и в р-не Оргард-Пик	Риолитовые (?) туфы	Вероятно, подводного происхождения, маломощны
Верхний мел	Формация Морено	Округа Аламеда и Станислаус	Бентонизированные туфы	То же
Средний эоцен	Айон и Доменгин	Сьерра-Невада и район залива Сан-Франциско	Риолитовые и андезитовые туфы	Гл. обр. вулкан. извержения. Возможно, лавы в Сьерра-Неваде
Верхний эоцен	Формация Крейенхаген	Западный склон долины Сан-Хоакин	Пепел, дацитовые туфы	Подводные извержения
Нижний миоцен	Формация Вакерос	Южная оконечность долины Сан-Хоакин (м.б. Темблор)	Андезитовые и базальтовые потоки. Дацитовая брекчия	Вероятно, наземные извержения
Средний и верхний миоцен	Сланцы Темблор, Селина и Марикопа, комплексы Монтерей, Сан-Пабло, Маргарита, Мабюр и др.	Повсеместно в Береговых хребтах	Риолитовые туфы, щелочные сиениты, кварцевые порфиры	Гл. обр. подводные извержения
Нижний плиоцен	Ориндан	Район залива Сан-Франциско	Андезиты, базальты, олив. базальты. Потоки, туфы, риолитов. брекчии, некки и туфы	Наземные извержения
Нижний и средний плиоцен	Этчегойн	Долина Сан-Хоакин	Андезитовые туфы	
Плейстоцен	Старше формаций Санта-Клара и Туларе	Хребты Санта-Люсия и Дьабло	Олив. базальты, часто гломеропорфировые. Потоки и агломераты	Наземные извержения

Фиг. 147а. Периоды вулканической активности в Центральных Береговых хребтах (по Талиаферро).

битуминозными аргиллитами, обычно сопровождающимися прослоями серых и зеленовато-черных грубо- и среднезернистых песчаников и в некоторых местах мелкогалечными конгломератами. Пласты грубых песчаников обычно содержат маленькие угловатые обломки черных аргиллитов. Все типы грубозернистых пород преимущественно полевошпатовые. Некоторые из них, вероятно, могли бы быть названы граувакками.

В юго-восточной Аляске Баддингтон и Чапин (*88*) указывают на многочисленные выходы триаса и отложений несколько иного типа, которые также могут относиться к триасу. Все палеонтологически охарактеризованные отложения относятся к верхнему триасу; в составе его могут быть выделены три формации; одна из них сложена осадочными, а остальные вулканическими породами с небольшими прослоями осадочных пород. Вулканические формации отличаются от вулканических формаций других периодов по составу окаменелостей. Их характер и структурные соотношения на широких площадях известны еще недостаточно, а литологический состав слишком сходен с другими формациями, чтобы различать их на этом основании. Они представлены потоками зеленых андезитовых лав, брекчиями и туфами. Лавы имеют преимущественно подушечную структуру, но встречаются амигдалоидные, а порой полигонально трещиноватые разности. Большинство брекчий имеет известняковый цемент и возникло главным образом в результате первоначального распадения радиально трещиноватых подушечных лав. Нижняя часть вулканических пород острова Куйю состоит из переслаивания известняков и зеленых андезитовых туфов и лав с местными прослоями конгломератов. На острове Куприянова в низах вулканической формации местами залегает пласт конгломерата мощностью от 45 до 60 *м*. Базальные триасовые конгломераты и несогласное их соотношение с палеозоем были рассмотрены ранее при описании верхнепермской и нижнетриасовой орогенических фаз.

На острове Куприянова и островах к юго-востоку от Кейка [1] отложения верхнего триаса перекрывают верхнее известняковое подразделение перми и, видимо, согласно перекрываются вулканическими породами позднего триаса. Местами здесь присутствует мощный пласт грубого конгломерата верхнетриасовых вулканических пород. Однако в северо-восточной части острова Куйю верхнетриасовые вулканические породы ложатся на нижнее подразделение перми без видимого углового несогласия. Вулканические породы острова Куйю заключают другую фауну, отличную от фауны в других породах острова Куприянова. Несогласие отмечается, следовательно, не только в основании верхнего триаса, но также внутри него (Баддингтон и Чапин, *88*).

Выходы триаса в Британской Колумбии и Вашингтоне известны так мало, что несогласия внутри отложений, отнесенных к этому периоду, не установлены. Следует, однако, напомнить о существовании в западной Неваде несогласий выше и ниже верхнетриасовых отложений и отметить то же положение перерывов в юго-восточной Аляске.

Другая серия пород, которая была прорвана большими батолитами Берегового хребта юго-восточной Аляски, была предположительно отнесена к юре. Одни из этих отложений могут относиться к нижнему мелу, другие — к триасу и палеозою. Они были разделены для целей геологического картирования на две группы — преимущественно осадочную фацию, состоящую из граувакк, черных сланцев и конгломератов, и преимущественно вулканическую фацию, представленную сланцеватыми зеленокаменными породами (образовавшимися из брекчий, лавовых излияний и туфов), черными сланцами и граувакками.

Считается, что эти предположительно юрские и нижнемеловые породы несогласно перекрывают палеозойские и триасовые отложения. У северной оконечности острова Куприянова отчетливое угловое несогласие отделяет юру от девона, но там, где юра лежит на триасе, перерыв имеет характер трансгрессивного налегания (Баддингтон и Чапин, *88*).

Юрские (или нижнемеловые) сланцы и граувакки значительно менее метаморфизованы, чем более древние мезозойские формации, что, конечно, отчасти связано с характером их строения. Во всех формациях глинистые породы наиболее стойко сопротивляются перекристаллизации; обилие их в юрских отложениях создает ложное впечатление о незначительном метаморфизме последних. Гальки и валуны конгломератов из этих формаций в связи с очень сильным давлением явственно уплощены.

В итоге можно сделать заключение, что на западе располагалась большая орогеническая зона, что она была активна в течение всего триасового и юрского периодов, что эта активность повторно распространилась на впадину, в которой накапливались осадки, что поверхностные проявления в пределах

[1] Кейк — поселок на северо-западном берегу острова Куприянова. — *Прим. ред.*

орогенической зоны были преимущественно вулканическими и что, наконец, как и в предшествующее палеозойское время, огромный комплекс осадков вулканического орогенического типа накопился в прогибающейся впадине к востоку от зоны наибольшего смятия.

Верхнеюрская и нижнемеловая фазы (невадская орогения)

Введение. По своему типу верхнеюрская и нижнемеловая фаза Колумбийской системы сходна с верхнеюрской фазой системы Сьерра-Невады. Она включает орогению, частью которой являются крупные батолитовые интрузии. Некоторые интрузии колумбийской системы могут быть, однако, нижнемеловыми и, следовательно, несколько более поздними. Распространение крупных невадских батолитов показано на фиг. 147.

Фазы будут рассматриваться по районам, но не в каком-либо географическом порядке, а в такой последовательности, чтобы получить ясную картину орогении. Сперва будет рассмотрена площадь юга Британской Колумбии и северного Вашингтона, затем юго-восточная Аляска и прилегающая часть Британской Колумбии и, наконец, местонахождения Айдахо и восточного Орегона. До тех пор, пока не будет дана физическая характеристика орогении, вопрос о ее возрасте не будет рассматриваться.

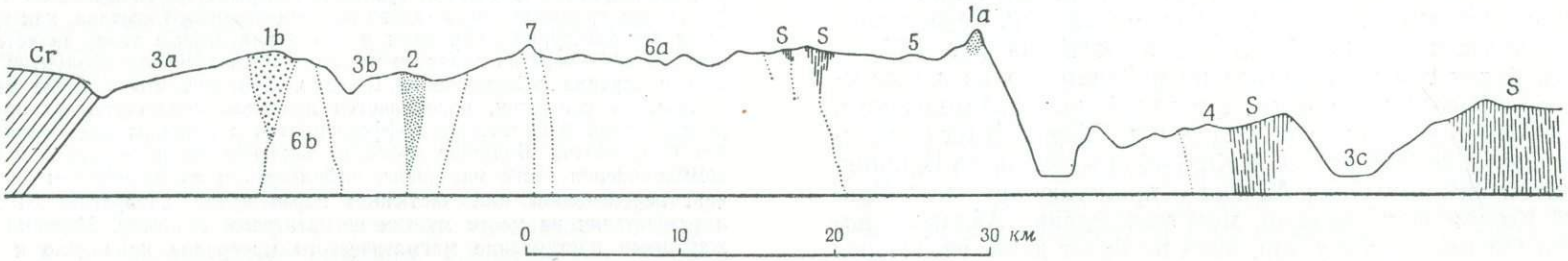
Отложения Шусвап. Рекомендуется, помимо настоящего раздела этой книги, использовать для ознакомления превосходную сводку современных геологических представлений о происхождении огромного кристаллического комплекса пород в южной части Британской Колумбии, составленную Кернесом (*105*). Комплекс, известный как отложения Шусвап (см. фиг. 13), до 1930 г. относили к докембрию. Позже, однако, почти все исследователи пришли к выводу, что к этому комплексу относятся главным образом палеозойские и мезозойские породы в различной стадии метаморфизма. Метаморфизм, затронувший отложения Шусвап, развился в верхнеюрское и нижнемеловое время. Заключение Кернеса следующее:

«Породы отложений Шусвап входят в метаморфический комплекс, изменение определяется процессами, связанными с мезозойскими батолитовыми интрузиями, среди которых ведущее значение имеет батолит Нельсон западного Кутнея. Природа этих процессов не вполне ясна, хотя некоторые условия предположительно могут быть намечены на основании имеющихся данных. С одной стороны, очевидно, что на широких площадях внедрение батолита Нельсон вместе с другими близкими ему комагматическими интрузиями сопровождалось многочисленными деформациями вмещающих пород. С другой стороны, не менее ясно, что в пределах обширной площади, занятой отложениями Шусвап, механизм внедрения батолитовых интрузий был различен. Здесь мало данных о тех резко выраженных деформациях, которые сопровождают внедрение батолитов в горных областях; нет также и резких «плечиков» за пределами ближайшего ограничения эруптивного массива, которые везде характерны для отложений, окружающих батолит Нельсон. Напротив, внедрение батолита в отложения Шусвап, очевидно, происходило в условиях относительной стабильности в процессе постепенного пропитывания пород кровли тонкими и подвижными продуктами подстилающего магматического очага. О природе этих продуктов лучше всего можно составить себе представление по повсеместному нахождению многочисленных тел пегматитовых гранитов в отложениях Шусвап, по многочисленным связанным с ними аплитовым дайкам и по аплитовым инъекциям, которые являются важной составной частью гнейсовых членов комплекса Шусвап. То обстоятельство, что обширные площади массивных гранитов содержат многочисленные тела пегматитовых гранитов точно такого же вещественного состава, как гранит, и дают все текстурные переходы в эти пегматитовые тела, является дальнейшим указанием на характер и состав магматических продуктов, вызвавших изменение в отложениях Шусвап. Считают, что наличие этих продуктов, по существу, определяется природой исключительно подвижных пегматитовых и аплитовых дифференциатов с высоким содержанием летучих компонентов. Ведущие процессы заключаются в постепенном восходящем движении этого материала, инфильтрации по плоскостям напластования, перемещении или частичном перемещении внедряющихся пород и в разрастании на месте многих пегматитовых гранитов. Местами продолжающееся поступление магматического материала приводило к полному превращению крупных тел первоначальных пород в массивные гранитоиды, которые в условиях преобразования стали частично пластичными или расплавленными и подверглись местным стрессам; на контактах с окружающими породами эти тела вели себя как обычные интрузивные породы.

Мы не можем сказать, в какой степени перекрывающие отложения были подвержены вертикальному давлению во время этих процессов гранитизации. Брок утверждал, что главной причиной сланцеватости пород Шусвап является вертикальное сводовое поднятие слоев вокруг растущих штоковидных масс гранита, и указывал, что движение этих штоков определило инъекцию многочисленных силлов в силлово-осадочном комплексе. Принимая во внимание широкое распространение сланцеватости пород Шусвап и обычное расположение минеральных зерен в плоскости сланцеватости, представляется вероятным, что во время метаморфизма и гранитизации действовали не гидростатические силы; по крайней мере некоторые силы могли оказаться тангенциальными. Пишущий эти строки видел, однако, мало прямых доказательств активности батолитовых интрузивов в пределах распространения отложений Шусвап, за исключением рассмотренных выше палингенетически возрожденных гранитных тел. Повидимому, многие деформации пород Шусвап не связаны с периодом их преобразования, хотя и могут частично иметь к нему отношение.

Важное обстоятельство в истории пород Шусвап, которое особенно подчеркивалось Дели, — это большая глубина их преобразования. Несомненно, отложения Шусвап в это время были глубоко погребены и, несомненно, температура в пределах зоны преобразования в течение длительного времени была исключительно высокой. То, что эта зона частично и временами находилась в области пластического течения, доказывается

во многих местах многочисленными мелкими сигмоидальными складками, в которые собраны гнейсы Шусвап. То, что температуры в пределах метаморфической зоны были высокими, доказывается только обилием и широким распространением пегматитовых тел внутри этих отложений. Как указывает Дели, эти условия глубокого погребения могут объяснить, почему отложения Шусвап в целом избегли резких деформаций, затронувших более молодые отложения, окаймляющие площадь Шусвап. Это обстоятельство надо иметь в виду при всяком истолковании происхождения и характера образования этих пород. Условия, вытекающие из глубины погребения пород, сильнее всего сказались на наиболее древних образованиях. Действительно, для достаточно обширной площади породы Шусвап являются наиболее древними или базальными образованиями, изменение которых было наиболее значительным. Таким образом, вполне вероятно, что внутри главной площади распространения отложений Шусвап в окрестностях озера Шусвап формации, коренным образом охваченные метаморфизмом, имеют докембрийский (белтский?) возраст, на что может указывать также общее структурное направление их сланцеватости. Известно, что на других площадях метаморфизм распространялся вверх, захватив нижнепалеозойские и, вероятно, триасовые формации, однако результаты этого метаморфизма с уменьшением глубины погребения были менее значительными».



Фиг. 148. Схематический широтный разрез через Оканаганский сложный батолит (по Дели, **140**).

S — сланцы и сопровождающие их палеозойские породы; *Cr* — пасайтонские нижнемеловые аркозовые песчаники; *1a* — перидотиты Чопака; *1b* — комплекс пород основного состава; *2* — габбро Ашнола; *3a* — батолит Реммел, западная фаза; *3b* — батолит Реммел, восточная фаза; *3c* — батолит Осойос; *4* — щелочное тело Крюгер; *5* — батолит Симилкамин; *6a* — батолит Катедрал (древняя фаза); *6b* — гранитный шток Парк; *7* — батолит Катедрал (молодая фаза). Составные части батолита пронумерованы в порядке их внедрения. Вертикальный масштаб увеличен в два раза по отношению к горизонтальному.

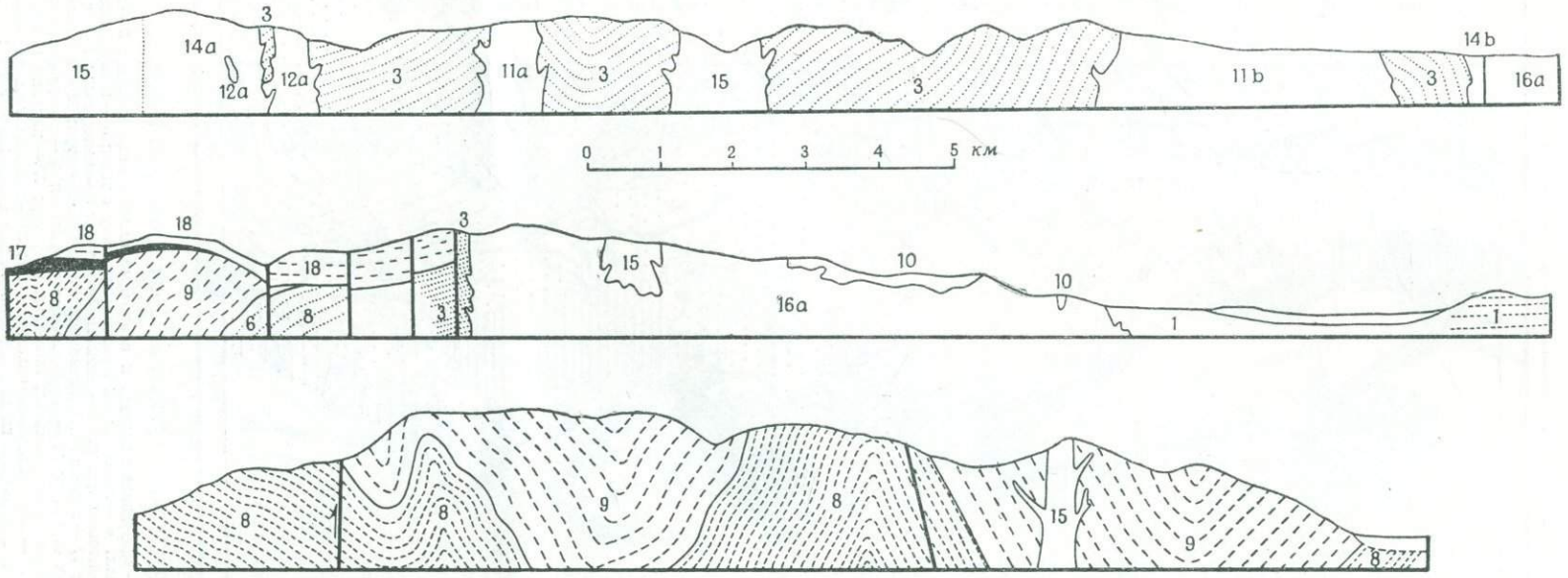
Батолиты у границы Канады в США. Почти непрерывный ряд батолитов протягивается более чем на 550 *км* вдоль границы между Вашингтоном и Британской Колумбией. Они были описаны Дели (*140*), Смитом и Калкинсом (*548*, *549*), Смитом (*548*), а в дальнейшем изучались Уотерсом, Краускопфом, Кемпбеллом и Парди (см. литературу у Уотерса и Краускопфа, *642*). Весьма вероятно, что плутоны к югу слагают фундамент под обширными площадями лав Колумбийского плато, так как гранитные породы появляются в поднятии Очоко — Голубые горы центрального и восточного Орегона на полпути к Кламату и Сьерра-Неваде (Уотерс, *641*). К юго-востоку по направлению к обширному батолиту Айдахо из-под мощных лавовых накоплений появляется батолит Татуна.

Интрузии перидотитов, габбро и диоритов встречаются вместе с преобладающими гранодиоритами большого батолита; местами широко распространены кварцевые монцониты и кварцевые диориты. В некоторых участках, там, где выяснена последовательность интрузий, имеется такой же цикл, как и в Сьерра-Неваде, то есть вначале образуются маленькие тела ультраосновных пород, затем габбро и диориты и, наконец, крупные гранитоидные тела. Вдоль края батолитов в Вашингтоне пегматиты встречаются редко, но местами более древние интрузии секутся аплитовыми телами почти батолитовых размеров. По краям батолитов обычно наблюдаются несогласные соотношения с вмещающими породами и вдоль интрузивных краев встречаются значительные массы контактовых брекчий (Уотерс, *641*). Лучшие примеры несогласных батолитов, так же как и наиболее убедительные доказательства остановки, можно найти в северной части Каскадных гор (Дели, *140*) (фиг. 148 и 149).

Магматические тела, обычно именовавшиеся батолитами Осойюс и Колвилл (см. фиг. 147), являются на самом деле сложными сообществами восьми плутонов. Возле некоторых из этих тел контактовый метаморфизм весьма значителен, но возле других почти отсутствует (Краускопф, *332*). Детали строения краевых частей батолита Колвилл были выяснены Уотерсом и Краускопфом (*642*) (фиг. 150). Этот батолит —

сложная изверженная масса, которая прорывает смятые в складки и измененные динамометаморфизмом осадочные и вулканические породы позднего палеозоя и триаса. Вдоль резко несогласных контактов окаймляющие породы сильно трещиноваты и зернисты; но контактовый метаморфизм незначителен или отсутствует. Как петрографически, так и структурно

чатая порода); местами в результате перекристаллизации возникли типы, напоминающие метаморфические гранулиты. То, что раздавливание было протокластическим (развитым вдоль контактов) и не связанным с региональным метаморфизмом, следовавшим за отвердением батолита, доказывается соотношением с боковыми породами и широко



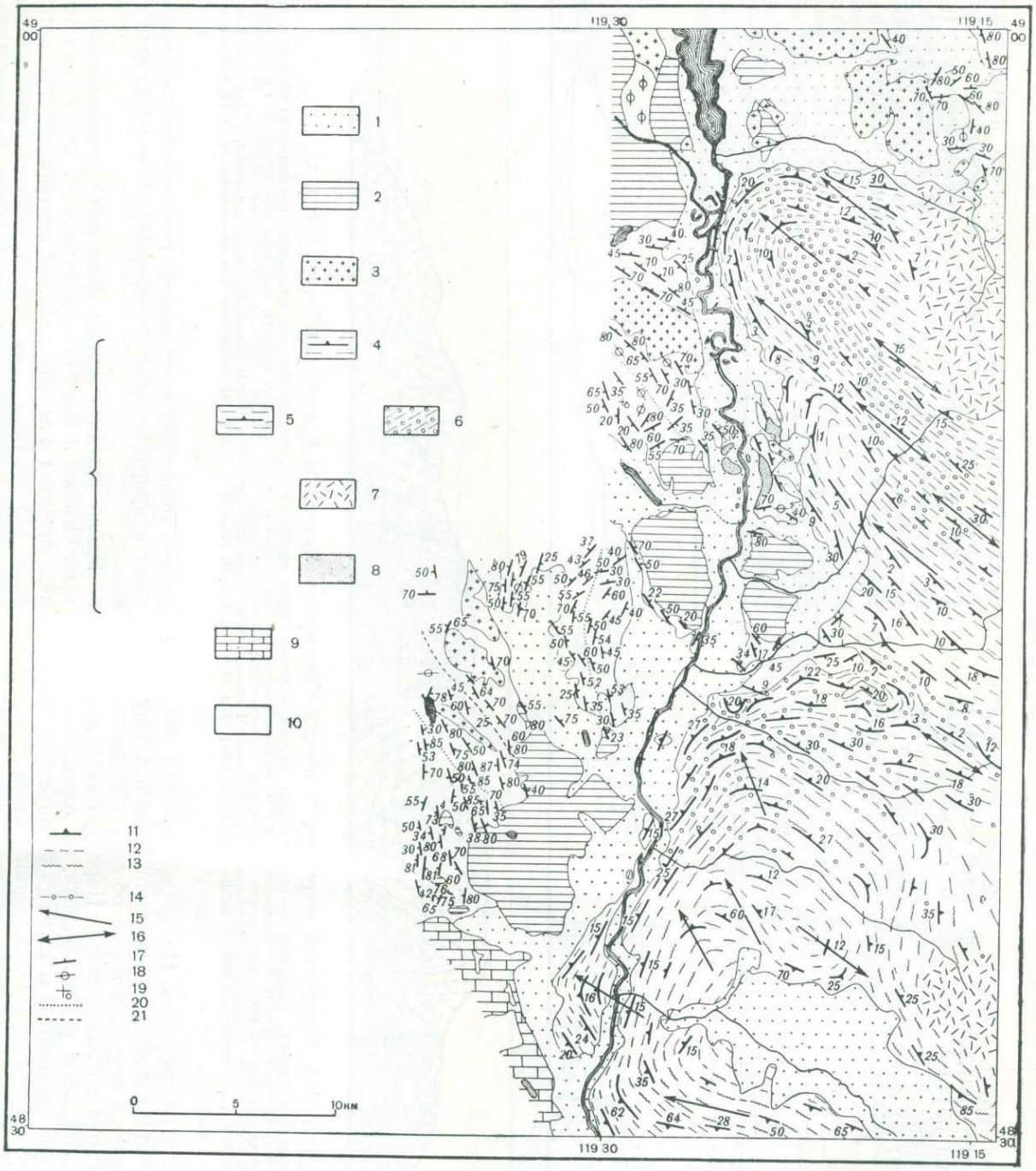
Фиг. 149. Поперечный разрез через область Симилкамин, Британская Колумбия (49° с. ш., 120° з. д.).

1 — формация Вазо, парагнейсы, сланцы, кварциты; *3* — группа Кобан—сланцы, зеленокаменные породы; *6* — формация Берслоу, аргиллиты; *8* — формация Шумакер, кремнистые породы, туфы, зеленокаменные породы; *9* — формация Олд-Том, зеленокаменные породы, потоки базальтовых лав, вздутия, диориты; *10* — измененные породы диоритового состава; *11a* — гранодиорит Осойос; *11b* — гранодиорит Фервью; *12a* — горнблендит; *12b* — пироксенит; *14a* — сиенит Крюгер; *14b* — сиенит Оливер; *15* — гранодиорит; *16a* — гранит Оливер; *17* — формация Спрингбрук — конгломераты, песчаники и сланцеватые глины; *18* — формация Марун (базальтовые лавы, брекчии, туфы, конгломераты); *1* и *3* — карбон, *6*, *8* и *9* — триасовые или более древние отложения; *11* и *12* — юра (?); *14*, *15* и *16* — юра (или) более молодые отложения; *17* и *18* — эоцен.

батолит исключительно неоднороден. Центральная масса бесструктурного гранодиорита переходит во внешней части в зону сланцеватых изверженных пород, которые обычно обнаруживают сложные завихрения и сланцеватость. Перекрученные породы сменяются краевой зоной разнообразных, но хорошо отслоенных мигматитовых гнейсов (магматические инъекции и перемещения), характеризующихся резкой зернистостью составляющих минералов. В пределах широких зон эта порода представляет собой милонит (раздавленная и раскатанная полос-

распространенной цементацией разломанного материала пленками и прорастаниями недеформированного кварца и микроклина.

Вдоль контакта между примерно одновременными батолитами Осойюс и Колвилл располагается узкая зона неоднородных сиенитов с весьма сложной внутренней структурой. Полагают, что это гибридная порода, образовавшаяся в результате воздействия магмы и эманаций обоих батолитов на тонкую перегородку боковых пород (см. фиг. 150).



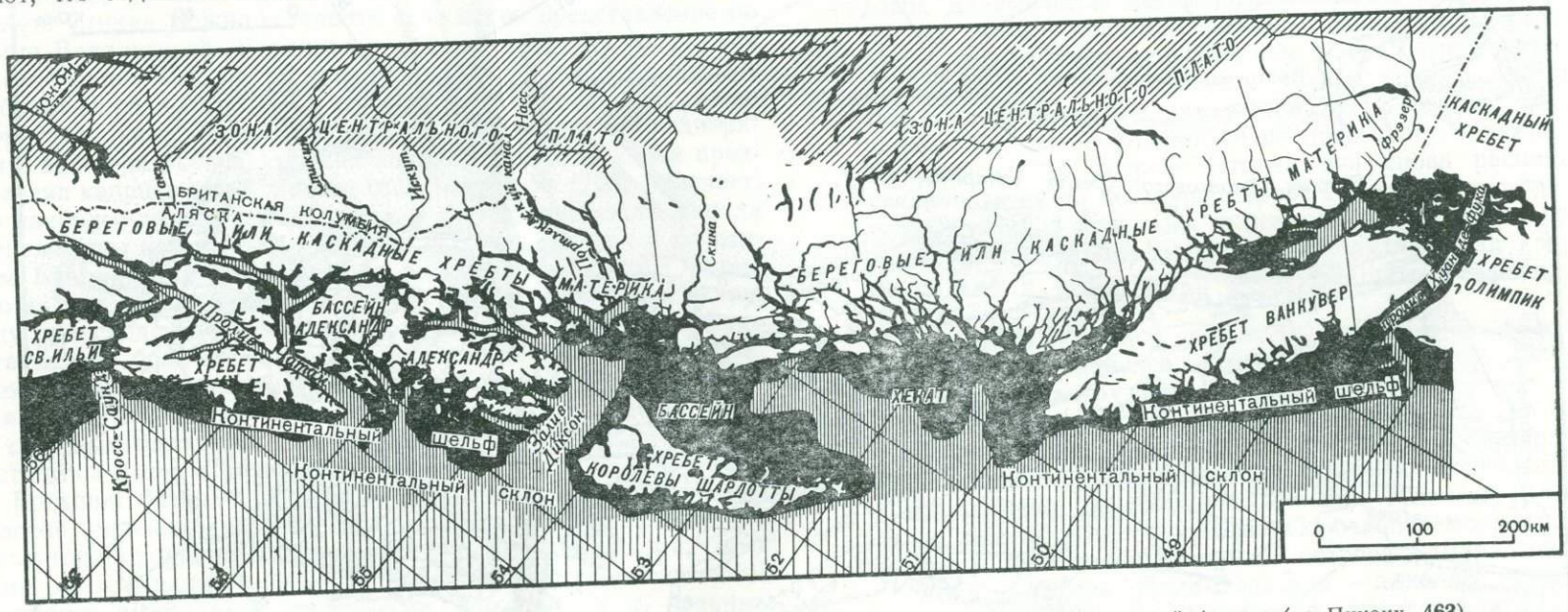
Ф и г. 150. Структурная карта краевой части батолита Колвилл.

1 — аллювий и ледниковые отложения; *2* — эффузивные породы и осадочные кластические породы; *3* — интрузивные породы, не сходные с породами батолита Колвилл; *4* — гнейсовые и протомилонитовые фации; *5* — порфиритовые фации; *6* — гнейсовые фации; *7* — гомофановые гранодиоритовые фации; *8* — пегматитовые тела; *9* — известняки; *10* — серия Анарчист (метаосадочные и метавулканические породы); *11* — падения и простирания плитчатых структур; *12* — положение плитчатых структур; *13* — положение скрученных плитчатых структур; *14* — порфиритовые структуры; *15* — горизонтальные проекции и погружение линейных структур; *16* — простирания горизонтальных линейных структур; *17* — падения и простирания сланцеватости; *18* — вертикальная сланцеватость; *19* — горизонтальная сланцеватость; *20* — приблизительное положение главных антиклинальных осей; *21* — приблизительные положения главных синклинальных осей. Цифры на карте — углы падения.

Батолит Берегового хребта и связанные с ним структуры. Батолит Берегового хребта протягивается более чем на 1760 *км* от реки Фрэзер в Британской Колумбии к северо-западу на территорию Юкона (см. фиг. 147 и 151). От Ванкувера до Скагуэя на материке батолиты образуют остов Берегового хребта и выходят или вдоль берега, или на небольшом от него расстоянии. Считают, что отдаленные дайки, штоки и батолиты относятся к тому же периоду внедрения, что и главный батолит. Генетически близкие к нему тела местами встречаются на острове Ванкувер, на островах Королевы Шарлотты и в большом количестве по всему архипелагу Александр. Батолит Берегового хребта наиболее крупный на Североамериканском континенте, за исключением, может быть, некоторых докембрийских интрузивов.

Наибольшую ширину он имеет к югу от реки Скина в Британской Колумбии, где он достигает с востока на запад 175 *км*. В юго-восточной Аляске этот батолит имеет в ширину от 50 до 100 *км*.

Баддингтон (*88*) рассматривает батолиты юго-восточной Аляски соответственно следующим шести приблизительно параллельным зонам. К ним относятся краевая зона к востоку от батолита Берегового хребта, батолит Берегового хребта материка, метаморфическая зона островов Врангеля — Ревильяхиведо, зона островов Принца Уэльского [1] — Чичагова, зона Куйю-Хесета и зона островов Долл-Баранова (см. фиг. 152).



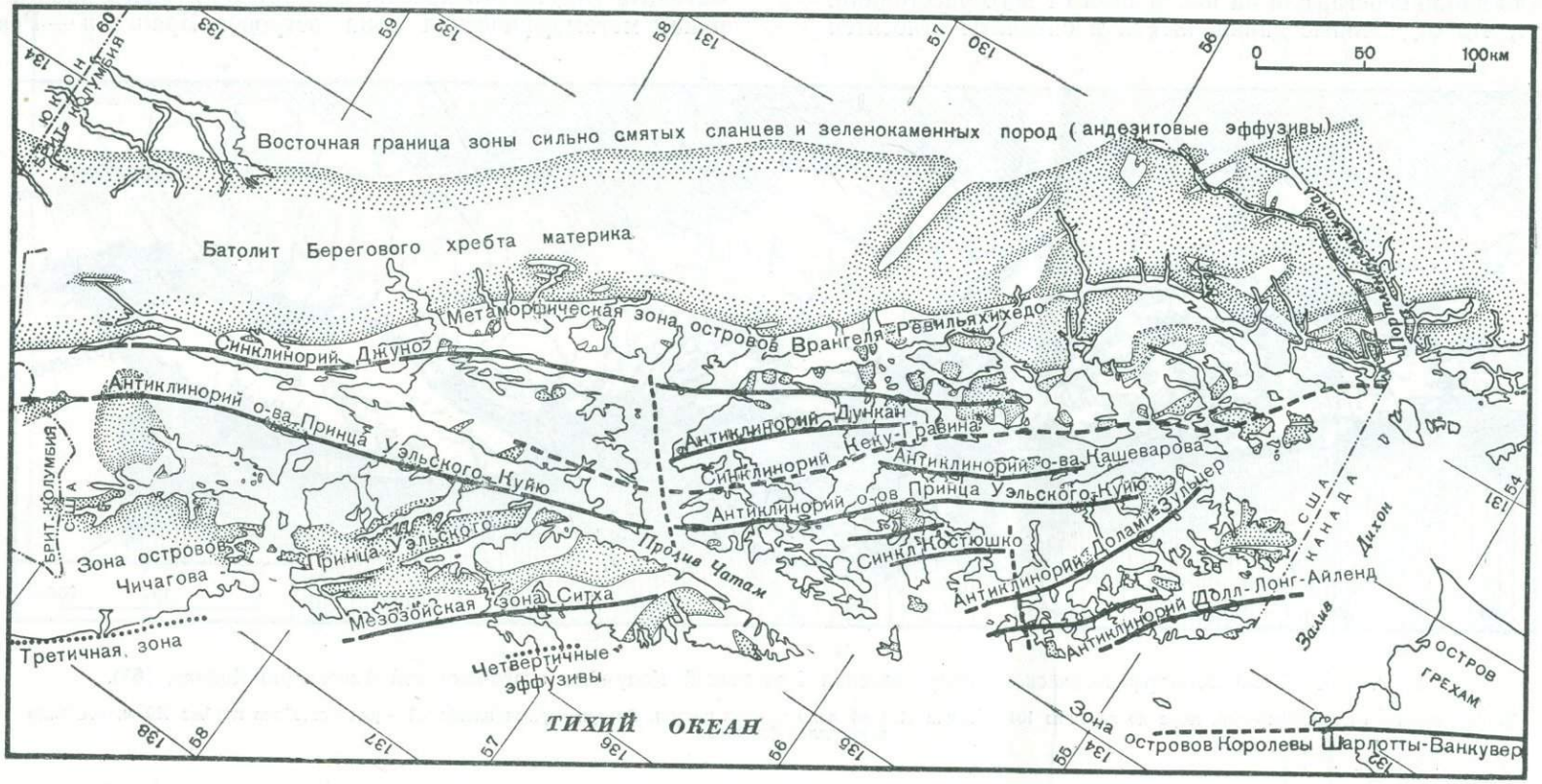
Фиг. 151. Схема геоморфологического подразделения Британской Колумбии и юго-восточной Аляски (по Пикоку, **463**).

Чтобы оттенить систему фиордов, море до глубины 100 фатомов (180 *м*) дано черным цветом. Внутри черных площадей — ряд бассейнов глубже 180 *м*, особенно в пределах фиордов.

Восточная краевая зона выделяется отсутствием контактового метаморфизма регионального масштаба. Даже местный метаморфизм развит здесь незначительно. Отложения краевой зоны собраны в сжатые складки; глинистые породы

[1] Правильнее называть остров Принца Уэльского островом Боброва. — *Прим. ред.*

превратились в сланцы, а встречающиеся местами андезитовые вулканические породы — в зеленокаменные образования. Здесь, однако, практически отсутствуют филлиты и кристаллические сланцы, за исключением участков, непосредственно примыкающих к интрузивным телам.



Фиг. 152. Тектоническая карта юго-восточной Аляски и смежной части Канады (по Баддингтону и Чепину, 88).

Точками показаны близкие по типу тела батолита Берегового хребта. Жирные линии — шарниры антиклинориев и синклинориев, которые образовались примерно одновременно с внедрением батолита и его сателлитов. Жирные пунктирные линии — шарниры широких третичных сводов и впадин, которые местами также сопровождаются интрузиями.

Некоторые штоки, или батолиты, в пределах восточной краевой зоны известны недостаточно. Между реками Скина и Насс край главного батолита неровный, с апофизами и штоками гранодиоритов, расположенными за пределами массива. Между рекой Насс и Портлендским каналом граница исключительно прямая. В округе Хайдер массив роговообманкового гранодиорита получил название Техасского батолита (Баддингтон и Чапин, *88*). Вероятно, он примыкает к главному батолиту Берегового хребта и прорезан многочисленными, более молодыми дайками кварцевого монцонита и гранодиорита. Местами он сильно раздавлен, очевидно, вследствие внедрения более молодой интрузивной магмы.

Определенно более древний, чем секущие его интрузии, Техасский батолит, вероятно, послеюрский, так как он сходен с соседними кварцевыми диоритами в вершине Хастингс-Арм

и залива Обсерватории, которые внедряются в формацию Медвежьей реки и юрские аргиллиты формации Насс.

Интрузивные тела известны также в округах Атлин и Уайтхорс. Однако большая часть обширного района к северо-западу от области Хайдер не изучена.

Самый большой батолит Берегового хребта исследован неравномерно, однако об участке между Портлендским каналом и рекой Стикин можно составить себе ясное представление по работе Баддингтона (Баддингтон и Чапин, *88*). Юго-западная краевая фация в пределах зоны шириной от 8 до 25 *км* состоит в общем из гранодиоритов и сложена преимущественно гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми диоритами; восточная краевая фация шириной от 15 до 25 *км* представлена кварцевыми монцонитами. Долмейдж (*158*) отмечает, что наиболее кислые разности к югу от Портлендского канала расположены в центре батолита, то есть так же, как и по данным Баддингтона для северных районов, однако они встречаются как исключение. Переход от одного типа пород к другому происходит достаточно резко, однако при этом не было установлено брекчирование одной разности другой. Исключением являются небольшие массивы габбровых и ультраосновных пород. Баддингтон считает, что эти разности тесно связаны со смежным батолитом и вместе с ним составляют то, что известно под именем батолита Берегового хребта.

Большой батолит на западе ограничен параллельной ему полосой инъекционных гнейсов, кристаллических сланцев и филлитов, прорванных многочисленными батолитами, штоками, пластовыми телами и дайками, которые считаются внешними массивами, генетически связанными с главным батолитом (фиг. 153). Как уже указывалось выше, эта полоса представляет собой зону метаморфических пород островов Врангель—Ревильяхихедо. К северу она сужается и теряет свои характерные черты, но к югу расширяется и может быть четко установлена. У устья Гастино—Чаннел и к западу от Томасбей эта зона имеет ширину около 20 *км*; против устья реки Стикин — около 40 *км*; у южного конца острова Ревильяхихедо — около 55 *км*. Простирание этой сложной зоны осадочных и интрузивных пород изменяется от северо-западного к северо-западу от полуострова Кливленд до меридионального к югу от этого полуострова. Это связано не с общим изменением преобладающего северо-западного простирания пород, но с проникновением интрузивных масс дальше к западу у южной оконечности острова Кливленд. Различие между маленькими интрузивными массивами метаморфической зоны и кварцевыми диоритами западного края батолита незначительно.

К западу от метаморфической зоны располагается зона островов Принца Уэльского—Чичагова, в которой обычны интрузивные массы с небольшим количеством кварца; вмещающие отложения представлены здесь преимущественно сланцами, известняками, граувакками, зеленокаменными породами, динамически метаморфизованными сланцами и значительно реже — кристаллическими сланцами и мраморами. Метаморфизм здесь меньший, чем в зоне островов Врангеля—Ревильяхихедо, хотя местами, вблизи крупных интрузивных тел, он может быть значителен. На севере зона имеет ширину 65 *км*, но ширина ее не превышает 8 *км* на острове Куприянова; на острове Этолин она снова расширяется и увеличивается до 40 *м* на острове Принца Уэльского. Интрузивные породы этой зоны отличаются в общем от пород, развитых восточнее, где диориты преобладают над кварцевыми диоритами и более часты дифференциаты резко различного состава.

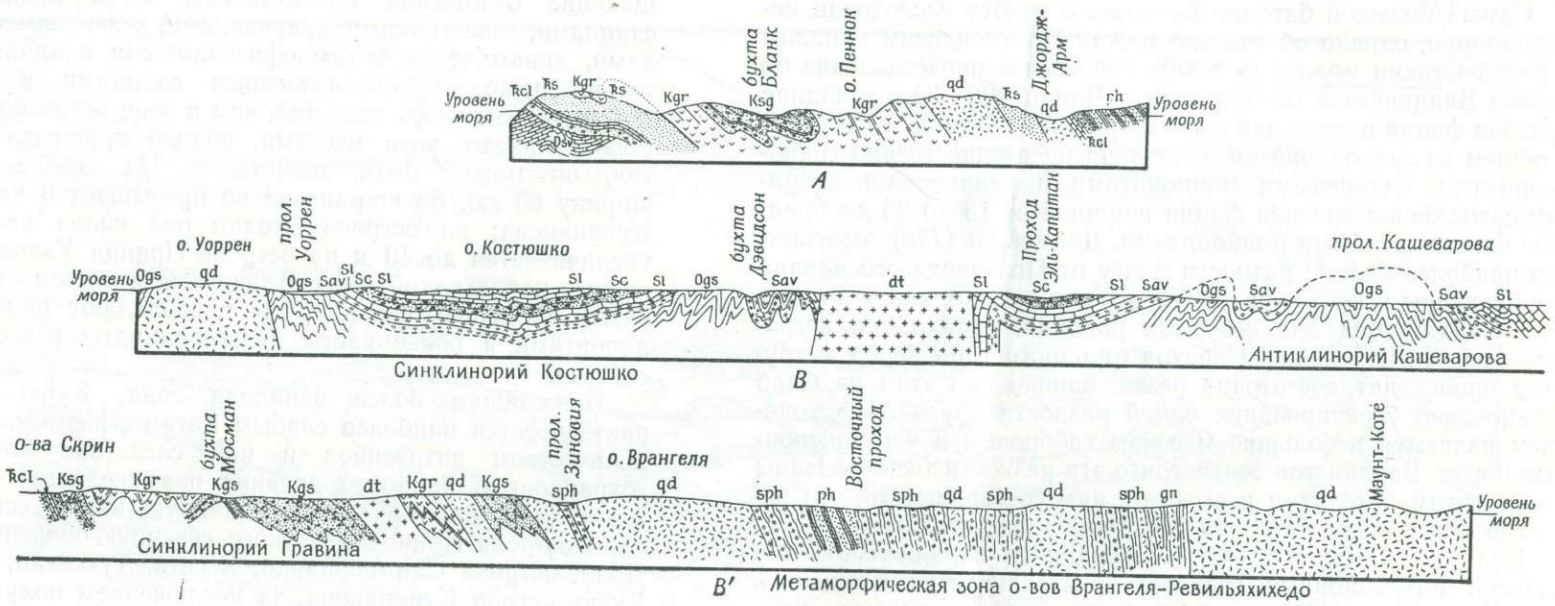
Ближайшая более западная зона, Куйю—Хесета, характеризуется наиболее слабым метаморфизмом, наименьшим количеством интрузивов и как следствие этого — лучшей сохранностью наиболее древних окаменелостей в осадочных формациях. Зона включает западную кайму северной половины острова Принца Уэльского, северную оконечность острова Долл, острова Сан-Фернандо, Хесета, Туксекан, Костюшко и Куйю, остров Куприянова, за исключением полуострова Линденберга, и юго-западную часть острова Адмиралтейства.

Зона островов Долл-Баранова — наиболее западная из шести зон Большого батолита с его сателлитами — также характеризуется многочисленными штоками и батолитами. Она включает острова Долл, Форрестер, Суэмес, Бакер, Лулу, Нойес, Уоррен, Коронейшен и Баранова. Интрузивные породы в среднем более кислые и заключают меньше железисто-магнезиальных минералов, чем в зоне островов Принца Уэльского — Чичагова. Преобладают кварцевые диориты и в меньшей степени гранодиориты.

В главном батолите породы преимущественно огнейсованные. Слоистость наиболее резко выражена по краям батолита или вблизи включений внутри батолита. Гнейсовая структура в большей части рассматривается Баддингтоном как первичная, однако следует учитывать, что после полного своего отвердения батолит подвергался значительному давлению.

Податливость батолита выразилась при этом в появлении признаков раздавливания вдоль широких полос или зон, которые могут быть значительной ширины и достаточно большой длины (120 *км* и более), или в интенсивном скалывании вдоль узких

В некоторых местах, к западу от главного батолита, обширная полоса, включающая интрузивные изверженные штоки, дайки и силлы образует местную зону скалывания, или зону сжатых складок; более крупные массивы изверженных пород



Фиг. 153. Структурные разрезы в юго-восточной

Разрез A через остров Гравина и часть острова Ревильяхихедо; показан надвиг триасовых отложений на девон. Разрезы B и B′ от залива Ифигени до материка. Разрез C через острова Куин и Куприянова до материка; Разрезы D и D′ вдоль южного берега залива Фредерик до материка.

Верхнеюрские и нижнемеловые интрузивы:
dt — диорит
md — монцо-диорит
qd — кварцевый диорит

Метаморфические породы, вероятно, от ордовика до юры и более поздние в зоне островов Врангель—Ревильяхихедо
sgp — рассланцованные зеленокаменные породы и зеленые филлиты
ph — филлиты
gn — слоистые гнейсы

Нижний и средний ордовик:
Ogs — уплотненные граувакки со сланцами, андезитовыми вулканическими породами, кремнями, конгломератами и известняками

Силур:
SSc — известняки с мощными конгломератами, песчаными прослоями или глинистыми прослоями
Sgr — преимущественно граувакки

Средний девон:
Dsa — сланцы, известняки и кремни с прослоями андезитовых вулканических пород
Da — андезитовые лавы, брекчии и конгломераты с известняковыми включениями
Dgt — преимущественно граувакки и туфогенные породы

зон, или же в скольжении вдоль различно ориентированных плоскостей во всей зоне. Зона сильно раздавленных пород в 25 *км* ширины прорезывается рекой Стикин от верховьев Литтл-Каньон до Флуд-Гласьер и ниже него.

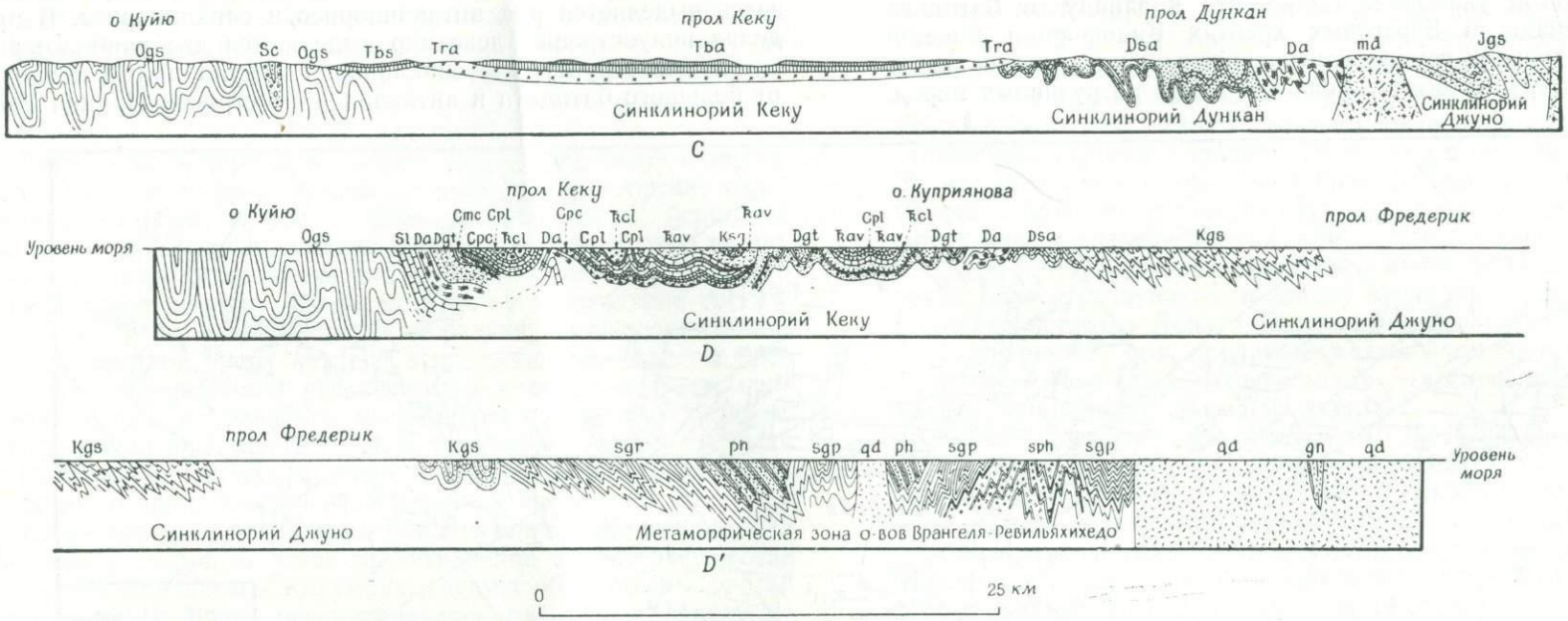
могут быть сильно раздавленными, а тонкие силлы вместе со сланцами участвуют в образовании резких складок.

После обзора исследований, касающихся последовательности интрузий, слагающих большой батолит вдоль трассы

Ванкувер—Крос-Саунд, Баддингтон приходит к следующим выводам.

К западу от главного батолита большое значение имеет группа ультраосновных интрузивных пород. Она включает

нения кварцевых диоритов и гранодиоритов. Местами габбро-диориты и авгитовые габбро являются краевыми фазами диоритов. Габбро-диориты и габбро местами прорываются диоритами, кварцевыми диоритами и более кисло-щелочными типами.



Аляске (по Баддингтону и Чепину, **88**).

Миссисипий:

Cmc — кремни, кварциты и известняки

Пермь:

Cpc — конгломераты, известняки, песчаники, андезитовые и базальтовые вулканические породы

Cpl — известняки с прослоями белых кремней

Триас:

Tsl — конгломераты, песчаники и известняки

Ts — сланцы с песчаниками в верхней части

Tav — андезитовые вулканические породы, включающие брекчии и потоки лав, местами переслаивающиеся с осадочными отложениями

Юра или мел:

Kgs — граувакки, сланцы и конгломераты с туфами и известняками

Kgr — зеленокаменные вулканические породы

Нижний мел:

Ksg — сланцы и граувакки с кремневыми стяжениями, глинистыми известняками и конгломератами

Эоцен:

Tra — риолиты и андезитовые вулканические породы, конгломераты и дацитовые порфировые силлы

Tba — базальтовые и андезитовые лавы с подчиненными брекчиями и конгломератами

горнблендит, пироксенит, дунит, перидотит и промежуточные типы; все они старше, чем более кисло-щелочные типы.

Диориты и габбро-диориты встречаются как разрозненные штоки и батолиты и в меньшей степени — как краевые изме-

Гранодиориты в штоках и маленьких батолитах могут представлять собой краевые разности кварцевых диоритов, габбро-диоритов, диоритов, монцонит-диоритов и изредка сиенитов. Обычным явлением можно считать уменьшение в

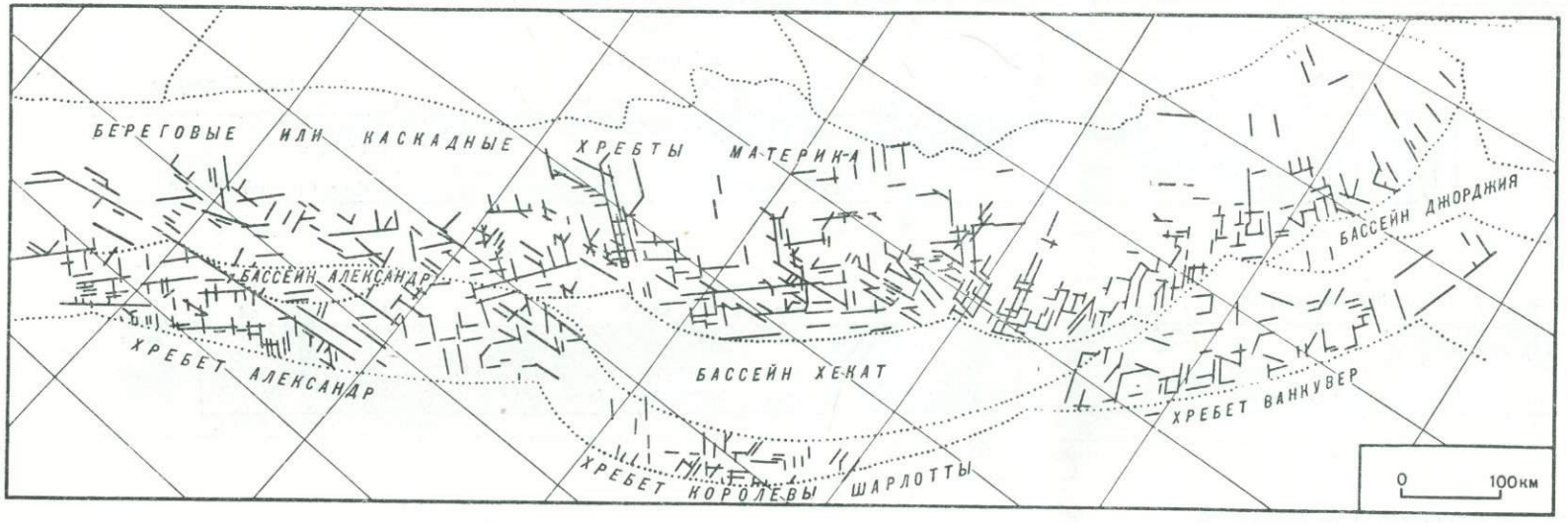
краевых частях калиевого полевого шпата и местами кварца.

Гранит — самый молодой из крупных членов магматического комплекса — постоянно имеет интрузивные контакты с более древними образованиями.

Баддингтон указывает также, что к западу от батолита Сьерра-Невады в Береговых хребтах Калифорнии имеется такая же древняя группа ультраосновных интрузивных пород и молодая группа более кисло-щелочных интрузивных пород.

батолита падение сланцев и гнейсов от 60 до 90° к северо-востоку. В восточной части и у северо-восточного берега острова Принца Уэльского изоклинальные складки опрокинуты к северо-востоку (Баддингтон и Чапин, *88*).

Кроме многочисленных изоклинальных и сжатых складок, здесь выделяется ряд антиклинориев и синклинориев. В пределах полуострова Александр выделяются две наиболее значительные структуры — синклинорий Джуно прямо к западу от большого батолита и антиклинорий островов Принца Уэль-



Фиг. 154. Скульптурные черты побережья Британской Колумбии и юго-восточной Аляски; получены путем нанесения прямых линий вдоль всех фиордов в устьях речных долин, отрезков берегов моря и внутренних озер.

Эти направления укладываются в согласную систему, состоящую из линий, идущих параллельно и под прямыми углами к изогнутому продольному направлению, и несогласную систему, состоящую из линий, идущих в широтном и меридиональном направлении, наискось к берегам. Все эти направления являются важнейшими направлениями трещиноватости (по Пикоку, 463).

Структуры юго-восточной Аляски. Наиболее распространенными среди других структурных форм являются здесь изоклинальные складки. В зоне шириной от 25 до 50 *км*, примыкающей к западной стороне Берегового хребта, изоклинальные складки слегка или явственно опрокинуты на юго-запад (см. фиг. 153). В общем оси или осевые плоскости изоклинальных складок замаскированы и на большом расстоянии наблюдается однообразное падение. В зоне метаморфических пород островов Врангеля—Ривельяхихедо вблизи

ского — Куйю, ограничивающий этот синклинорий с запада. Как синклинорий, так и антиклинорий разделяются на ответвления или параллельные синклинории. Ось всех крупных складчатых комплексов показана на фиг. 152.

Отложения, выходящие в антиклинории островов Принца Уэльского — Куйю, почти все относятся к палеозою и образуют зону, шириной 65—80 *км*. Во впадине синклинория вскрываются верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Синклинорий Кеку-Гравина — это преимущественно неглубокий прогиб

третичных отложений. Он несогласно ложится на мезозойские формации, которые смяты в складки и образуют большой синклинорий Джуно.

На западном крыле антиклинория островов Принца Уэльского — Куйю в районе Ситхи протягивается полоса мезозойских отложений Ситха. Западная полоса третичных осадочных и вулканических пород выходит вдоль берега к северу от пролива Кросс-Саунд, а южная половина острова Круза по северному краю пролива Ситха сложена четвертичными вулканическими породами (гора Эджкомб).

Через пролив Фредерик проходит ось поперечной складчатости. На юге острова Адмиралтейства выходят юрские отложения, которые слагают значительную часть береговой полосы. Они образуют складки двух направлений: одно из них обычное северо-северо-западное, другое — широтное, примерно параллельное проливу Фредерик. Полого залегающие третичные лавы у пролива Фредерик образуют широкую антиклиналь, в сводной части которой эти отложения удалены эрозией. Ось антиклинали протягивается к северо-востоку, приблизительно в направлении мезозойских поперечных складок, и Баддингтон предполагает, что в третичное время силы были направлены почти под прямым углом по отношению к тем, которые создали складки в дотретичное время.

Структуры островных хребтов в Британской Колумбии. Для того чтобы получить ясное представление о топографических элементах Британской Колумбии, следует обратиться к работе Пикока *(463)*. Выше рассматривалась площадь к западу от батолита Берегового хребта в Британской Колумбии. По складкам и разломам этого обширного островного района нет сводной работы такого типа, как исследование Баддингтона и Чапина по юго-восточной Аляске; тем не менее здесь могут быть использованы статьи по отдельным районам [1].

Впрочем, даже при составлении такой сводки, автор не счел бы возможным обобщить имеющиеся данные, хотя в общем можно полагать, что тип структур юго-восточной Аляски продолжается на юго-восток через островные хребты Британской Колумбии. Сходство это заключается в наличии изоклинальных складок, преобладающем северо-западном простирании и крутом северо-восточном падении. Полоса метаморфических пород, которая примыкает к западному краю батолита, продолжается на значительное расстояние к югу в Британскую Колумбию. Синклинории и антиклинории здесь еще не установлены, но, вероятно, многие из этих структур или некоторые их типы не вскрыты или не существуют.

Синклинорий Кеку-Гравина в мезозойских отложениях протягивается к юго-востоку через границу Канады и Аляски к острову Питта, но, повидимому, заканчивается крупным батолитом, не доходя пролива Дуглас. Антиклинории Болл—Лонг-Айленд и Доломи-Зульцер в палеозойских отложениях затухают к юго-востоку или закрыты водами пролива Хекат, так как на западе располагается широкая полоса мезозойских отложений островов Королевы Шарлотты и острова Ванкувер. За недостатком данных может быть только принято, что эта полоса соответствует широкому синклинорию. Она, повидимому, соответствует мезозойской полосе Ситхи в 320 *км* к северо-западу. Однако в этом случае следует допустить, что такая полоса раздувается к западу выше палеозойского антиклинория островов Долл и Принца Уэльского.

Повидимому, под проливом Хекат и заливом Королевы Шарлотты имеется достаточно места для антиклинория и еще одного синклинория.

Полоса палеозойских отложений, протягивающаяся почти в широтном направлении у южного конца острова Ванкувер, может намечать другой антиклинорий за пределами мезозойской полосы островов Королевы Шарлотты—Ванкувер.

Согласные системы трещин. Форма больших батолитов верхней юры и нижнего мела западной Мексики, США, Канады и юго-восточной Аляски, по Пикоку (*463*), сходна с контуром дуги Тихоокеанского орогенического пояса. Эти черты строения уже рассматривались. Так как породы батолитов не имеют признаков, свидетельствующих об их деформации, то дугообразная форма в плане возникла во время внедрения изверженных пород и предшествующих орогенических событий. Зубцы берегов в Британской Колумбии и юго-восточной Аляске, определяющиеся складками и кливажем, продольны по отношению к дугам и, следовательно, тесно связаны с дугами по происхождению. Деформации кайнозойского времени оказали на мезозойские структуры незначительное воздействие.

Пикок *(463)* утверждает, что фиорды и прямолинейная вытянутость берегов являются результатом эрозии, которая контролировалась системой разломов, включающей два типа: один, расположенный согласно, другой — несогласно по отношению к дуге. Согласная система состоит из разломов,

[1] В частности, Summary Reports of the Geological Survey of Canada,

параллельных и перпендикулярных к выступам берега; несогласная система включает широтные и меридиональные разломы (фиг. 154; ср. с фиг. 151). Первая из этих систем образовалась вскоре после отвердения батолита, вторая — в конце мелового периода. С поперечными разломами согласной системы связаны дайки и минерализованные жилы. Вследствие наличия трещин, выполненных жилами, можно полагать, что поперечный кливаж произошел в силу растяжения (Балк, *31*) и связан с батолитом. К главным разломам, установленным этим путем, вдоль которых были вырезаны фиорды, относятся канал Линн и пролив Чатам; они принадлежат, повидимому, к более молодой несогласной системе.

Пикок *(463)* разбирает механизм образования крупной системы трещин следующим образом:

«Прибрежную сушу можно рассматривать как плоское жесткое тело, испытывающее деформацию под влиянием горизонтальных сил, действующих с северо-востока. Под их влиянием имеет место дифференциальное горизонтальное перемещение к юго-западу и возникает дуга, изогнутая в сторону, противоположную преобладающему давлению, а в наружной части дуги, как в согнутой пластине, развиваются стрессы растяжения. Эти стрессы проявились бы в трещинах растяжения, идущих перпендикулярно к направлению максимальных растягивающих усилий (стрессов) и, следовательно, перпендикулярно к выступам береговой линии или радиально по отношению к дуге. Не следует ожидать, что такие трещины растяжения будут строго следовать радиальному направлению. Эти трещины, хотя обычно и располагаются поперечно, могут значительно отклоняться от строго поперечного направления вследствие неправильностей в распределении механических сил; они могут также неожиданно изменять поперечное направление береговых выступов; этим путем возникают прямолинейные коленчатые изгибы.

Соответственно предполагаемому характеру деформаций стрессы скалывания также приурочены к вертикальным плоскостям, параллельным береговым выступам, и проявляются в продольных трещинах скалывающего типа.

Образуясь этим путем, поперечные трещины были бы открытыми, а в случае их минерализаци выразились бы в форме трещинных жил. Продольные трещины оказались бы закрытыми; вдоль них под влиянием стрессов скалывания происходят некоторые горизонтальные дифференциальные движения. Минерализация таких разрывов проявляется в минерализованных зонах скалывания, которые, по данным Шофилда, располагаются в продольном направлении. Обе системы трещин следуют по готовым плоскостям разломов, когда последующие движения земной коры охватывают район и создают дифференциальные движения между уже разделенными блоками».

Возможно также, что в упомянутом случае образовались бы надвиги. Если разгрузка или движение легче всего осуществляется в вертикальном направлении, плоскости скалывания будут простираться в продольном направлении и иметь движение скольжения по падению. Баддингтон указывает зоны скольжения или разломы, которые простираются от СЗ 38° до СЗ 60°.

Возраст батолитов. Следующие сводные данные о возрасте больших батолитов взяты у Баддингтона и Чапина *(88)*.

«Возраст мезозойских интрузивных пород не был точно установлен. На северо-востоке по восточному краю батолита в районе Уайтхорс на территории Юкона интрузивные породы, по данным Кокфилда, прорывают среднеюрские отложения и, вероятно, имеют верхнеюрский или более молодой возраст. Хансон сообщает, что по восточному краю батолита в Британской Колумбии между реками Скина и Стюард батолит Берегового хребта прорывает группу Хейтон (юра), но не прерывает серию Скина (нижний мел). Он указывает: «Таким образом, вероятно, большая их часть имеет верхнеюрский возраст, однако часть батолитов может быть более позднего возраста». Долмедж, изучавший район Татла — Белла-Кула, пишет: «В районе озера Тасеко комплексы, которые могут быть отнесены к главному батолиту Берегового хребта, прорезают мощную серию грубых обломочных вулканических пород, в которых автор нашел остатки растений, имеющие, по Е. В. Берри, меловой возраст... Эти данные показывают, что, по крайней мере, эта часть батолита моложе, чем низы мела, а данные, собранные в районе озер Татлайоко и Тасеко и реки Бридж, заставляют полагать, что восточная часть батолита моложе базальных слоев нижнего мела. Кернес предполагает, что в юго-восточной части батолита, у его восточной границы, имеются интрузии двух возрастов. Он считает, что массивы интрузивных пород, которые, повидимому, прорывают юрские отложения, несогласно перекрываются породами нижнемелового возраста, а отложения нижнего мела, в свою очередь, секутся интрузиями дотретичного возраста. Известно, что на острове Ванкувер мезозойские интрузивные породы определенно древнее верхнего мела.

В юго-восточной Аляске все интрузивные породы, считавшиеся мезозойскими, заведомо древнее эоцена. Овербеком доказано, что на острове Чичагова интрузии типа Берегового хребта секут палеонтологически охарактеризованные отложения верхнеюрского возраста. Автор убежден, что на острове Адмиралтейства интрузии типа Берегового хребта прорезают отложения, которые не метаморфизованы, содержат *Aucella crassicollis* и таким образом, вероятно, относятся к нижнему мелу. В головной части Портлендского канала имеются доказательства наличия двух эпох внедрения интрузивов; древние батолиты секут серию Хейтон (юра) и, в свою очередь, секутся кварцевыми монцонитами батолита Берегового хребта.

Очевидно, в большинстве случаев наиболее молодые отложения, с которыми контактируют мезозойские интрузивные породы, имеют средне- или верхнеюрский возраст; во многих местонахождениях интрузивные породы типа Берегового хребта секут формации нижнего мела; здесь были, по крайней мере, две эпохи образования интрузий. Все мезозойские интрузивные породы древнее верхнего мела. По отношению к юго-восточной Аляске у автора нет данных, противоречащих предположению, что мезозойские интрузивные породы имеют нижнемеловой возраст, однако данные по смежным территориям показывают, что эти породы могут быть частью верхнеюрскими, частью нижнемеловыми».

Отношение батолитов к складчатости. Рассматривая соотношение складчатости и интрузивов, Баддингтон утверждает следующее:

«Наблюдается резкое увеличение степени смятия, изгибания, рассланцовывания и изоклинальной складчатости в зависимости от того, насколько приблизился с запада край батолита, ограниченный, повидимому, огромным надвигом.

Характер сдирания батолитом крупных плит сланцев дает дальнейшие подтверждения вышесказанному.

С другой стороны, оплавление и уплотнение филлитов и сланцев у контакта их со смежными штоками указывает на то, что кливаж и рассланцевание частично древнее образования интрузива.

Данные для решения этого вопроса недостаточны. Если мы, однако, предположим, что внедрение батолита происходило в тот же период, что и юрская или меловая складчатость, то, вероятно, здесь имели место, по крайней мере, два явления: местное увеличение интенсивности динамометаморфизма над местом поднятия магмы и надвигание, которое охватило самую магму во время ее внедрения в горизонты, соответствующие тем, которые теперь обнажены. Под влиянием тех же сил (стрессов) и при других условиях их воздействия породы будут более сильно деформированы при более высокой температуре. Поэтому возможно, что действие стрессов, затронувших отложения в сильно складчатой зоне и далеко от нее к западу и к востоку, было различным, хотя порядок величин был одинаков. Отложения на востоке и на западе изменялись в условиях умеренных температур, были собраны в сжатые складки и затронуты кливажем, в то время как в зоне интенсивной складчатости при высоких температурах, связанных с поднятием магмы и идущими перед нею волнами сильно перегретых паров, изменения были более значительны.

Первичная складчатость и кливаж возникли еще до внедрения магмы, которое подчеркнуло динамические явления своим собственным давлением и способствовало перекристаллизации в условиях повышенной температуры и при воздействии паров и растворов.

Другим важным обстоятельством представляются структурные соотношения вмещающих отложений к магме. В тех случаях, когда отложения, расположенные над поднимающейся магмой, круто падают, условия для проникновения магматических растворов и паров были благоприятными и метаморфизм более значителен; таковы были, например, условия в полосе, прилегающей к южной части батолита в юго-восточной Аляске. Там, где контакт круто погружается, проникновение растворов и паров было заметно затруднено относительно меньшей проницаемостью слоистых поверхностей; сильно метаморфизованные породы, развитые в кровле и в боковых частях батолита, должны лежать ниже современного топографического среза и глубже у краев интрузива.

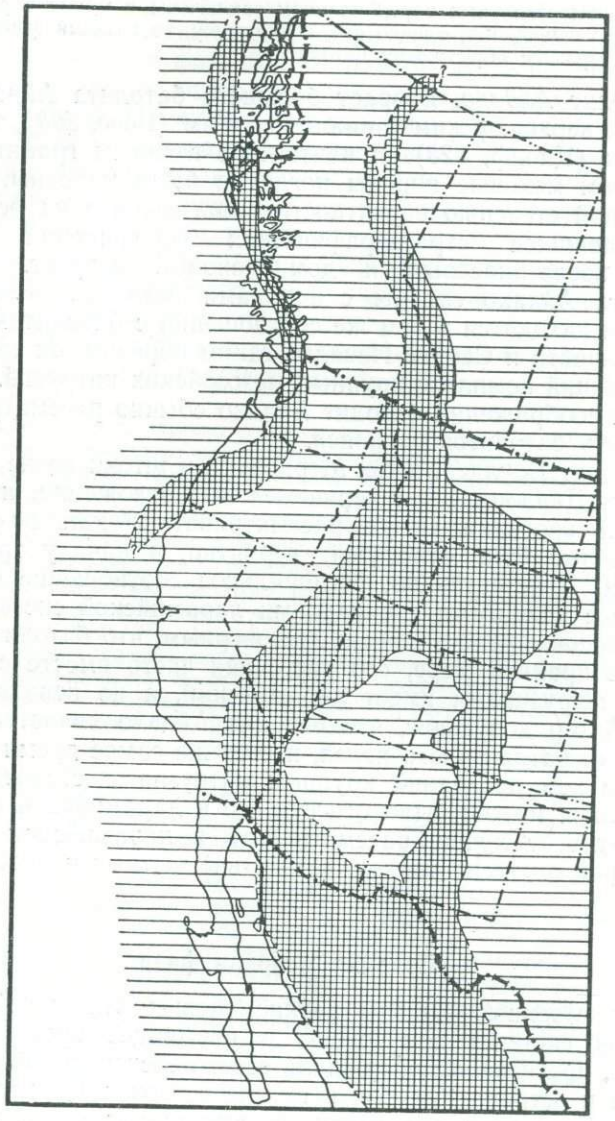
Гнейсовая структура батолита дает возможность полагать, что магма двигалась вверх по плоскостям, круто падающим на северо-восток, и что наибольшая величина ее надвигания была направлена в сторону смежных образований на юго-запад. Местные породы были, вероятно, подняты внедрившейся магмой в виде неправильного купола, остановили ее на значительном протяжении, но были разбиты трещинами и разломами; вслед за этим они были сдвинуты в сторону на значительное расстояние. Все эти процессы подтверждаются данными, связанными с остаточными структурами и составом получившихся пород, а также и тем фактом, что местами узкие полосы осадочных пород целиком заключены в магме в результате реактивного замещения; однако это, повидимому, не главный фактор, определявший процесс образования батолита».

Батолит Айдахо. Возраст большого батолита Айдахо считался то верхнеюрским и нижнемеловым (Росс, *503)*, то ларамийским (Кнопф, *323*). В контакте с главным гранитоидным батолитом меловые породы нигде не были найдены. Можно с большой степенью вероятности полагать, что на основании наблюдавшихся стратиграфических соотношений батолит имеет послетриасовый и домиоценовый возраст. Породы батолита Айдахо сходны с породами батолита Нельсон на севере и находятся в том же соотношении с батолитами Берегового хребта и Сьерра-Невады; таким образом, он тесно входит в общий комплекс крупных мезозойских интрузий. Исходя из этих соображений батолит Айдахо обычно рассматривается как часть батолитового пояса.

Батолит Боулдер, шток Мерисвилл и штоки возле Филипсбурга и Диллона секут верхнемеловые отложения, и в ларамийской орогении могут рассматриваться как позднейшие пришельцы. Они относятся, вероятно, к началу третичного периода. Действительно, региональное соотношение батолита Айдахо с надвигами и складками ларамийской системы явно несогласное; представляется достоверным, что батолит Айдахо или, по крайней мере, его восточная часть вместе с небольшими интрузивами имеет ларамийский, а не невадский возраст. Автор допускает, что батолит Айдахо является частью большого батолитового пояса, и в то же самое время представляет в нем последний крупный интрузив, достаточно молодой, чтобы можно было отнести его к ларамийской орогении. Батолит этот лучше рассматривать в ларамийской системе, с которой он тесно связан, вследствие чего он и будет описан ниже.

Поздняя меловая фаза

Единственные выходы верхнемеловых отложений Колумбийской системы приурочены в настоящее время к узкой полосе, протягивающейся вдоль северо-восточного берега Ванкувера и острова Грехема в группе островов Королевы Шарлотты. Хотя зона эта узкая, осадки имеют здесь мощность 3000 *м* (Ганнинг, *226*). Полоса острова Ванкувер продолжается к юго-юго-востоку зоной мощных верхнемеловых отложений Вашингтона (фиг. 155). Если эти выходы верхнего



Фиг. 155. Зоны ларамийской орогении в Скалистых горах и смятый в складки верхнемеловой прогиб Орегона, Вашингтона и Британской Колумбии.

мела связаны между собой, то можно заключить, что после орогении и батолитовых интрузий верхнеюрской и нижнемеловой фазы здесь возник узкий, но глубокий прогиб. Прогиб этот продолжался на остров Грехема, а далее, в пределах юго-восточной Аляски, он должен находиться западнее современной суши на месте современного Тихого океана.

На острове Ванкувер в основании серии найдены грубые конгломераты. Они содержат угловатые и субангулярные гальки и валуны, сильно варьирующие по размеру, в среднем диаметром около двух дюймов (5 *см*); они представлены вулканическими породами, гранодиоритами, аргиллитами и кварцитами. Эти конгломераты, вероятно, указывают на существование близко расположенной возвышенности, активно приподнимающейся одновременно с прогибанием впадины. Верхнемеловые отложения острова Ванкувер расположены в открытом бассейне и падают к его центру под углом 15°. Небольшая складчатость произошла перед внедрением даек и штоков, возраст которых считается эоценовым или олигоценовым (Ганнинг, *225*).

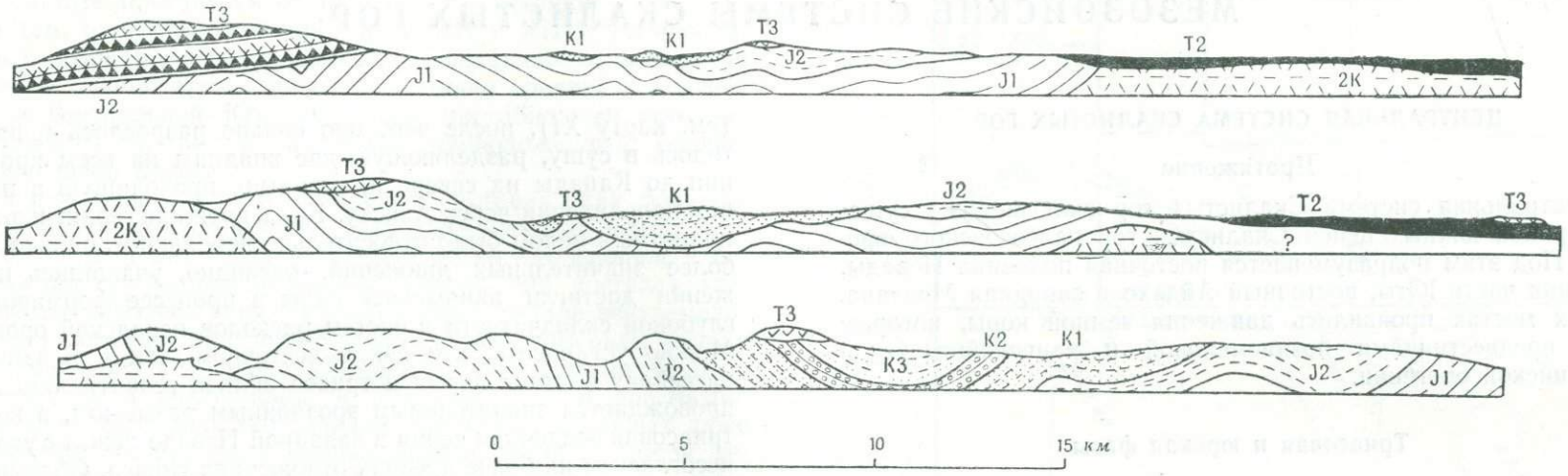
Далее к северу на острове Грехема верхнемеловые слои были смяты более интенсивно (фиг. 156). Очевидно, складчатость, относящаяся к концу мела или началу эоцена, затронула мощные отложения узкой верхнемеловой впадины. Так как почти во всем Вашингтоне и Орегоне история развития структур заключалась главным образом в прогибании впадины, то смятие правильнее отнести к концу верхнемелового периода и ориентировочно связать с орогенией Санта-Люсия Центральных Береговых хребтов Калифорнии.

Пикок *(463)* полагает, что верхнемеловые отложения на островах Ванкувер и Грехем были когда-то распространены значительно шире, чем в настоящее время; в конце верхнемелового периода здесь протягивался широкий рукав моря, которое размывало края высокой суши, представляющей собой остатки былой крупной горной системы. Так как в юго-восточной Аляске верхнемеловые отложения неизвестны, то можно заключить, что в оставшуюся часть мелового периода здесь находилась суша. Вплоть до эоцена здесь не происходило сколько-нибудь значительных поднятий.

Следует напомнить, что в Калифорнии и Орегоне невадская орогения произошла в верхнеюрскую эпоху и новые прогибы развились на площади, которая до этого была сильно смята; в прогибе отложились франциканская и ноксвиллская формации (самые верхи юры), формация Шаста (нижний

мел) и Чико (верхний мел). Орогения в Колумбийской системе была, очевидно, более продолжительной и местами происходила в то время, когда отлагались франциканская и нокс-

чительной части сложены верхней юрой и мелом; в большей своей части здесь развит невадский комплекс. В юго-восточной Аляске могла существовать прибрежная зона меловых



Ф и г. 156. Поперечный разрез восточного побережья южной части острова Грехема и островов Королевы Шарлотты в Британской Колумбии (по Маккензи).

J1 — формация Мод (полосчатые аггломеры и туфы — нижняя юра и триас)
J2 — формация Якун (базальные аггломераты и небольшие лавовые потоки)
K1 — формация Хайда (песчаники, сланцы и угли — верхний мел)
K2 — формация Хонна (конгломераты и песчаники — верхний мел)
K3 — формация Скайжейт (песчаники и сланцы — верхний мел)
T2 — формация Сконун (сланцы, конгломераты и песчаники — нижний плиоцен)
T3 — эффузивы Массет (базальтовые потоки и аггломераты)

виллская формации и формация Шаста. Береговые хребты Калифорнии состоят преимущественно из отложений прогиба, но островные хребты Британской Колумбии только в незна-

отложений, образовавшихся после внедрения батолитов, однако в настоящее время эта зона покрыта водами Тихого океана (см. фиг. 155).

17

МЕЗОЗОЙСКИЕ СИСТЕМЫ СКАЛИСТЫХ ГОР

ЦЕНТРАЛЬНАЯ СИСТЕМА СКАЛИСТЫХ ГОР

Протяжение

Центральная система Скалистых гор включает, по существу, район южных цепей Скалистых гор палеозойского времени. Под этим подразумевается восточная половина Невады, западная часть Юты, восточный Айдахо и западная Монтана. В этих местах проявились движения земной коры, которые были предвестниками позднемеловой и раннекайнозойской ларамийской орогении.

Триасовая и юрская фазы

Моря, которые существовали в палеозойской Кордильерской геосинклинали, в течение мезозоя значительно изменились; в средней части древней геосинклинали выросла широкая полоса суши, разделившая два прогиба интенсивного накопления осадков. В западном прогибе, как уже говорилось выше, накопилось более 9000 *м* осадочных и переслаивающихся с ними вулканических пород. Восточный прогиб был выполнен главным образом осадочными образованиями, частично неморского происхождения, охватывающими промежуток от триаса до позднего мела. В некоторых местах области присутствует морской нижний триас, возможно, средний триас, а также отложения средней и верхней юры. Вулканические отложения отсутствуют почти по всему разрезу, но некоторое количество пирокластических пород встречается в триасовых и верхнемеловых отложениях.

Большая межгорная или, как ее называет Шухерт (*525*), Кордильерская геоантиклиналь возникла впервые в пермский период в южной Неваде и юго-восточной Калифорнии одновременно с исчезновением древней Манхаттенской геоантиклинали, ось которой была расположена примерно в 150 *км* к западу. Новое поднятие продолжало существовать в течение всего раннего мезозоя в виде сравнительно узкого барьера (см. карту XI), после чего оно сильно разрослось и превратилось в сушу, разделяющую две впадины на всем протяжении до Канады на севере и, вероятно, проходящую в широтном направлении через Аляску. Как и прежняя геоантиклиналь, поднятие в целом было относительно небольшим, однако эпохи более значительных движений, очевидно, учащались и движения достигли наивысшей силы в процессе формирования глубокой складчатости и систем расколов невадской орогении. Можно установить, что как в восточном, так и в западном бассейнах контакт перми и триаса вблизи геоантиклинали сопровождается значительным эрозионным размывом, а верхнетриасовая осадочная серия в западной Неваде лежит с угловым несогласием на более древних отложениях триаса. Обломочный состав неморских осадочных слоев, которые в таком большом количестве отлагались в восточных бассейнах, вероятно, указывает на наличие поднятий на западе (Нолан, *451*).

Мезозойская геоантиклиналь напоминает более древнюю геоантиклиналь в том отношении, что значительные проявления вулканизма наблюдались во впадине или морском бассейне на западе. Поскольку оба поднятия имели сходные черты, было установлено, что западный палеозойский вулканический архипелаг и орогеническая зона продолжали существовать и в мезозойскую эру.

Древние Скалистые горы в южной части Колорадо и северной части Нью-Мексико периодически становились активными в триасовое и, возможно, в нижнеюрское время. Среднеюрские песчаники Энтрада перекрывают с угловым несогласием кембрийские, девонские, миссисипские, пенсильванские и пермские формации в районе поднятия Пьедра, которое является позднемеловой и раннетретичной (ларамийской) структурой (Рид, Вуд и др., *484*) (фиг. 157). Площадь трансгрессивного залегания юрских отложений известна как антиклинорий Арчулета. Он расположен к западу от хребта Брасос и к северу от хребта Пенаско и имеет позднепенсильванский и пермский возраст (см. палеотектонические карты VIII, IX, X и XI).

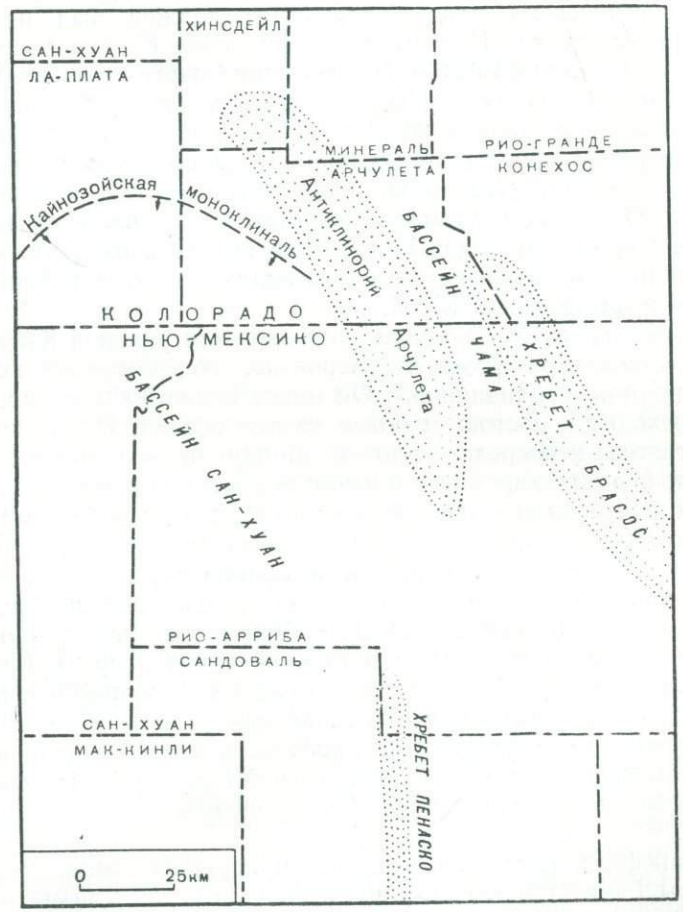
Среднемеловая фаза (орогения Седар-Хиллс)

Невадская орогения расширила барьер (divide), который в результате протянулся от впадины Калифорнии к впадине Юты (см. палеотектонические карты XII и XIII). Напряженность смятия, по всей видимости, уменьшалась с запада на восток, а сланцеватые глины и известняки средней и верхней юры в центральной Юте указывают на обильный источник обломочного материала на западе, расположенный, однако, на небольшой высоте.

Можно полагать, что невадская орогения, как большая двигающаяся на восток волна, затронула площади между прогибами, и хотя она была на западе более интенсивной и сопровождалась батолитовыми интрузиями, она достигла значительных размеров также и на востоке в начале верхнемелового (?) периода. Массивные и грубые конгломераты начала верхнемелового (?) периода, достигающие местами 4500 *м*, встречаются в центральной и северной Юте и рассматриваются как свидетельство главных поднятий, связанных даже с надвигами в пределах возвышенности, расположенной непосредственно к западу. Когда Ютская впадина в конце мелового периода прогнулась, в ней вслед за конгломератами отложилось 3000 *м* сланцеватых глин и песчаников. Не только объем и относительная скорость седиментации, но и наличие в мощной серии грубых конгломератов заставляют допускать, что на западе продолжалась орогения.

У южного конца гор Вэсеч и Седар-Хиллс, на плато Ганнисон и в долине Сан-Петер можно видеть мощные толщи грубых отложений, относящихся, вероятно, к началу позднего мела. Они составляют базальную часть группы верхней Индианолы (Спикер, *559*) (см. фиг. 179). Так как конгломераты, песчаники и сланцеватые глины с несколькими более молодыми в литологическом отношении отложениями составляют одно целое, то Спикер считает, что накопление этих отложений отражает какие-то поднятия, и, следовательно, орогения произошла в начале позднего мела. Вследствие наличия мощных отложений среднемелового возраста в Седар-Хиллс и данных, полученных здесь в отношении смятия, орогению удобнее всего назвать седар-хиллской. Установленное в настоящее время приблизительное распространение этой орогении в Юте показано на фиг. 182.

Обломочные породы группы Индианола становятся более грубыми к западу, в Седар-Хиллс (Шофф, *519*) и на плато Ганнисон. К востоку они переходят в сланцеватые глины Мансон, развитые по восточному краю плато Вэсеч (см. фиг. 141).



Фиг. 157. Нижнемезозойские и верхнепалеозойские поднятия в северном Нью-Мексико и южном Колорадо (по Риду, Вуду, Ванку и Мак-Ки, **484**).

Хребет Пенаско был перекрыт формациями Катлер и отчасти формацией Магдалена. Хребет Брасос был перекрыт формациями Чайнл и Катлер, Антиклинорий Арчулета — площадь перекрытия песчаниками Энтрада. Бассейны Сан-Хуан и Чама являются кайнозойскими структурами.

Наибольшая мощность этих отложений (4500 *м*) установлена в Седар-Хиллс. Наиболее деформированный пояс распола-

гается к западу, так как непосредственно в Седар-Хиллс конгломераты лежат согласно на подстилающих верхнеюрских глинах (Спикер, *559*).

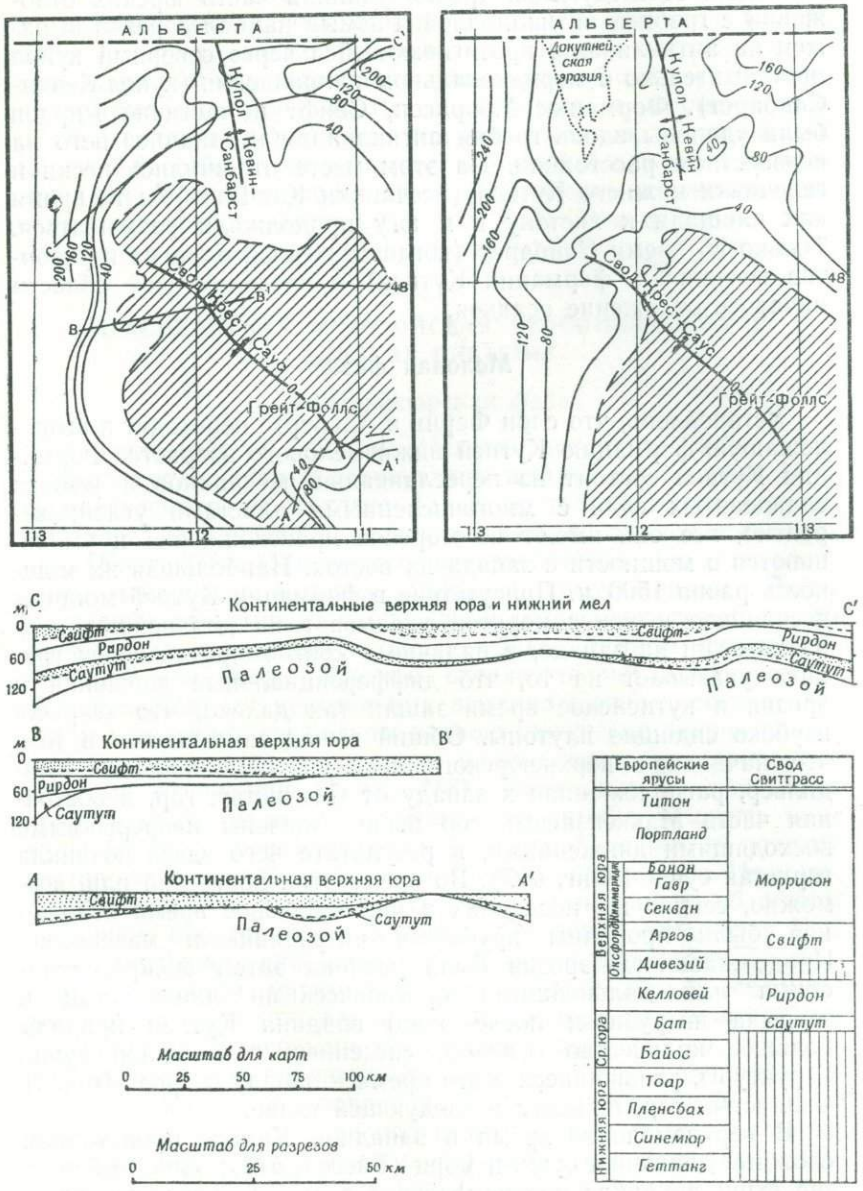
Орогенический пояс Седар-Хиллс должен был протягиваться от южной Невады к северу через Юту в восточный Айдахо. В южной Неваде фангломерат Овертон в горах Мудди относится к началу верхнего мела (Хьюветт, *251*) и лежит с угловым несогласием на складчатых и надвинутых мезозойских породах, среди которых наиболее молодые имеют верхнеюрский возраст (Лонгвелл, *363*, *366*). Считают, что конгломерат Овертон и угловое несогласие намечают в южной Неваде орогению Седар-Хиллс; был сделан вывод, что орогеническая зона непрерывно протягивалась между южной Невадой и центральной Ютой.

К северу от Седар-Хиллс, на севере центральной Юты, грубый конгломерат Келвин, вероятно, соответствует конгломерату нижней Индианолы. Он имеет около 3000 *м* мощности и переходит к востоку в более тонкие осадки. Поднятие располагается непосредственно к западу от современных гор Вэсеч; пермские кремни и пенсильванские кварциты этого поднятия поставляли большую часть галек этих конгломератов. Место накопления конгломератов стало впадиной прогибания, а в конце мелового периода, в колорадскую эпоху, в ней накопились отложения мощностью свыше 900 *м*. Расположенные неподалеку вулканы выбрасывали пепел, который скапливался в виде туфов в нижней части разреза (формация Аспен). Далее следуют песчаники с многочисленными устрицами и пресноводные сланцеватые глины и песчаники, чередующиеся с угольными прослоями. Несколько прослоев конгломератов в серии Колорадо свидетельствуют о неспокойной обстановке на западе (см. палеотектоническую карту XVI).

Мансфилд *(391)* считает, что присутствие нижнемеловой группы Ганнетт в юго-восточном Айдахо с ее грубыми песчаниками и конгломератами свидетельствует о резком поднятии в пределах суши на западе, являющемся отражением интенсивной невадской орогении, происходившей далее к западу. Вероятно, это поднятие на площади Ютской впадины предшествовало главной орогении, в результате которой отложилось около 900 *м* грубых обломочных пород формации Уайян низов верхнего мела, несогласно залегающих на группе Ганнетт (Рид и Браун, *483*). (Р и с а й д, личное сообщение).

В юго-западной Монтане, примерно в 320 *км* к северо-западу от юго-восточного Айдахо, имеется меловой разрез, детально, однако, еще не изученный. Местами ниже слоев, сходных с формацией Аспен (колорадская эпоха), и выше нижнемеловых обломочных пород формации Кутней присутствуют галечные и валунные конгломераты. Эти отложения могут быть частью формации Кутней, что, однако, не подтверждается пока палеонтологическими данными. С той же степенью достоверности они могут быть отнесены к низам верхнего мела. Если это предположение справедливо, то полоса среднемеловой орогении может протягиваться к северу в западную Монтану. Так как в мезозойской геоантиклинальной области, по восточному краю которой проявилась Седар-хиллская орогения, юрские и меловые осадки не отлагались, то все складки и разломы находятся здесь в породах палеозоя и время этой палеозойской складчатости не может быть точно установлено. Главные орогенические события в восточном прогибе происходили в конце мелового периода, а также в палеоцене и эоцене; поэтому складки и разломы в палеозойских отложениях геоантиклинали непосредственно к западу обычно связываются с этими движениями. Однако работа Нолана (*450*) в районе рудников Голд-Хилл в западной Юте особенно важна для выяснения сложности деформации в пределах геоантиклинали. История развития структур характеризуется здесь наличием, по крайней мере, четырех и, возможно, пяти фаз складчатости и образования разломов; каждая фаза состоит из начальной стадии, в которой активно проявлялись силы сжатия, и конечной стадии с преобладанием вертикальных разломов. Первые две фазы предшествуют эоцену, отделяются от него длительным периодом эрозии и предположительно рассматриваются Ноланом как меловые. Вероятно, на западе они соответствуют невадскому и посленевадскому меловому смятию (см. фиг. 141) и прогибанию Ютской впадины, во время которого в ней отложились формации Индианола, Келвин, Аспен, Фронтир и другие. На карте XIII показано, что области Сьерра-Невады в верхнеюрское время были затронуты интенсивными движениями, в то время как более восточные площади испытали лишь эпейрогеническое поднятие. В меловое время имели место обратные соотношения. Область Сьерра-Невады в это время лишь слегка приподнялась, а восточная площадь была, вероятно, орогенически деформирована.

В общем можно полагать, что наиболее интенсивное смятие массива суши прямо к западу от прогиба совпадает с цен-



Ф и г. 158. Свод Свитграсс в юрский период (по Коббану, **126**).

Слева карта изопахит формации Саутут. Справа карта изопахит формации Рирдон. Заштрихованы площади, где перед отложением формации Свифт выходили палеозойские отложения. Линии гребня купола Кевин-Санбарст и южного «свода» отражают современную структуру и образуют свод Свитграсс. Сечение изопахит через 40 футов.

тральной частью обширной дуги (см. карту XV), на которой показано, что области смятия располагаются против площади наибольшего опускания.

СИСТЕМА СЕВЕРНЫХ СКАЛИСТЫХ ГОР

Расположение

Термин «система северных Скалистых гор» будет применяться, в сущности, для обозначения впадины осадконакопления палеозойского времени в северных Скалистых горах. К нему относятся площади западной Монтаны, востока Британской Колумбии и западной Альберты к северу от Маккензиевых гор. Современные большие Скалистые горы, возвышающиеся на востоке Британской Колумбии, примерно соответствуют границе Кордильерской геоантиклинали с юрскими и меловыми прогибами (Эванс, *176*; П. С. Уоррен, *636*); в восточной части геоантиклинали и в ограничивающем ее с востока прогибе происходила складчатость, предшествующая ларамийской орогении. Ларамийские Скалистые горы Невады рассматриваются в следующей главе.

Триасовая и юрская фазы

На карте XIV показано, что в области Скалистых гор Монтаны, Альберты и востока Британской Колумбии триасовые отложения отсутствуют, а юрские отложения трансгрессивно перекрыты в широких пределах; юрские трансгрессии следовали за триасовыми и отчасти дотриасовыми поднятиями.

Это поднятие, за исключением его западного края, имело эпейрогенический характер. Распространение триаса вдоль Скалистых гор не вполне выявлено: от северо-восточной Невады до Альберты, к западу от Эдмонтона, триасовые отложения неизвестны. В предгорьях Альберты имеется толща мощностью 200 *м* черных морских сланцеватых глин и тонкослоистых известняков предположительно триасового возраста (Хэйк, Виллис и Эддисон, *232*). Предположение о наличии рукава главной западной триасовой геосинклинали, протяги-

вающейся к юго-востоку и включающей эти выходы (карта XI), является лишь догадкой. Характер триасовых отложений указывает лишь на легкое поднятие на полуострове к западу.

Юрские отложения Альберты представлены черными морскими сланцеватыми глинами и известны под именем формации Ферни. Они лежат согласно на подстилающих отложениях, однако присутствие местами горизонта мощностью в несколько метров базальных конгломератов с обломками палеозойских пород указывает на то, что значительные площади к западу, непосредственно перед временем Ферни, лежали выше уровня моря и размывались. Мощность формации Ферни в восточных хребтах Скалистых гор не превышает 300 *м*; к западу она возрастает, а у границы Канады и США достигает более 900 *м*.

Юрские отложения западной части центральной Монтаны, в области, известной в настоящее время как свод Свитграсс (Грейт-Фоллс, к северу от канадской границы), разделяются на три формации, составляющие вместе группу Эллис (Коббан, *126*); четвертая покрывающая их формация носит название формации Моррисон. Самая нижняя из трех формаций — Саутут — сложена песчаниками, алевролитами, песчанистыми известняками, песчанистыми оолитами и сланцеватыми глинами. Средняя формация Ридон представлена в общем известковыми сланцеватыми глинами и ноздреватыми известняками. Верхняя формация Свифт сложена темными неизвестковистыми глинами и плитчатыми глауконитовыми песчаниками. Формация Моррисон состоит из тонкозернистых зеленовато-серых глин и пресноводных известняков. Данные о возрасте этих формаций приведены на фиг. 158. Со структурной точки зрения, существенно, что формация Свифт несогласно перекрывает другие формации (см. фиг. 158). Изучение этого несогласия показывает, что свод Свитграсс в верхнеюрское время поднимался на том же месте и имел те же детали строения, как и во время более поздних ларамийских движений. Свод состоит из двух куполов — северного и южного; последний был местом наибольшего поднятия и эрозии. Считается также, что южный купол слегка приподнимался и во время отложения формаций Саутут и Ридон, непосредственно перед нижнеюрским поднятием, оставался над уровнем моря.

На формации Свифт согласно залегает формация Моррисон, за отложением которой свод опять слегка приподнялся, причем образовалось несколько пологих антиклиналей и синклиналей. Последующая эрозия удалила часть юрских отложений с гребней антиклиналей. Размыв наиболее резко выражен на антиклинали, протягивающейся через северный купол приблизительно в меридиональном направлении (купол Кевин-Санбарст). Формации Моррисон, Свифт и частично Ридон были удалены вдоль гребня антиклинали и западнее него на неизвестном расстоянии. На этом месте отложились пески и галечники нижнего Кутнея (песчаники Кат-Банк), в то время как площади к востоку и к югу продолжали размываться. Только во время Санбарст (когда отлагался один из горизонтов песчаников формации Кутней) в пределах всей области началось отложение осадков.

Меловая фаза

Установлено, что слои Ферни в Альберте переходят в вышележащую формацию Кутней нижнемелового возраста. Формация Кутней состоит из переслаивания песчаников и темных сланцеватых глин с многочисленными пластами углей; вероятно, все они имеют не морское происхождение и уменьшаются в мощности с запада на восток. Наибольшая их мощность равна 1500 *м*. Присутствие в формации Кутней мощных песчаников и конгломератов указывает на дальнейшее поднятие суши на западе, а наличие в конгломератах галек гранита указывает на то, что дифференциальные движения и эрозия в кутнейское время зашли так далеко, что вскрыли глубоко сидящие плутоны. Общий вывод заключается в том, что начиная с верхнеюрского времени часть области Кордильер, расположенная к западу от Скалистых гор, и восточная часть Маккензиевых гор были охвачены непрерывными восходящими движениями, в результате чего здесь возникла гористая суша (Юнг, *697*). Во время этих движений или, возможно, сейчас же после них в нижнемеловое время отложения были прорваны крупными интрузивными массивами. Продолжавшаяся эрозия была усилена затем эпейрогеническими или дальнейшими орогеническими движениями и вскрыла интрузивы; после этого впадина Кутней приняла большое количество осадков, снесенных с западной суши. Структуры, развившиеся в это время к западу от рва (trench) Скалистых гор, описаны в следующей главе.

В верхнемеловое время в западной Канаде происходили сложные движения суши и моря (Рассел, *515*); западный массив суши в начале верхнемелового времени снова, вероятно,

был достаточно приподнятым и поставлял грубые осадки в расположенное к востоку море Альберты (орогения Седар-Хиллс). Другие движения привели не только к поднятию на западе, но также к прогибанию равнинной области на востоке, вследствие чего море быстро ее затопило, а западное поднятие являлось источником питания осадков, заполнявших морской бассейн. Таким образом в южной Альберте и северо-западной Монтане происходили циклические движения геосинклинального характера (Рассел, *515*). Эти движения земной коры предшествуют главной ларамийской орогении.

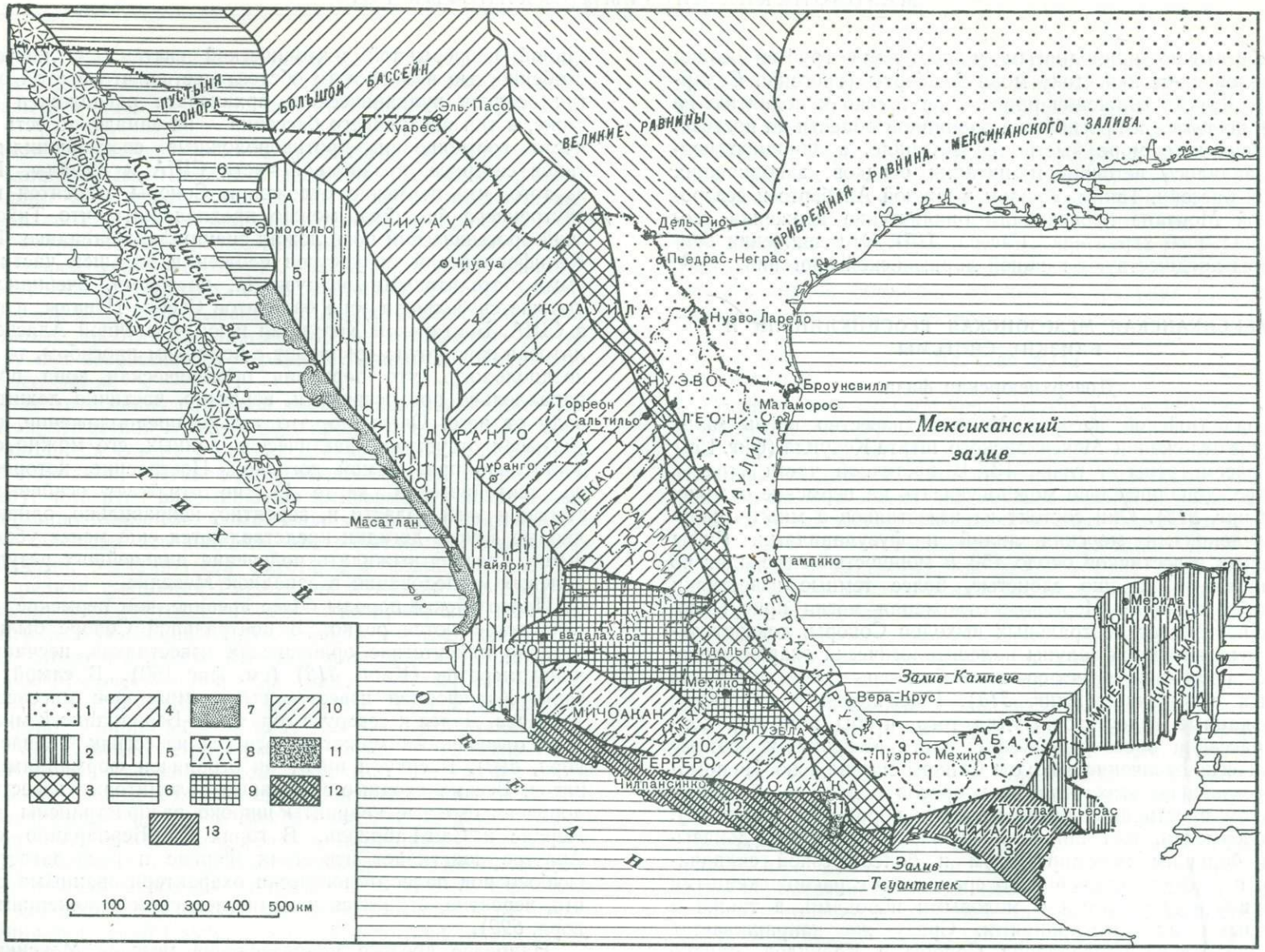
МЕКСИКАНСКАЯ МЕЗОЗОЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ И БЛИЗКИЕ СИСТЕМЫ

Доверхнеюрская фаза

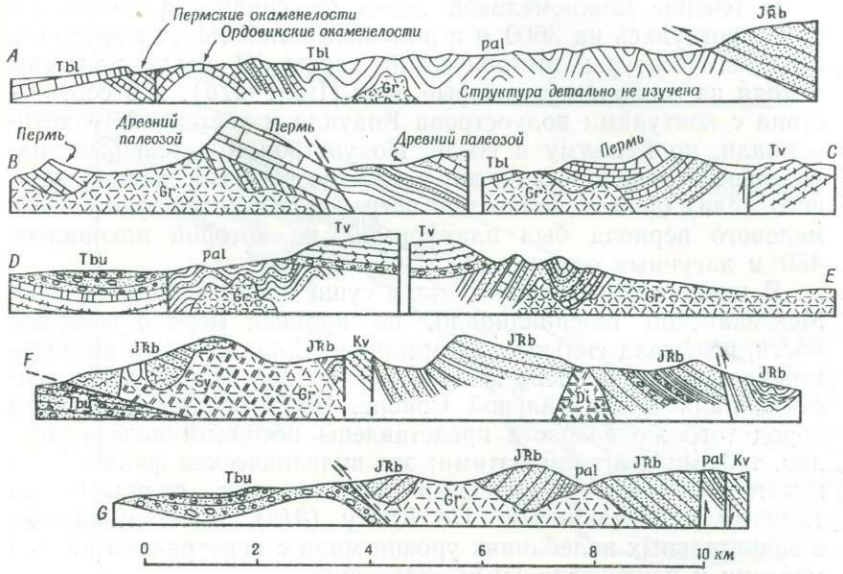
О палеозойской истории Мексики известно очень мало. Пермские отложения Мексиканского штата Коауила (фиг. 159) были рассмотрены в главе 13. В восточной части страны, в Соноре, дополнительно можно указать на пермские отложения (Кинг, *318*). Они состоят из известняков с многочисленными члениками морских лилий и фузулинидами. Рифы массивных известняков около 450 *м* мощностью переходят по горизонтали в хорошо слоистые, более темные известняки меньшей мощности. Пермские отложения могли присутствовать к востоку от центральных выходов Соноры, доказательством чего являются валуны палеонтологически охарактеризованных пермских известняков в базальных конгломератах меловых отложений (Кинг, *318*). Имеющиеся в настоящее время данные недостаточны для того, чтобы наметить контуры бассейна в северо-западной части Мексики, и поэтому тектоническое значение выходов Соноры еще не ясно. Не помогают освещению этих неясных вопросов и данные об общем восточном простирании более молодых пород (см. карту IX). Нижнепермская, или нижнетриасовая, складчатость доказывается большим метаморфизмом и более резкой складчатостью пермских отложений по сравнению с расположенными рядом верхнетриасовыми и меловыми породами, а также и различными их простираниями. Сразу же напрашивается связь широтного направления Соноры с Коауилой, однако между ними, очевидно, располагалась полоса вулканов, поставлявших много материала в пермский бассейн Коауилы, вследствие чего можно полагать, что оба сооружения не составляли единой непрерывной тектонической системы. Отличительной особенностью является то обстоятельство, что в этой области тип осадков вулканического архипелага расположен на востоке, а тип внутреннего бассейна — на западе, то есть имеют место соотношения, противоположные соотношениям этих типов севернее, в западной части США и Канады. Исходя из того, что пермские отложения Соноры относятся к типу внутреннего бассейна, можно предположить, что Тихоокеанский орогенический пояс лежал значительно западнее. Так как Калифорнийский полуостров сложен в большей части меловыми батолитовыми интрузиями, которыми, очевидно, продолжается большая зона батолитов Сьерра-Невады, и так как в США, Британской Колумбии и юго-восточной Аляске батолитовая зона точно совпадает с пермским прогибом, то можно предположить, что пермская орогеническая зона проходит параллельно полуострову и, вероятно, частично лежит к западу от него. Очевидно, это только предположение, однако, учитывая отсутствие фактических данных, его можно считать достаточно приемлемой догадкой. Построение, которое дано на тектонической карте IX, не отражает основных черт строения этой области и, вероятно, неправильно, однако различные другие догадки представляются еще менее убедительными. Следует выжидать получения дальнейших результатов полевых исследований в западной Мексике.

Палеозойские породы более древние, чем пермские, в Мексике встречаются редко. В центральной Соноре было установлено присутствие ордовикских известняков, песчаников и конгломератов (Кинг, *318*) (см. фиг 160). В самой южной части Калифорнии известен выход мраморов миссисипского возраста. Далее к северу в горах Сан-Бернардино к миссисипским отложениям может относиться известняк Фернас (Вудворд, *690*). Вверху и внизу он ограничен формациями кварцитов. Весьма сходные массивные доломитовые известняки и довольно сходные кварциты широко распространены в горах Перрис и Сан-Габриель. В горах Сан-Бернардино кварцит Арастре подстилает известняк Фернас и располагается так глубоко под палеонтологически охарактеризованными слоями, что, вероятно, относится к домиссисипским отложениям (Вудворд, *690*).

Наиболее древнее подразделение мезозоя Мексики — это формация Барранка. Она относится к верхам триаса и низам юры и широко развита в северо-западной и центральной Соноре (Кинг, *318*). Изолированные выходы этой формации


ПУСТЫНЯ СОНОРА
БОЛЬШОЙ БАССЕЙН
Эль-Пасо
Хуарес
ВЕЛИКИЕ РАВНИНЫ
ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА
Калифорнийский полуостров
Калифорнийский залив
СОНОРА
Эрмосильо
ЧИУАУА
Чиуауа
Дель-Рио
Пьедрас-Неграс
КОАУИЛА
Нуэво-Ларедо
НУЭВО ЛЕОН
Монтеррей
Торреон
Сальтильо
Броунсвилл
Матаморос
Мексиканский залив
ДУРАНГО
Дуранго
САКАТЕКАС
Масатлан
Тропик Рака
Тампико
Мерида
ЮКАТАН
Халапа
Халапа
Халапа

имеются также в юго-восточной Соноре и западной Чиуауа. В хребтах, окружающих Рио-Яки, формация целиком представлена континентальными образованиями и имеет мощность свыше 1000 *м*. Выделяются три подразделения. Верхнее и нижнее сложено массивными песчаниками с прослоями темных сланцеватых глин. Среднее состоит из сланцеватых глин и тонкослоистых песчаников с прослоями углей и графитов.



Фиг. 160. Разрезы, иллюстрирующие структуры и стратиграфию центральной Соноры в Мексике (по Кингу, **318**).

A — площадь Класита; *B* — площадь Урро-Кобачи; *C* — площадь Субиате; *D* — площадь Эль Триго; *E* — площадь Арройо-Ареноса; *F* — южная Сьерра-де-Сан-Хавьер, *G* — окрестности Гуамочила.

pal — палеозой
JRb — формация Барранка
Kv — меловые эффузивные породы
Tv — раннетретичные породы
Tbl — нижний горизонт формации Бокарит
Tbu — верхний горизонт формации Бокарит
Gr — граниты
Di — диориты
Sy — сиениты

Далее к востоку, на коротком расстоянии формация увеличивается в мощности до 1275 *м*. В северо-западной Соноре разрез обломочных отложений имеет мощность около 2200 *м*. Нижняя часть относится к верхам триаса, а верхняя — к низам юры. Содержащие окаменелости морские горизонты вклиниваются в преимущественно обломочные отложения континентальной формации Барранка, увеличиваются в мощности в северо-западной Соноре и утончаются в Сьерра-де-Морадильяс, в центральной части области. Они отсутствуют в более восточных хребтах, и можно прийти к выводу, что возвышенность, поставлявшая осадки, находилась на востоке. Возможно, что орогеническая зона внешнего архипелага Калифорнии протягивалась далеко к юго-западу от полуострова в пределы Тихого океана; это предположение не подтверждается, однако, современным расположением окраин континента. Остров Гвадалупе является внешней границей распространения пород, которые по характеру современного рельефа могут считаться такими же, как на континенте; в пределах современного континентального склона нет никаких указаний о краевой границе распространения пермских и триасовых отложений. Тем не менее подводный континентальный бордерленд появился в результате орогенических движений в меловой период и в последующие эпохи и должен иметь некую связь с формированием меловых орогенических зон и прогибов.

Для южной Мексики и северной части Центральной Америки имеются сведения о наличии орогенических движений в конце триасового периода (Имли, *275*). Поднимающаяся суша в районах Гондураса и южной части Гватемалы, Чиапас и Оахаки располагалась непосредственно к югу от прогибающейся впадины. У южного края этой впадины, выделенной Шухертом *(527)* как западная часть Антильской геосинклинали, в течение нижней юры и на ранних этапах средней юры накопилась толща мощностью от 600 до 900 *м* континентальных отложений.

Верхнеюрская и нижнемеловая фазы

Важнейшим событием в Мексике в верхнеюрское и нижнемеловое время было развитие мексиканской геосинклинали (см. карты XIII и XV). Полуостров Коауила (последующая платформа), впадина и восточная геоантиклиналь усложнили строение восточного края. К востоку за геоантиклиналью движения земной коры не установлены, так как эти площади находятся на месте современного Мексиканского залива; можно предполагать, что здесь существовали условия обширного бассейна.

В конце юрского периода в северной части геосинклинали накопились осадки мощностью от 800 до 1450 *м*, в то время

как в южной части отложилась толща осадков мощностью, по крайней мере, 1500 *м*. В начале верхнеюрской эпохи прогибание и вторжение моря ограничивалось южной частью, где накопилось 600 *м* темных морских глин, известковых илов и песков. Лежащая на юге суша, очевидно, не была высокой, но отличалась устойчивостью и влажным климатом (Имли, *275*). После этого этапа произошла первая широкая морская трансгрессия (девезийский этап) и отложились мощные толщи солей, ангидритов и сопровождающих их красных глин, песков и галечников. Соленосная фация образовалась в северной части Центральной Америки, южной Мексике и южной части США. Мощные красноцветные фации, по крайней мере отчасти континентального происхождения, отлагались в большей части восточной Мексики примерно в то же время, что и соленосная фация на юге и на севере. Обе фации трансгрессивно залегают на пенепленизированной поверхности.

Мощность и протяженность соляных пластов заставляет предполагать, что весь Мексиканский залив был замкнутым соленосным бассейном, за исключением сравнительно узкого, неглубокого пролива, вероятно, соединявшего его с Атлантическим океаном.

Материал, составляющий красноцветы, вероятно, был снесен с Центральной устойчивой области на севере, где выходили более древние красноцветы, а также с геоантиклинальных площадей в западной и южной Мексике (Имли, *275*). Дальнейшее погружение геосинклинали определило нормальные морские условия, и поверх соленосных и красноцветных пород начали отлагаться карбонаты, глины и алевролиты. Только в верхнеюрскую эпоху (киммеридж) в центральных частях геосинклинали снова появились красноцветы с ангидритами.

На этом этапе, в верхнеюрскую эпоху, геосинклиналь приняла форму полуострова, который протягивался к югу через западную Коауилу и восточную часть Чиуауа, вплоть до бассейна Паррас южной Коауилы (Келлум, *306*) (см. карту XVI). Грубый обломочный материал, который отлагался по краям, с трех сторон, в верхнеюрскую и нижнемеловую эпохи, свидетельствует о достаточно высоком рельефе полуострова.

При характеристике системы Коауила была описана орогеническая зона: по крайней мере часть этой зоны занимала место полуострова Коауила. Следовательно, складчатые и разбитые сбросами пермские слои были сперва прорваны интрузиями, затем размыты и эпейрогенически поднялись до того, как в пределах рассматриваемой площади отложились верхнеюрские слои (см. карту XIII). Вулканическая зона на западе, которая поставляла большую часть материала пермских осадков, прогнулась, и площадь превратилась в Мексиканскую верхнеюрскую и меловую геосинклиналь.

К северо-востоку от полуострова Коауила имеются данные о существовании узкого мыса, который Имли называет восточной геоантиклиналью. Большая часть этой структуры в то время только появилась.

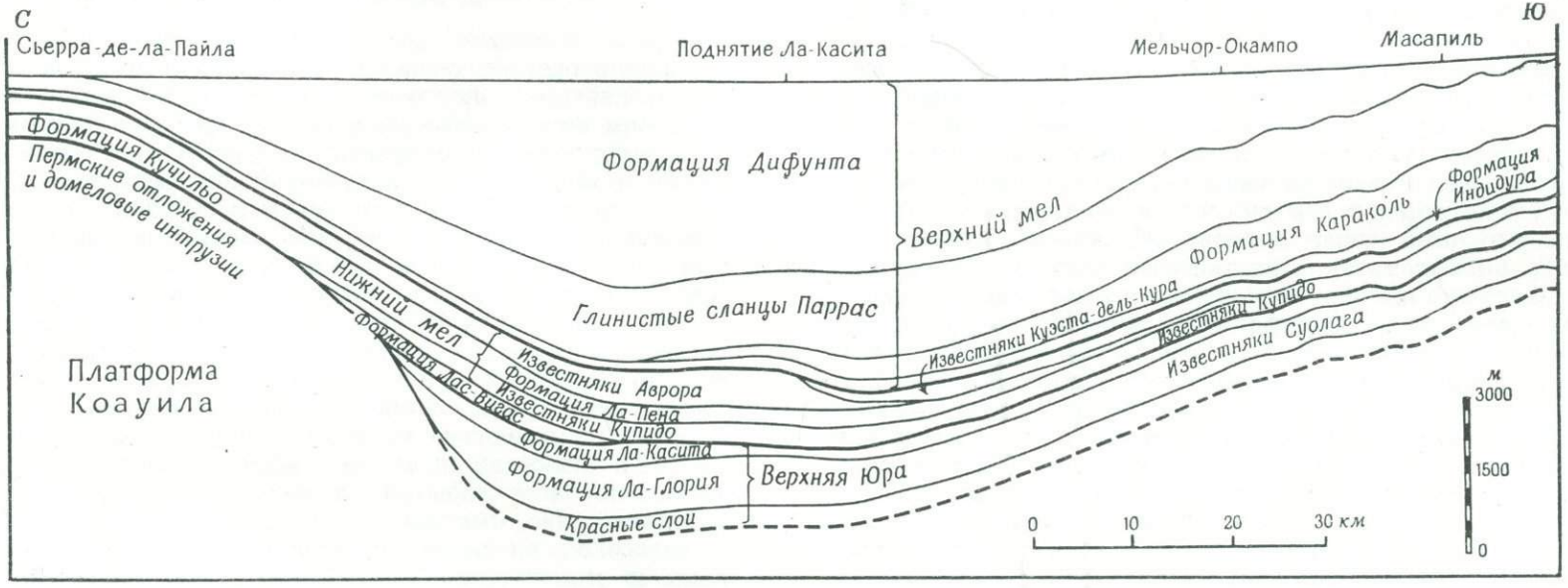
В течение нижнемеловой эпохи Мексиканская геосинклиналь прогнулась на 3600 *м* и получила наибольшее количество осадков. Контуры тектонической карты XI были нанесены исходя из мощностей, которые дает Имли (*276*), и в соответствии с контурами полуострова Коауила и восточной геоантиклинали, по Келлуму и Имли. Полуостров Коауила был значительно перекрыт осадками; в аптское время (середина нижнего мела) он был полностью погребен и в оставшуюся часть мелового периода был платформой, на которой накопилось 450 *м* лагунных отложений.

В конце верхнемеловой эпохи суша вдоль западного края Мексиканской геосинклинали, по крайней мере в северной части, испытала сильные деформации. Слои аптского возраста мощностью свыше 3000 *м* залегают по восточному краю геосинклинали в центральной Соноре. Более западные выходы пород того же возраста представлены потоками андезитовых лав, туфами и агломератами; эти вулканические фации замещаются к востоку морскими известняками, сланцеватыми глинами и песчаниками. По Кингу (*318*), имеются данные о значительных колебаниях уровня моря с повторением циклов морских и континентальных отложений.

В северной Соноре встречаются мощные грубые конгломераты того же возраста, что и вулканические образования центральной Соноры. Они возрастают в мощности к юго-востоку от Бисби в Аризоне, и только в 50 *км* от этого пункта мощность их достигает, по крайней мере, 1500 *м*. Обломки, частично крупные и угловатые, дают возможность полагать, что берега моря были крутые и юго-западная суша испытывала энергичную деформацию. Осадконакопление и определяющая его орогения были быстрыми, так как время отложения конгломератов и близких к ним пород является лишь частью мелового периода (Имли, *272*). Присутствие таких обломочных осадков, так же как и углей выше по разрезу, указывает на эпохи существования низменной суши, широких краевых зон и прибрежных болот. Литологический характер группы

Бисби указывает на то, что суша на юге состояла из докембрийских гнейсов и сланцев, а также палеозойских кварцитов и известняков, сходных с теми, которые выходят теперь в районе Бисби и местами в северной Соноре (Имли, *272*).

Еще далее к западу от Соноры, на Калифорнийском полуострове, было установлено присутствие нижнемеловых отложений, имеющих большой интерес с точки зрения наличия орогенической зоны к западу от Мексиканской геосинклинали. Они встречаются вдоль западного берега северной части полуострова, состоят из конгломератов, кварцитов, туфов и агломератов с мощными прослоями лавовых потоков и прорезаются дайками и крупными куполами. В некоторых районах интрузивные породы преобладают над осадочными и пирокластическими. Местами сильно развит метаморфизм, появляются неизмененные или слабо измененные песчаники и сланцеватые глины; встречаются также известняки. Метаморфизованные меловые породы могут соответствовать сланцам и грубым массивным белым гранитам, которые широко распространены на юге вдоль полуострова. Гранитоидные породы, прорывающие нижнемеловые отложения, вероятно, относятся по возрасту к низам верхнего мела. Дальнейшие подробности можно найти в главе 29, где рассматривается геология Калифорнийского полуострова и Соноры. Нижнемеловые породы по составу относятся к типу вулканического архипелага и указывают на существование сложной орогенической зоны. Она, видимо, отделена от отложений Мексиканской геосинклинали восточной геоантиклиналью, но для доказательства этих построений в рассматриваемой области недостаточно данных о распространении и литологических изменениях нижнемеловых отложений (см. главу 29).



Фиг. 161. Прогиб Паррас в конце мелового периода (по Имли, **272**).

Верхнемеловая фаза

Верхнемеловые отложения широко распространены от гор Санта-Ана, к юго-востоку от Лос-Анжелоса (Вудворд, *690*), вдоль всего Калифорнийского полуострова до Тодос-Сантос. Они отделены от пород нижнемелового возраста периодом интрузий и метаморфизма и перед отложением кайнозойских

осадков были сами смяты в складки и рассечены разломами (см. главу 29).

Орогеническая зона западной Соноры активно продолжала существовать в течение верхнего мела и теснила с востока Мексиканскую геосинклиналь. В два различных промежутка времени суша резко поднялась, и вдоль западного края прогиба в восточной части Чиуауа отложились тысячеметровые толщи пород — сперва сланцеватые глины и песчаники, а затем конгломераты. В северной части штата Сакатекас, к востоку от Соноры, но еще в пределах западного края геосинклинали, отлагались мощные туфогенные толщи.

Широтная впадина в южной Коауиле прогнулась более чем на 4500 *м*. На фиг. 161 показаны соотношения осадочных формаций этого прогиба и прилегающей платформы Коауила, расположенной севернее. Депрессия получила название прогиба Паррас — от современного бассейна Паррас, в котором выходит разрез верхнего мела (Имли, *276*).

18

СИСТЕМЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И НИЖНЕТРЕТИЧНЫХ СКАЛИСТЫХ ГОР—ЛАРАМИЙСКАЯ ОРОГЕНИЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛАРАМИЙСКОЙ ОРОГЕНИИ

Геологи, изучавшие Скалистые горы, установили для мезозойского и третичного времени длинную последовательность динамических событий. Вначале сложилось представление об одной мощной орогении, однако в настоящее время многочисленные несогласия, грубые конгломераты и структурные соотношения дают возможность говорить о неспокойных условиях во всей области Скалистых гор от середины мезозоя до настоящего времени. Равным образом эти признаки заставляют ограничить понятие ларамийской орогении во временном аспекте. История развития структур района в течение мелового периода рассматривалась в предыдущей главе. Движения в позднем мезозое, местами также интенсивные, обычно предшествуют основным движениям конца мелового и начала третичного периодов. Термин «ларамийская орогения» будет здесь применяться к крупным смятиям, связанным со сжатием, которые имели место в самом конце мела, палеоцене и эоцене. Насколько известно, движения в олигоцене, если они вообще проявлялись, были незначительны; местами они несогласно наложились на более интенсивные движения палеоцена и эоцена. Если олигоценовые отложения отсутствуют, то имел место длительный период эрозии, в результате чего верхняя граница орогении, установленная этим путем, вполне естественна. Местами, однако, нижнюю границу приходится брать произвольно вследствие того, что непрерывная последовательность орогенических движений может быть прослежена далеко вглубь мелового периода и не имеет четко отграниченного начала. Таким образом, некоторые вопросы корреляции, важные для определения времени ряда орогенических событий, еще не разрешены.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

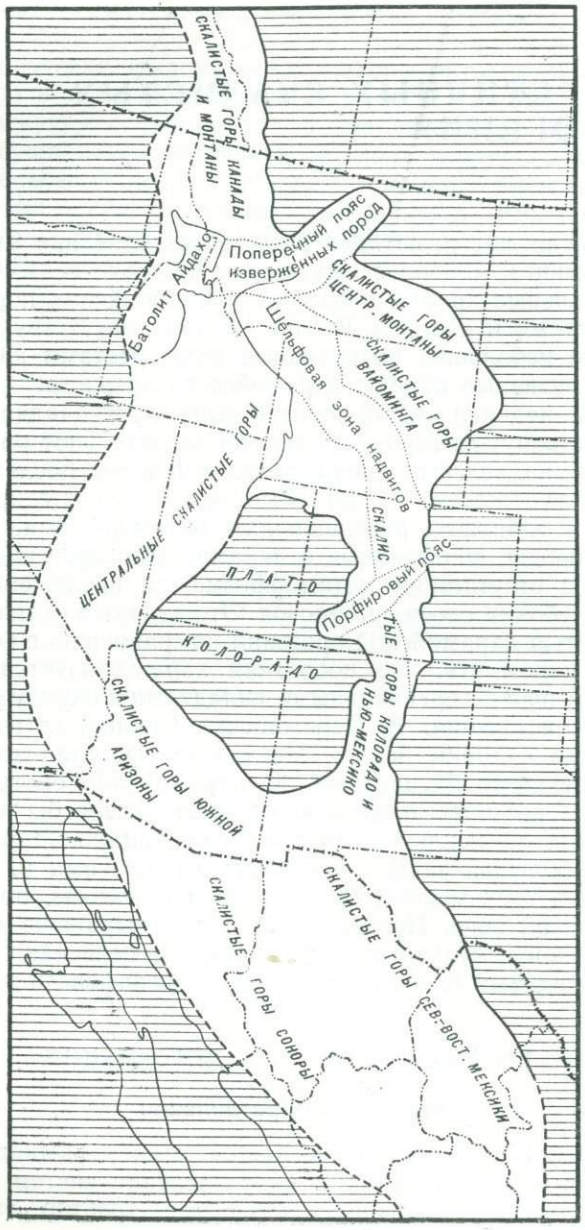
Структуры сжатия, а именно надвиги и складки, являются наиболее характерными формами Ларамийских Скалистых гор. В той их части, которая носит здесь название Скалистых гор Вайоминга, наиболее характерны крупные асимметричные антиклинальные хребты с ядрами докембрийских пород, хотя обычны также и надвиги. В зоне сжатия присутствуют многочисленные небольшие интрузивные тела, местами накапливались экструзивные породы ларамийского возраста.

Многие надвиги имеют пологие углы и устанавливаются по чешуям, сдвинутым горизонтально на значительное расстояние. Некоторые надвиговые чешуи смяты в складки последующими движениями сжатия. Надвиговые чешуи были относительно тонкими и избежали регионального метаморфизма. Действительно, породы, вовлеченные в ларамийскую орогению, характеризуются отсутствием метаморфизма, за исключением, возможно, глубоких слоев протерозоя. Это является отличительной особенностью ларамийской орогении по сравнению с невадской. Следует напомнить, что последняя характеризуется изоклинальными, почти вертикальными складками и наряду с ними — кливажем истечения. В Ларамийских Скалистых горах изоклинальные складки редки. Невадская орогения характеризуется крупными батолитами. В ларамийской орогенической зоне мало крупных плутонов, которые могли бы считаться батолитами, за исключением батолита Айдахо. Ларамийские интрузии большей частью представлены штоками и, по крайней мере в трех местах, группируются в полосы, поперечные орогенической зоне. Невадская орогения выражена осадками орогенического вулканического типа, ларамийская — материковыми осадками геосинклинального и шельфового типов.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ЗОН ДЕФОРМАЦИЙ

Главные подразделения

На фиг. 162 показаны горные системы ларамийских орогенических зон. Два крупных подразделения систем указывались в литературе: западное, состоящее из хребтов, сложенных



Фиг. 162. Крупные подразделения ларамийских Скалистых гор.

мощными толщами осадков палеозойских и мезозойских впадин, и восточное, состоящее из хребтов и межгорных долин, образованных шельфовыми отложениями и комплексом пород кристаллического фундамента. Обобщение должно быть дано как во временном, так и в пространственном отношении, в противном случае возникнут многочисленные несоответствия. Подобного рода задача явится объектом последующих глав.

Скалистые горы Канады и Монтаны

Скалистые горы Канады и Монтаны состоят из комплекса геосинклинальных осадков верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя, образующих крупную серию надвиговых чешуй. Протерозойские отложения западной Монтаны образуют исключительно мощную группу обломочных осадков, известную как серия Белт. Первоначальные глины, пески и мергели в результате метаморфизма превратились в аргиллиты, кварциты, нечистые сидеритовые мраморы и известняки. У Миссулы мощность их достигает, по крайней мере, 15 000 *м*. Палеозойские породы представлены преимущественно известняками и имеют мощность почти 2100 *м*. Известняк Медисон миссисипского возраста мощностью около 600 *м* образует крупные скалы и каньоны во многих хребтах к юго-востоку от Миссулы. Мезозойские отложения мощностью около 2100 *м* представлены преимущественно сланцеватыми глинами с незначительным количеством известняков, песчаников и конгломератов. Представление об отложении и распространении различных стратиграфических систем дано на картах IX—XVI.

Изопахиты палеозоя даны на фиг. 13, изопахиты перми и мезозоя — на фиг. 18.

По имеющимся данным, белтские отложения в Айдахо и Юте не обладают такой мощностью, как в западной Монтане, и к северу от границы, видимо, также утончаются. Они почти повсеместно выходят к западу от рва Скалистых гор, в то время как основная масса этих гор в Канаде сложена преимущественно палеозойскими отложениями. Вдоль границы Альберты и Британской Колумбии кембрий, увеличиваясь в мощности до 4500 *м*, слагает большую часть живописных горных хребтов этого района.

Восточнее рва Скалистых гор к северу от батолитов Айдахо и Боулдер интрузивов встречается очень мало. Широкие

полосы диоритов и габбро местами прорывают белтские породы; одна из них у Канадской границы отождествлялась с лавовыми потоками и получила название лавы Парселл (см. фиг. 167, разрез $K—K'$). Силлы и лавовые потоки были смяты вместе с белтскими породами и считались протерозойскими, однако, по данным Клаппа *(124)*, такие же силлы, дайки и штоки в хребтах к северо-востоку от Хелены прорывают отложения палеозоя и мезозоя.

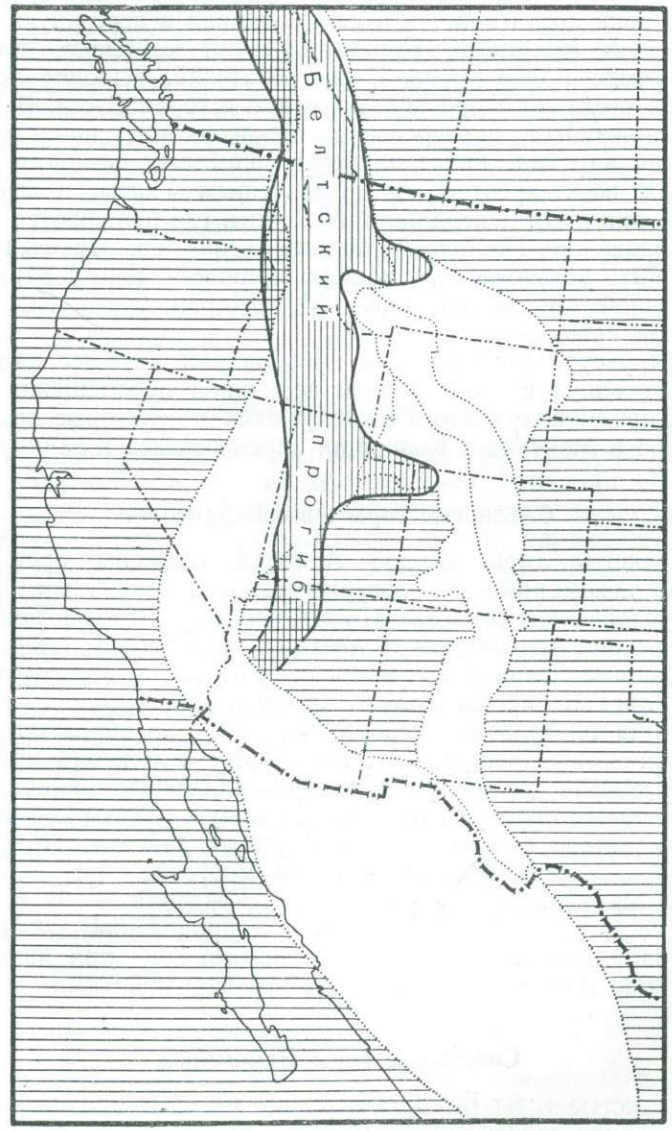
В западной и центральной Монтане магматические интрузивы весьма многочисленны, значительны по объему и представлены главным образом кварцевыми монцонитами и диоритом. Большие участки батолита Айдахо огнейсованы и местами вблизи контактов даже сланцеваты.

Центральные Скалистые горы

Центральные Скалистые горы в западной своей части состоят из складчатых и надвинутых палеозойских отложений, а вдоль восточного края сложены протерозоем, палеозоем и мезозоем. Мезозойские отложения местами были особенно мощны и от среднего мела до нижнего олигоцена прошли несколько этапов сжатия. Структуры некоторых из этих этапов по отношению к другим структурам протягиваются несогласно. Мощные грубые конгломераты отмечают орогению и, будучи сами деформированы, увеличивают сложность структуры.

Из рассмотрения тектонических карт перми, триаса, юры и мела (карты IX—XVI) видно, что орогеническая зона Ларамийской впадины, особенно в Юте, охватывала части двух крупных структурных элементов — Кордильерскую межгорную геоантиклиналь и мезозойскую впадину. Прогибание пермской впадины в Юте началось с серии опусканий, которые обычно следовали непосредственно друг за другом вплоть до ларамийской орогении. Общее накопление осадков, которое получилось в итоге, изображено в изолиниях мощностей, и бассейн вырисовывается на карте так, что его можно сравнить с зоной ларамийской складчатости. На фиг. 164 видно, в какой степени ларамийская зона врезается в отложения пермского и мезозойского прогибов и как она перекрывает палеозой в пределах геоантиклинали.

Во многих хребтах докембрийские породы не выходят на поверхность, но к северу от центральной Юты вплоть до западной Монтаны широко распространены протерозойские (белтские) образования. В западной Монтане большая часть



Фиг. 163. Белтский прогиб (вертикальная штриховка) и зоны ларамийской складчатости (белое).

ларамийских Скалистых гор сложена белтскими породами; эта же зона протягивается к северо-западу в восточную часть Британской Колумбии. Кристаллический комплекс, повидимому, везде более древний, чем белтский, выходит только в одном месте зоны прогиба, а именно в горах Вэсеч. В хребтах, сложенных шельфовыми отложениями, наблюдается обратная картина: кристаллический комплекс выходит здесь в ядрах всех хребтов, за исключением Уинты, и местами в западной части центральной Монтаны, где появляются белтские отложения. Положение белтского прогиба, поскольку оно могло быть установлено, показано и сопоставлено с ларамийской зоной смятия на фиг. 163, которая будет еще рассмотрена ниже.

В структуре зоны прогиба преобладают крупные надвиги. Пологие чешуи с значительной величиной перемещения двигались преимущественно к востоку, однако некоторые надвиги, особенно в Монтане и Колорадо, перемещались к западу.

Скалистые горы южной Аризоны

Скалистые горы южной Аризоны сложены преимущественно докембрийскими изверженными и осадочными породами различного возраста. Эти древние породы были покрыты тонким плащом палеозоя и местами триасовыми и юрскими отложениями небольшой мощности. Меловая Мексиканская геосинклиналь протягивалась к северо-западу, в самую южную часть Аризоны; выполняющие ее слои образуют крупные надвиговые чешуи. Часть меловых отложений представлена лавами. Докембрийские кристаллические породы, вероятно, также образуют надвиговые чешуи, однако установить их присутствие можно лишь в немногих районах. Интрузивные породы ларамийского возраста многочисленны и сопровождаются важными рудными месторождениями. В течение третичного периода наблюдается ряд проявлений вулканической деятельности; повидимому, некоторые из них являются достаточно мощными, чтобы считаться ларамийскими.

Скалистые горы Вайоминга

Скалистые горы Вайоминга сложены частью шельфовыми фациями палеозойского, триасового, юрского и мелового возраста, частью мощными обломочными отложениями верхнего мела, частью белтскими и более древними кристаллическими породами. Центральная зона, в которой особенно широко развиты надвиги, протягивается через рассматриваемую область в северо-западном направлении, однако наиболее значительные хребты вырезаны из крупных асимметричных антиклиналей, в ядрах которых выходят докембрийские отложения. На месте таких складок возникли хребты Блек-Хиллс, Бигхорн, Ларами и Уинд-Ривер. Антиклиналям свойственна асимметрия, которая местами сопровождается опрокидыванием и надвиганием; они поднимались в верхнемеловую эпоху, в то время как расположенные между ними широкие бассейны прогибались и приняли тысячи метров осадков (см. карту XVI). Мощные верхнемеловые отложения обычно вовлечены в последующие орогенические фазы сжатия. Палеоценовые и эоценовые отложения местами достигают в бассейнах значительной мощности. Они затронуты некоторыми фазами смятия, проявившимися в краевых частях бассейнов.

Северо-западный угол штата Вайоминг в среднем и верхнем эоцене стал областью значительной вулканической активности. Пирокластические породы и лавы хребта Абсарока и Йеллоустонского Парка возникли преимущественно в это время.

Скалистые горы центральной Монтаны

Скалистые горы центральной Монтаны состоят, в общем, из сочетания широтных моноклинальных флексур, куполов и зон кулисных разломов. Многочисленные тела изверженных пород, образующих штоки, лакколиты, системы радиальных даек и различные экструзивы, составляют полосу, идущую приблизительно поперек структур осадочных пород. Скалистые горы центральной Монтаны возникли главным образом в результате действия вертикальных сил, включая интрузивную активность магмы; в этом отношении они отличаются от Скалистых гор других районов, которые связаны с силами сжатия.

В белтскую эпоху протерозоя прогиб, протягивавшийся в центральную Монтану, мог предопределить расположение ларамийских структур центральной Монтаны (см. фиг. 163). Точно так же широкая широтная впадина центральной Монтаны прогнулась в миссисипское время и приняла свыше 600 *м* отложений, то есть значительно больше, чем в областях по обе стороны от нее (см. карту V). Эта впадина, как и белтская, может помочь определить положение, которое приняли более поздние ларамийские структуры. Вместе с тем следует отметить совпадение в пространстве трех структурных

элементов, которое, видимо, определяется какими-то глубинными влияниями, повторявшимися от белтского до ларамийского времени.

Скалистые горы Колорадо и Нью-Мексико

Древние Скалистые горы пенсильванского и пермского возраста были постепенно погребены триасовыми, юрскими и меловыми осадками; на это сооружение в Колорадо и Нью-Мексико наложилась ларамийская зона деформаций. Древний хребет Колорадо подвергся разлому, после чего возникли два параллельных ему современных хребта; направление их, повидимому, контролировалось направлением древних хребтов. Западная часть древнего хребта с тонким осадочным чехлом докембрийских кристаллических пород была сильно сжата, крупные чешуи переместились на много километров и смялись в складки. Поперечная зона порфиров заключает многочисленные штоки и значительное количество руды. К северу от зоны порфиров покровные чешуи переместились к западу, а к югу от зоны чешуи переместились к востоку.

Ларамийская зона смятия в центральной части Нью-Мексико была узкой. В этом районе Древние и Ларамийские Скалистые горы иногда утрачивают свою обычную меридиональную ориентировку и их соотношение не подчиняется определенной закономерности; в одних случаях молодые хребты растут там, где располагались древние, в других — на месте древних бассейнов. В северной части центрального Нью-Мексико недавно была установлена зона надвигов, однако в общем Скалистые горы не отличаются столь сильным сжатием, как другие районы. Они являются местом нахождения многочисленных штоков.

Древние Скалистые горы протягиваются в область Ларамийского плато Колорадо; некоторые проявления ларамийской вулканической активности, попадающие в пределы современного плато, вероятно, находятся вне зоны сжатия.

Скалистые горы северо-восточной Мексики

Ларамийская система северо-восточной Мексики включает зону надвигов Эль-Пасо — Рио-Гранде, восточную часть Сьерра-Мадре, предгорную зону Сабинас и синклинорий Парас. Пенсильванские системы Маратон и Коауила, пермские хребты, платформы, бассейны и шельфы Маратонского форланда и верхнемезозойская Мексиканская геосинклиналь являются тем фундаментом, на который были наложены ларамийские структуры. Отложения Мексиканской геосинклинали, вытянутые вдоль бассейна, обычно собраны в сжатые складки; тонкий осадочный чехол древней системы Коауила — полуострова Коауила — образует широкие купола и местами изогнулся, а отложения бассейна вдоль восточного края полуострова смяты в складки и надвинуты к востоку. Прогиб Паррас у южного окончания полуострова был сильно сдавлен с юга на север, в результате чего возникли сжатые широтные складки и надвиги. Таким образом, пенсильванская и пермская системы Маратона и Коауилы оказывали значительное влияние на последующие ларамийские структуры.

Сонорские Скалистые горы

Сонорские Скалистые горы включают три геоморфологические области: с запада на восток — это Западная Сьерра-Мадре, параллельные хребты и долины и Сонорская пустыня. Присутствие грубых конгломератов вдоль западного края Мексиканской геосинклинали показывает, что орогеническая зона в западной Соноре сохраняла активность; в верхнемеловое время она, по крайней мере, дважды резко приподнималась и определяла накопление осадков к востоку. Возникшие при этом ранние ларамийские структуры известны недостаточно, во-первых, из-за отсутствия полевых исследований, во-вторых, вследствие того, что они были перекрыты третичными лавами и на них наложилась более молодая складчатость.

Насколько известно, палеозойские и мезозойские осадки относятся к материковому комплексу, в то время как вулканический комплекс систем Тихоокеанского побережья здесь отсутствует. С другой стороны, пермские отложения полуострова Коауила содержат значительное количество вулканического материала.

Плато Колорадо

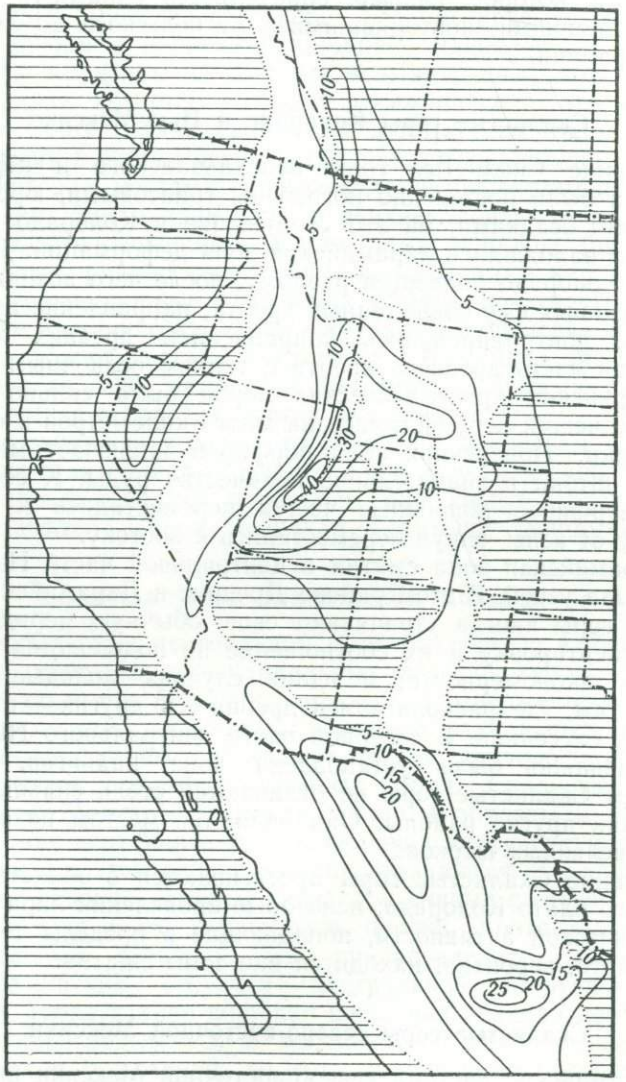
Плато Колорадо — это, в грубых чертах, округлый и слабо смятый участок земной коры внутри широкой зоны ларамийской орогении. Оно напоминает нарост, окруженный волокнами ларамийских структур (см. фиг. 162). Докембрийский фундамент перекрывается осадочным чехлом мощностью от 1800

до 3000 *м*, почти повсеместно на плато, залегающем горизонтально. Несколько крупных моноклинальных структур ларамийского возраста нарушают однообразие полого залегающих слоев. Мы не знаем, было ли плато жестким элементом и сопротивлялось ли деформациям, в то время как окружающие зоны оказались менее устойчивыми, или оно случайно избежало смятия.

В послеларамийское время плато Колорадо стало областью значительной интрузивной и экструзивной магматической активности; не следует, однако, полагать, что магматическая активность ограничивается устойчивой областью. В равной степени она выражена в сильно смятых зонах к востоку и к западу от плато. На востоке плато включает часть Древних Скалистых гор, а вдоль западного своего края — немного отложений белтского возраста, в то время как большая часть докембрия представляет здесь добелтский кристаллический комплекс.

ЗАВИСИМОСТЬ ЗОН ДЕФОРМАЦИЙ ОТ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Все внешние хребты Скалистых гор относятся к шельфовой зоне, лежащей к западу от палеозойской Кордильерской геосинклинали; шельфовые условия отложения сохранялись здесь в течение триасового и юрского периодов. С началом мелового периода на прежнем шельфе местами происходит накопление мощных осадочных масс; в частности, в верхнемеловую эпоху оно совпадает с ранними движениями ларамийских хребтов и бассейнов Вайоминга и Колорадо. После, в то время как хребты продолжали подниматься, зона, пересекающая область шельфа, была охвачена региональными силами сжатия и в ней развились крупные надвиги. В краевых частях надвиговые чешуи двигались обычно наружу, однако внутри зоны направление движения может быть различным. Вдоль отдельных участков зоны присутствие надвигов не было установлено; в то же время иногда за пределами зоны, как, например, вдоль передовой линии в восточной части центрального хребта Бигхорн, наблюдаются надвиги значительных размеров. Более важным, чем установление границ зон надвигания, является то обстоятельство, что внутри обычно устойчивого и неподатливого шельфа обширная зона не могла сопротивляться ларамийским силам сжатия и проявляла себя почти как геосинклинальная зона. Зоны деформаций в различные фазы ларамийской орогении показаны на фиг. 164;



Фиг. 164. Пермские и мезозойские бассейны (оконтурены) и зоны ларамийской складчатости (белое).

Сводные изопахиты пермских, триасовых, юрских и меловых бассейнов в тысячах футов; сечение изопахит через 5000 футов; показан также пермский бассейн западного Орегона.

хотя они приблизительно параллельны геосинклинальным структурам, но вполне отражают строение внешней оболочки земной коры. Участки мезозойской кордильерской геоантиклинали, участки мезозойских прогибов, окружающих геоантиклиналь, и участки шельфа к востоку от зоны прогиба были сильно и интенсивно смяты. Зона смятий шельфа без изменения протягивается в область девонского трансконтинентального свода.

Мощные метаморфизованные толщи, повидимому белтского возраста, показаны, поскольку это было возможно, в соотношении с ларамийскими зонами смятия на фиг. 163; при этом разительное совпадение, как правило, отсутствует и наблюдается лишь местами, возможно, в хребте Уинта и в горах центральной Монтаны. Если установленные здесь соотношения правильны, то может быть сделан только один вывод, а именно, что зоны деформаций вызваны факторами глубинного заложения, не зависящими от расположения глубоко прогнутых впадин или бассейнов или кристаллического фундамента с тонким чехлом осадочных пород.

Областью деформаций, несколько сходной с шельфовыми хребтами ларамийской орогении, являются хребты каменноугольной Вичиты и Древних Скалистых гор.

Сравним пенсильванскую и верхнемеловую палеотектонические карты. Здесь также прежняя Центральная устойчивая область, расположенная вне ордовикского прогиба Уачиты, образовала свод, изогнулась и местами была сильно сжата. Мы не отказываемся от ортодоксальной теории, согласно которой геосинклиналь — это начальное проявление неустойчивости земной коры, вероятно, намечающее место более поздних податливых горизонтальному сжатию участков, но выдвигаем достаточно широкие взгляды, что прилегающий шельф (форланд или Центральная устойчивая область) не гарантирован от деформаций во время орогении. Другими словами, устойчивые участки земной коры являются устойчивыми не в силу их жесткости, но вследствие того, что в области их распространения активность глубоких частей земной коры отсутствовала или была недостаточно длительной, чтобы их деформировать.

19

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ КАНАДЫ И МОНТАНЫ

РАЙОНИРОВАНИЕ

Основные системы Канадских Кордильер

Геологическая служба Канады разделяет большие Кордильеры в пределах Канады на западную и восточную области; в свою очередь, западная область подразделяется на западную систему Береговых хребтов и внутреннюю систему плоскогорий и хребтов. Восточная область Кордильер называется восточной системой (фиг. 165).

Западная система

Западная система, в которую здесь будут включены Береговые хребты и острова юго-восточной Аляски, относится в основном к невадскому геологическому комплексу. Мезозойская история развития ее уже описана, а третичная будет рассмотрена в одной из следующих глав. Лорд, Хейдж и Стюарт *(370)* отмечают:

«Западная система включает в себя хребет Св. Ильи (Сент-Элиас), Береговые хребты и Канадские горы, а также горы острова Ванкувер. Хребет Св. Ильи занимает территорию в крайней северо-западной части Британской Колумбии и смежной области юго-западного Юкона. Это высочайший хребет Канады с крайне резко выраженным рельефом, на большей части своей территории покрытый ледниковыми полями. Высота горы Логан, самого высокого пика Канады, достигает 6550 *м*; отметки других пиков превышают 5000 *м*.

Береговые хребты занимают пояс шириной в 160 *км* и протяженностью в 1600 *км*. Они ограничены тихоокеанским побережьем на всем протяжении от Юкона до государственной границы, то есть до 49 параллели. Горы эти резко поднимаются от моря и вплоть до осевой части хребта представляют собой почти непрерывный ряд голых, суровых пиков и изрезанных гряд с высотами от 2300 до более чем 4000 *м*, контуры которых напоминают зубья пилы. Обычны альпийского типа ледники и ледниковые поля, а в некоторых местах в северной половине хребта долинные ледники опускаются до уровня моря. Хребет пересечен многочисленными глубокими речными долинами, а его западный край испещрен большим количеством длинных узких фиордов, которые продолжаются во внутренних частях суши в виде широких U-образных долин.

Каскадные горы протягиваются в пределы Канады из штата Вашингтон, и ширина их достигает более 160 *км* в месте пересечения государственной границы. Они расположены на восточном склоне долины реки Фрэзер, которая отделяет их от Береговых хребтов и протягивается к северу на такое же расстояние, как и река Томпсон. Многие наиболее высокие пики и гряды у государственной границы достигают отметок порядка 2300—2800 *м*; в целом они характеризуются столь же резким рельефом, как и смежные Береговые хребты, и подобно им несут на себе многочисленные альпийские ледники.

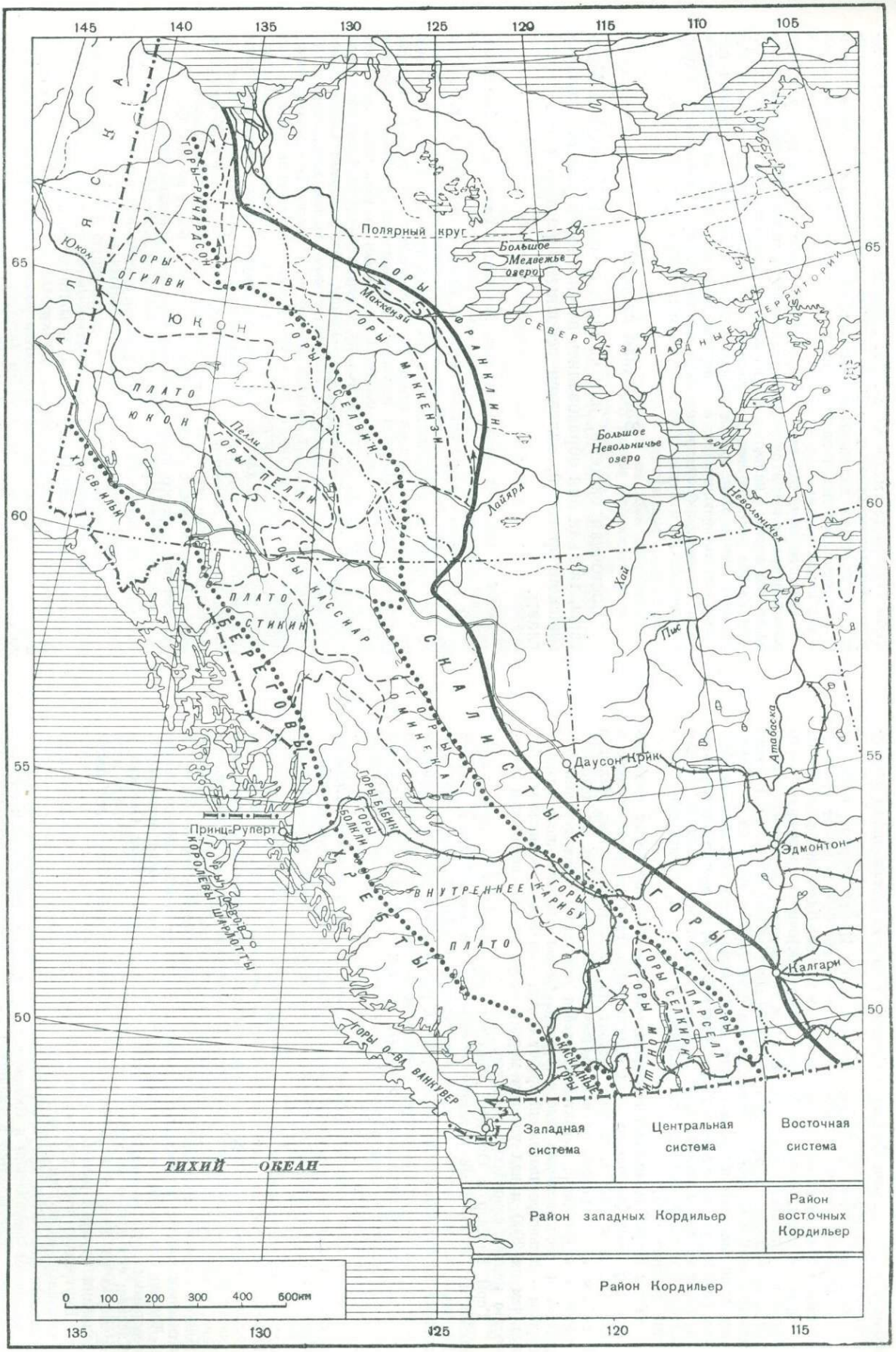
Горы занимают большую часть острова Ванкувер. Наибольшую высоту они имеют в средней части, где пики поднимаются на 1600—2300 *м* и более над уровнем моря. Западный склон острова, подобно западному склону Береговых хребтов, характеризуется запутанной сетью фиордов и сильно залесенными скалистыми склонами, которые резко поднимаются от моря на высоту тысячи и более метров. Восточное побережье острова окаймлено низменностью шириной около 16 *км*».

Центральная система

Центральная система, подобно западной, в большей своей части в геологическом отношении является существенно невадской. Ее современная геоморфологическая характеристика достаточно хорошо дана Лордом, Хейджом и Стюартом *(370)*, которые описывают ее следующим образом:

«Центральная система представлена расчлененным плоскогорьем и разбросанными горными хребтами, занимающими пояс, в среднем имеющий ширину более 320 *км* и протягивающийся на юго-восток от границы Аляски у реки Юкон к южной границе Британской Колумбии у реки Оканоган. В Юконе она включает в себя плато Юкон и горы Огилви, Селвин, Пелли и другие. В Британской Колумбии к северу от 54 и 55° с. ш. она включает в себя горы Кассиар, Оминека, Бабин и Болкли и плато Стикин. В южной части провинции она состоит из Внутреннего плато и гор Карибу, Монаши, Селкирк и Парселл.

Плато Юкон в Канаде занимает большую часть водосборного бассейна реки Юкон и, начинаясь на севере Британской Колумбии вблизи озер Атлин и Теслин, протягивается к северо-западу через Юкон, а оттуда на запад в Аляску. Оно глубоко расчленено речной сетью, главная артерия которой врезана на глубину 1000 и более метров, и таким образом полого округлая возвышенность плато разбита на серию высоких плосковерхих холмов и гряд. С севера и северо-востока плато Юкон ограничено



Ф и г. 165. Физико-географическое районирование Канадских Кордильер (по *Economic Geology, 1*, 1947).

соответственно горами Огилви и Селвин, а на юго-востоке плато оканчивается против гор Пелли.

О горах Огилви и Селвин известно мало. Из них первые, имеющие пики высотой в 2300 *м*, протягиваются вблизи 65° с. ш. от границы Аляски и Канады на восток на расстояние 240 *км*. Далее они соединяются с горами Селвин, которые образуют северо-восточное ограничение плато Юкон и, протягиваясь почти на 640 *км* к юго-востоку, оканчиваются в пределах низменности к востоку от реки Франкес вблизи 61° с. ш. Граница между плато и горами неровная, причем сами горы разбиты на ряд групп широкими долинами и другого вида депрессиями. Вероятно, лишь небольшое количество пиков имеет высоту более 3300 *м*, но многие поднимаются до отметок, превышающих 2300 *м*. Горы Селвин ограничены на северо-востоке горами Маккензи, относящимися к восточной физико-географической субпровинции.

Горы Пелли занимают территорию, имеющую в плане форму треугольника с углами, расположенными вблизи озера Теслин, озера Франкес и реки Пелли у 135° з. д. Они состоят из хребтов Гленлайон, Пелли и Биг-Салмон и поднимаются над смежными районами плато, от которого отделены территорией, характеризующейся втянутыми плосковерхими отрогами и расчлененными плоскогорьями. Самые высокие пики главной группы — сильно расчлененный хребет Пелли — возможно, поднимаются более чем на 2600 *м* над уровнем моря и несут на себе небольшое количество мелких альпийских ледников.

Горы Кассиар и Оминека образуют непрерывный пояс, протягивающийся на 720 *км* к северо-западу от окрестностей озера Такла в пределы Юкона и на 80—120 *км* к западу от Финли и реки Парснип. Эти горы состоят из большого количества хребтов, разделенных широкими поперечными и продольными долинами, имеющими глубину порядка 1000 и более метров. Более высокие пики достигают отметок от 2000 до 2600 и более метров. Нетающие льды образуют разбросанные, сравнительно небольшие альпийские ледники.

Горы Бабин и Балкли и их северные продолжения занимают площадь более чем в 50 000 *кв. км*, ограниченную на востоке горами Кассиар и Оминека, на юге — Внутренним плато, на западе — Береговыми хребтами и на севере — плато Стикин. Горы Балкли и Бабин располагаются с обеих сторон простирающейся в северо-западном направлении долины реки Балкли и верховьев реки Скина. В этой системе гор имеется много отдельных вершин или горных групп, разделенных широкими пониженными участками или большими долинами. Большинство пиков сильно расчленено, а некоторые из них поднимаются над долинами бассейна на 2500 *м*. Плато Стикин занимает большую часть водосборного бассейна реки Стикин к востоку от Береговых хребтов: на севере между озерами Атлин и Теслин оно соединяется с плато Юкон и со всех сторон окаймляется северными продолжениями гор Бабин и Балкли или горами Оминека и Кассиар; его полого изгибающаяся поверхность поднята над уровнем моря примерно на 1300 *м* и расчленена на многочисленные небольшие плато долинами крупных ручьев и рек.

Внутреннее плато простирается от гор Балкли, Бабин и Оминека приблизительно на 800 *км* на юго-восток к государственной границе. У своего северного окончания оно протягивается от Береговых хребтов на 320 *км* в восточном направлении к Скалистым горам. По направлению к югу оно все более ограничивается Каскадными горами на западе и горами Карибу и Монаши на востоке, а у границы возле Оканогана и реки Кетл ширина плато оказывается менее 80 *км*. Эта громадная область плато, для которого характерны отметки от 1000 до 1300 *м*, состоит из ряда плоскогорий, разобщенных долинами глубоко врезанной речной сети, главная артерия которой находится на 300 или более метров ниже остатков поверхности плато.

Горы Карибу, Монаши и Парселл образуют горную группу внутри площади треугольных очертаний, заключенную между Внутренним плато на западе и рвом Скалистых гор на востоке; вершина ее находится в большом изгибе реки Фрэзер, а основание — у государственной границы. Отдельные члены этой горной группы разделены глубокими долинами или рвами, протягивающимися в северном и северо-западном направлениях. Горы Селкирк имеют чрезвычайно резкий рельеф с вершинами, поднимающимися до отметок 3500 и более метров над уровнем моря».

Восточная система

Восточная система, или Скалистые горы Канады и Монтаны, так как они образовались в основном в результате ларамийской орогении, является основным предметом настоящей главы.

«Они... включают горы Ричардсон, Маккензи, Франклин и Скалистые, а также разделяющие их участки плато и равнин.

В Британской Колумбии восточная и центральная системы разделены рвом Скалистых гор, большим прогибом, протягивающимся к северо-западу от государственной границы почти до южной границы Юкона; этот ров включает расположенные на одном простирании отрезки долин рек Кутней, Колумбия, Фрэзер, Парснип и Финли. Граница между этими системами менее четко выделяется за северной оконечностью рва. Она пересекает Юкон у 126° з. д., протягивается на север в пределы Северо-западной территории и поворачивает к северо-западу, между горами Селвин, расположенными на юго-западе, и Маккензиевыми горами, находящимися на северо-востоке, и выходит снова к Юкону у 65° с. ш. Далее она прослеживается к северо-западу в виде синусоиды, проходящей западнее гор Ричардсон, и входит в пределы Аляски у 69° с. ш. Горы Ричардсон образуют крутую стену, длиной в 280 *км*, простирающуюся к северу от реки Пил, вблизи 136° з. д. почти до Арктической прибрежной равнины к западу от дельты реки Маккензи. На севере ширина их превышает 50 *км*; горы эти состоят здесь из резких асимметричных гряд, протягивающихся в северном направлении, с пиками высотою до 600 и более метров. Однако на большей части своего протяжения они образуют большой узкий пояс крутых гряд, плоские вершины которых в основном ниже 1300 *м*. При изучении аэрофотоснимков не было обнаружено цирков или каких-либо других признаков альпийских ледников даже на самых высоких пиках.

Горы Маккензи имеют в плане серповидную форму с выпуклостью, обращенной на северо-восток. Они протягиваются на 680 *км* к юго-востоку от южной части реки Пил у 134° з. д. почти до реки Лайярд у 61° с. ш. Их максимальная ширина около 150 *км*. От гор Селвин, примыкающих к ним на юго-западе, они не отделяются резкой топографической границей, но отличаются от них отсутствием интрузий, четко стратифицированными толщами и более юным рельефом. На севере и северо-востоке они круто возвышаются над низменностью реки Маккензи. В основном они сложены

компактными слоистыми породами, образующими вытянутые в северо-западном направлении гряды, увенчанные пиками, которые обычно поднимаются более чем на 3300 *м*. Широко распространены небольшие альпийские ледники. Хребты Каньон, которые образуют их северо-восточный край и занимают пояс шириной 60 *км*, состоят из подчиненных гор и высоких плоскогорий, пересеченных глубоко врезанными речными долинами.

Плато Пил представляет собой большую треугольную террасу, расположенную между восточным краем гор Ричардсон и северным краем Маккензи. Его северо-восточное окончание является частью уступа, поднимающегося на высоту от 70 до 330 *м* над областью равнин. Крупные реки, такие, как Пил и Арктик-Ред, пересекая плато, глубоко врезались в другую довольно плоскую поверхность обработанной ледником возвышенности.

Горы Франклин на большей части своего протяжения расположены параллельно реке Маккензи, несколько восточнее ее. Они протягиваются от форта Добрая Надежда более чем на 600 *км* на юго-восток к устью реки Южная Наханни, и ширина их в среднем не достигает 50 *км*. Они включают (с севера на юг) хребты Норман, Франклин, Камселл и Наханни, каждый из которых состоит из большого числа параллельных, простирающихся в северо-северо-западном направлении гряд. Местами высота этих гряд достигает 1600 *м*.

Скалистые горы образуют восточный край области Кордильер Британской Колумбии. Здесь они резко поднимаются над сравнительно плоской областью равнин, хотя и отделены от нее поясом предгорий. Отдельные пики в Скалистых горах достигают 3000 и даже 4000 *м*. Эти горы, включая и их восточные предгорья, имеют максимальную ширину порядка 150 *км* и протягиваются от государственной границы у 114° з. д. на 1360 *км* в северо-западном направлении до реки Лайярд. У своего северо-западного окончания они отделены от гор Селвин и Маккензи промежутком, ширина которого превышает 150 *км*. Эти горы сложены мощной серией осадочных слоев, имеющих достаточно простую структуру и, в конечном итоге, слоистое строение, видимое на большом расстоянии, что дает достаточное основание для отделения Скалистых гор от большинства других гор Британской Колумбии. Они состоят из серии заходящих друг за друга хребтов, вытянутых в северо-западном направлении и в целом имеющих обрывистые восточные склоны и менее крутые западные. Отдельные хребты разбиты или ограничены глубокими поперечными долинами, а вся масса гор пересечена несколькими глубокими депрессиями, имеющими сравнительно небольшие высоты в области водоразделов (Лорд, Хейдж и Стюарт, *370*)».

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ КАНАДЫ И МОНТАНЫ

Районирование

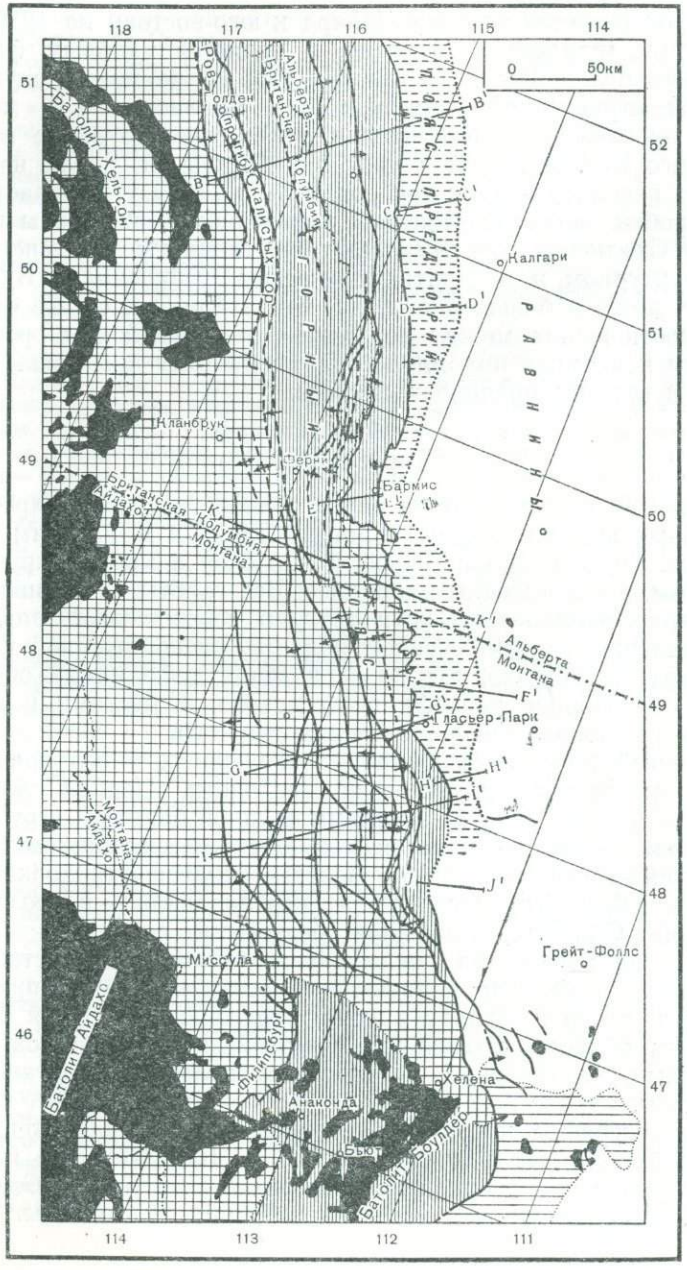
В Скалистых горах Канады и Монтаны обычно выделяют горный пояс и пояс предгорий. Последний, как правило, просто называется предгорьями (см. фиг. 166). В Канаде западный край горного пояса ларамийского возраста определяется замечательно правильной депрессией, известной под названием прогиба, впадины, или рва Скалистых гор. Он протягивается от реки Лайярд к юго-востоку на 1280 *км*, к долине Флатхед в Монтане, и является удобным физиографическим рубежом Скалистых гор, но не может служить верной структурной границей; ров Скалистых гор может быть прослежен до Калиспелла в Монтане, но далее к югу от этого пункта имеются уже три долины, и любая из них может рассматриваться как ров. Клапп *(124)* утверждает, что все хребты западной Монтаны должны быть включены в систему Скалистых гор, поскольку они сходны с этой системой в структурном и в стратиграфическом отношениях. В этом месте, даже в большей степени, чем в Канаде, самые общие взаимоотношения между невадским и ларамийским орогеническим поясами и положение границы между ними мало изучены и все еще предположительны.

Горный пояс

Горный пояс состоит из внушительных передовых хребтов, подобных хребтам Льюис (Гласьер-Парк) и Канадским Скалистым горам районов Банфф и Джаспер и многим крупным хребтам, расположенным западнее. Все хребты протягиваются примерно параллельно друг другу в северо-северо-западном направлении, за исключением области, расположенной к югу от батолита Айдахо, где более поздние деформации обусловили образование рельефа несогласного, а местами и поперечного направлению ларамийских структур.

Горный пояс на основании заключенных в его пределах толщ может быть разделен на две части. Первая сложена почти исключительно формациями крупной белтской «группы», а вторая — палеозойскими и мезозойскими формациями. Обе части выделены на фиг. 166. Пересекающаяся штриховка обозначает белтскую группу, а вертикальная — палеозой и мезозой. Область, сложенная белтскими породами, расположена на западе, за исключением района государственной границы. Здесь эти породы распространяются за пределы горного пояса и входят в пояс предгорий, разделяя таким образом область, сложенную палеозойскими и мезозойскими породами, на северный (канадский) и южный (монтанский) сегменты.

Стратиграфия и структура горного пояса изображены на серии поперечных разрезов фиг. 167, 168, 169, 170 и 171. Структура, изображенная на разрезах B—B', K—K', G—G' и J—J', особенно типична для южной Канады и Монтаны.



Крупный надвиг — характерная черта структуры в пределах восточного края горного пояса. У восточного основания хребтов Льюис и Льюис и Кларк он назван Льюисским надвигом и протягивается к югу на 240 *км* в пределы Монтаны до Ломбардского надвига (Клапп, *124*) и к северу от государственной границы по меньшей мере на 240 *км* (чешуйчатый надвиг Калгари). Большой разлом, как это видно на фиг. 166, имеет несколько ветвей, и не везде ясно, какая из них является главной. В общем это полого падающий надвиг (см. фиг. 166, разрезы *G*—*G′*, *J*—*J′* и *K*—*K′*). Метаморфизованные породы белтского возраста в основном надвинуты на глинистые сланцы и песчаники мезозойского возраста. Льюисский надвиг местами является сложным и состоит из нескольких тесно сближенных параллельных разломов со значительно развитыми складками волочения. В других местах разлом становится единичным нарушением, и породы с каждой стороны его интенсивно деформированы. Например, на северном склоне долины ручья Кат-Банк известняки Алт белтского возраста залегают почти согласно на сравнительно не раздробленных карбонатизированных глинистых сланцах колорадской формации среднемелового возраста.

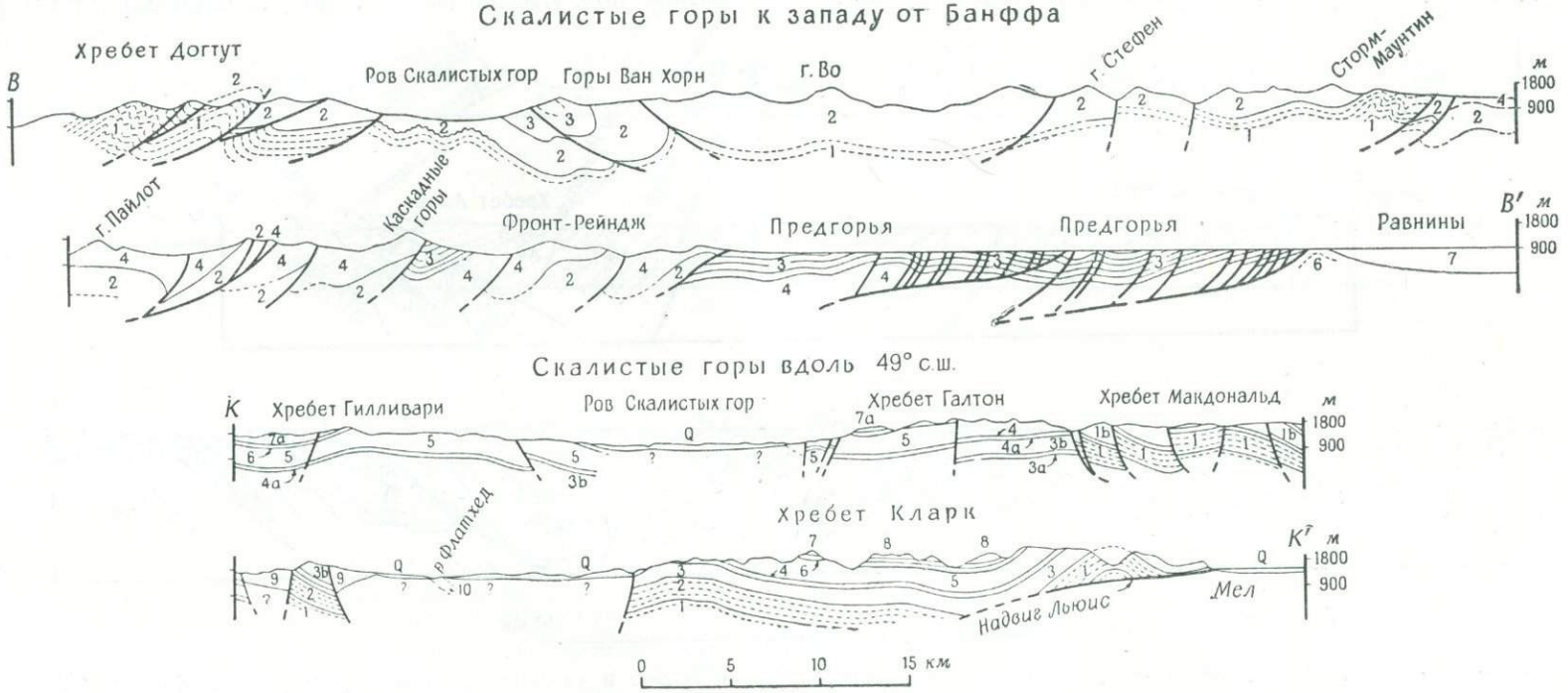
По описаниям Уиллиса *(672)*, Кемпбелла *(111)*, Дели *(140)*, Клаппа *(124)* и Биллингса *(61)*, разлом очень хорошо известен в Гласьер-Парке и в южной части провинции Альберта. Здесь он падает более полого, чем в большинстве других мест, — под углом 7°. Поверхность разлома была изогнута или неровна с момента образования. Известны два значительных клиппена, сложенные белтскими породами и залегающие на мезозойских глинистых сланцах, — горы Чиф и Дивайд, а вблизи верховьев ручья Оле в южной части парка имеется окно мезозойских глинистых сланцев, со всех сторон окруженное белтскими породами. К югу от Гласьер-Парка падение разлома в общем становится более крутым, но за ручьем

Фиг. 166. Тектоническая карта Скалистых гор Канады и Монтаны; на карте изображены основные структурные элементы, главные разломы, интрузии и линии поперечных разрезов.

Перекрестной штриховкой, за небольшими исключениями, показана область распространения смятых в складки и разбитых разломами белтских (протерозойских) пород. Вертикальная штриховка — площади распространения смятых в складки и разбитых разломами палеозойских пород. Горизонтальным пунктиром выделен пояс смятых в складки и разбитых разломами мезозойских пород предгорий. Горизонтальной штриховкой обозначена площадь распространения белтских пород или пород, залегающих на белтских, но не входящих в пояса складчатости и надвигов. Структуры, связанные с интрузиями, не показаны. Стрелки у разломов указывают направление смещения надвинутых чешуй. Разрезы, показанные на фиг. 166, см. на фиг. 167, 168, 169, 170, 171.

Фиорд, в 120 *км* к югу от парка, разлом делается горизонтальным, и появляется другое окно длиной 5 *км* и шириною 800 *м*. Далее к югу он становится круче, и в конце концов, вероятно, соединяется с Ломбардским надвигом, который падает под углом 40° к западу и северо-западу.

к югу и северу от хребта Льюис совершенно ограничивают белтские слои и придают карте вид, свидетельствующий о крупном горизонтальном смещении центральной белтской чешуи. Однако следует заметить, что район в нижнепалеозойское время находился в пределах Монтанского купола и белтские



Фиг. 167. Разрезы через Скалистые горы Канады от рва Скалистых гор до равнин (см. фиг. 166, разрезы $B-B'$ и $K-K'$).

Разрез *B—B′* (по Эвансу, **176**): *1* — белтские (?) породы; *2* — кембрийские породы; *3* — ордовикские и силурийские породы; *4* — девонские и каменноугольные породы; *5* — мезозойские породы; *6* — эдмонтские (монтанские) породы; *7* — породы Паскапу (верхнепалеоценовые).

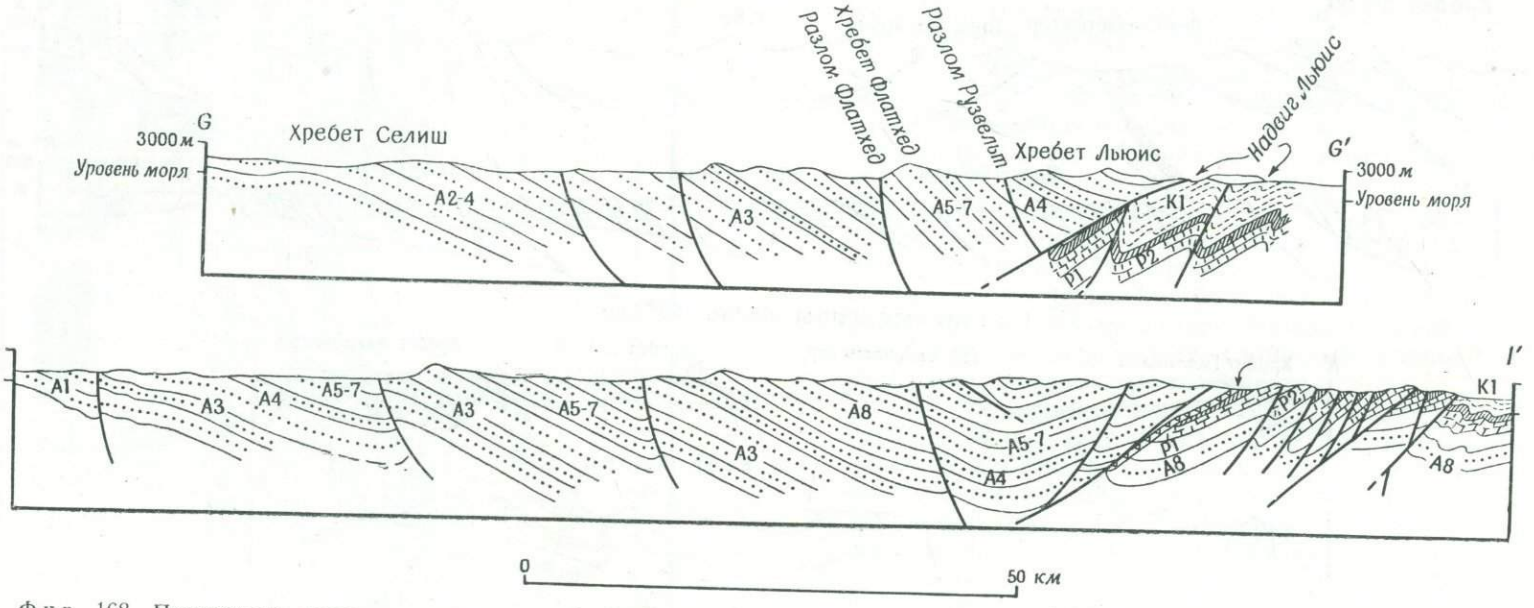
Разрез *K—K′* (по Дели, **140**): *1* — уотертонские доломиты; *2* — алтинские известняки (*1* и *2* — белт); *3* — аргиллиты Аппекенни; *3a* — песчаники Хефти; *3b* — макдональдские аргиллиты; *4* — гринеллские аргиллиты; *4a* — песчаники и аргиллиты Вигвам (*3*, *3a*, *3b*, *4* и *4a* — нижний кембрий); *5* — известняки Сайе; *6* — лавы Перселл; *7* — доломиты Шепард; *7a* — кристаллиты Гейтуэй; *8* — аргиллиты Кинтла; аргиллиты и кварциты Филлипс и Русвилл (*5*, *6*, *7*, *7a*, *8* — средний кембрий); *9* — миссисипские и девонские известняки; *10* — кишененские глины (миоцен).

Клапп утверждает, что минимальное смещение по Льюисскому надвигу было 13 *км*, а максимальное — 19 *км*. Надвигание белтских пород на меловые вдоль восточного края хребта Льюис может быть истолковано как указание на величайшее горизонтальное перемещение, имевшее здесь место. Разрывы

породы были покрыты лишь маломощным чехлом осадочных отложений. Вследствие этого стратиграфическое смещение не является столь большим, как это можно было бы предположить. Палеозойские породы к северу и югу от центральной чешуи сильно смяты и разбиты надвигами, и нельзя считать

доказанным, что общее сокращение ширины земной коры в области Скалистых гор в районе государственной границы было большим, чем к северу и югу от нее. Можно ожидать, что наибольшее сокращение ширины район испытал в области Ломбардского выступа против батолитов Айдахо и Боулдер. Филипсбургский разлом является одним из наиболее крупных

нали или в пределах ее западного крыла большое количество достаточно крупных разломов, падающих к востоку, вызывает повторение выходов на поверхность определенной последовательности формаций (Клапп, *124*). Пласты падают к востоку под углами 20—50°, а разломы — более круто, чем пласты, обычно под углами 60—80°. Эти западные разломы вместе



Фиг. 168. Поперечные разрезы северо-западной Монтаны через надвиг Льюис и связанные с ним структуры (по Клаппу, **124**) (см. фиг. 166, разрезы *G — G'* и *I — I'*).

A1—A8 — белтская формация
A1 — аргиллиты Причард
A2 — алтинские кремнистые известняки
A3 — кварциты и аргиллиты Аппекенни
A4 — аргиллиты Гриннел
A5 — известняки и аргиллиты Ньюленд
A6 — аргиллиты и кварциты Спокан
A7 — аргиллитовые известняки Хелена
A8 — группа Мисула
P1 — нижнепалеозойские формации
P2 — верхнепалеозойские формации
K1 — нижний, средний и верхний мел

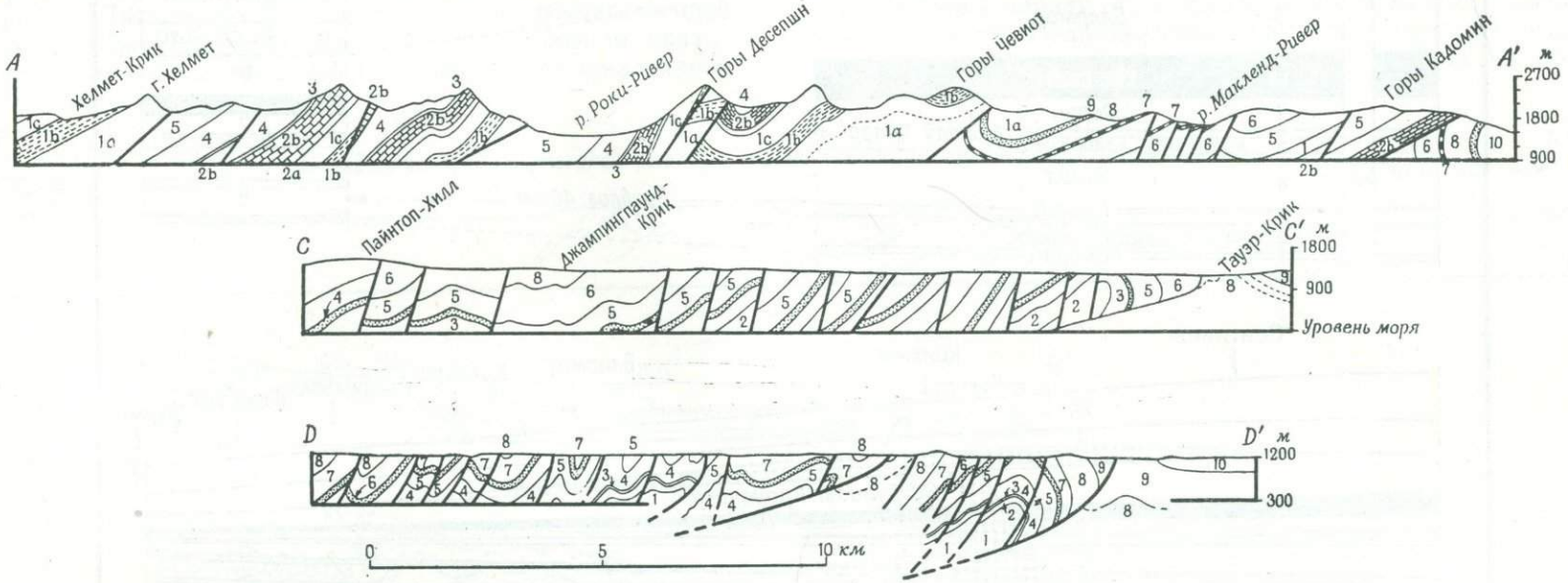
по величине горизонтального перемещения, надвиговая чешуя его достаточно резко смята, но данные по остальной части горного пояса по этому пересечению слишком скудны, для того чтобы сопоставить значения величины сокращения земной коры здесь и вдоль государственной границы.

К западу от Льюисского надвига между двумя разрывами, которые огибают белтский сегмент, белтские слои образуют синклиналь (см. фиг. 168, разрез *I—I'*). К западу от синкли-

с восточными образуют систему громадных обращенных книзу клиньев. Клапп считает, что величина вертикального перемещения по западным крутопадающим надвигам колеблется от 3300 до 10 000 *м*. Каждый из западных разломов определенно следует западному краю одного из хребтов, образование которых, повидимому, и обусловлено поднятием по разлому. Эти разломы были названы по соответствующим хребтам (Клапп, *124*).

Кроме восточных и западных разломов, имеются крутопадающие поперечные сбросы — как нормальные, так и взбросового типа. Смещения по ним достигают 3300 *м*. Поперечные сбросы более многочисленны в южной части района к северу

«Представляется вероятным, что силы, обусловившие образование дизъюнктивных нарушений, действовали с юго-запада и вызвали, во-первых, поднятие и складчатость пород, а затем раскол этих пород продольными западными взбросами. Позднее продолжавшиеся деформации приняли такие размеры, что стресс привел к образованию надвигов восточного



Ф и г. 169. *A — A'* — разрез через Канадские Скалистые горы у Маунтин-Парк, Альберта (по Мак-Ки).

Разрез проходит к северу от края обзорной карты, фиг. 161: *1a, 1b* и *1c* — девон; *2a* — глинистые сланцы Банфф (миссисипий); *2b* — известняки Рандл (миссисипий ?); *3* — кварциты Скалистых гор (пенсильваний); *4* — формация Спрей-Ривер (триас); *5* — глинистые сланцы Ферни (юра); *6* — глинистые сланцы и песчаники Никанассин; *7* — кадоминские конгломераты; *8* — ласкарские глинистые сланцы и песчаники; *9* — песчаники, глинистые сланцы и конгломераты Маунтин-Парк (нижний мел); *10* — блекстонские глинистые сланцы и песчаники (Колорадо). Надвиг Шевиот-Маунтин пересекает формации Бигхорн и Уопиаби колорадского возраста и формацию Брезеан монтанского возраста — все они моложе Блекстона.

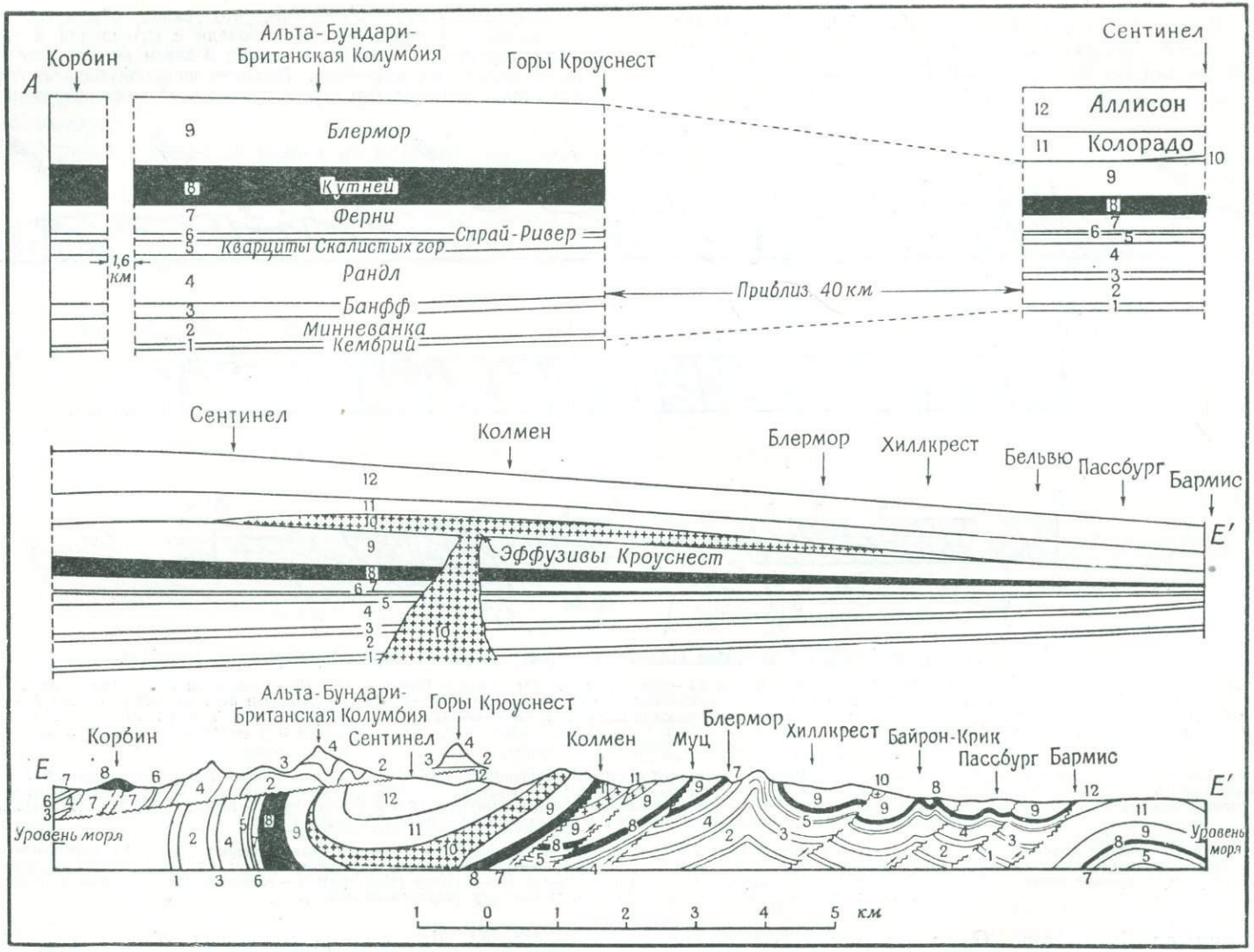
C—C' — разрез вблизи Джампингсаунд-Крик, Альберта (по Хьюму, **266**): *1* — песчаники и глинистые сланцы Кутней; *2* — песчаники и глинистые сланцы Блермор (*1* и *2* — нижний мел); *3* — нижнеальбертские глинистые сланцы; *4* — кардиумовые песчаники и конгломераты; *5* — верхнеальбертские глинистые сланцы (*3, 4* и *5* — Колорадо); *6* — песчаники и глинистые сланцы Белли-Ривер; *7* — глинистые сланцы Берпо; *8* — песчаники и глинистые сланцы Эдмонтон (*6* и *7* — Монтана, *8* — Монтана ?); *9* — песчаники и глинистые сланцы Паскапу (верхний палеоцен) [№№ 1—7 на разрезе не обозначены. — *Ред.*]

D—D' — разрез через структуру долины Тернер, Альберта (по Хьюму, **266**): *1* — палеозойские известняки; *2* — глинистые сланцы Ферни (юра); *3* — кутнейские песчаники и глинистые сланцы; *4* — блерморские песчаники и глинистые сланцы (*3* и *4* — нижний мел); *5* — нижнеальбертские глинистые сланцы; *6* — кардиумовые песчаники (*5* и *6* — Колорадо); *7* — верхнеальбертские сланцы (Колорадо и Монтана); *8* — глинистые сланцы и песчаники Белли-Ривер (Монтана); *9* — эдмонтонские песчаники и глинистые сланцы (Монтана ?); *10* — песчаники и глинистые сланцы Паскапу (верхний палеоцен).

и северо-востоку от батолитов. Один из закартированных нормальных сбросов первой категории оказался параллельным слоям, но падающим под очень пологим углом (Клапп, *124*).

Клапп связывает между собой различные группы разломов следующим образом:

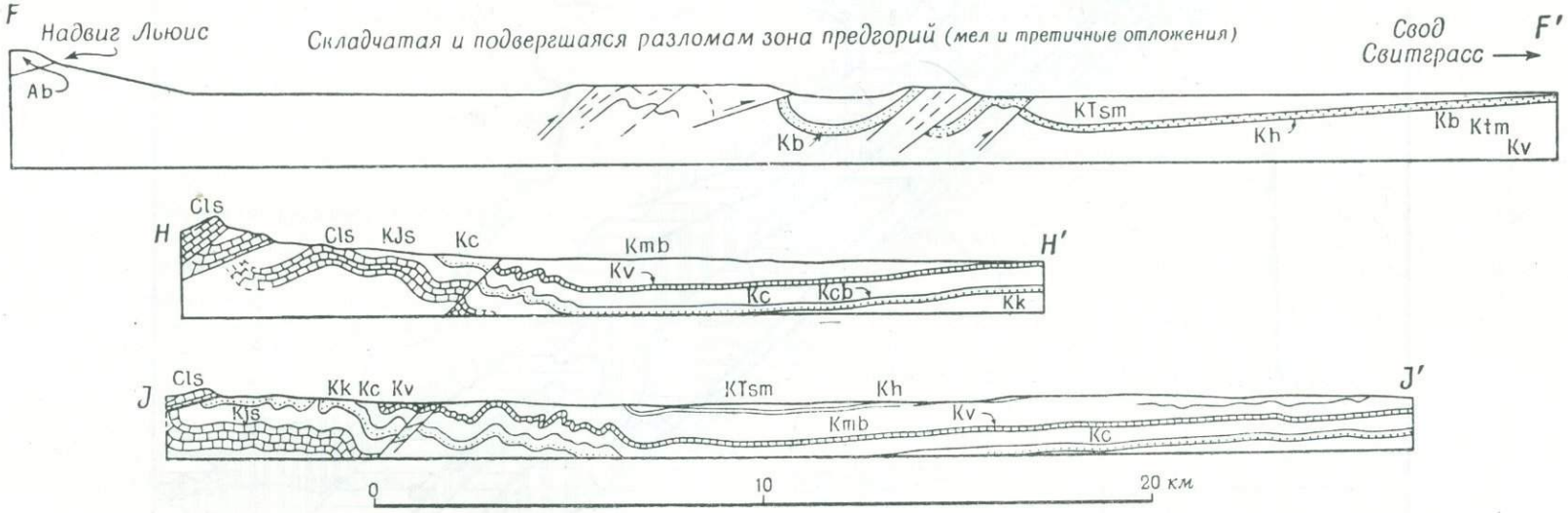
направления. Две системы поперечных сбросов, повидимому, являются результатом еще более позднего проявления продолжавшегося сжатия, направленного с юго-запада и обусловленного этим сжатием вытягивания в северо-западном и юго-восточном направлениях... По мере того как сжимающие силы, действовавшие с юго-востока, уменьшались, по полого падающим разломам нормального простирания происходило ослабление вертикального давления, которое являлось результатом того, что породы были подняты на большую высоту».



Фиг. 170. Разрез $E-E'$ от Корбина до Бармиса для эпох предшествующей ларамийской орогении и следующей за ней (по Мак-Ки) (см. фиг. 166, разрез $E-E'$).

2 — девон; *3* и *4* — миссисипий; *5* — пенсильваний; *6* — триас; *7* — юра; *8* и *9* — нижний мел; *10, 11, 12* — верхний мел.

Имеются также нормальные сбросы кайнозойского возраста; они будут разобраны в последующих разделах. Значительная часть этого сбрасообразования, повидимому, происходила вдоль более ранних продольных взбросов. В Канаде, во всяком случае в районе Джаспера у 53° с. ш. и к югу до государственной границы, западные и восточные надвиги в основном оказываются в таких же взаимоотношениях, как и в северо-западной



Фиг. 171. Разрезы через структуру Футхилл в северо-западной Монтане. Разрез $F — F'$ (по Стебингеру, **564**).

Разрезы $H—H'$ и $J—J'$ (по Стебингеру, 565).

KTsm — формация Сент-Мери-Ривер
Kh — песчаники Хорсесиф
Kb — сланцы Берпо
Ktm — формация Ту-Медисин
Kmb — нерасчлененные формации Берло и Ту-Медисин
Kv — песчаники Вирджелл
Kc и *Kcb* — сланцы Колорадо
Kk — формация Кутней
Kjs — нерасчлененные формации Колорадо, Кутней и Эллис (верхняя юра)

[обозначения *Ab*, *Cls* не разъяснены. — *Ред.*]

Монтане (см. фиг. 167, разрезы $B—B'$). Слоистые толщи в основном представлены не белтскими, а кембрийскими породами, которые в общем образуют синклиналь, хотя к западу от Банффа вдоль границы Британской Колумбии и Альберты располагается крупная и четко отграниченная синклиналь.

Отличие от монтанской части, однако, заключается в природе западной границы. В Монтане белтские породы продолжаются к западу на протяжении всей территории вплоть до больших интрузий. В Канаде пояс продольных взбросов в палеозойских формациях ограничен на западе рвом Скалистых гор.

Пояс больших кулисных взбросов может быть прослежен к северу до Маунтин-Парка (фиг. 169, разрез $A—A'$) и оттуда до хребтов к западу от форта Нельсон. В Аляске шоссе к западу от форта Нельсон между 608 и 795 километрами пересекает два хребта — Сентинел на западе и Стон на востоке. Здесь обнажаются различные породы от докембрия до юры. Нижеследующий разрез составлен по данным Лаудона и Кроника *(347)*.

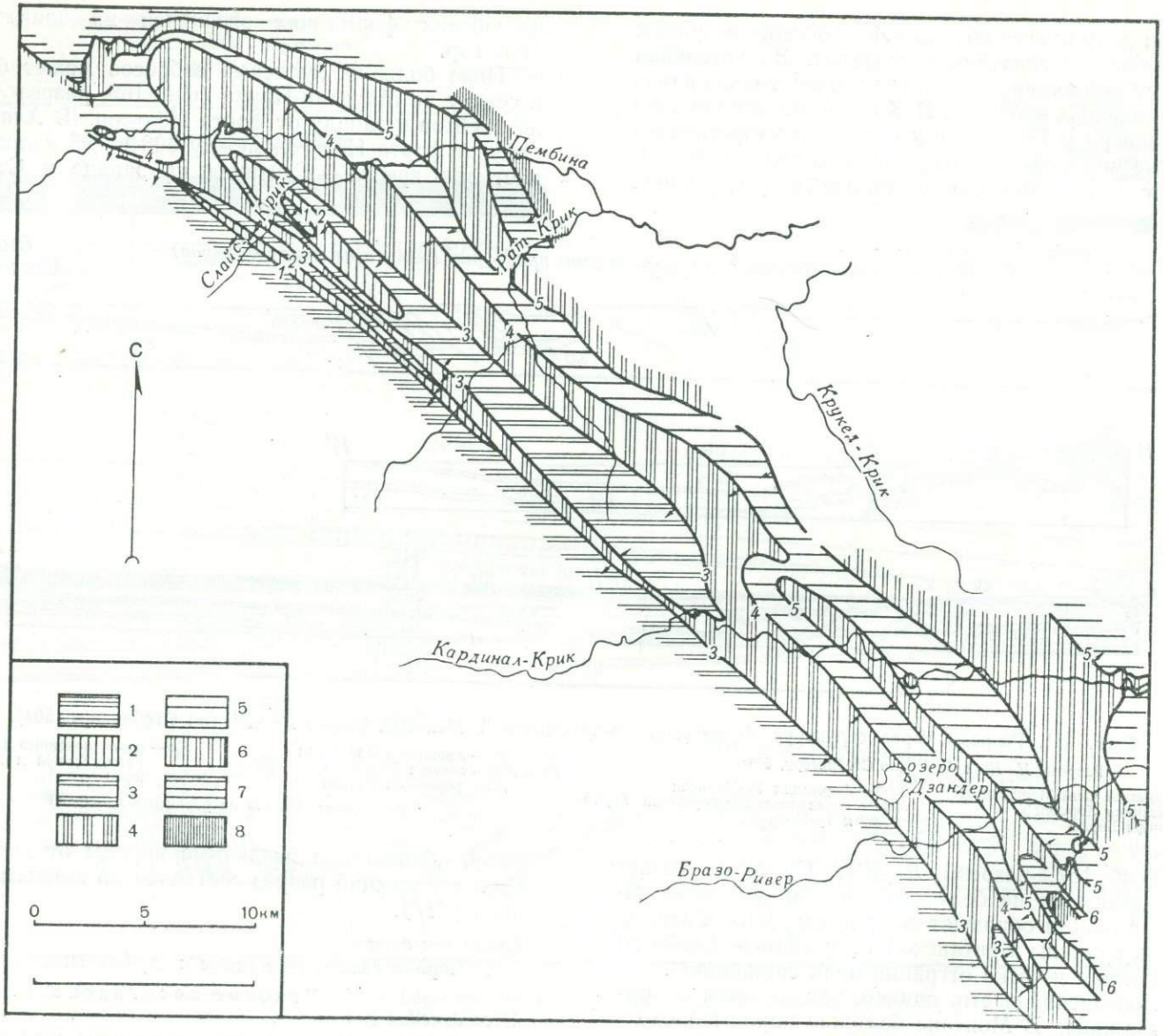
Триасовые слои

Черные сланцеватые глины и черные известняки . . . 165 *м*

Угловое несогласие

Миссисипские слои

Формация Киндл: серые алевритистые известняки и кремни . . . . . 100—130 *м*



Фиг. 172. Сеть разломов в районе Кардинал-Альберта (по Хейку, Уиллису и Аддисону, **232**).

1—8 надвиговые чешуи, перенумерованные в нисходящем порядке.

Угловое несогласие	
Девонские отложения	
Глинистые сланцы Форт-Крик: черные глинистые сланцы с пиритом	260 *м*
Известняки Рампарт: массивные, рыжевато-коричневые, серые и черные известняки	500 *м*
Известняки Манчо: серые и черные известняки	200 *м*
Угловое несогласие	
Известняки Мак-Коннел: серые и черные известняки	220 *м*
Угловое несогласие	
Силурийские отложения нижнениагарского возраста	
Известняки Ронинг: серые и черные кремнистые доломитизированные известняки	400 *м*
Кембрийские (?) отложения	
Песчаники Мак-Дугал: рыжевато-коричневые песчаники	„маломощные“
Докембрийские породы	
Кварциты, метаморфические сланцы, мергели и кристаллические сланцы, интрудированные изверженными породами базальтового состава	

Структура обоих хребтов, характеризующаяся складчатостью и взбросами, типична для Канадских Скалистых гор, расположенных южнее. На фиг. 174 показана структура вдоль шоссе между 600 и 709 километрами.

Ров (trench) Скалистых гор

Ранее уже отмечалось, что глубокая и широкая долина в южной части Британской Колумбии отделяет Канадские Скалистые горы на востоке от Селкиркской системы хребтов на западе. Хребты Догтут, Парселл и Мак-Гилливари (см. фиг. 167, разрезы *B—B′* и *K—K′*) являются составными частями Селкиркской системы, окаймляющей долину с запада, а хребты Ван-Хорн, Бриско и Галтон представляют систему Скалистых гор на востоке. Большая долина настолько правильна и непрерывна, что была названа Дели рвом Скалистых гор.

Ров не имеет форму простого прогиба, а осложнен рядом невысоких гряд, разделяющих несколько крупных рек. Река Кетчика протекает в пределах рва к северу от 58° с. ш. и впадает в реку Лайярд. К югу от 58° с. ш. водосборной артерией рва является река Финли, впадающая в реку Пис, которая протекает по большому каньону, пересекающему Скалистые горы. Южным притоком реки Пис является река Парснип, верховья которой почти достигают 54° с. ш. На отрезке от 54 до 53° с. ш. ров дренируется рекой Фрэзер, а затем рекой Колумбия и ее притоками, текущими в пределах прогиба почти до государственной границы.

Эванс *(176)* указывает, что река Колумбия и ее ветвящиеся русла занимают сравнительно неглубокую внутреннюю пойму (высота над уровнем моря 800 *м*) среди широкой террасы, с внешней стороны которой поднимаются крутой стеной 30-градусные склоны на высоту до 2300 и более метров.

Для гор Догтут — Ван-Хорн Эванс дает разрез рва в пределах одного из немногих детально закартированных участков депрессии, а типичный поперечный разрез его показан на фиг. 167, разрез *B—B′*. Здесь по достаточно крупным взбросам в пределы рва с обеих сторон его надвинуты чешуи, а породы, там, где они отображаются в пределах прогиба, сильно деформированы и раздроблены.

В районе 49-й параллели Шофилд *(520)* и Дели *(140)* выяснили, что прогиб располагается в пределах наклонного сбросового блока, который больше погружен в восточном направлении. В восточной части блока обнажены девонские слои, залегающие на серии Парселл (Белт). Серия Парселл находится в пределах хребтов, окаймляющих ров с обеих сторон.

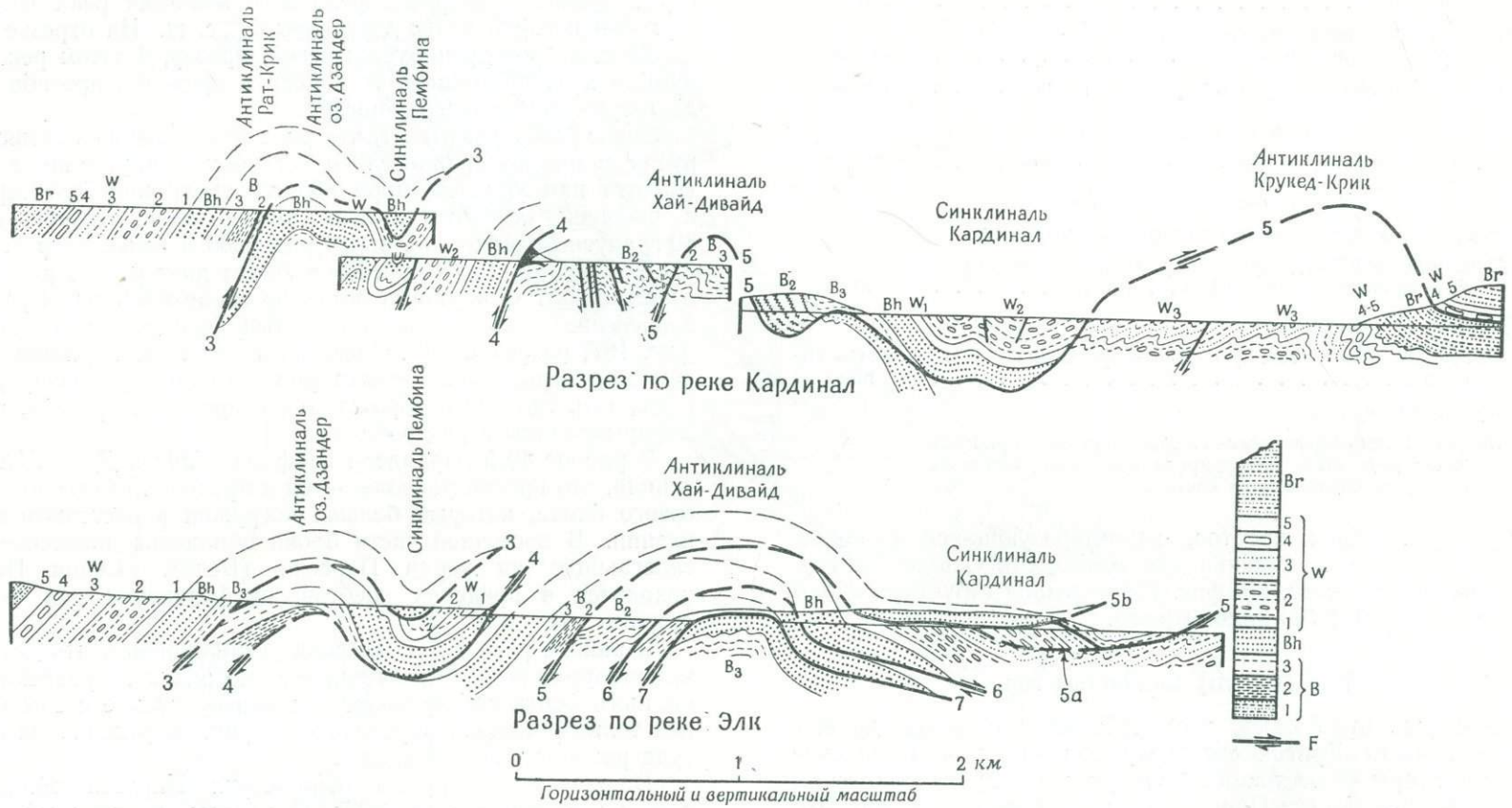
В районе реки Булл Шофилд устанавливает, что девонско-каменноугольные слои выстилают дно рва и по разлому у восточного борта его приходят в соприкосновение с самой нижней толщей мощной парселлской серии. Вертикальная амплитуда разлома очень большая.

В разрезе по ручью Шип серия Парселл обнажается с обеих сторон рва, а большой разлом, отмеченный у реки Булл, продолжается к ручью Шип, но, кажется, имеет меньшую вертикальную амплитуду (Шофилд, *520*).

В районе Уиндермер Уолкер установил, что докембрийские формации западного склона рва запрокинуты к северо-востоку, а верхнедокембрийские формации его восточного склона запрокинуты и смещены по разломам вместе с палеозойскими формациями к юго-западу. Кембрийские, силурийские и девонские формации в небольшом количестве появляются на западе этого района.

Колман *(129)* считал, что у Санрайс-Рапидс между архейскими, вероятно шусвапскими, породами на юго-западе и палеозойскими на северо-востоке проходит большой разлом.

По реке Финли Мак-Коннел *(400)* с обеих сторон рва отмечает шусвапские породы, протягивающиеся к югу вплоть до устья реки Ингеника. На современной геологической карте



Фиг. 173. Геологические разрезы по ручью Элк-Крик и реке Кардинал в южной части района Кардинал (по Хейку, Уиллису и Аддисону, **232**) (см. на фиг. 172).

Br — формация Бразо; W_1—W_3— формация Уопиаби; *Bh*— формация Бигхорн; *B* — формация Блекстон.

В верховьях реки Фрэзер Шофилд *(520)* отмечал, что породы в пределах дна рва очень сильно раздроблены и деформированы при сдвиге, а Маллок *(390)* устанавливал разломы в пределах области, но не считал, что ров ограничен разломами.

Канады они показаны как нерасчлененный протерозой. Озерные отложения ларамийского (?) возраста известны в пределах дна рва; они залегают на докембрийских и палеозойских слоях и имеют углы наклона от 10 до 40° (Долмедж, *159*).

По имеющимся в настоящее время скудным и отчасти противоречивым данным о рве Скалистых гор нельзя составить представление о его природе. Дели вначале настаивал на том, что это грабен, потом, что это зона разломов, сопровождающая главный нормальный сброс. Он думал также, что вдоль этой зоны могли быть большие горизонтальные перемещения по простиранию, подобные перемещениям разлома Сан-Андреас. Эванс оспаривает мнение относительно наличия признаков горизонтальных движений. Ров может быть связан с областью уменьшения мощности верхнепалеозойских формаций в западном направлении, а с этой областью, согласно Дели, ров примерно совпадает на протяжении многих километров.

Ф и г. 174. Поперечный разрез вдоль большого шоссе Аляски к западу от Форт-Нельсона в северо-восточной части Британской Колумбии между 375 и 443 милевыми столбами (по Лоудону и Кронику, **347**) [индексы автором не разъяснены. — *Ред.*]

Наиболее убедительное и более современное предположение (Эванс, *176*) сводится к тому, что ров расположен в пределах зоны пересекающихся или падающих в противоположные стороны взбросов; породы между ними сильно раздроблены, вследствие чего размыв здесь происходит интенсивнее, чем в надвиговых чешуях по обе стороны обрыва; ров же и горы с ларамийского времени до наших дней являлись областью непрерывного размыва.

Некоторые наблюдения, однако, указывают на желательность более внимательной оценки теории Дели, хотя, быть может, и измененной в свете данных по провинции Бассейнов и Хребтов или рифтовых долин. Таким образом, отчетливо устанавливается орогения, определенно более поздняя, чем ларамийская; данные о ней будут изложены в следующем разделе.

Предгорья

Разрезы *B*—*B′*, *C*—*C′* и *D*—*D′* фиг. 167 и 169 типичны для осложненного складчатостью и разломами пояса предгорий в Канаде. На разрезах *F*—*F′*, *H*—*H′* и *G*—*G′* фиг. 168 и 171 даны примеры структуры предгорий в северо-западной Монтане. Ширина пояса колеблется от 8 до 40 *км*, при этом он протягивается от северной части центральной Монтаны (юго-западнее Кат-Банк) к северо-западу, по крайней мере до 54° с. ш., на расстояние 800 или более километров. В пределах предгорий сохраняются остатки древних эрозионных поверхностей; в топографическом отношении они невысоки и гораздо больше напоминают Великие Равнины, чем горы, но внутренняя структура их сложна и во многом обязана деформациям в результате сжатия. Они сложены главным образом меловыми сланцеватыми глинами, которые лишь незначительно размыты. Преобладание мягких сланцеватых глин, вероятно, объясняет небольшую высоту пояса и преимущественное развитие низких и пологих склонов. Палеозойские породы обнажаются только в ядрах немногих антиклиналей (фиг. 171, разрез *H*—*H′*). Наиболее общепринятая концепция сводится к тому, что строение пояса предгорий обусловлено многочисленными мелкими взбросами с амплитудой порядка сотни или более метров, которые ограничены на глубине крупным пологопадающим надвигом (Хьюм, *265*, *266*; Гудман, *216*). Синклинали и антиклинали, развитые между взбросами, в общем запрокинуты к востоку и гармонируют с разломами, вызванными смещением к востоку надвиговой чешуи.

В Монтане значительная часть пояса предгорий перекрыта ледниковыми отложениями, особенно сразу же к югу от границы, поэтому структуры здесь недостаточно изучены (см. фиг. 171, разрез *F—F′*). Далее к югу складчатость и надвигание к востоку, повидимому, преобладают над взбросами (см. фиг. 171, разрезы *H—H′* и *J—J′*).

К северу от Калгари, в Альберте и к востоку от Джасперского Национального Парка в верховьях реки Бразо в районе предгорий, Хейк, Уиллис и Аддисон *(232)* закартировали группу полого падающих надвигов. Надвиги расчленяют верхнемеловые слои на тонкие, смятые в резкие складки чешуи (см. фиг. 172 и 173). Надвигам уделяется особое внимание, во-первых, потому, что они развиты в пластичных слоях, а плоскости разломов лежат под углом к слоистости таким образом, что чешуи сами по себе не могли передать движение, обусловленное надвигом, и, во-вторых, поскольку разломы возникают в строго определенных взаимоотношениях с положением слоистости. Исследователи полагают, что эти разломы развились в асимметричных синклиналях, а образование разломов и сопровождающего дробления обусловлено было стрессом, который в других складках при ином стратиграфическом разрезе вызвал бы межпластовое скольжение. Надвиги проходят через весь разрез мезозойских пород в крупной синклинали, в которой они заложились, и полностью выклиниваются на глубину, не вызывая каких-либо дислокаций палеозойских пород.

Очевидно, что эта концепция отлична от более обычных представлений о многочисленных небольших крутопадающих взбросах, соединяющихся на глубине с крупным пологопадающим надвигом. Авторы полагают, однако, что их представления могут быть широко использованы для объяснения структуры пояса предгорий.

Возраст надвигообразования

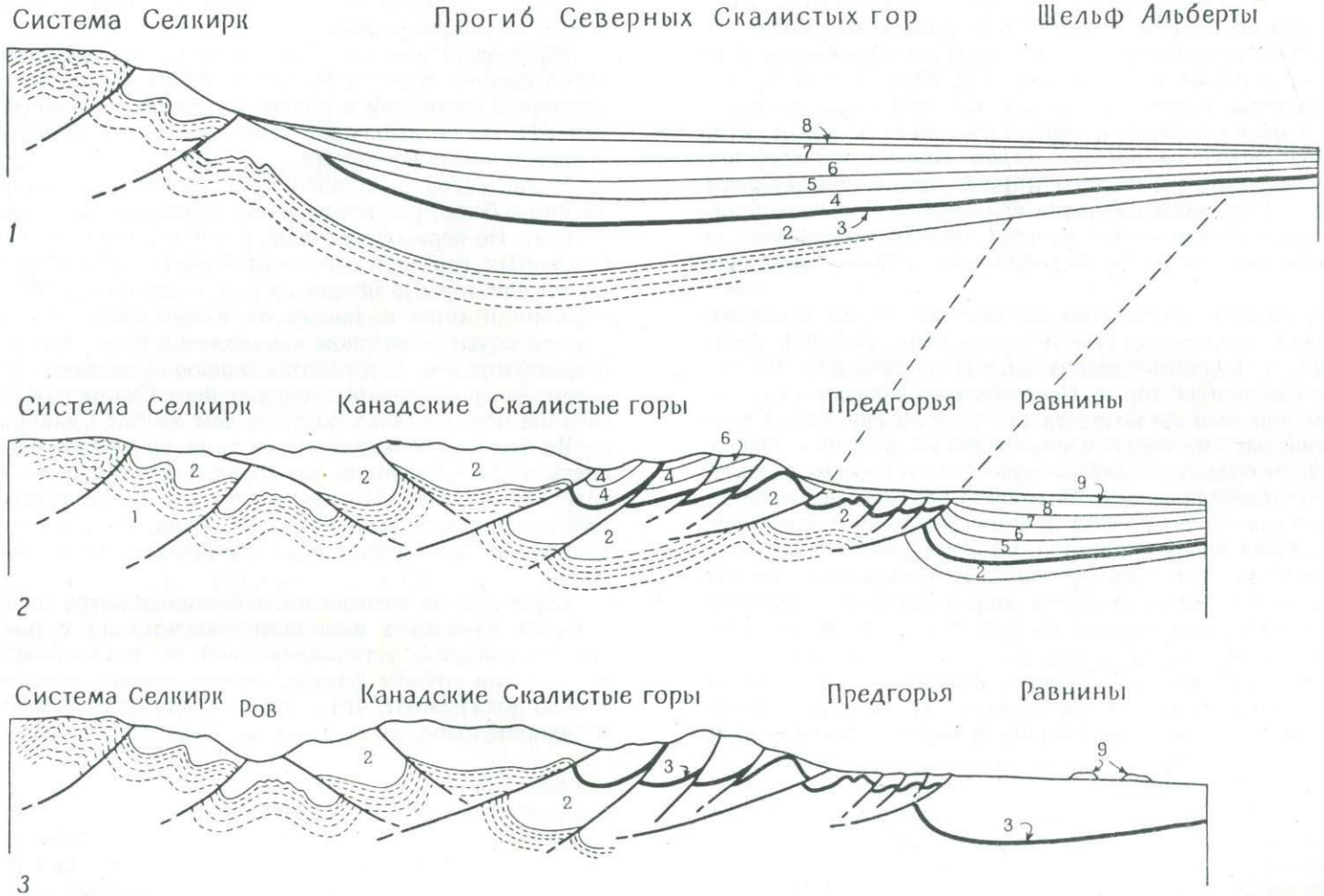
Состав и взаимоотношения меловых и палеоценовых формаций Скалистых гор, предгорий и равнин Альберты свидетельствуют об орогенических движениях в районе, расположенном далее к западу. Уоррен *(636)* суммировал имеющиеся по этому вопросу данные, и фиг. 175 является попыткой показать на схеме то, что было высказано им ранее словесно. На схеме отражена также идея Эванса об орогении в области Скалистых гор. Мощности формаций Кутней и Блермор нижнемелового возраста увеличиваются к западу, и среди них появляется большое количество конгломератов. Считают, что базальные конгломераты формации Блермор являются первым указанием на поднятие на западе. Порода выходит на поверхность вдоль западного склона Канадских Скалистых гор на реке Элк в горах Кроуснест (фиг. 170), и некоторые гальки и валуны в конгломератах представлены средними до тонкозернистых гранитами и гранит-порфирами, которые могли попасть сюда только из Селкирка (Эванс, *176*). Это позволяет определить возраст первого поднятия в Селкирке и указывает на то, что Скалистые горы как таковые еще не существовали и что на месте их происходило отложение осадков. Возраст формации Блермор аптский и альбский, а это свидетельствует, что первое поднятие Селкирка произошло в верхах верхней юры или в самом начале мелового времени. Нижнемеловые осадки на карте XV показаны в пределах всей западной части континента.

Формации Блермор и Кутней являются континентальными образованиями, но следующая формация, Колорадо (альбертские сланцеватые глины), — морского происхождения и свидетельствует о трансгрессии моря. Формация Белли-Ривер, следующая за колорадской, снова континентальная и напоминает толщу Блермор. Местами море с юга заходило в область южной части пояса предгорий, в результате чего произошло отложение сланцеватых глин Берпо. Продолжение поднятия в области Селкирк проявилось в отложении континентальной формации Эдмонтон. Затем последовал период размыва, который происходил в ланское время в нижнем и среднем палеоцене (Расселл, *514*), а вслед за этим произошло отложение верхнепалеоценовых песчаников Паскапу и сланцеватых глин. В области предгорий и равнин углового несогласия между формациями Эдмонтон и Паскапу не наблюдалось.

В предыдущей главе много внимания было уделено характеристике значения верхнемеловых формаций Альберты.

В предгорьях все формации, залегающие выше меловых, а также самые молодые палеоценовые слои смяты в складки и разбиты разломами (Расселл, *514*), и поэтому главные деформации в Канадских Скалистых горах имели место в послепалеоценовое время.

В центральной и восточной Альберте в результате размыва над равниной более чем на 100 *м* возвышается несколько холмов. В нижней части они сложены меловыми осадками, в верхней — палеоценовыми слоями, а вершины их покрыты



Фиг. 175. Схема развития краевой части гор Селкирк и Скалистых гор Канады. Идеализированные разрезы, составленные путем объединения частей разрезов $B — B'$ и $E — E'$ (см. фиг. 167, 171).

1 — серия Белт; *2* — палеозой, триас и юра; *3* — Кутней; *4* — Блермор; *5* — Колорадо; *6* — Белли-Ривер; *7* — Эдмонтон; *8* — Паскапу; *9* — нижнеолигоценовые конгломераты.

Разрез 1: рост гор Селкирк в течение мелового времени и погружение северной части прогиба Скалистых гор.

Разрез 2: ларамийская орогения в течение олигоцена и отложение нижнеолигоценовых конгломератов.

Разрез 3: размыв в области рва Скалистых гор и характер залегания нижнеолигоценовых новых конгломератов в настоящее время.

слоем массивных конгломератов. Окаменелости позвоночных, найденные в конгломератах в Сипресс-Хиллс, относятся к самым низам олигоцена (Расселл, *514* и Уоррен, *636*). Согласно Уоррену, валуны кварцитов из конгломератов образовались за счет размыва в области Скалистых гор; Уоррен считал, что поскольку валуны были перенесены на столь значительное расстояние в область равнин, горы тогда должны были быть выше, чем в настоящее время. Далее Уоррен полагал, что заключительный импульс поднятий имел место в олигоценовое время, когда за пределы поднятия выносилось большое количество гравия, и что в эоцене размыв, обусловленный скорее всего пологим поднятием, происходил уже в более западных районах.

Вряд ли, однако, обосновано предположение, согласно которому гравий свидетельствует о проявлении главной фазы складчатости и надвигообразования. В нескольких местах в пределах Скалистых гор в Соединенных Штатах сходный гравий примерно того же возраста залегает на срезанных концах запрокинутых меловых слоев и свидетельствует скорее о более позднем поднятии эпейрогенического типа, чем о складчатости и надвигообразовании. Возможно, что здесь, в Альберте, олигоценовый гравий также был отложен на деформированных и размытых слоях пояса предгорий, но с тех пор он полностью был уничтожен последующим размывом. Более того, не каждое поднятие в Скалистых горах сопровождалось образованием окаймляющих грубозернистых отложений. В зависимости от градиента поднятия продукты размыва могут отлагаться вблизи или вдали от поднятого блока. Может быть выдвинуто предположение о том, что не все поднятия западных гор отразились в процессе осадкообразования в области предгорий и равнин, и соответственно возникает вопрос о том, не является ли главная складчатость в Скалистых горах Альберты эоценовой, а не олигоценовой.

Эоценовый возраст льюисского надвигообразования достаточно хорошо доказан Маккензи *(387)* на основании изучения эоценовой формации в долине Флатхед за хребтом Кларк. Алден *(4)* также выражает уверенность, что Льюисский надвиг возник в эоценовое время.

Эванс *(176)* выставляет два аргумента в защиту представления о более раннем возрасте селкиркской системы к западу от рва. Во-первых, большой ров Скалистых гор и структуры Скалистых гор протягиваются параллельно друг другу, в то время как горы к западу от рва, а именно хребты Парселл и Селкирк и горы к западу от Колумбийского озера, простираются почти в северном направлении под острым углом к рву и срезаются им. Эти взаимоотношения создают представление о том, что ров связан с сооружением Скалистых гор и что последние образовались позднее, чем хребет Селкирк.

Во-вторых, селкиркская система содержит много больших интрузий, в Скалистых же горах известны только небольшие интрузивные тела. Интрузии связаны с батолитом Берегового хребта, и в предыдущей главе были сведены существенные доказательства вероятности внедрения их в нижнемеловое время.

Структурное несогласие и большие интрузии селкиркской системы находятся в полном соответствии с последовательностью событий, устанавливаемой по осадочным породам, и все эти три группы фактов, вместе взятые, достаточно убедительно доказывают, что горы к западу от рва сформировались в нижнемеловое, а к востоку от него — в эоценовое время.

20

БАТОЛИТ АЙДАХО

РАСПОЛОЖЕНИЕ

Батолит Айдахо протягивается от окрестностей Бойзе к северу через центральную часть Айдахо в Монтану и занимает площадь 41 000 *кв. км*.

В северной суженной части штата Айдахо известно несколько плутонов, по размерам напоминающих батолиты; они как бы являются промежуточными звеньями между главным батолитом Айдахо и батолитами Лун-Лейк, Колвилл и Нельсон (см. фиг. 147). У западной границы Монтаны, кроме того, расположено несколько небольших батолитов и штоков — батолит Боулдер около Бьютта, шток Филипсбург у Филипсбурга и другие; на юге и юго-востоке также имеются не изученные и безымянные батолиты.

Батолиты вдоль большей части западных и восточных и на всем протяжении своих южных окраин перекрыты третичными слоями, главным образом миоценовыми эффузивными породами. В общем не вызывает сомнения тот факт, что батолиты значительно крупнее, чем их обнаженные и изображенные на картах части.

СОСТАВ

Состав главной массы пород

Согласно Россу *(503)*, батолит Айдахо сложен главным образом кварцевыми монцонитами, а его краевые части — обычными гранодиоритами. В северном Айдахо, к северу от озера Пенд-Орилл, большие плутоны состоят из гранодиоритов, кварцевых монцонитов и гранитов; они внешне напоминают батолит Айдахо, связаны с ним генетически и соединяют его с батолитом Нельсон в Британской Колумбии (Росс, *503*).

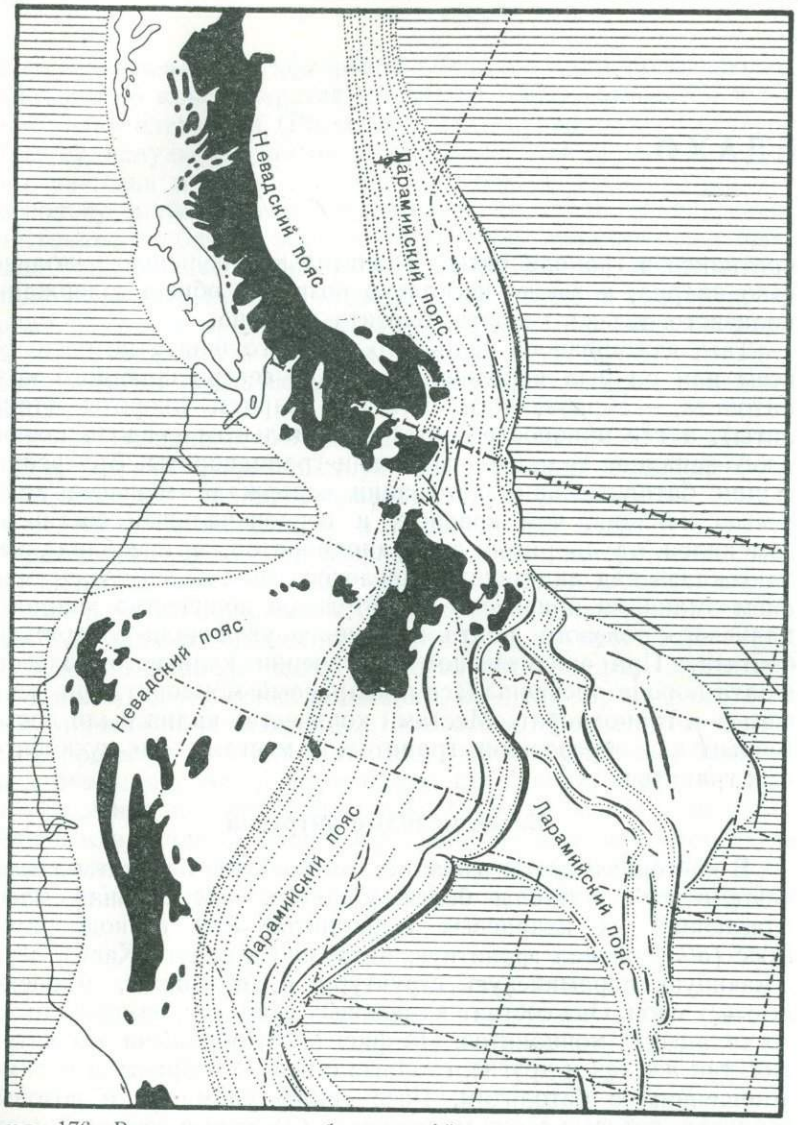
Позднее Андерсон (7) установил, что краевые фации первоначально были представлены диоритами с незначительным содержанием кварца; в дальнейшем благодаря воздействию поднимающихся растворов, богатых кремнием, они превратились в гранодиориты. Значительно увеличилось количество кварца, а также несколько возросло общее содержание калиевого полевого шпата, биотита и сфена.

Там, где привноса калиевого полевого шпата не было совсем или он был небольшим — вдоль северо-западного края батолита, — образовались богатые кварцем диориты (тоналиты), а где привнос его был значительным — вдоль южной и юго-западной границ, — возникли гранодиориты. Внутренние фации батолита при застывании содержали меньшее количество кальция, чем краевые, и первоначальный состав их изменился от диоритов до гранодиоритов, с преобладанием олигоклаза над андезином. Последовавшие вслед за застыванием эманации привнесли значительное количество кварца и калиевого полевого шпата и немного увеличили содержание биотита. При значительном увеличении калиевого полевого шпата порода превращалась в кварцевый монцонит, при меньшем — в гранодиорит. Местами количество калия было достаточным для образования гранитов, а местами — и мусковитовых гранитов.

Более молодые интрузии

В настоящее время известно, что большие батолиты заключают в себе плутоны более молодые, чем главная масса слагающих их кварцевых монцонитов или гранодиоритов. Росс *(505)* описал гранитную интрузию в округе Касто, пересекающую ларамийскую структуру и, возможно, миоценовые (?) слои. Она состоит из розовых гранитов, изменяющихся до кварцевых монцонитов. На фиг. 177 изображена эта интрузия, так же как и другие, сходные с ней по возрасту и взаимоотношениям с батолитом. Росс также упоминал о розовых гранитах, которые секут миоценовые (?) слои в северной части Айдахо и в Британской Колумбии и которые он считает определенно более молодыми, чем батолит Нельсон.

Взаимоотношения этих розовых гранитов наводят автора на мысль, что розовые граниты юго-западной Монтаны,



Фиг. 176. Взаимоотношения батолита Айдахо с орогеническими поясами — невадским, ларамийским и провинцией Бассейнов и Хребтов.

Резкими линиями в пределах ларамийского пояса изображены оси основных складок, взбросы и главные простирания. Ларамийский пояс отчасти накладывается на невадский; в самом деле, геосинклинальная часть ларамийского пояса местами подверглась резким деформациям в среднемеловое время. Черный цвет — батолит Айдахо; горизонтальная штриховка — провинция Бассейнов и Хребтов.

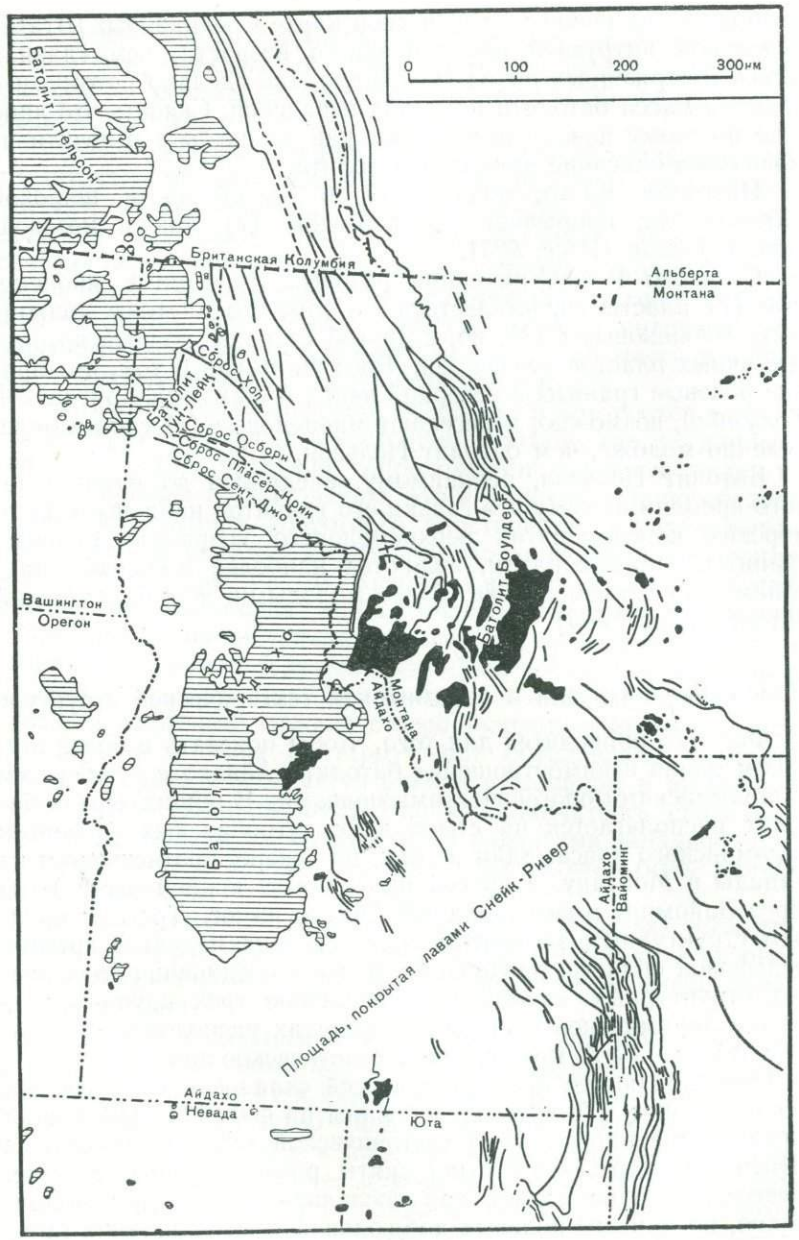
считавшиеся ранее докембрийскими и залегающими в пределах надвиговой чешуи, позднее были разбиты крутым сбросом, по которому эти граниты пришли в соприкосновение с миоценовыми (?) слоями по интрузивному контакту.

Андерсон *(10)* описывает два выхода более молодых гранитов в пределах основного батолита и считает, что имеется «много других выходов...» Более молодые интрузии относятся к двум группам, из которых одна, вероятно, образовалась в конце ларамийской орогении, а другая — в среднетретичное время. Раннетретичная магма была главным образом порито-вая, а среднетретичные инъекции изменялись по составу от дацитов до риолитов с большим количеством кварцево-монцонитовых и риолитовых порфиров. Третичные плутоны в теле основного батолита имеют небольшие размеры и удлиненную форму. Андерсон описывает тела до 13 *км* в длину при ширине от 150 до 400 *м*. Они приурочены к сбросам и нарушенным зонам, вытянутым в основном в северо-восточном направлении.

Краевые зоны

Плутон Татуна, расположенный на западе, состоит главным образом из гранодиоритов, переходящих в адамелиты, тоналиты и граниты. Белтские слои, в которые внедрился плутон Татуна, подверглись разнообразному воздействию. С наиболее мелкозернистыми разностями контакт резкий и следует плоскостям трещин, но контакт с зернистыми кварцитами на расстоянии нескольких сот метров постепенный. При увеличении содержания полевого шпата кварцит переходит в изверженную породу. К юго-востоку от плутона Татуна пластовые тела пегматитов и аплитов перемежаются с парагнейсами и диопсидовыми кварцитами, образуя значительную массу гнейсов. Пояс гнейсов шириной в 19 *км* в округе Лейта протягивается на расстояние 24 *км*, заходя в пределы округа Клируотер, где он окаймляет батолит Айдахо. Простирание батолита Айдахо наводит на мысль о том, что он подстилает метаморфический пояс (Туллис, *611*).

Почти весь хребет Биттеррут сложен кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитоидными породами, которые связаны с батолитом Айдахо (Лангтон, *342*). Фаза массивных изверженных пород характеризуется серым цветом и местами порфировой структурой, обусловленной развитием крупных кристаллов ортоклаза и олигоклаза до 2,5 *см* в диаметре. Эти породы состоят приблизительно из 10% биотита, 33% кварца,



41% олигоклаза и 16% ортоклаза. Фаза массивных пород окаймляется более молодыми шлировыми гнейсами, которые образуют оторочку, достигающую вдоль восточного контакта ширины от 1,5 до 8 *км* и протягивающуюся на 19 *км* к северу от края батолита. Более древние гнейсы, вероятно связанные с динамическим срезанием и дроблением гранитов, окаймляют биттеррутскую интрузию с востока и протягиваются в меридиональном направлении на расстояние 80 *км* (Лангтон, *342*).

ВОЗРАСТ

Генетические связи с другими интрузиями

Определение возраста большого батолита Айдахо представляет важную тектоническую проблему и до сих пор является предметом дискуссий. Проблема сводится к решению вопроса, когда образовался батолит — в невадское или ларамийское время?

Принципиальным аргументом в пользу признания невадского возраста является литологическое сходство с батолитами невадской орогении, особенно с батолитом Нельсон (Росс, *503*). Так как в батолитах известно много разновидностей гранитоидных серий пород от диоритов до гранитов, установление возраста на основании литологического сходства не представляется возможным. Однако следует согласиться с тем, что гранитоидный характер батолитов, большие размеры и расположение тесной группой как будто позволяют считать их относящимися к единому большому орогеническому поясу и батолитовому циклу. В то же время нет ничего общего между батолитом Айдахо и интрузиями ларамийского орогенического пояса.

Интрузивные взаимоотношения

Вблизи юго-восточного контакта батолит интрудирует в мощную серию палеозойских пластов. В этом месте изолированные гранитные тела, сходные по составу пород с батолитом и, очевидно, являющиеся его сателлитами, прорывают палеозойские слои, из которых наиболее молодыми являются пенсильванские. Далее к северу вмещающими интрузию

Фиг. 177. Часть пояса ларамийской орогении и батолит Айдахо.

Горизонтальная штриховка — батолит Айдахо; черные линии — оси главных складок и взбросы ларамийской орогении, черный цвет — плутоны определенно ларамийского возраста.

породами служат протерозойские (белтские) кварциты и метаморфические сланцы. Еще далее к северо-востоку, в Монтане, батолит, вероятно, окаймляется главным образом белтскими породами, хотя о геологии этого района известно мало. По западной границе с батолитом, кроме широко распространенных позднетретичных эффузивов, контактируют дотретичные эффузивные и осадочные толщи, которые прорываются гранитсидами. Дотретичные породы вдоль участка западного контакта, к северу от реки Салмон, в своем большинстве так сильно метаморфизованы, что их сопоставление с другими породами ненадежно, но вдоль реки Снейк имеются значительные по мощности пермские толщи, а также триасовые слои, причем те и другие содержат эффузивы. Небольшие массы гранитов, скорее всего сателлиты, прорывают пермские слои. Батолит Татуна является одной из этих интрузий (см. фиг. 147).

Во многих местах третичные пласты, главным образом миоценовые (?) вулканические породы, залегают на эродированной поверхности батолита; известно также, что обнаженная в настоящее время восточная часть интрузии была в значительной степени вскрыта размывом до начала третичной вулканической деятельности. Некоторые лавовые потоки, залегающие на поверхности батолита, могут быть олигоценового возраста (Росс, *503*).

Сателлиты (?)

В западной Монтане, к востоку от батолита Айдахо, многочисленные плутоны, такие, как филипсбургский (Калкинс, *107*), боулдерский (Кнопф, *323*) и мэрисвеллский (Баррелл, *37*), прорывают все меловые и древнемезозойские формации, смятые в складки и разбитые надвигами, вслед за отложением верхнемеловых слоев. Интрузии определенно дискордантны по отношению к надвигам и складчатости и, насколько известно, образовались после ларамийских надвигов. Они приурочены к средней или к поздней фазе ларамийской орогении.

Если верно предположение о том, что основной батолит одновозрастен с мелкими интрузивными телами к востоку от него, возраст его должен быть ларамийским, а не раннемеловым или позднеюрским (невадским). Подобное рассуждение может быть подкреплено тем, что филипсбургский надвиг срезается простирающимся в общем в восточном направлении придатком батолита Айдахо (см. фиг. 166). Но этот придаток изображен на новой тектонической карте Соединенных Штатов отдельной интрузией более позднего возраста, чем главная масса изверженных пород. Очевидно, так сделано потому, что главная масса батолита показана невадской. Сказать что-либо еще по этому поводу нельзя, так как до сих пор в печати не появилось описание придатка батолита.

Интрузия Касто, обнаженная в осевой части широкой антиклинали, прорывает как пермские (?), так и мезозойские (?) слои (Росс, *505*).

Согласно Россу, инъекции розовых гранитов в миоценовые (?) пласты свидетельствуют о том, что плутоны должны быть миоценовыми (?), но, с другой стороны, точный возраст третичных пластов неизвестен. Росс упоминал о том, что прочие розовые граниты в северной части Айдахо и в Британской Колумбии, возможно, пересекают миоценовые (?) слои и определенно моложе, чем батолит Нельсон.

Батолит Нельсон, повидимому, внедрился до нижнемелового времени, потому что гальки его гранитов найдены в блерморских конгломератах верхнемелового возраста. Розовые граниты, таким образом, являются наиболее молодыми плутонами, во всяком случае, более молодыми, чем боулдерский батолит (Росс, *503*).

Положение интрузий в ларамийской тектонической структуре

Фиг. 176 приводится для того, чтобы показать в более широком плане взаимоотношение батолита Айдахо с невадскими и ларамийскими орогеническими поясами. В общих чертах батолит располагается на стыке двух дугообразных сегментов ларамийского пояса; один из них, на севере, протягивается из Канады в Монтану, а другой проходит из южной части Юты через Вайоминг и юго-западный Айдахо на юг. Третьим крупным структурным элементом является зона надвигов хребтов шельфовой области, проходящая в месте соединения двух первых структурных элементов. Соединение трех крупных элементов ларамийской орогении в пределах расположения батолита Айдахо, быть может, имеет генетическое значение.

Преобладающие простирания осей складок и надвигов показаны на фиг. 176 и детализированы на фиг. 177. Последняя карта скопирована с новой тектонической карты Соединенных Штатов. С карты этой были сняты разломы, определенные, насколько это возможно, как послеларамийские, и дополнительно, по данным полевых наблюдений в юго-западной Мон-

тане студентов и сотрудников Мичиганского университета, нанесены оси складок, а также детализированы некоторые разломы на основании геологической карты Монтаны, составленной в 1945 г.

Изучение детализированной карты приводит к заключению, что интрузии местами определенно дискордантны, но в общем согласны со структурами осадочных пород, огибающими северный и восточный концы главного батолита. Местные несогласия и общая конкордантность, кажется, должны быть наилучшими доказательствами ларамийского возраста большого батолита. Хотя батолит состоит из ряда интрузий, эти взаимоотношения подразумевают, что основная масса плутона имеет верхнемеловой и нижнетретичный возраст.

Взаимоотношения интрузий отчетливо вскрываются в хребтах Биттеррут и Сапфир в восточной Монтане, где, по данным Лангтона *(342)*, интрузии сопровождают основные надвиги. Лангтон пришел к заключению, что в раннюю стадию образовалась складчатость долготного простирания, которая выражена главным образом в северной Монтане меридиональным простиранием хребтов. В хребте Сапфир меридиональная складчатость выражена лишь отчасти, так как она была осложнена надвигом западно-северо-западного простирания и связанными с ним складками волочения, поперечными к первоначальной складчатости. Более поздние надвиги огибают северный и восточный склоны северо-восточного выступа батолита Айдахо в горах Биттеррут; они обусловлены быстрым ростом батолита в этой части района в северном и восточном направлениях (Лангтон, *342*). Ранняя складчатость, связанная с описанными выше складчатостью и надвигами западного рва Скалистых гор в Британской Колумбии, может быть раннемелового возраста.

Лангтон приводит следующие основания в пользу того, что выступ Биттеррут батолита Айдахо тесно связан со вторым этапом образования надвигов и, следовательно, имеет ларамийский возраст.

1. Надвиги располагаются концентрически вокруг северного и северо-восточного краев батолита Айдахо. Они падают по направлению к нему и надвинуты в стороны от него.

2. Большое количество гипабиссальных пород внедряется по плоскостям разломов в процессе их образования, так как некоторые из них срезаны, другие же слабо нарушены или совсем не нарушены. Эти дайковые породы, приуроченные к разломам, напоминают по составу фации основного батолита. Они часто ашистовые и варьируют по составу от тоналитов до гранитов. Однако вдоль зон сдвигов встречаются и основные монцонитовые габбро.

3. Сложность структур очень резко возрастает при приближении к интрузии. Поэтому возможно, что батолит представлял собой центральную точку, из которой силы действовали во всех направлениях.

4. Зоны молодых гнейсов и кристаллических сланцев расположены в пределах этого района на площади 385 *кв. км*. Сланцеватость в крайней северной части хребта Биттеррут развита гораздо интенсивнее, чем южнее, вдоль его восточного склона; это, возможно, указывает на больший напор батолита в северном направлении.

5. В основании хребта Биттеррут, параллельно долине, падения в древних гнейсах, видимо, немного отклоняются от обычного направления. То же можно отметить и относительно надвигов к северу от хребта; те из них, которые удается проследить до реки, изгибаются к югу; возможно, и другие ведут себя подобным образом. Эти факты могут указывать на относительно большее продвижение интрудирующих пород в северном направлении, в пределах площади, расположенной не к востоку, а к западу от реки.

Клапп и Лангтон считают, что надвиги Джорджтаун, Бермаут и Филипсбург в районе Филипсбург непрерывно связаны с разломами Девис и Кларк-Форк северной части хребтов Биттеррут и Сапфир. Так как надвиги филипсбургского района пересекают пласты верхнемелового возраста, они являются ларамийскими; отсюда должно быть сделано заключение о ларамийском возрасте широтных надвигов хребта Биттеррут.

Осборнская зона разломов

Примерно в 50 *км* к северу от северного конца батолита Айдахо располагается зона крупных крутопадающих разломов, ориентированных в западно-северо-западном направлении. Главнейшие из них названы Хоп, Осборн, Бернт, Кебин, Плассер-Ривер и Сент-Джо, а так как осборнский разлом известен лучше других, наименование его присвоено всей зоне. Это важные, но загадочные элементы структуры северо-восточной Монтаны и северного Айдахо. Разломы описываются как нормальные сбросы, но известно также, что амплитуда горизонтального смещения по их простиранию имеет преобладающее значение (Андерсон, *10*).

«Сброс Хоп, — отмечает Андерсон, — самое северное из этих нарушений. Он имеет северо-западное простирание, более чем у прочих отклоняющееся от широтного направления — в среднем на 55—60°, и круто падает на юго-запад. Этот сброс протягивается строго параллельно надвигу Кларк-Форк в районе реки Колумбия на расстояние около 105 *км*, затем проходит через северный рукав озера Пенд-Орилл и через понижение, пересекающее горы Селкирк, имея общую протяженность не менее 150 *км*. Вертикальное смещение вдоль него значительно, горизонтальная же составляющая сброса достигает 20 *км*; северо-восточное крыло смещено к юго-востоку по отношению к юго-западному крылу. К зоне разломов приурочены пологопадающие надвиги, крутопадающие взбросы, крутые нормальные сбросы и сбросы с двухсторонним горизонтальным смещением по простиранию; все они связаны со сбросом Хоп и обусловлены сжимающими силами, которые возникали при разложении горизонтального срезающего стресса, содействовавшего образованию разлома Хоп. Сбрсообразование, интрузии и минерализация представляют тесно связанные между собой явления и рассматриваются как следствие ларамийской орогении».

Направление горизонтального движения, описанное Андерсоном в 1948 г., противоречит его представлениям, высказанным в 1947 г.:

«Восстанавливая синклинальную структуру, разрезанную и смещенную по сбросу Хоп, приходим к выводу, что породы северо-восточного крыла были перемещены по отношению к юго-западному по горизонтали в северо-западном направлении на 20 *км*. Смещение в основном происходило в течение раннетретичного времени, после этого имели место дополнительные перемещения, но главным образом в вертикальном направлении».

Противоречивость особенно резко выявляется при анализе структур, но прежде, чем пытаться делать его, следует описать остальные разломы. Андерсон *(10)* далее говорит:

«Сброс Осборн в районе Кер-д'Ален превосходит по величине даже сброс Хоп. Он картируется на расстоянии 145 *км* к востоко-юго-востоку от Кер-д'Ален. Его длина, очевидно, значительно больше, и он примерно совпадает с древней долиной, протягивающейся от Спокана в штате Вашингтон до Дир-Лоджа в Монтане на расстояние 480 *км*. Разлом простирается в направлении СЗ 280—290° и круто падает на юг. Вероятно, как и в сбросе Хоп, горизонтально составляющая смещения вдоль разлома около 20 *км*, причем северное крыло сдвинуто на восток по отношению к южному. Подобным же образом он сопровождается многочисленными сбросами различной величины, причем некоторые из этих сбросов минерализованы. В районе Кер-д'Ален интрузии и минерализация в значительной степени приурочены к осборнскому разлому».

Характер складчатости и разломов (см. фиг. 177) наводит на мысль, что батолит Айдахо в виде твердой массы был смещен в восточном направлении и что надвиги вдоль его восточного края свидетельствуют о направлении сжатия.

Осборнская зона сбросов представляет собой крупный разрыв, отделяющий северный блок от южного, сместившегося в восточном направлении. Если стрелки на карте, показывающие перемещение северных блоков к востоку, изображены верно, то схема эта не отвечает действительности. Если же стрелки будут перевернуты, согласно представлениям Андерсона, высказанным им в 1947 г., то гипотезу разрыва, повидимому, можно будет считать обоснованной.

Дополнительными фактами могут служить многочисленные взбросы, включая и взброс Льюис в Скалистых горах северо-западной Монтаны, которые резко укорачиваются в результате смещения в восточном направлении, но, с другой стороны, перед фронтом южного блока (восточнее батолита Айдахо) находится несколько крупных взбросов, и неизвестно, где, собственно, укорочение было большим.

Зона большого сдвига проходит примерно под углом 50° к льюисскому и связанным с ним надвигам, поэтому казалось бы, что если надвиги механически связаны со сдвигом, то это должна быть зона растяжения, к которой приурочены многочисленные интрузии. Минерализация же, как известно, здесь проявилась ограниченно. Поскольку зона разрыва находится в пределах северного края батолита Айдахо, можно ожидать, что она имеется и у южной границы батолита. Если подобная зона и существует, то она скрыта под лавами плато реки Снейк. Принимая во внимание последние данные, можно прийти к выводу не только о том, что связь осборнской зоны сбросов с образованием ларамийских надвигов и с батолитом Айдахо не выяснена, но — и это особенно важно, — что выделение зоны разломов не содействует решению затронутой проблемы о возрасте батолита Айдахо.

Положение батолита в невадской тектонической структуре

Не вызывает сомнения, что два дугообразных сегмента невадского орогенического пояса вдаются в пределы восточного Айдахо (см. фиг. 147), а батолит Айдахо располагается сразу же к югу от места их соединения. Таким образом, здесь наблюдаются такие же взаимоотношения, как и в ларамийском поясе орогении; правда, невадские сегменты выпуклы в западном направлении, ларамийские — в восточном. Кроме того, невадские сегменты изогнуты сильнее и сходятся под более острым углом, чем ларамийские. Раньше считали, что район соединения подобных дугообразных сегментов крупного пояса орогении представляет собой благоприятное место для внедрения батолита, но это вызывает затруднения даже при гипотетическом решении проблемы.

Некоторое сходство в расположении невадского и ларамийского поясов по отношению к батолиту Айдахо не позволяет определить или сузить возрастной предел образования батолита.

Взаимоотношения с третичными осадками

Благоприятным в отношении выяснения возраста батолита Айдахо, видимо, является изучение палеоценовых и эоценовых конгломератов, залегающих восточнее батолита. Определенная часть конгломератов на северо-западе Вайоминга сложена гальками и валунами из кварцитов белтской формации, не обнажающихся в районе накопления конгломератов. Имеется всего лишь один источник, за счет которого могли образоваться эти гальки, — обнажения белтских слоев вдоль восточного края батолита в Айдахо и западной Монтане. Кроме того, Росс *(503)* указывал, что при внедрении батолита Айдахо в формацию Белт кровля интрузии мощностью около 1,5 *км* была сильно поднята. Поднятие предшествовало образованию миоценовых (?) лав и осадочных пород. Связь между куполообразным выгибанием кварцитов, их размывом и образованием поблизости конгломератов очевидна, а отсюда становится возможным определение времени внедрения. Но условия залегания и возраст различных конгломератов в настоящее время не вполне выяснены; возможно также, что часть галек и валунов образовалась за счет размыва более древних конгломератов. Насколько известно, древнейшие из широко распространенных конгломератов Йеллоустон-Гро-Вентр в районе Уинд-Ривер являются позднепалеоценовыми, а гальки их принесены издалека, потому что они почти совершенно окатаны. Эти данные свидетельствуют об образовании батолита в позднемеловое или раннетретичное время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Батолит Айдахо состоит из нескольких более мелких составных частей и сателлитов позднемелового или раннетретичного возраста и из ряда более молодых миоценовых интрузий. Он располагается в месте соединения как невадских, так и ларамийских дугообразных сегментов поясов орогении.

Батолит Айдахо похож по размерам и составу на батолиты невадской орогении и совершенно отличен от плутонов ларамийского пояса.

Вдоль западного края батолит внедрился в толщи пермских вулканических пород, следовательно, он частично заходит в пределы тихоокеанской геосинклинальной области. На востоке он прорывает геосинклинальные отложения, относящиеся к типу Скалистых гор. Батолит Айдахо является самым поздним образованием в пределах невадского батолитового пояса и благодаря этой задержке он частично оказывается связанным с ларамийской орогенией.

По отношению к ларамийской структуре батолит местами резко дискордантен, но в общем конкордантные взаимоотношения преобладают. Конкордантность, а также и широко распространенные палеоценовые конгломераты на востоке, образовавшиеся, повидимому, за счет размыва кровли батолита, — лучшие доказательства позднемелового или раннетретичного возраста батолита.

Главная масса пород батолита внедрилась в средне- или позднемеловое время и после застывания подвергалась деформациям, связанным с образованием ларамийских складок и сбросов; вслед за этими проявлениями ларамийской орогении внедрились более молодые плутоны, дискордантные по отношению к ранее образовавшимся структурам.

21

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПОЛОЖЕНИЕ

Система Ларамийских гор, объединенная здесь под названием «Центральные Скалистые горы», включает сложенные геосинклинальными отложениями горные цепи юго-западной Монтаны, восточного Айдахо, западного Вайоминга, центральной и западной Юты и восточной и южной Невады. Пояс начинается у батолита Айдахо и протягивается на юго-восток к лавовому плато реки Снейк, где он перекрывается позднее третичными и плейстоценовыми лавами и аллювием (фиг. 178).

Вновь появляясь из-под лав, этот пояс продолжается на юго-восток в пределы хребтов Снейк-Ривер и Хобак в западном Вайоминге; здесь он поворачивает на юг и протягивается в северную Юту, соединяясь с вытянутым в широтном направлении хребтом Уинта. В Юте и Неваде средне- и позднетретичные блоковые движения кое-где изменили характер рельефа, образовавшегося в результате ларамийской орогении, но не возникает сомнения в том, что сложный пояс ларамийских надвигов и складчатость продолжаются в южную часть Уинты, заходя в юго-западную Юту и в южную Неваду.

Восточная граница системы Центральных Скалистых гор ясно выражена, тогда как западная неопределенна. Восточный край их сложен палеозойскими и мезозойскими слоями и сопровождающими орогению меловыми и раннетретичными отложениями, западнее же развиты исключительно палеозойские породы Кордильерской геоантиклинали. Так как послепалеозойские породы почти совершенно отсутствуют в западной части Центральных Скалистых гор, невозможно точно датировать бывшие здесь фазы или отделить ларамийскую структуру от структуры, возникшей после седархиллской и невадской орогений. Очень возможно, что ларамийская структура в центральной зоне была наложена на невадскую, но как именно это происходило — неизвестно. На фиг. 176, насколько это возможно при имеющихся данных, показаны взаимоотношения невадского орогенического пояса с ларамийским.

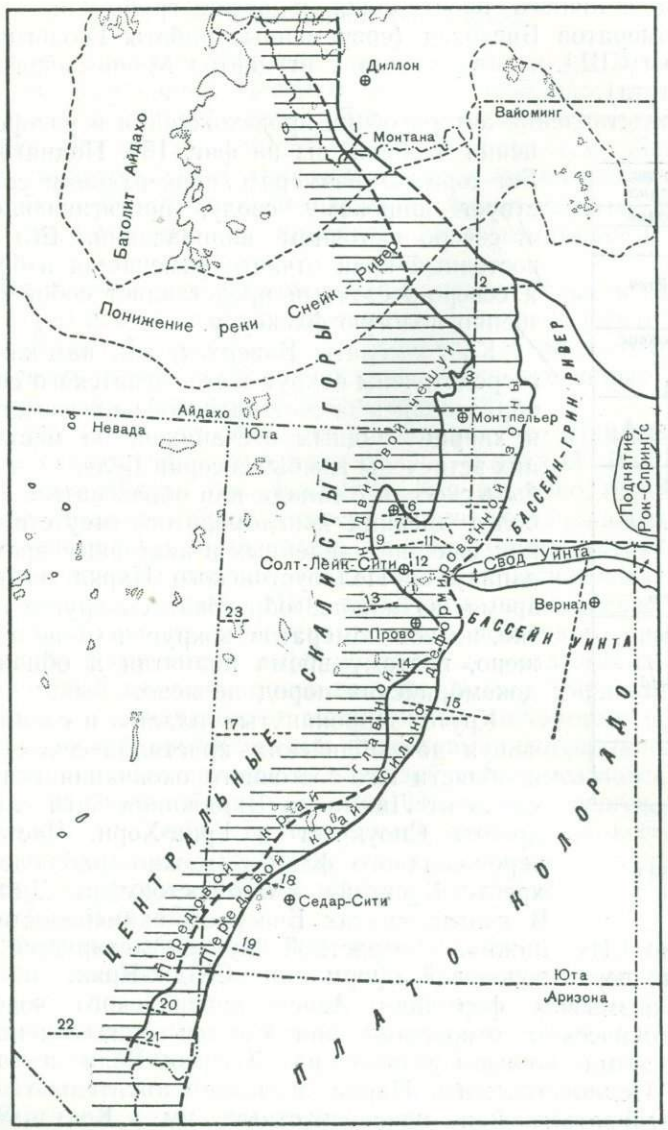
Горы Уинта представляют собой большое плосковерхое антиклинальное поднятие. Поскольку в строении его принимают участие палеозойские и мезозойские формации, оно является частью шельфовой области. В физиографическом отношении эти горы отделяют плато Колорадо от больших хребтов и межгорного бассейна Вайоминга; они более тесно связаны с шельфовыми хребтами Вайоминга, чем с плато Колорадо. По структуре они определенно не сходны с Центральными Скалистыми горами и вообще характеризуются меньшей мощностью формаций. Все эти данные позволяют объединить их со Скалистыми горами.

За исключением гор Уинта, входящих в восточный край Центральных Скалистых гор, великая горная система образует почти правильную дугу с радиусом около 720 *км*. В связи с этим, вероятно, все надвиговые чешуи перемещались в направлении континента или к выпуклой части дуги, то есть на северо-восток и восток.

ОТЛОЖЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ОРОГЕНИЮ

Восточный край Центральных Скалистых гор характеризуется обилием грубых конгломератов, которые совместно с угловыми несогласиями определяют последовательность фаз орогении. Не все конгломераты могут быть тесно связаны с нагорьями, с которых они были снесены потоками; не могут также быть расшифрованы структуры, образовавшиеся в процессе резких поднятий. Но конгломераты определенно свидетельствуют о фазах интенсивной орогении.

Чтобы сделать более наглядным объяснение развития структуры Центральных Скалистых гор, на фиг. 179 нанесены и сопоставлены толщи грубых конгломератов, развитых в различных местах восточного склона, с севера на юг. Возможные пределы продолжительности их образования показаны стрелками. Указан также возраст, который исследователь данной площади считает наиболее вероятным. Наименования мощных



Фиг. 178. Обзорная карта Центральных Скалистых гор. Линии разрезов обозначены номерами. Интрузивные тела оконтурены точками.

и грубых конгломератов, вероятно представляющих наиболее резкие деформации, подчеркнуты.

В большинстве мест известны две толщи конгломератов. Одна из них образовалась от конца юры до мела, другая — в самом конце мела. В двух местах древние конгломераты разделяются на две группы и, возможно, отвечают двум проявлениям деформаций.

В Юте и севернее встречена третья группа палеоценовых и эоценовых конгломератов, связанных с дополнительными деформациями.

ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНТАНА

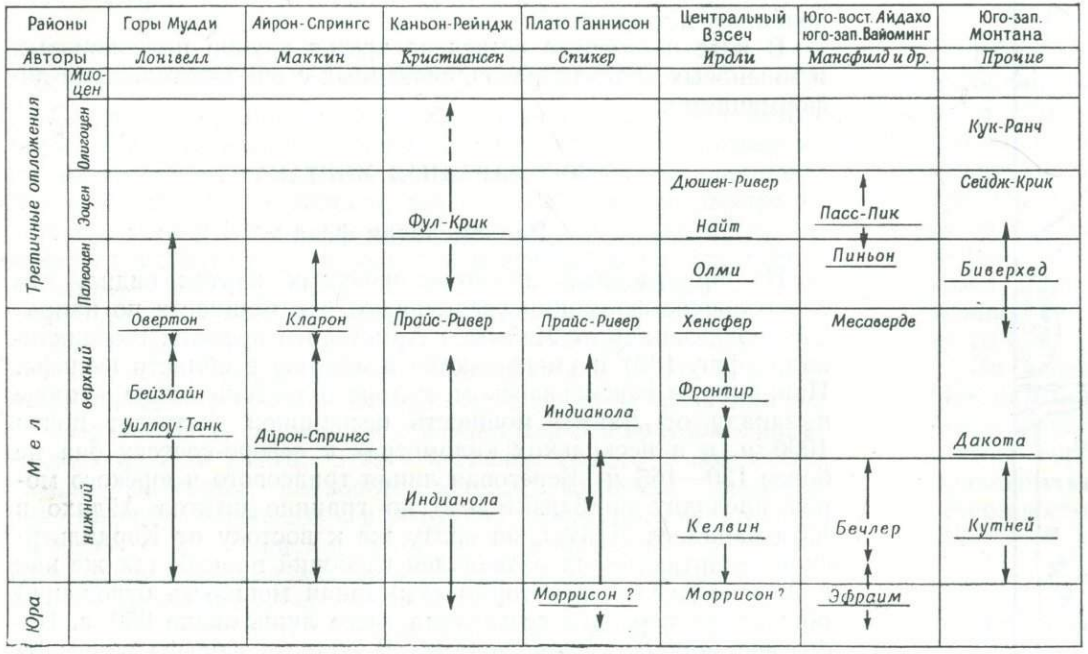
Раннемеловая фаза

На приведенных палеотектонических картах видно, что палеозойские формации увеличиваются в мощности по направлению к западу от Лаймы и Армстеда в пределы геосинклинали (фиг. 180) и уменьшаются к востоку в области шельфа. Например, в пенсильванском секторе в тектоническом покрове к западу от Лаймы мощность песчаников достигает почти 1000 *м*, а в нескольких километрах к северо-востоку она не более 130—165 *м*. Береговая линия триасового и юрского морей проходит приблизительно по границе штатов Айдахо и Юта западнее Лаймы, но сразу же к востоку от Кордильерской геоантиклинали развивался глубокий прогиб, так же как в Айдахо и Юте, в котором суммарная мощность отложений обоих этих периодов составляла всего лишь около 650 *м*. Восточнее мощность уменьшается. В области шельфа в юрское время фиксированы лишь спокойные эпейрогенические движения, описанные в главе 17.

В нижнемеловое время западная геоантиклиналь была резко поднята и конгломераты Кутней вместе с аркозовыми песчаниками были размыты и переотложены восточнее. В большинстве мест они имеют небольшую мощность, но, несмотря на это, в пределах западной Монтаны являются очень выдержанным горизонтом. Возможно, в это время произошло внедрение батолита Айдахо, но до сих пор это определенно не было установлено. Не удается также выделить из структурного комплекса расположенных к западу хребтов структуру, возникшую в результате поднятий, с которыми связано образование конгломератов Кутней (см. палеотектоническую карту XV).

Среднемеловая фаза

Вторые конгломераты — дакотские, или основание формации Колорадо, во многом напоминают кутнейские. Возможно, они не распространены повсеместно и соответствуют новому поднятию восточного края геоантиклинали (см. палеотектоническую карту XVI). Повидимому, в это время на западе была поднята и вскрыта эрозией серия Белт, но природа образовавшихся при этом структурных форм остается невыясненной. В это время могла возобновиться интрузивная деятельность.



Фиг. 179. Главные толщи грубообломочных пород, связанных с орогенией в пределах восточного края Центральных Скалистых гор.

Палеоценовая (?) фаза

Основным проявлением главной ларамийской фазы орогении в юго-западной Монтане является образование структур северо-восточного простирания и очень грубых и мощных конгломератов Биверхед (современные работы Геологической службы США и сотрудников и студентов Мичиганского университета).

Представления автора об их происхождении и распространении отображены на фиг. 180. Поднятие гор Биг-хорн по размерам и очертаниям соответствует широкому своду, протягивающемуся в северо-восточном направлении. Его юго-восточный край отчасти намечается взбросом, а северо-восточный представляет собой совершенно пологую флексуру.

Конгломераты Биверхед, как нам кажется, сосредоточены вокруг этого гигантского свода и образовались за счет палеозойских известняков и кварцитовидных песчаников, но местами в них встречены глыбы из серии Белт. Они могли быть снесены с запада или образоваться за счет более древних конгломератов, отсутствующих или еще не найденных в настоящее время. К западу от Йеллоустонского Парка в это же время, возможно, образовалось другое поднятие, но конгломератов вокруг него не обнаружено, поэтому время поднятия и обнажения докембрийских пород не ясно.

Круто запрокинутые пласты и сдавленная чешуя докембрийских кристаллических пород в области юго-восточного окончания главного свода от Лайма до Вирджиния-Сити слагают хребты Сноукрест и Грин-Хорн. Часть северо-западного фланга можно наблюдать в хребте Блектайл к юго-востоку от Диллона. В конгломератах Биверхед окаменелостей не найдено. Их нижний возрастной предел датируется размывом верхнеэоценовой формации Сейдж-Крик, а нижний — размывом формации Аспен колорадского возраста. В тектоническом отношении они сходны с палеоценовыми пинионскими конгломератами из Джексон-Хола в южной части Йеллоустонского Парка и предположительно будут рассматриваться как одновозрастные им. Конгломераты вскоре после их отложения были запрокинуты в пределах хребта Сноукрест и, быть может, полого смяты в других местах.

Раннеэоценовая (?) фаза

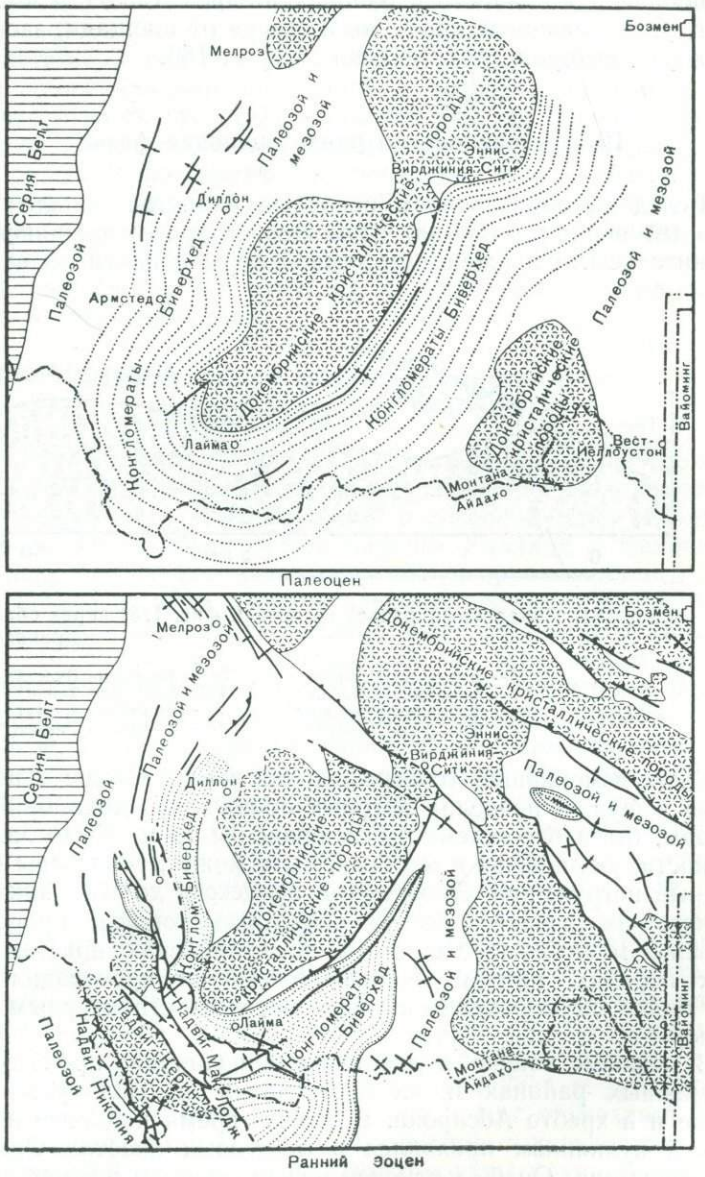
В юго-западной Монтане нам известны две системы структур, обусловленных сжатием и расположенных почти под прямым углом друг к другу. При этом северо-западное направление отчетливо является более поздним (см. фиг. 180). Оно характеризуется многочисленными надвиговыми чешуями, часть из которых перекрывает конгломераты Биверхед или смещает эти конгломераты в горизонтальном направлении.

На разрезе, проходящем почти в меридиональном направлении через местность, расположенную сразу же к югу от Лаймы, две складки более раннего по возрасту северо-восточного направления производят впечатление остро срезанных складок лобной части надвиговой чешуи (фиг. 181).

Пояс надвигов, расположенный западнее Лаймы и Армстеда, несомненно, продолжается в западный Вайоминг и восточный Айдахо (см. фиг. 178). Как известно, перемещение по всем надвигам было в северо-восточном направлении. Один или два надвига, выводящие на поверхность докембрийские кристаллические породы, были смяты и расчленены эрозией на клиппены и окна. Ими захвачены палеозойские породы геосинклинального характера, а вдоль восточного края пояса надвигов встречены и деформированные мезозойские породы. Надвиговый пояс на северо-востоке, между Вирджиния-Сити и Бозменом, захватывает маломощные шельфовые осадки; в поднятиях, сопровождающих надвиговые чешуи, обнажаются кристаллические породы, а палеозойские и мезозойские пласты в значительной мере снесены. Надвиговые чешуи, видимо, очень круто падают и протягиваются как к северо-востоку, так и к юго-западу. Они являются продолжением надвигового пояса шельфового района центрального Вайоминга и Колорадо (см. фиг. 162).

Многочисленные складки в палеозойских и мезозойских слоях развиваются в то же время, как и надвиги. Конгломераты Биверхед после складчатости и дизъюнктивных деформаций были сильно размыты. В настоящее время единичные остатки их венчают высочайшие пики хребта Медисон и гор Сфинкс, находящихся на крайнем северо-западе Вайоминга.

Вслед за надвигами вдоль границы Айдахо — Монтана в надвиговые чешуи Николия и Кебин произошло внедрение порфировых штоков; возможно также, что в это же время проявилась в значительной степени интрузивная и минерали-



Фиг. 180. Ларамийские фазы в юго-западной Монтане.

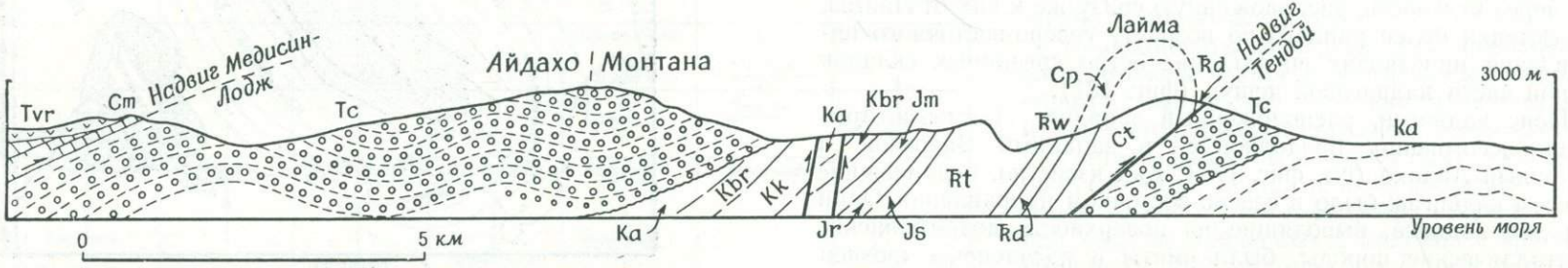
зационная деятельность в районах Мелроз, Бьютт и Филипсбург, расположенных сразу же к северу от площади, заснятой на карте, которая представлена на фиг. 180.

Позднеэоценовая и раннеэоценовая фазы

Вслед за образованием основных надвигов начался длительный период размыва, возможно, сопровождавшийся дополнительными движениями земной коры и почти до неузнаваемости изменивший топографию местности. Своды и надвиговые чешуи, в пределах которых обнажались докембрийские породы, были бессистемно, без какой бы то ни было закономерности, уменьшены и местами, быть может, вовлечены в обширные погружения. Эрозионные процессы, до того как проявилось их воздействие на осадочные породы, прорезали большие межгорные долины в докембрийских кристаллических породах, причем размыв докембрия происходил так, как будто он определялся лишь местным структурным контролем.

В позднем эоцене вулканические излияния происходили в смежных районах и сосредоточились в Йеллоустонском Парке и в хребте Абсарока. В это же время наиболее интенсивный вулканизм проявился в Береговых хребтах Орегона и Вашингтона. Он был отмечен перепружением речных долин и выпадением большого количества вулканического пепла и пыли. Режим эрозии изменил процесс образования аллювия в большой межгорной долине и затруднил отложение формации Сейдж-Крик в юго-западной Монтане. Отложение формации того же возраста произошло и в других бассейнах, расположенных на этой обширной территории.

Местные деформации и эрозия в нижнеолигоценовое время выявляются благодаря угловому несогласию между слоями Сейдж-Крик и перекрывающими их толщами. Вулканизм продолжался в смежных районах, и в результате в среднем олигоцене на слои Сейдж-Крик отложились слои Кук-Ренч.



Фиг. 181. Поперечный разрез (разрез 1, фиг. 178) через область развития надвигов в северо-западной Монтане и смежной части Айдахо (по Дрекслеру, Мак-Асику и Килдалу).

Cm — формация Медисон
Ct — песчаники Тенслип
Cp — формация Фосфория
Ŧd — формация Динвуди
Ŧw — формация Вудсайд
Ŧt — формация Тайнс
Js — формация Саутут
Jr — формация Рирдон
Jm — формация Моррисон
Kk — формация Кутней
Kbr — формация Бер-Ривер
Ka — формация Аспен
Tc — палеоценовые (?) конгломераты
Tvr — потоки риолитов

Миоценово-плиоценовая фаза

Вслед за отложением слоев Кук-Ренч последовала крайне интенсивная эрозия, а в Блектайл, к юго-востоку от Диллона, наклон и перекрытие их более молодыми слоями, видимо, указывают на начало блоковых движений. Это происходило в самом конце олигоцена или в самом начале миоцена.

В районе северного окончания хребта Блектайл и особенно широко в долине реки Снейк, Йеллоустонском Парке и на Колумбийском плато возобновилась вулканическая деятельность. Отложение нижнемиоценовых слоев Блектайл, Дир-Крик и сопровождающих их базальтов, туфов и аггломератов имело место в районе Верхнего Сейдж-Крик, вдоль северо-западного края хребта Сноукрест и в бассейне водохранилища Руби-Резервуар.

Вслед за этим последовало образование обширной эрозионной поверхности на небольшой высоте. Местами поверхность, на которую отложились слои Сейдж-Крик, могла быть вновь вскрыта и совместилась с новой, послеблектайлской поверхностью денудации, сохранившейся теперь лишь на вершинах хребта Блектайл. Здесь нижнемиоценовые базальты и туфогенные слои оказались значительно наклоненными. В бассейне Руби-Резервуар вслед за отложением слоев Блектайл происходили блоковые подвижки, затем в опущенных по разломам бассейнах накопились слои Медисон-Велли верхнего миоцена и нижнего плиоцена.

Плиоценовые и четвертичные дизъюнктивные нарушения и размыв

В плиоценовое и четвертичное время произошло региональное поднятие, местами, возможно, сопровождавшееся значительными блоковыми подвижками, и размыв обширных предгорий. На северо-западном склоне хребта Сноукрест предгорья развиты более широко и определенно. В то же время образовались предгорья в опускающихся долинах (грабеновые долины) хребта Биверхед. В долинах, подобных Биверхед, Блектайл-Крик и Свитуотер, погружение по разломам было столь значительным, что аллювиальный покров распространился вплоть до основания сбросового уступа.

Третья вспышка блоковых подвижек отразилась в одних местах образованием наносов, в других — пологими поднятиями и расчленением предгорий. В хребте Биверхед известны два проявления оледенения; одно, вероятно, происходило до расчленения предгорий, другое — после него.

Блоковые подвижки в передовой части хребтов Тендой и Медисон продолжаются и в настоящее время.

ВОСТОЧНЫЙ АЙДАХО И ЗАПАДНЫЙ ВАЙОМИНГ

Позднеюрская и раннемеловая фазы

Подобно юго-западным монтанским Скалистым горам, здесь, в юго-восточном Айдахо и западном Вайоминге, палеозойские формации с геосинклинальными мощностями сосредоточены на западе, а с шельфовыми — на востоке; отложения же мезозойского возраста, характерные для краевых геоантиклиналей, — в центральной и восточной частях. Обратимся снова к палеотектоническим картам.

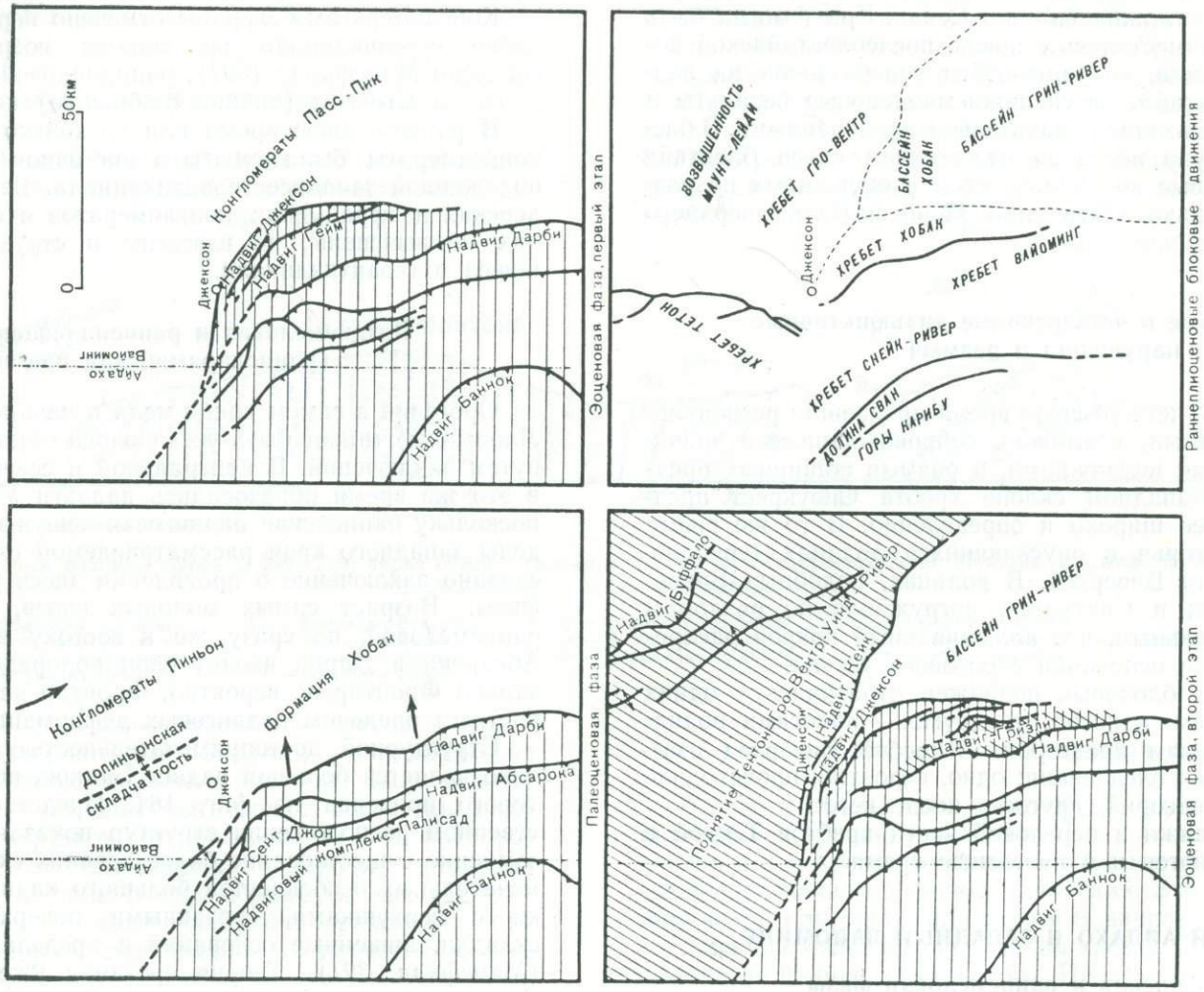
Конгломератами Эфраим отмечено первое энергичное поднятие геосинклинали на западе; возраст конгломератов, согласно Мансфилду (*391*), раннемеловой, но теперь он определяется Стоксом (личное сообщение) как позднеюрский.

В раннемеловое время или несколько позднее бехлерские конгломераты были смыты в восточном направлении с расположенной западнее геоантиклинали. Взаимоотношения бехлерских и эфраимских конгломератов с кутнейскими в деталях не выяснены, не известны и структуры, сформировавшиеся в геоантиклинали.

Позднемеловая и раннепалеоценовая фазы (раннеларамийская орогения)

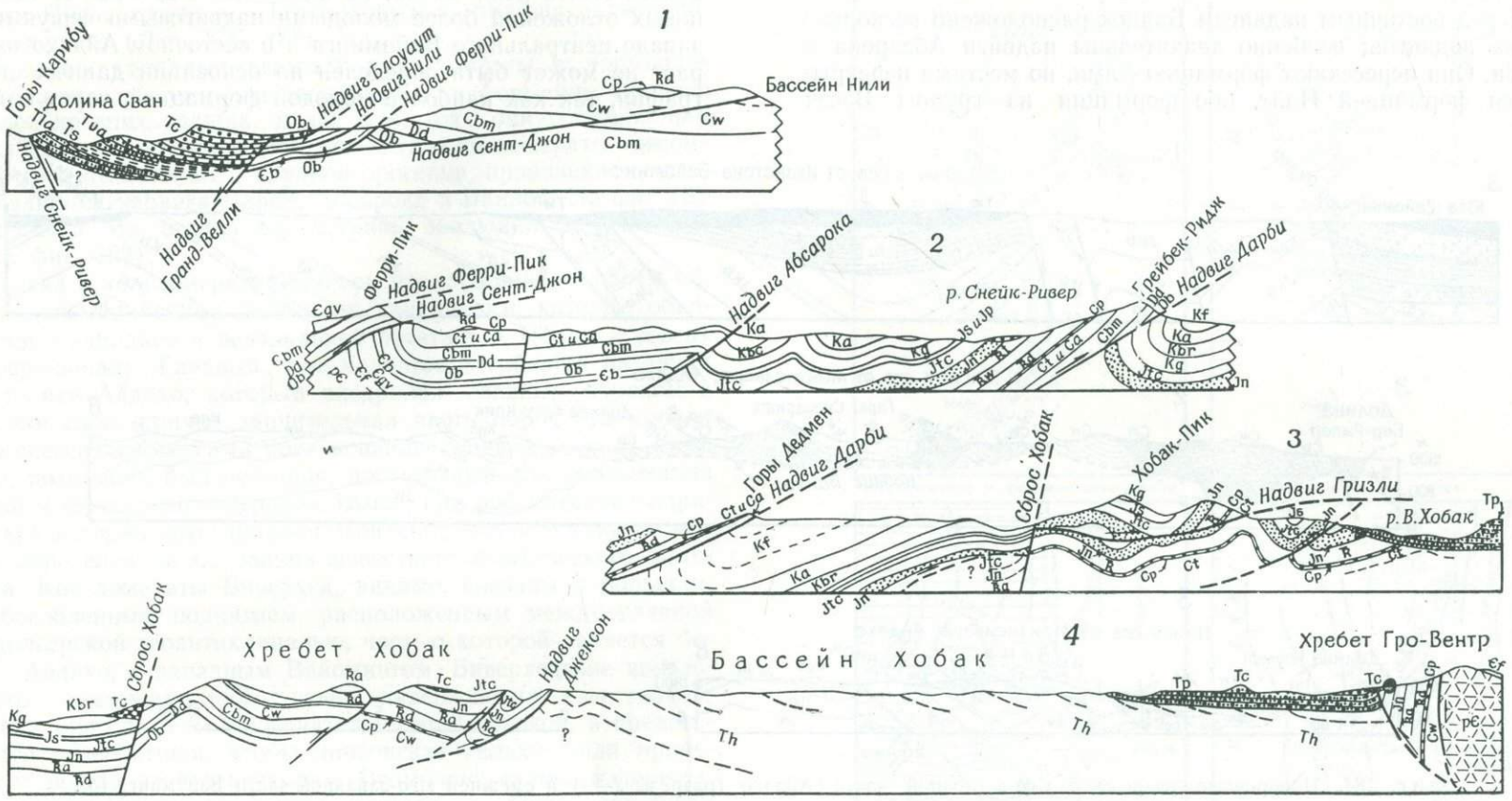
Орогения в самом конце мела и начале палеоцена (ранние Ларамиды) может быть установлена только предположительно путем заключений. В центральной и северной Юте, вероятно, в это же время образовались надвиги Уиллард и Баннок, и поскольку баннокская надвиговая чешуя протягивается в пределы западного края рассматриваемой площади, может быть сделано заключение о проявлении здесь ранней ларамийской фазы. Возраст самых молодых слоев, захваченных ею, — раннемеловой, но сразу же к востоку в надвиговые чешуи Абсарока и Дарби входят слои колорадского возраста, песчаники Фронтир, и, вероятно, Фронтир является верхним возрастным пределом надвиговых деформаций (см. фиг. 182).

Структурной достопримечательностью юго-восточного Айдахо является большой надвиг Баннок, поперечный разрез которого приведен на фиг. 184. Представления о пространственном расположении структур показаны на фиг. 182. Несомненно существование более древних складок. Одной из замечательных особенностей большого надвига являются складки с верхушками, срезанными поверхностью надвига, и складки, лишенные оснований в пределах надвиговой чешуи (Мансфилд, *391*). Теория срезания уже смятых в складки слоев почти горизонтальным сдвигом все еще выдвигается для объяснения структуры. Согласно Ветчу (*623*), на юго-западе Вайоминга на небольшом расстоянии к югу от надвига Баннок в постфронтире (поздний Колорадо) и доэванстоне (самый ранний палеоцен) были сформированы крупные складки (см. фиг. 184).



Ф и г. 182. Развитие структуры юго-восточной части Айдахо и западной части центрального Вайоминга в ларамийское время.

Современные хребты образовались отчасти в результате верхнетретичных блоковых движений. Они изображены на карте в нижнем правом углу. Эта последняя фаза деформаций рассматривается в главе 30.



Ф и г. 183. Поперечные разрезы (разрез 2, фиг. 178) северной части Центральных Скалистых гор от хребта Карибу в Айдахо до бассейна Хобак (северное окончание бассейна Грин-Ривер в Вайоминге).

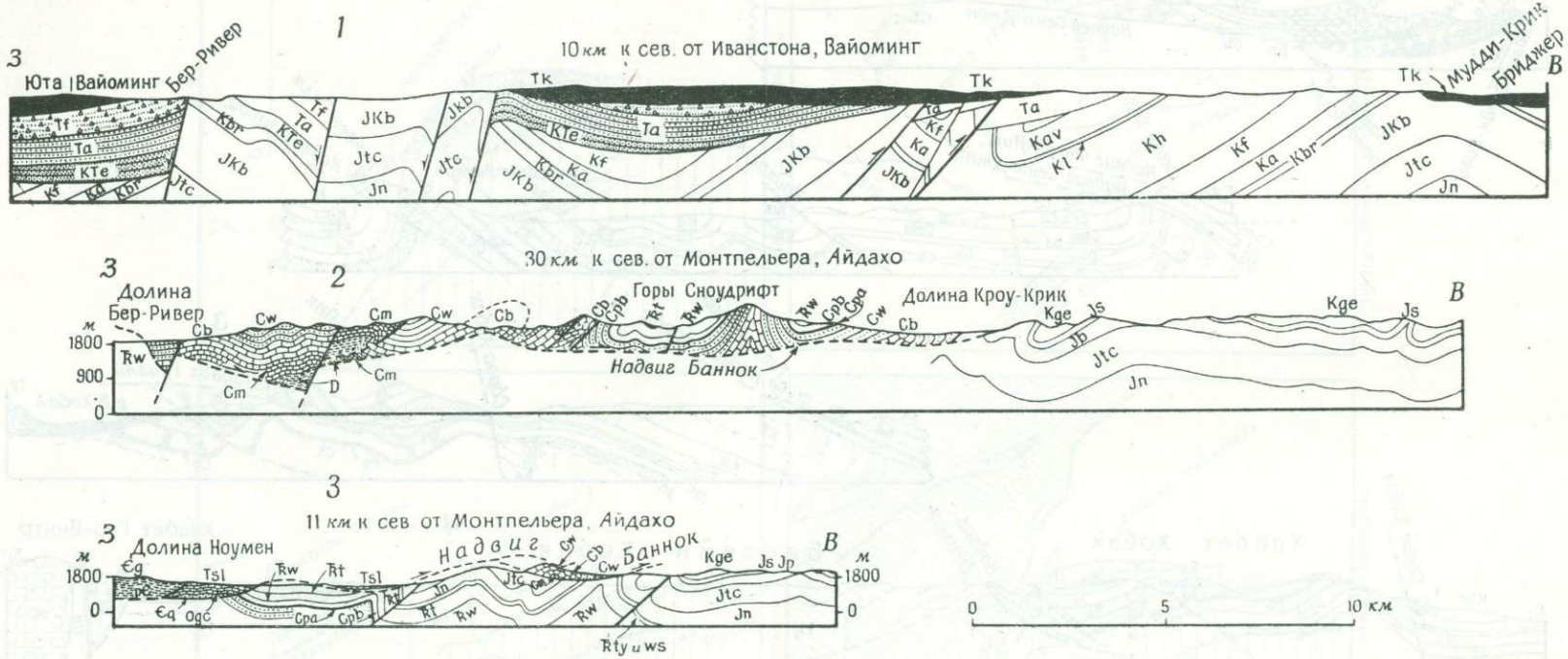
Разрезы не продолжают друг друга непрерывно, а располагаются уступами так, что каждый последующий находится южнее и несколько восточнее предыдущего. Надвиги Ферри-Пик, Абсарока и Дарби — палеоценовые; надвиг Кебин — поздненижнеэоценовый (послехобакский); надвиг Гризли — среднеэоценовый (после отложения конгломератов Пасс-Пик). То же относится к разрезу *4* вдоль северного окончания бассейна Грин-Ривер [Часть индексов автором не разъяснена. — *Ред.*]

Єf — кварциты Флатхед
Єgv — формация Гро-Вентр
Єb — формация Бойзен
Ob — доломиты Бигхорн
Dd — формация Дарби
Cbm — бразерские и медисонские известняки
Ca — амсденская формация
Ct — песчаники Тенслип
Cw — Уэлс (Амсден и Тенслип); *Cp* — формация Фосфория
Pd — формация Динвуди и Вудсайд
Pa — Анкаре
Jn — ньюгетские песчаники
Jtc — гипсумспрингская и твинкрикская формации
Js — Преусс и Стамп
Kg — группа Ганнетт
Kbc — формация Бер-Ривер
Ka — формация Аспен
Th — формация Хобак
Tp — конгломераты Пасс-Пик
Tc — верхние андезиты
Ts — аргиллиты Кемп-Девис

Палеоценовая фаза (среднеларамийская орогения)

Перед восточным надвигом Баннок расположено несколько других надвигов; особенно значительны надвиги Абсарока и Дарби. Они пересекают формацию Алми, но местами перекрываются формацией Найт, обе формации из группы Вэсеч

северо-западном направлении на большое расстояние до лавового плато реки Снейк, но здесь они отделены от палеоценовых отложений более молодыми надвиговыми чешуями. На западе центрального Вайоминга и в восточном Айдахо их возраст не может быть определен на основании данных стратиграфии, так как наиболее молодой формацией, через которую



Фиг. 184. Поперечные разрезы в юго-восточной части Айдахо (разрезы *2—3*) и смежной юго-западной части Вайоминга (*б*).

Єq — кварциты Бригхам
Ogc — известняки Гарден-Сити (см. фиг. 178)
D — девонские известняки Три-Форк и Джефферсон
Cm — известняки Медисон
Cb — известняки Бразер,
Cw — кварциты Уэлс
Cpa и *Cpb* — формация Фосфория
Rw — гл. сланцы Вудсайд
Rt — формация Тайнес
Rty — песчаники Тимоти
Rh — гравий Хангхам
Jn — ньюгетские песчаники
Jtc — формация Твин-Крик
Jkb — формация Беквит
Jp — песчаники Преус
Js — песчаники Стамп
Kge — конгломераты Эфрам группы Ганнет
Kbr — формация Бер-Ривер
Ka — формация Аспен
Kf — формация Фронтир
Kh — формация Хиллиард
Kl — лазертская толща формации Адавилл
Kav — формация Адавилл
Kte — формация Иванстон
Ta — формация Алми
Tf — формация Фаукес
Tk — формация Найт

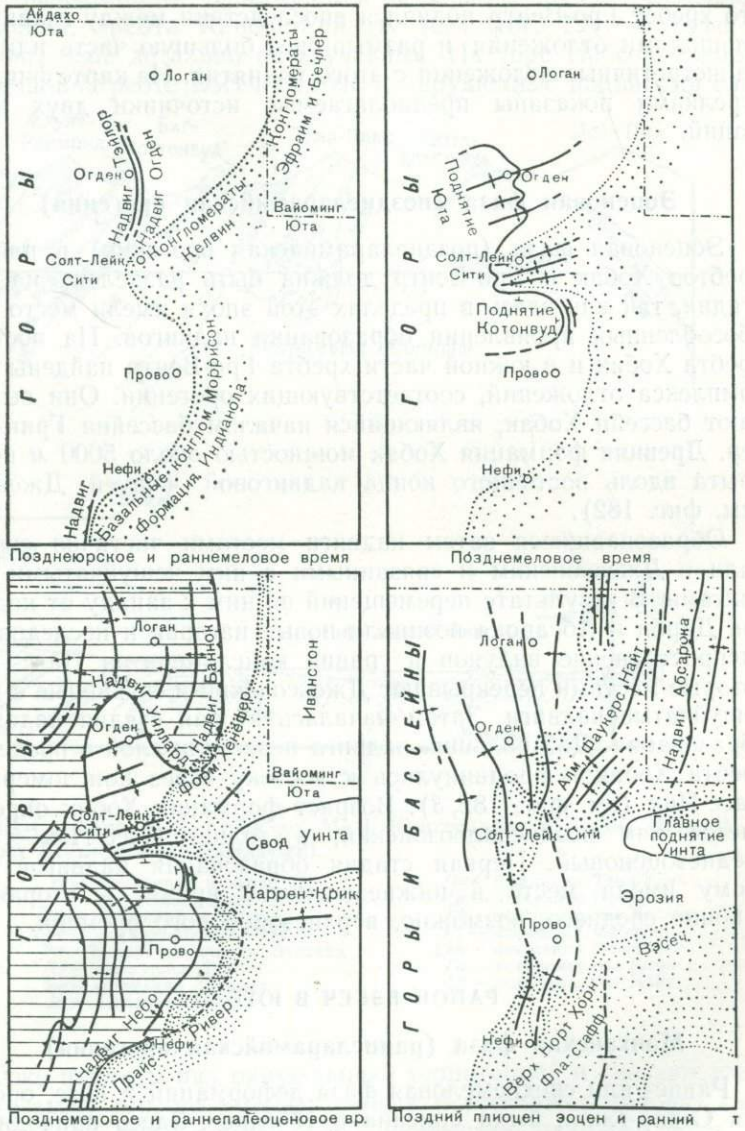
(Ветч, *603*) (см. фиг. *184*). Формация Алми относится к среднему палеоцену, а Найт — к раннему эоцену, таким образом, этот надвиг верхнепалеоценовый и, следовательно, образовался несколько позднее надвига Баннок (в доалмское время). Надвиги, включая баннокский, протягиваются в северном и проходят надвиги, является фронтирская, верхнеколорадского возраста, а раннетретичные породы отсутствуют. До того, как будут найдены лучшие доказательства для северного окончания надвигов, должен быть принят такой же возраст, как и для южного окончания (см. фиг. 182).

На севере хребта Гро-Вентр известны очень грубые и мощные конгломераты Пиньон, протягивающиеся к северу под лавами Йеллоустонского Парка. Считают, что они палеоценового возраста (Лов, *376*, *377*).

В самых западных выходах конгломераты в настоящее время залегают с угловым несогласием на формации Фронтир и более древних толщах; далее к востоку они согласно или трансгрессивно перекрывают их. Эти конгломераты несомненно свидетельствуют о крупной орогении, проявлением которой являются надвиги Дарби, Абсарока и Баннок. На фиг. 182 изображена эта стадия структурной эволюции района (см. также фиг. 183).

Галька в конгломератах Пиньон представлена главным образом докембрийскими белтскими кварцитами, которые обнажаются в западной и центральной Монтане в 160 *км* к северу и северо-западу. Главный пояс надвигов отгибается на запад к батолиту Айдахо, который внедрился главным образом в белтские слои, причем значительная часть пород его кровли была снесена процессами последовавшего цикла эрозии. Здесь тогда, возможно, был источник, достаточный для образования гальки мощных конгломератов. Выше, при рассмотрении ларамийской истории юго-западной Монтаны, этот источник не мог быть определен на основании известного фактического материала. Конгломераты Биверхед, видимо, связаны с большим, но обособленным поднятием, расположенным между главной Кордильерской геоантиклиналью, частью которой является батолит Айдахо, и западным Вайомингом. Биверхедские конгломераты содержат много галек палеозойских известняков; местами они сложены исключительно этой галькой, и представляется невероятным, чтобы пиньонские гальки были принесены с запада этой территории. Возможно, источник пиньонских конгломератов находится севернее, в обнажениях белтских пород центральной Монтаны.

Южная часть хребта Гро-Вентр и восточная часть хребта Хобак, отчасти перекрытая надвиговой чешуей, сложены обломочной толщей Хобак мощностью около 5000 *м*. Ее литологический состав свидетельствует об образовании за счет переработки формаций Фронтир, Аспен и Бер-Ривер позднe- и среднемелового возраста; поэтому полагали, что материал сносился на запад с поднятий и надвинутых на восток покровов и что прогиб, располагавшийся сразу же перед фронтом надвигового пояса, улавливал осадки. Стратиграфические взаимоотношения



Фиг. 185. Развитие структуры центральной и северной частей района Юты в нижнемеловое и ларамийское время.

с пиньонскими конгломератами еще не установлены, потому что хребет Гро-Вентр поднялся впоследствии между главными площадями отложения и размыв снес большую часть или все раннетретичные отложения с этого поднятия. На карте фиг. 182 стрелками показаны предполагаемые источники двух формаций.

Эоценовая фаза (позднеларамийская орогения)

Эоценовая фаза (позднеларамийская орогения) в районе хребтов Хобак и Гро-Вентр должна быть разделена на две стадии, так как здесь в пределах этой эпохи имели место два обособленных проявления образования надвигов. На востоке хребта Хобак и в южной части хребта Гро-Вентр найдены два комплекса отложений, соответствующих орогении. Они выстилают бассейн Хобак, являющийся началом бассейна Грин-Ривер. Древняя формация Хобак мощностью около 5000 *м* перекрыта вдоль восточного конца надвиговой чешуей Джексон (см. фиг. 182).

Образовавшиеся затем надвиги местами частично совпадали с Джексонским и связанными с ним чешуйчатыми надвигами. В результате перемещений по ним к западу от надвигов Дарби и Абсарока возникли новые нагорья и последовало распространение валунов и гравия конгломератов Пасс-Пик, которые местами перекрывают Джексонский и связанные с ним чешуйчатые надвиги. Затем началась вторая стадия надвигообразования. Два больших надвига пересекли слой в пределах хребта Хобак и продвинулись к востоку через конгломераты Пасс-Пик (см. фиг. 182, *3*). Возраст формации Хобак определяется как позднепалеозойский, а толщи Пасс-Пик — как среднеэоценовый. Первая стадия образования надвигов поэтому имела место в нижнеэоценовое время, а вторая — в конце среднего, возможно, верхнеэоценового времени.

РАЙОН ВЭСЕЧ В ЮТЕ

Монтанская фаза (раннеларамийская орогения)

Ранне- или среднемеловая фаза деформаций в Юте, орогения Седар-Хилл, была описана в 17 главе. Здесь приводится серия из четырех карт (фиг. 185), на которых показаны этапы эволюции Центральных Скалистых гор. После орогении Седар-Хилл проявилась фаза сжатия, отразившаяся в пределах плато Вэсеч центральной Юты и в горах Вэсеч северной Юты (см. фиг. 186 и 192). Кое-где наличие нарушений предполагается или до сих пор не установлено.

В хребте Вэсеч к востоку от Солт-Лейк-Сити намечаются три складки широтного простирания, образование которых предшествовало формации Хенефер верхнемонтанского или нижнепалеоценового возраста. Песчаники Фронтир — наиболее молодые породы в этих складках, и, следовательно, образовались они в начале позднемонтанского времени и относятся к раннеларамийской орогении (см. фиг. 185).

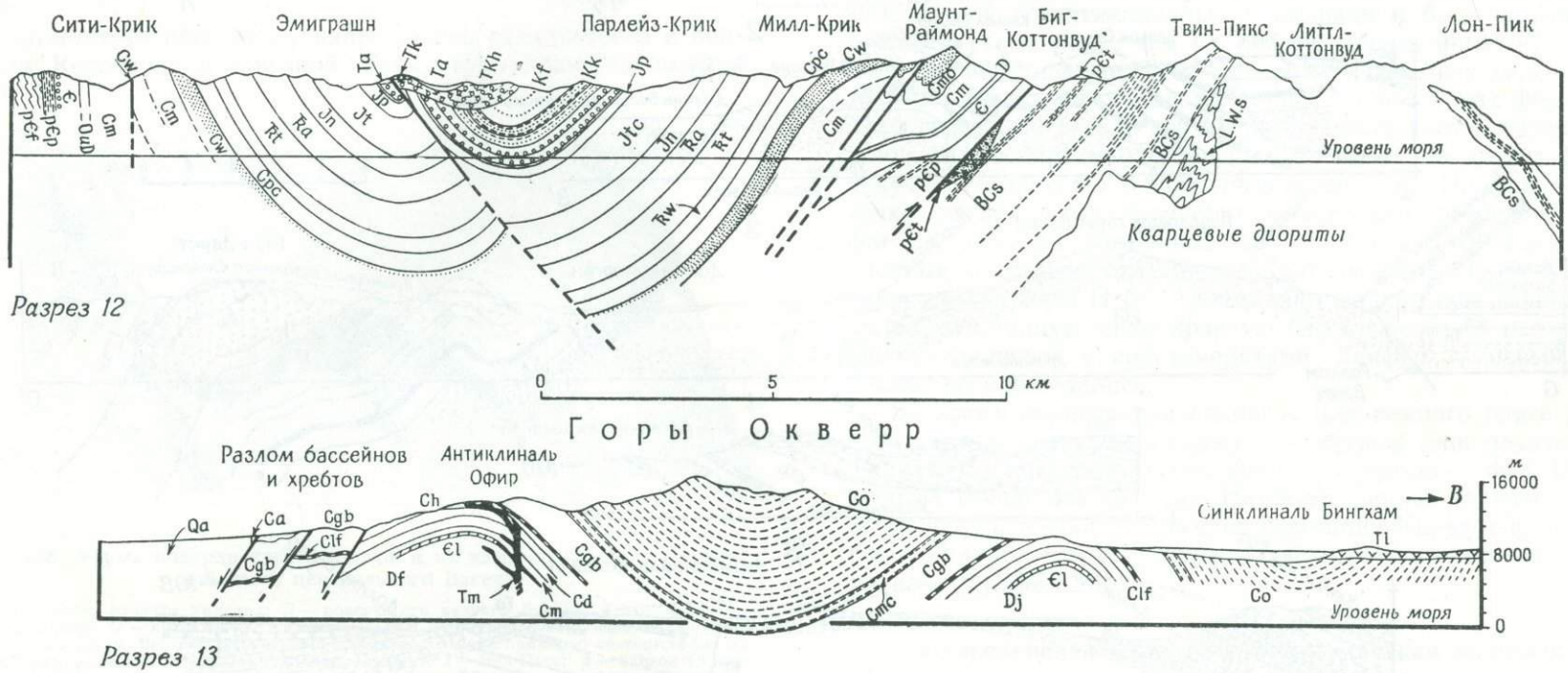
Севернее, в горах Вэсеч к востоку от города Огден, известны три надвиговые чешуи, из которых две наиболее древние определенно осложнены поперечной складчатостью. Поперечные складки, очевидно, относятся к группе широтных складок Солт-Лейк-Сити и поэтому, вероятно, монтанского возраста (Ирдли, *168*) (см. фиг. 187 и 188). Надвиги, предшествовавшие поперечным складкам, возможно, предшествовали отложению конгломератов Келвин и относятся к орогении Седар-Хилл. На фиг. 185 надвиги отнесены к орогении Седар-Хилл, но, кажется, их положение не соответствует выявленным очертаниям структуры и характеру отложений. Два надвига в настоящее время падают к востоку, а складки волочения в надвиговых чешуях указывают на то, что перемещение сдавленных чешуй происходило в западном направлении. Особенности описанной структуры не вполне соответствуют основным принципам, положенным в основу схемы фиг. 185. Взаимоотношение различных надвиговых поверхностей на севере центрального Вэсеча показано на фиг. 188.

Широтное простирание складок в центральном Вэсече обусловлено смятием большой синклинали между поднятием Котонвуд на юге и поднятием северной Юты на севере (см. фиг. 186, *1* и фиг. 185, *2*).

Создается впечатление, что эти два смежных массива возникли одновременно с мелкими складками. Западное продолжение обоих массивов неизвестно, потому что они, вероятно, перекрыты с запада двумя надвиговыми чешуями. Формации, слагающие поднятие и широтные складки, подверглись сжатию в первую стадию раннеларамийской орогении.

Вторая стадия раннеларамийской орогении намечается по конгломератам Прайс-Ривер и однозначным с ними формациям. Спикер *(559)* считает, что главная орогения в централь-

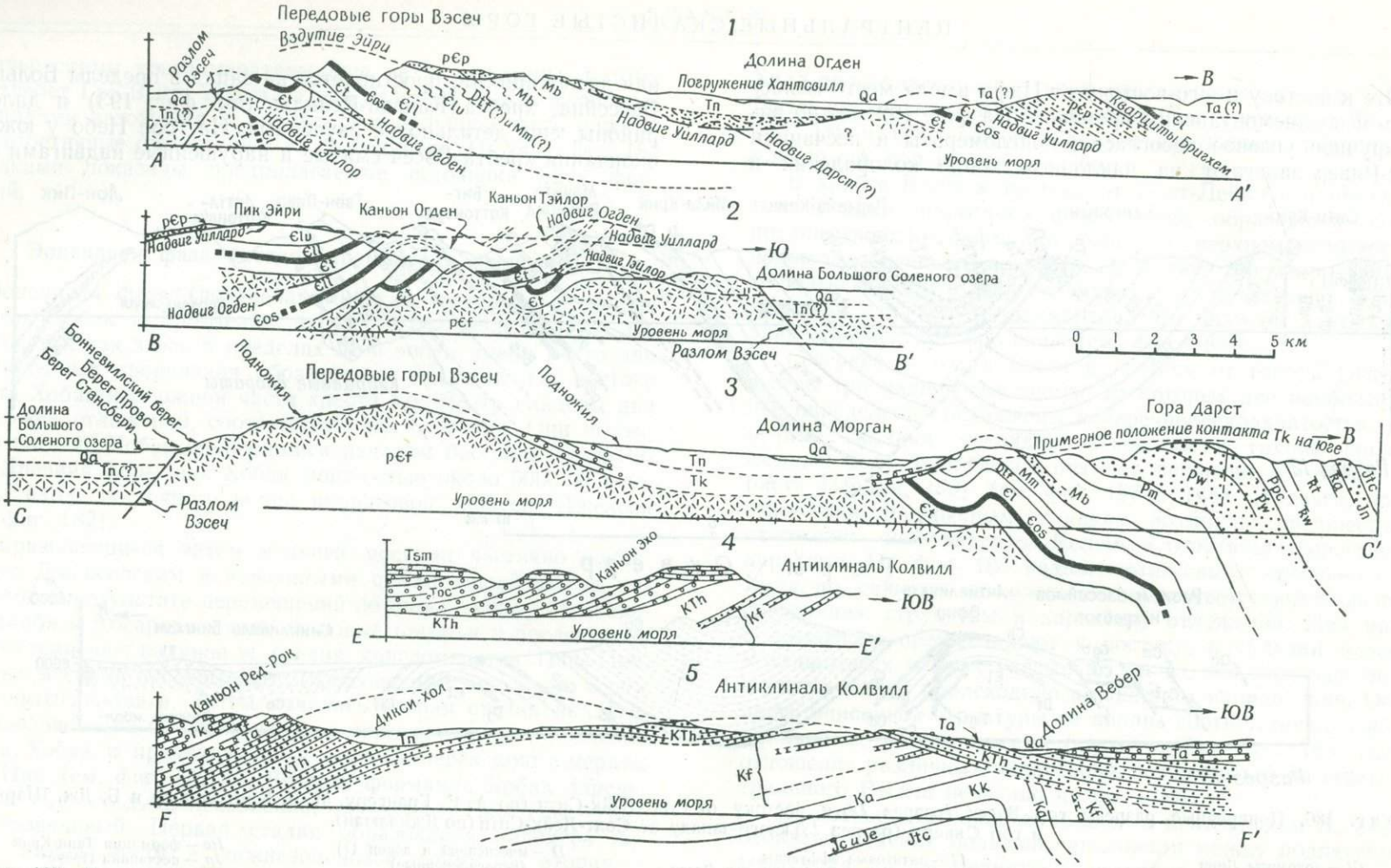
ной Юте к востоку и юго-востоку от Нифи имела место между средне- и позднемонтанским временем. На фиг. 192 можно видеть крупное угловое несогласие; конгломераты и песчаники Прайс-Ривер залегают на наклонном конце колорадских и



Фиг. 186. Поперечные разрезы гор Вэсеч (разрез *12*) к востоку от Солт-Лейк-Сити (по А. Е. Грангеру, М. Д. Криттендону и Б. Дж. Шарпу) и гор Окверр (разрез *13*) к юго-западу от Солт-Лейк-Сити (по Джиллюли).

Єl — доломиты Линч
Dj — доломиты Джефферсон (?)
Cm — известняки Медисон
Cd — известняки Дезерт
Ch — формация Хамбаг
Cgb — известняки Грейт-Блю и толща Лонг-Трайл
Cmc — сланцеватые глины Маннинг-Каньон;
Co — формация Окверр
Tl — латитовые эффузивы
Tm — моноциты формации гор Вэсеч
pЄf — комплекс Фармингтонского каньона
pЄp — разрез протерозоя
pЄt — тиллиты
Bcs — серия Биг-Коттонвуд
LWs — серия Литл-Уиллоу
Є — кварциты Тинтик, сланцы Офир и кембрийские известняки
D — миссисипий и девон (?) (нерасчлененные)
Cw — уиберские кварциты
Cpc — формация Парк-Сити
Trw — глинистые сланцы Вудсайд
Trt — известняки Тайнес
Tra — формация Анкарех
Jn — песчаники Ньюгет
Jtc — формация Твин-Крик
Jp — песчаники Преус
Kk — конгломераты Келвин
Kf — формация Фронтир
Tkh — формация Хенефер
Ta — конгломераты Алми
Tk — конгломераты Найт

юрских слоев. В дополнение к угловому несогласию орогения отмечается резкими складками и надвигами на юге гор Вэсеч (см. фиг. 191) и продолжением этого пояса складок в южном направлении через долину Сан-Пит и пустыню Севьер, плато Ганнисон и западный край плато Вэсеч. Территория, охваченная дислокациями, простирается на запад в пределы Большого Бассейна, хребта Каньон-Рейндж (см. фиг. 193) и далее в районы, еще детально не изученные. На горе Небо у южного окончания хребта Вэсеч смятые и нарушенные надвигами слои высоко подняты над окружающей территорией и слагают главную массу гор, но в более южных и восточных районах смятые слои были снивелированы процессами размыва сразу же вслед за складчатостью и в значительной степени перекрыты отложениями, сопровождавшими орогению Прайс-Ривер, и



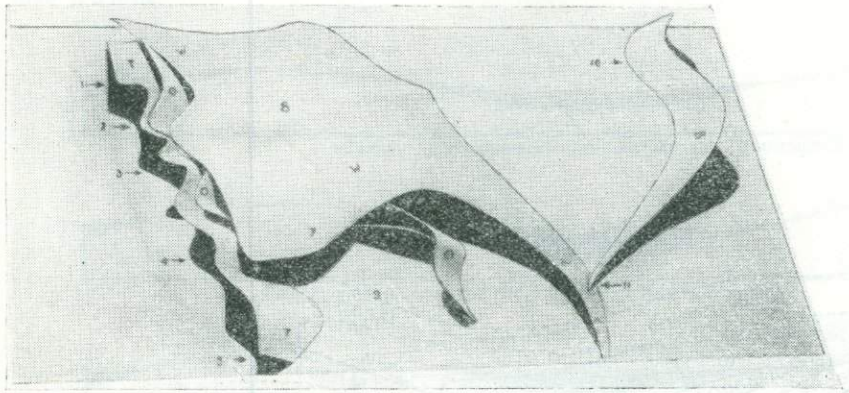
Фиг. 187. Поперечные разрезы северной части гор Вэсеч (по Ирдли, 168): $A — A'$ — разрез, проходящий в широтном направлении (непосредственно к югу от каньона Огден) от Большого соленого озера до долины Огден и по ту сторону ее; $B — B'$ — разрез, проходящий в меридиональном направлении от северного до южного склона Огденского каньона (?); $C — C$ — разрез, проходящий в широтном направлении от долины Большого соленого озера до горы Дарст (8), примерно посредине между Лейк-Сити и Огденом. Изображена поперечная складчатость тейлорской и огденской надвиговых чешуй.

pЄf — комплекс Фармингтонского каньона
pЄp — протерозойские слои
Єt — кварциты Тинтик
Єos — офировые глинистые сланцы
Єl, *Єl* и *ЄII* — кембрийские известняки, верхняя и нижняя толщи
Dtf — формация Три-Форк
Mm — известняки Медисон
Mb — формация Бразер
Pm — песчаники Морган
Pw — кварциты Уибер (Вебер)
Tw — глинистые сланцы Вудсайд
Tt — известняки Тайнес
Ta — формация Анкарех
Jn — песчаники Ньюгет
Je — песчаники Энтрада
Jtc — формация Твин-Крик
Kk — формация Келвин
Ka — формация Аспен,
Kf — формация Фронтир
Kth — формация Хевефер
Ta — конгломераты Алми (разделение на *Tpc* — Палпит и *Tsm* — Сау-Милл
Tf — формация Фаукес
Tk — формация Найт (*Ta*, *Tf* и *Tk* — слагают группу Вэсеч)
Tn — новурдские туфы (нижний олигоцен)

$E — E'$ — разрез через каньон Эко (10); $F — F'$ — разрез через антиклиналь Колвилл (11).

более поздними формациями с резко выраженным угловым несогласием. Восточный край пояса складок довольно точно следует направлению восточной границы долин Сан-Пит и пустыни Севьер и кое-где вдается в пределы плато Вэсеч.

Соответствуя широтному направлению складчатости и поднятиям Котонвуда и северной Юты, громадная надвиговая



Фиг. 188. Форма поверхностей надвигов и их взаимоотношения в северной части центрального Вэсеча.

W — поверхность надвига Уиллард; *B* — поверхность надвига Баннок; *T* — поверхность надвига Тэйлор; *O* — поверхность надвига Огден. Формации, слагающие надвиговые чешуи, не показаны. Верхние ограничения надвиговых чешуй примерно соответствуют их современным размерам. *1* — выступ долины Плезант; *2* — Энд-Пасс; *3* — каньон Огден; *4* — каньон Уибер; *5* — каньон Фармингтон; *6* — вздутие Эйри; *7* — погружение Хантвилл; *8* — долина Огден; *9* — долина Морган; *10* — ручей Вудрафф; *11* — Кройден; вид с юга.

чешуя приводит в соприкосновение с разрезом архея и палеозоя северного Вэсеча (Ирдли, *168*) чуждый палеозойский разрез, а маломощный шельфовый комплекс пород южного Вэсеча перекрывается крайне мощным геосинклинальным комплексом палеозоя (Бекер и др., *28*). Надвиг Уиллард и в северном Вэсече, по мнению автора, соединяется с разломом Баннок, как это показано на фиг. 185 и 189; сейчас, принимая во внимание работы Бекера по южному Вэсечу, представляется возможным, что надвиг Уиллард может быть частью большой надвиговой чешуи в районе Прово и в Вэсече. Возможно также, что он является продолжением разлома Небо (Ирдли, *168*) и разлома Каньон-Рейндж (Кристиансен, *122*) (см. фиг. 191 и 193). Ранее автором предполагалась связь надвига Уиллард с надвигом Шипрок на западе.

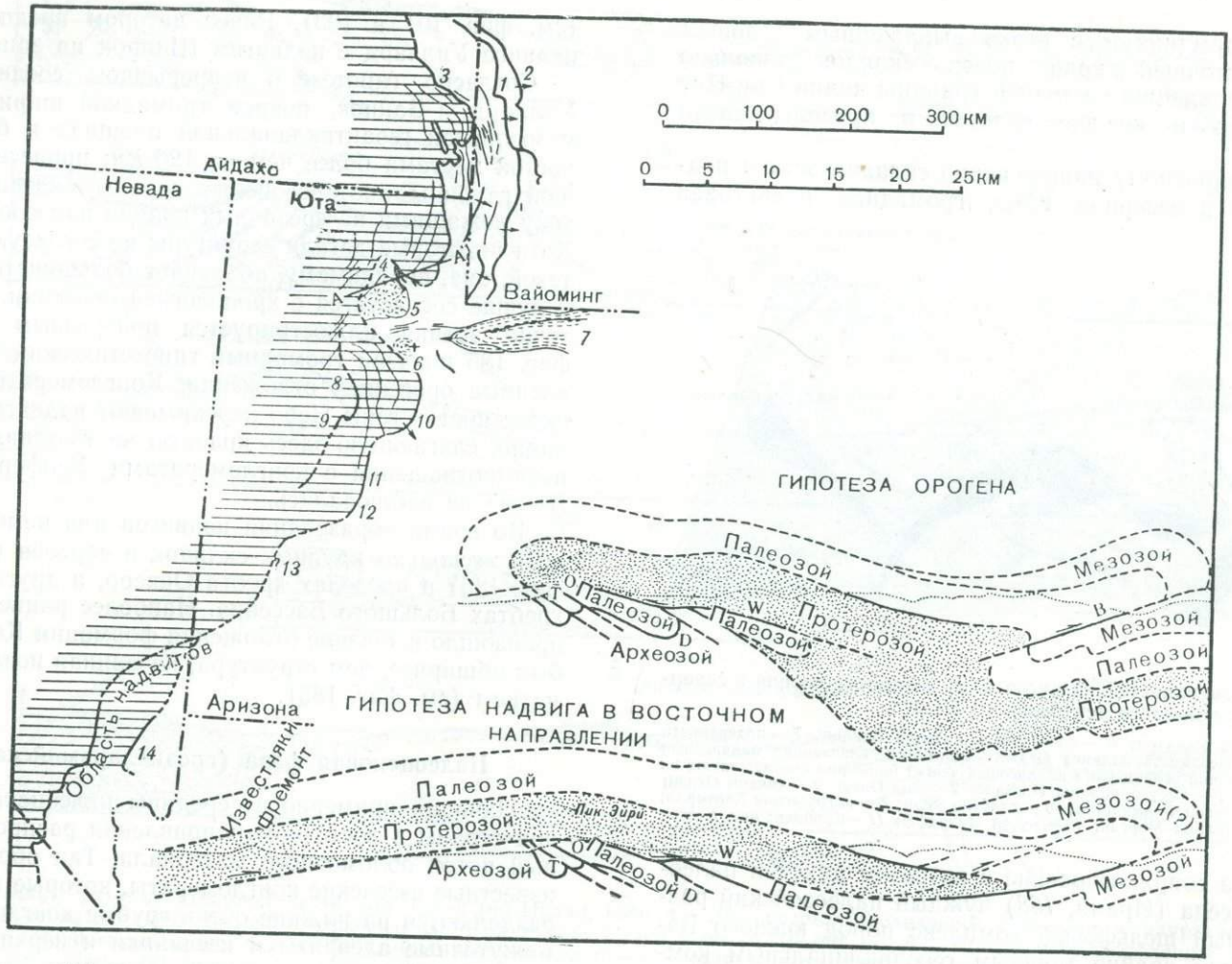
Согласно гипотезе о непрерывном соединении надвигов Уиллард и Баннок, покров громадной ширины отделился от мезозойской геоантиклинальной площади и был надвинут на восток местами более чем на 120 *км*; принесенные им с большой глубины протерозойские породы оказались далее к востоку лежащими на срезанных концах палеозойских формаций. Хотя некоторые детали структуры не согласуются с этой гипотезой, она, повидимому, объясняет большинство других фактов и лучше согласуется с хронологией орогении. На фиг. 189 эта точка зрения иллюстрируется поперечным разрезом, а на фиг. 185 показан громадный гипотетический покров и обусловленные орогенией отложения. Конгломераты Прайс-Ривер в окрестностях горы Небо перекрывают надвиговую чешую, очевидно, слагающую здесь краевую часть западного нагорья, но взаимоотношения с конгломератами Хенфер в центральном Вэсече не наблюдались.

Во время образования надвигов или немного ранее развилось несколько крупных складок и сбросов (они показаны на фиг. 186) в пределах хребта Оквепр, а другие — фиг. 193 — в хребтах Большого Бассейна. Наиболее раннее поднятие Уинта произошло в течение отложения формации Каррент-Крик. Свод был обширнее, чем структура, названная позднее главным поднятием (см. фиг. 185).

Палеоценовая фаза (среднеларамийская орогения)

Начиная примерно с середины палеоцена с западной горной страны в восточном направлении распространился обширный поток обломочного материала. Так образовались хорошо известные вэсечские конгломераты, которые в настоящее время разделяются на нижние очень грубые конгломераты Алм, промежуточные алевриты и песчаники и верхние грубые конгломераты Найт.

Грубые красноцветные конгломераты Алми и Найт на значительной площади перекрывают надвиговые чешуи Баннок и Уиллард (см. фиг. 185, *4*). Причины, вызвавшие снос конгломератов с западного нагорья, не вполне выяснены. Возможно, снос обусловлен эпейрогеническим поднятием западного региона, последовавшим вслед за образованием надвигов.



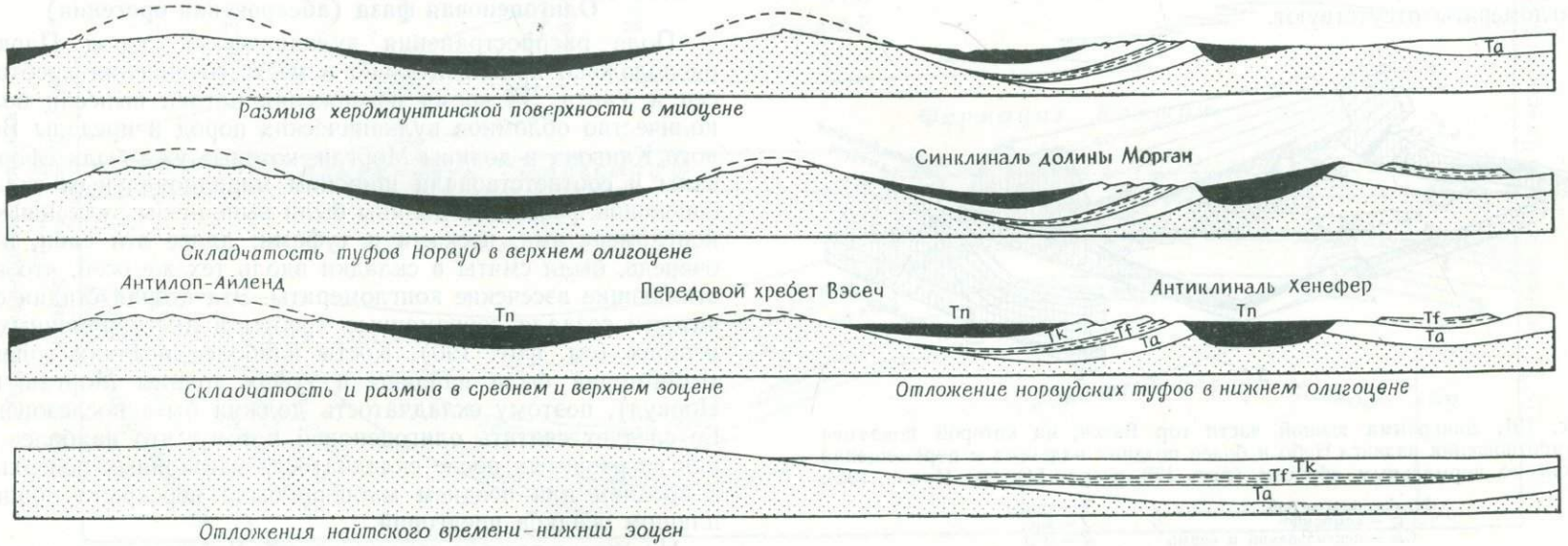
Ф и г. 189. Поперечные разрезы и карта, иллюстрирующие гипотезы образования надвиговых структур в северной части центральной Юты.

Гипотеза орогена, предполагающая смещение к западу по надвигу Уиллард и к востоку по надвигу Баннок. Обе гипотезы крупного надвига требуют наличия крупной чешуи в районе острова Фримонт и на территории к западу от острова Антилопы (Антилоп-Айленд). На карте показано возможное положение подобного надвига. Нижний поперечный разрез проходит по линии А—А′. Номера на карте обозначают: *1* — надвиг Абсарока; *2* — надвиг Дарби; *3* — надвиг Баннок; *4* — надвиг Уиллард; *5* — Северное нагорье в Юте; *6* — коттонвудское поднятие; *7* — поднятие Юта; *8* — Южная гора; *9* — надвиг Шипрок; *10* — надвиг Небо; *11* — надвиг хребта Каньон; *12* — надвиг Пейвант; *13* — горы Сан-Франциско; *14* — надвиг Глейндейл. Буквы на поперечных разрезах: *T* — надвиг Тэйлор, *O* — надвиг Огден, *W* — надвиг Уиллард, *B* — надвиг Баннок.

Гренгером и Шарпом (личное сообщение и фиг. 186) внутри вэсечской группы, между формациями Алми и Найт, было установлено угловое несогласие. Другое угловое несогласие было описано внутри формации Алми (Ирдли, *168*). Эти нарушения, возможно местные, произошли в течение палеоцена и поэтому могут быть отнесены к среднеларамийской орогении.

Спикер *(559)* в структурном комплексе центральной Юты выделил образовавшиеся в палеоцене сбросы и моноклинальные изгибы.

их образовании достигала 1600 *м*; антиклинали образовали склоны основного рельефа, а синклинали — крупные долины. Передовой хребет Вэсеч (см. фиг. 187, разрез *C*—*C'*) является одной из таких антиклиналей, а долина Морган и долина Большого Соленого озера представляют собой синклинали, расположенные соответственно к востоку и западу от нее. Сравнивая эрозионную поверхность Антилоп-Айленд с эрозионной поверхностью смежных гор Вэсеч, можно считать остров Антилоп-Айленд значительной антиклиналью, которая протягивается на север через остров Фримонт и хребет Промонтори (Ирдли, *168*). Складки определенно намечаются там, где развиты конгломераты Вэсеч, и в пределах этой площади они очень хорошо подчеркиваются топографически. Но в хребтах Большого Бассейна, сразу же к западу от Вэсеча, конгломераты не развиты и складчатость не так просто выявляется.



Фиг. 190. Эоценовая и олигоценовая фазы ларамийской орогении в северной части центральных Вэсечских гор и образование хердмаунтинской эрозионной поверхности, самой высокой из существующих (фиг. 178, разрез 9).

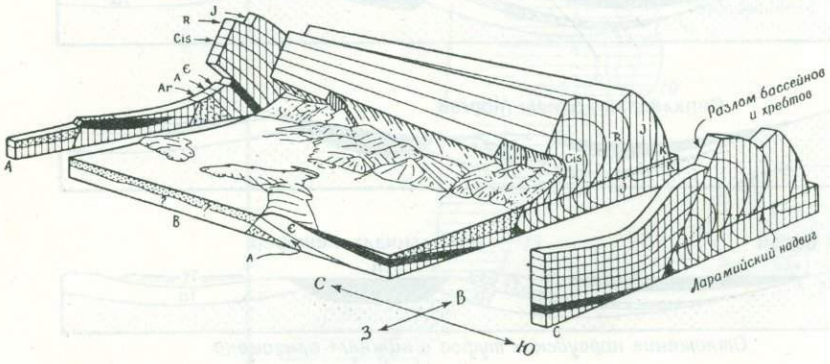
Ta — конгломераты Алми *Tn* — туфы Норвуд *Tf* — формация Фаукес *Tk* — конгломераты Найт.

Эоценовая фаза (позднеларамийская орогения)

Древние простирающиеся в различных направлениях складки и надвиги в середине или конце эоцена были осложнены системой широких и пологих складок меридионального простирания, впервые наметивших современные хребты и поперечные долины района. Оси их выделены толстыми линиями на фиг. 185, *4* (см. также фиг. 190). Амплитуда складок при

Долго удерживалось ошибочное представление о развитии хребтов Большого Бассейна, будто каждый из них с той или

иной стороны ограничивается сбросом и современный рельеф каждого хребта обусловлен смещением по разлому и последующим размывом. На самом деле не все хребты Вэсечского Большого Бассейна ограничены сбросами, однако они резко выделяются в рельефе. Внутренние ларамийские структуры не соответствуют длинным осям и флангам хребтов как ограниченных, так и не ограниченных сбросами. Автору это кажется строго доказанным для простирающейся в меридиональном направлении эоценовой и олигоценовой складчатости, как это изображено на фиг. 190, для площади к западу от Вэсеча, где конгломераты отсутствуют.



Фиг. 191. Диаграмма южной части гор Вэсеч, на которой показаны взаимоотношения надвига Небо и более поздних надвигов и перемещение блоков по нормальным сбросам (фиг. 178, разрез 14) (по Ирдли, **165**).

Ar, A — протерозой; *R* — триас; *Є* — кембрий; *J* — юра; *Cis* — пенсильваний и пермь; *K* — мел

Спикер (*560*) отмечает два проявления сбрасообразования в центральной Юте в эоценовое время и флексурообразное изгибание моноклинали, намечающейся вдоль западного края плато Вэсеч.

Широкое поднятие в горах Уинта произошло за время образования монтанской (?) формации Каррент-Крик, но первые подвижки, которые определили современную резкую флексуру вокруг хребта Уинта, имели место в конце среднего эоцена, после того как была отложена формация Грин-Ривер и до начала накопления формации Уинта (Уолтон, *632*) (см. фиг. 185). Вслед за отложением формации Уинта (?), вероятно в конце эоцена, произошло вторичное наиболее значительное поднятие. На южном фланге у восточного края формация Уинта была наклонена под углом 36° в восточном направлении, и непосредственно на срезанные концы слоев этой и более древних формаций была отложена формация Дюшен-Ривер нижнеолигоценового возраста.

У западного края формация Дюшен-Ривер была отложена непосредственно на размытых слоях формации Уинта (?) (Уолтон, *632*) с шириной выхода 1800 *м*.

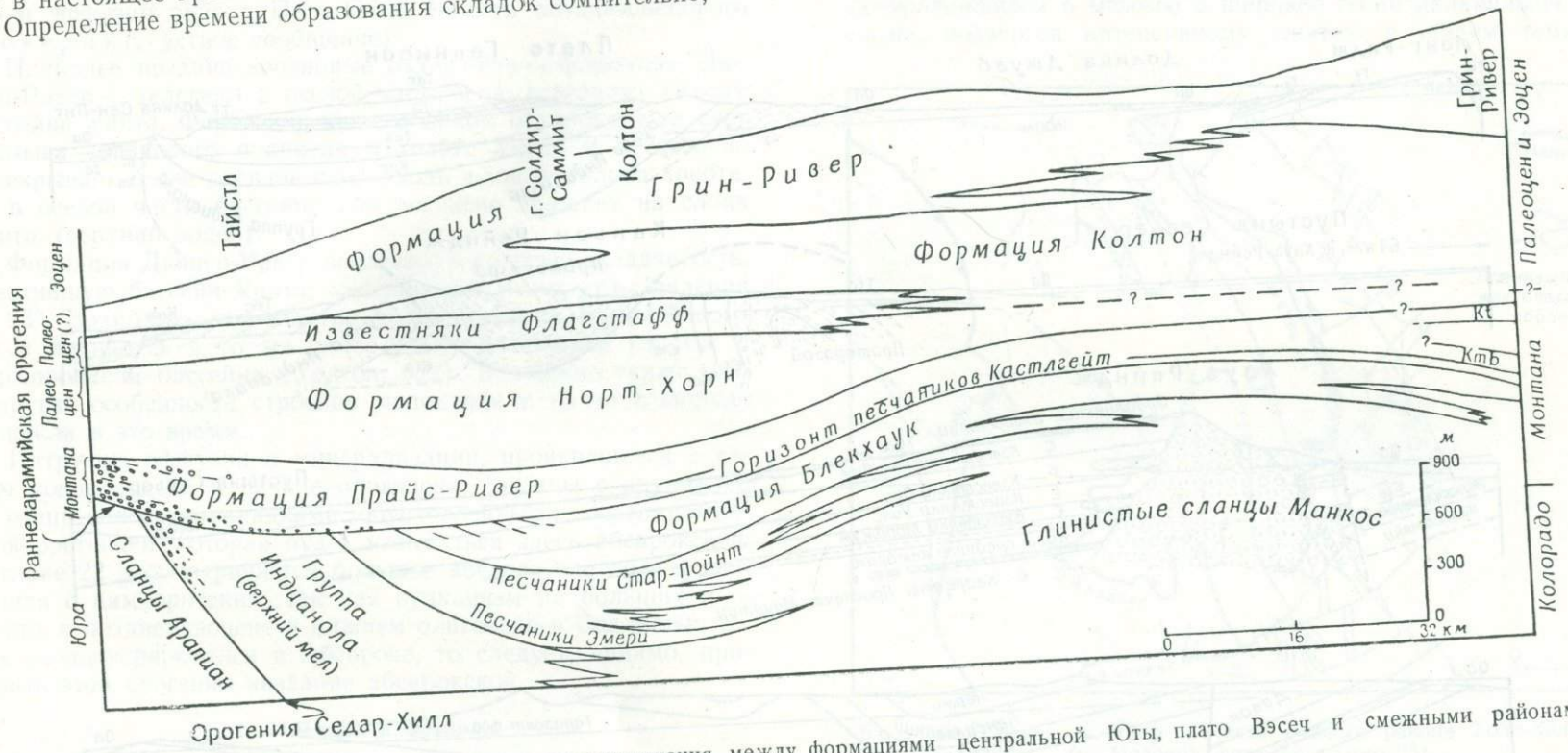
Олигоценовая фаза (абсарокская орогения)

Поле распространения вулканических пород Парк-Сити расположено приблизительно в месте соединения хребтов Вэсеч и Уинта. За время извержения потоки вынесли большое количество обломков вулканических пород в пределы Восточного Каньона и долины Морган, которые уже были сформированы и соответствовали широким меридиональным складкам эоценовой фазы. Эти долины были выполнены вулканическими конгломератами, песками и туфами; далее эти слои, в свою очередь, были смяты в складки вдоль тех же осей, что и подстилающие вэсечские конгломераты. Эта вторая стадия складчатости создала современные хребты в их современных масштабах (см. фиг. 190). Кости наиболее поздних эоценовых титанотерий были найдены в туфах долины Морган (туфы Норвуд), поэтому складчатость должна быть послеэоценовой. Ее следует считать олигоценовой потому, что наиболее древняя из развитых после складчатости эрозионных поверхностей в среднем или позднем миоцене была перекрыта обширным плащом осадков предгорий.

На северо-востоке юго-западного Вайоминга олигоценовые складки не были описаны, но при изучении поперечных разрезов Ветча (*623*) становится очевидным, что пласты формаций Вэсеч и Грин-Ривер были смяты в пологие складки и сохранились лишь в широких синклиналях, в пределах же широких антиклиналей они были совершенно размыты. Ядра антиклиналей осложнены резкими складками и надвигами, связанными со среднеларамийской орогенией (см. фиг. 184). Широкие складки образовались в конце среднего миоцена, и поэтому представляется вероятным, что они являются продолжением сходных складок северной части центрального Вэсеча; они, вероятно, образовались в два приема — в позднем эоцене и олигоцене.

В юго-восточном Айдахо, вероятно, имеются те же складки, так как туфы и конгломераты формации Солт-Лейк смяты в пологие складки и сохранились в широких синклиналях, к которым в настоящее время обычно приурочены межгорные долины. Определение времени образования складок сомнительно, потому что возраст формации Солт-Лейк неизвестен, а также потому, что система более поздних крутых сбросов наложилась на древние структуры региона, и их взаимоотношение с формацией Солт-Лейк не ясно. На поперечных разрезах Мансфилда (*391*) изображена формация Солт-Лейк, разбитая сбросами, но в объяснении это не подчеркнуто (см. фиг. 184).

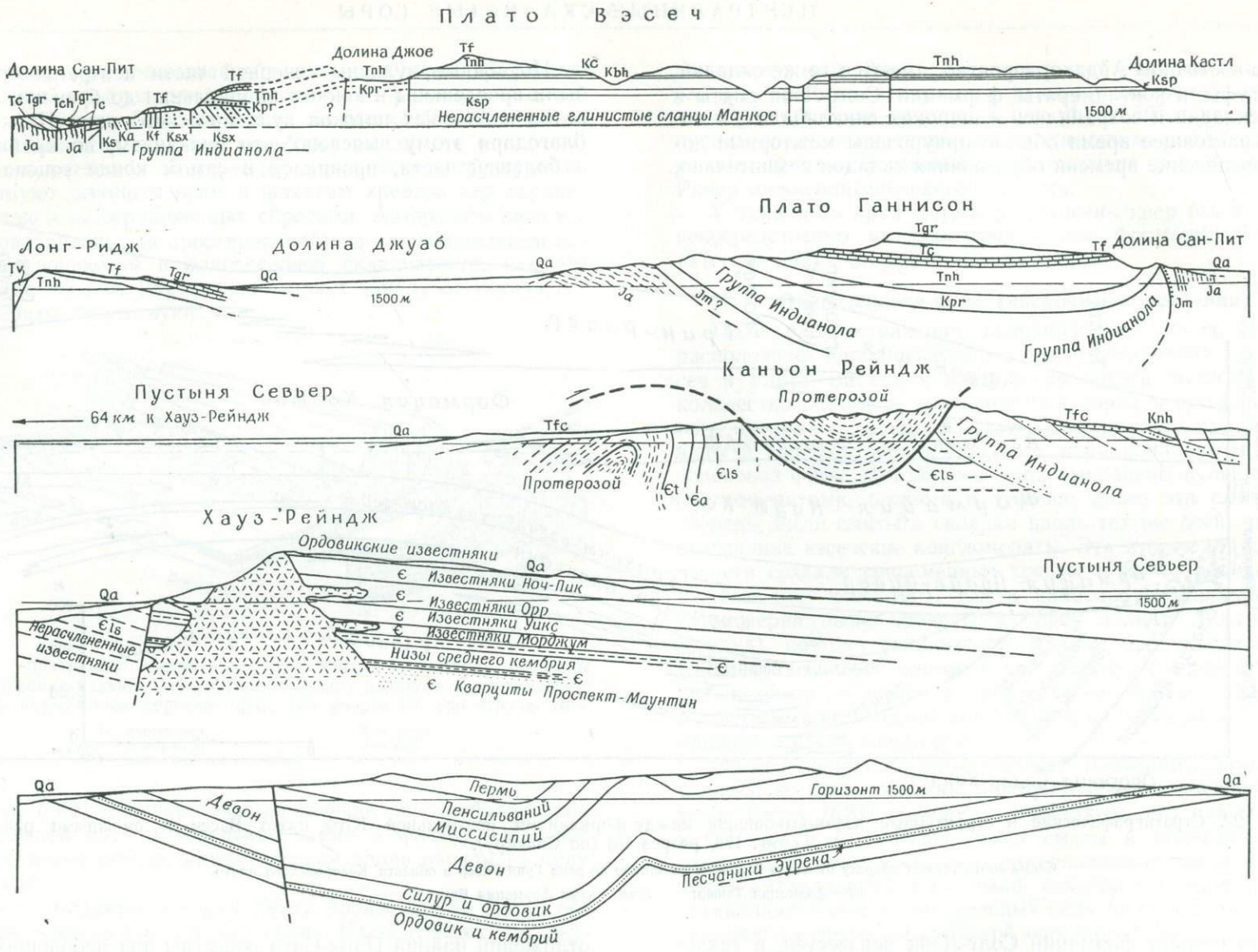
Подводные вулканы северной части центрального Вэсеча были прослежены в южном направлении до брекчий, агломератов и лавовых потоков вулканического поля Парк-Сити, и благодаря этому выяснено, что вулканизм, по крайней мере в большей части, проявился в самом конце эоцена. Среди отложений района Парк-Сити известны два небольших штока, залегающих к востоку от более крупного Коттонвудского штока. Может быть, эти интрузивные тела одновременны Коттонвудскому поднятию, однако известно, что в ближайших рудных районах Юты — Бингеме, Офире, Голд-Хилле и Эурике — интрузивные штоки и месторождения руд образовались



Фиг. 192. Стратиграфические и структурные взаимоотношения между формациями центральной Юты, плато Вэсеч и смежными районами (фиг. 178, разрез 15) (по Спикеру).

Схема соответствует разрезу от плато Ганнисон на западе до реки Грин-Ривер в области Колорадского плато.

Kt — формация Ташер; *Ktb* — язык формации Бак.



Фиг. 193. Разрез от плато Вэсеч к западу через плато Ганнисон, хребет Каньон (фиг. 178, разрез 16), хребет Хаус и хребет Конфюшен (фиг. 178, разрез 17).

Tf — Флагстафф
Tnh — Норт-Хорн
Kpr — Прайс-Ривер
Kc — Кастлгейт
Kbh — Блэкхаук
Ksp — Стар-Пойнт
Ks — Сан-Пит
Ka — Аллен-Велли
Kf — Фанк-Велли
Ksx — Сиксмайл-Каньон
Tc — Колтон
Tgr — Грин-Ривер
Tch — Крейзи-Холлоу
Tfc — Фул-Крик (олигсцен)
Ja — арапиенские сланцеватые глины
Jm — Моррисон (?)
Єls — кембрийские известняки
Єa — офировые сланцеватые глины
Єt — кварциты Тинтик
Qa — четвертичные отложения

после складчатости и надвигов, а изучение рудных отложений этих районов приводит к выводу от том, что магматическая деятельность в центральной и западной Юте того же возраста, что и эффузии района Парк-Сити, то есть позднеэоценового (Ловеринг, устное сообщение).

Наиболее поздние эоценовые отложения — формация Дюшен-Ривер — залегают в осевой части и по северному склону бассейна Уинта. Формация почти целиком образована за счет размыва эоценового поднятия в хребте Уинта и несогласно перекрывает более древние слои вдоль южного склона хребта, но в осевой части бассейна она согласно залегает на слоях Уинта (верхний эоцен).

Формация Дюшен-Ривер вовлечена в пологую складчатость, охватившую бассейн Уинта; местами она имеет углы падения до 23°. Возможно, что вздутие Сан-Рафаель и плато Анкомпагре поднялись в то же самое время и приняли участие в формировании бассейна (Уолтон, *632*). Возможно также, что и другие особенности строения моноклинали плато Колорадо возникли в это время.

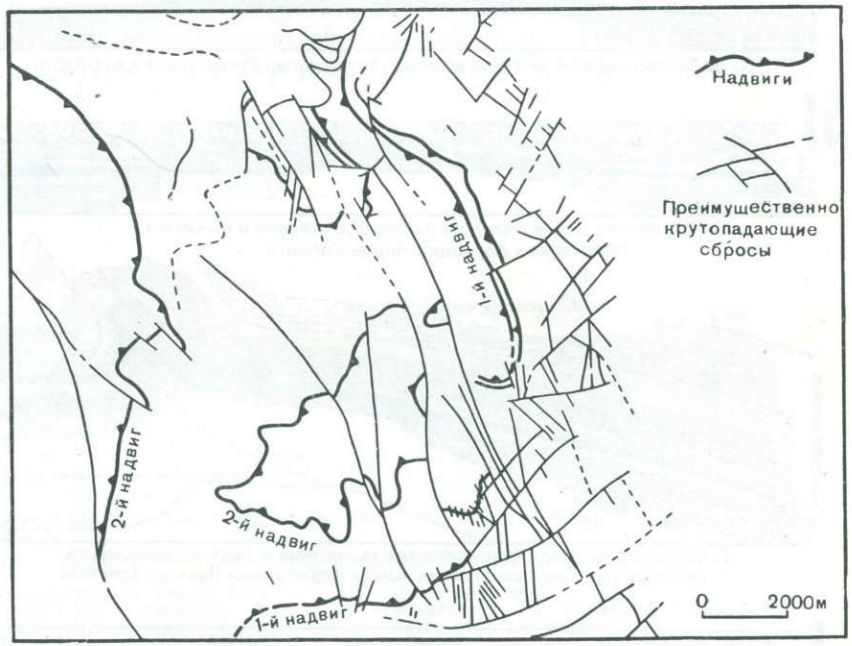
Интрузии, эффузии и минерализация, проявившиеся в самом конце эоцена и начале олигоцена, связаны с крупными, но очень пологими складками, обусловленными послеларамийской орогенией, которая будет называться здесь абсарокской. В главе 22 рассматривается большое абсарокское поле и связанная с ним орогения; так как вулканизм на больших площадях в позднем эоцене и нижнем олигоцене в Скалистых горах сконцентрировался в Абсароке, то следует, видимо, присвоить этой орогении название абсарокской.

ЗАПАДНАЯ ЮТА

В районе Голд-Хилл западной Юты комплекс надвигов и сбросов свидетельствует о длительной орогении (см. фиг. 194). Время орогении неизвестно, потому что нет точно определенных меловых и третичных слоев. Нолан (*450*) считает, что вся последовательность деформаций приурочена к границе мелового и третичного периодов.

Складчатость и взбросы в районе Голд-Хилл сформировались в четыре последовательных этапа, причем за каждой фазой сжатия происходило образование сбросов. Современное изучение формации Эурика в Юте Ловерингом (устное сообщение) приводит к выводу, что здесь имела место такая же последовательность деформаций.

Структуру Голд-Хилл и Эурика можно считать типичной для востока центральной части современной провинции Большого Бассейна. Район, бывший в палеозое геосинклиналью и превратившийся в мезозое в широкое геоантиклинальное поднятие, подвергся интенсивному сжатию в общем теми же

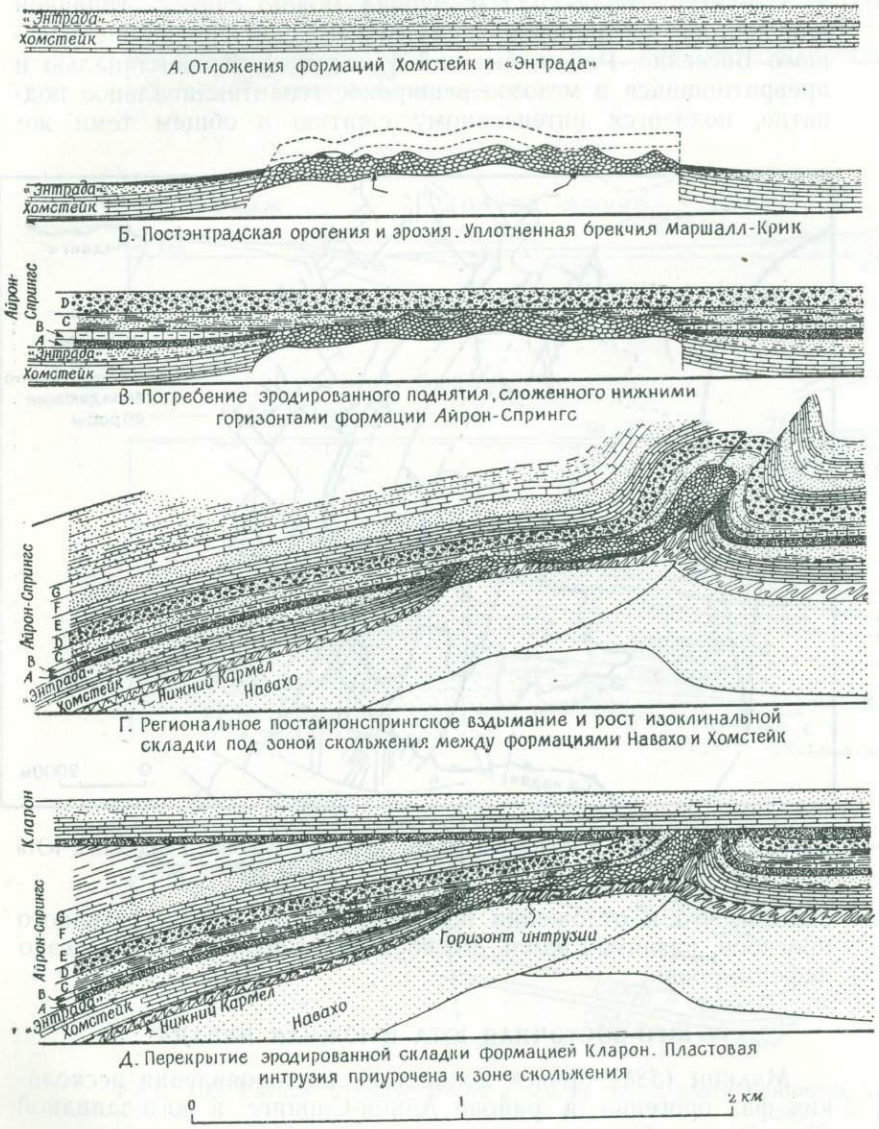


Фиг. 194. Сбросы в северной части рудного района Голд-Хилл, Юта (по Нолану) (фиг. 178, разрез 23).

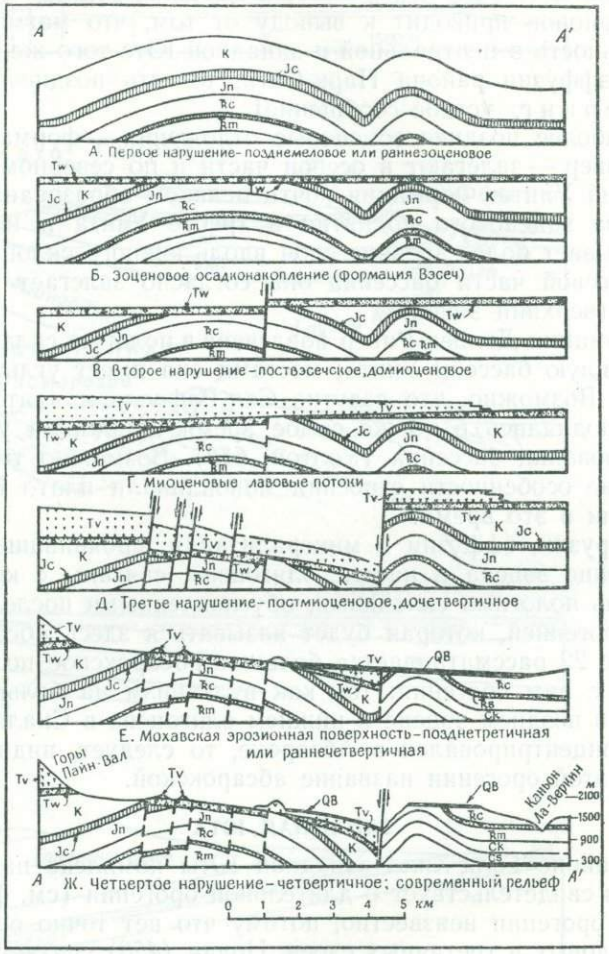
силами, что и отложения позднемелового и раннетретичного прогибов, развитых вдоль его восточного фланга, и был резко деформирован.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЮТА И ЮЖНАЯ НЕВАДА

Маккин (*388*) привел доказательства проявления нескольких фаз орогении в районе Айрон-Спрингс в юго-западной Юте. Этот район находится примерно на границе интенсивно деформированного Ларамийского пояса и слабо деформированного Колорадского плато.



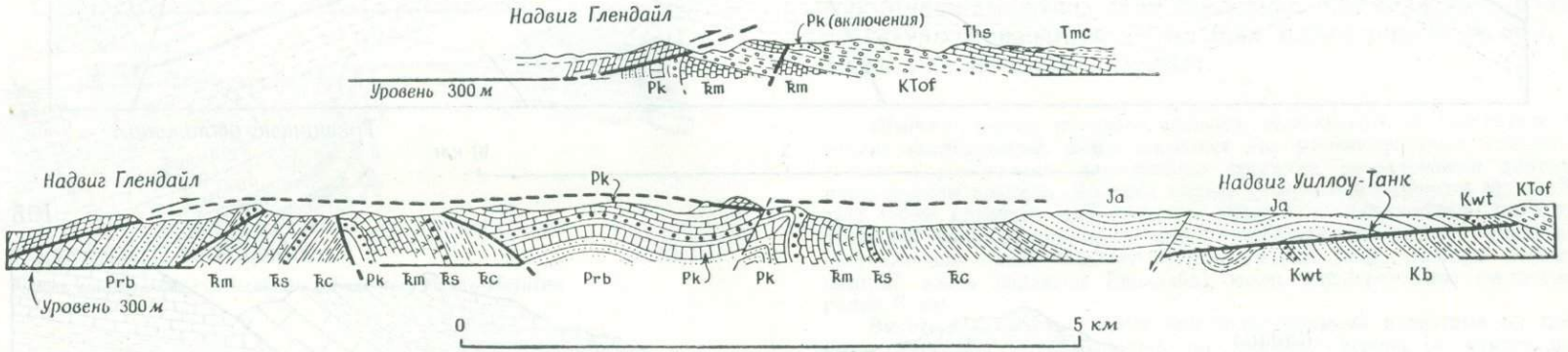
Ф и г. 195. Разрезы структур в пределах южного края района Три-Пикс, Юта (по Маккину, **388**) (фиг. 178, разрез 18).



Ф и г. 196. Разрезы через долину Аш-Крик, на которых показано развитие Харрикейнской зоны разломов из четырех отдельных нарушений (по Гарднеру, **198**).

Tm — формация Моенкопи
Ts — конгломераты Шинарумп
Tc — формация Чинли
Jn — песчаники Навахо
Jc — формация Кармел
K — меловые песчаники и глинистые сланцы, нерасчлененные
Tw — формация Вэсеч
Tv — миоценовые лавы
Qb — нижнечетвертичные лавы (фиг. 178, разрез 19)

Последовательность основных этапов орогении изображена на фиг. 195. После отложения верхнеюрских песчаников «Энтрада» был поднят блок, протягивающийся через весь район в северо-восточном направлении; в пределах района размывом были уничтожены все формации, вплоть до формации Хомстейк. В это же время на западе произошло резкое поднятие Кордильерской геоантиклинали, послужившей источником для образования грубообломочных конгломератов Айрон-Спрингс, достигающих местами мощности 1600 *м* и распространенных



Фиг. 197. Широтные разрезы сев рной части гор Мудди (по Лонгвеллу, **369**).

Показаны надвиговые чешуи Гленлайл и Уиллоу-Танк. Надвиговая чешуя Гленлайла сложена кембрийскими и пенсильванскими слоями.

Prb — пермские красные слои
Pk — пермские кайбабские известняки
Tm — формация Менкопи
Ts — конгломераты Шинаруми
Tc — формация Чинли
Ja — ацтекские песчаники
Kwt — конгломераты Уиллоу-Танк
Kb — бейслайнские песчаники
KTof — овертонская формация
Ths — формация Спринг
Tmc — миоценовая (?) формация Мудди-Крик (фиг. 178, разрез 20).

на всей этой территории. Эродированный поднятый блок был также перекрыт, несмотря на то, что возвышался примерно на 250 *м*. Возраст формации Айрон-Спрингс — ранне- или среднемеловой.

Далее формация Айрон-Спрингс была смята в изоклинальную антиклинальную складку меридионального простирания. Последовал размыв, за которым на наклонные концы пластов была отложена формация Кларон позднемелового или раннетретичного возраста. Формация Кларон там, где она закартирована, по сравнению с более древними формациями залегает более полого и не деформирована.

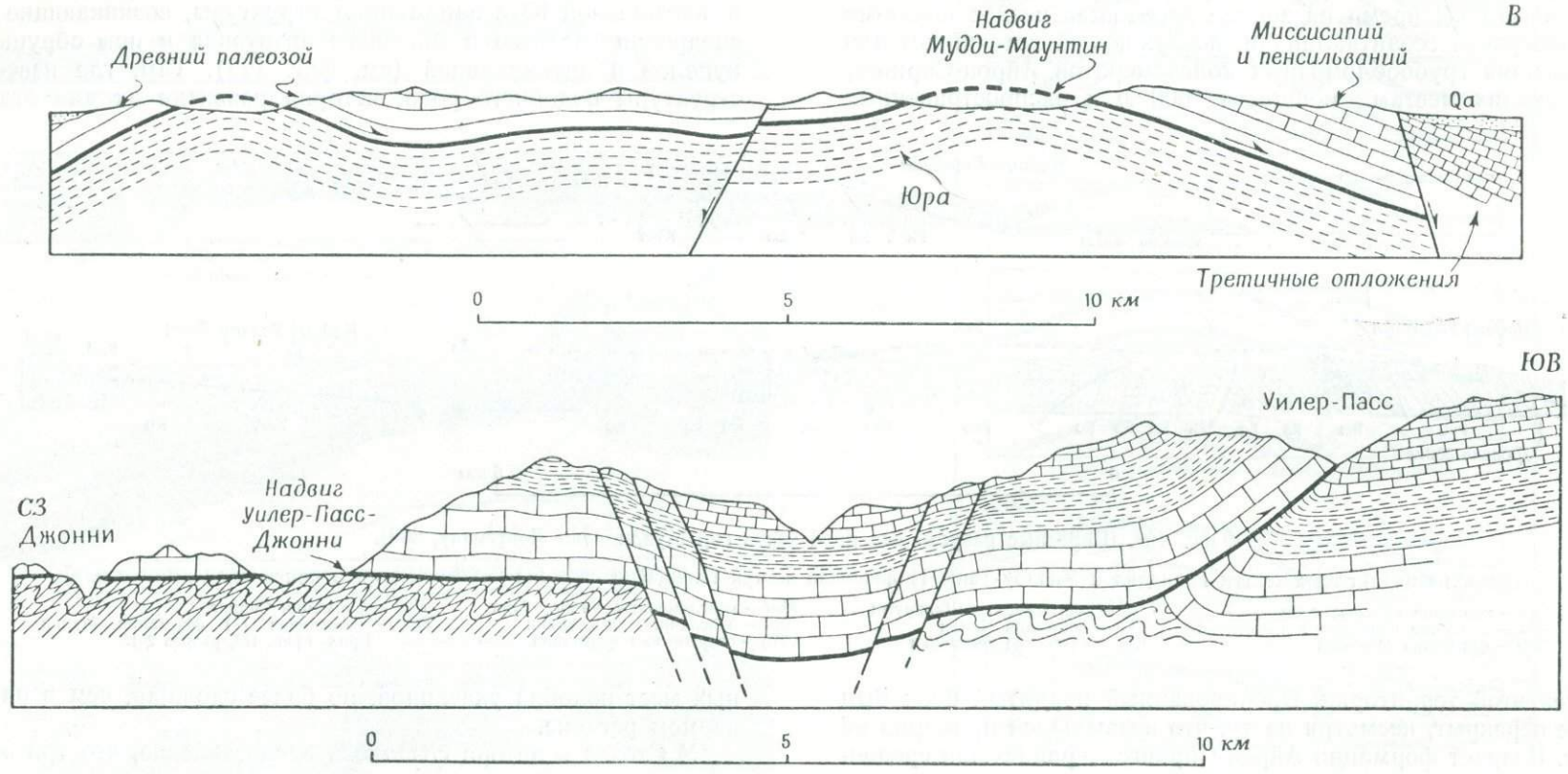
Маккин считал, что структура обусловлена массивными песчаниками Навахо, залегающими в основании, выше которых развита зона скольжения, приуроченная к гипсам и гипсоносным глинистым сланцам формации нижний Кармел. Структура имеет особенности «солевой антиклинали», подобной описанной Стоксом в пределах Колорадского плато (см. главу 25). Стокс убеждал автора в том, что структуры долины Сан-Пит в центральной Юте напоминают структуры, возникающие при внедрении солевого и гипсового интрузива и при обрушении куполов и антиклиналей (см. фиг. 193). Там, где известны структуры подобного рода, история развития их для отдельных мест подобна указанной, но более сложная, чем в описываемом регионе.

У Стокса и автора создалось представление, что три этапа образования надвигов в олигоцене и миоцене, установленные в пределах долины Сан-Пит Спикером, обусловлены внедрениями и оседаниями соли и гипса из юрских глинистых сланцев и имеют местное, а отнюдь не региональное значение.

После образования формации Кларон последовало внедрение интрузий; их верхний контакт совершенно определенно контролировался горизонтом гипса и переслаивающимися известняками и сланцами (нижний Кармел). Нижний контакт, вероятно, также проходит в пределах формации Кармел.

Магма распространилась из центрального канала. Кровля местами была поднята, но не деформирована, хотя, правда, местами образовались структурные косы, направленные вверх и в сторону их поднятия.

шого Бассейна, ларамийский возраст деформаций не вызывает сомнений (см. фиг. 196). Точно возраст складчатости определен быть не может потому, что неизвестен точный возраст так называемой формации Вэсеч.

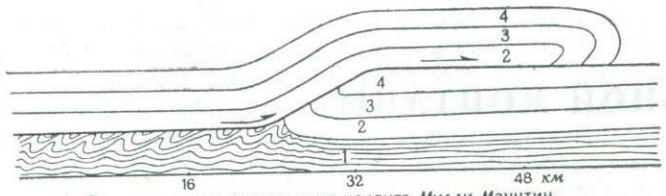


Фиг. 198. Обобщенные поперечные разрезы надвига Мудди-Маунтин (верхняя схема) и надвига Уилер-Пасс — Джонни (нижняя схема).

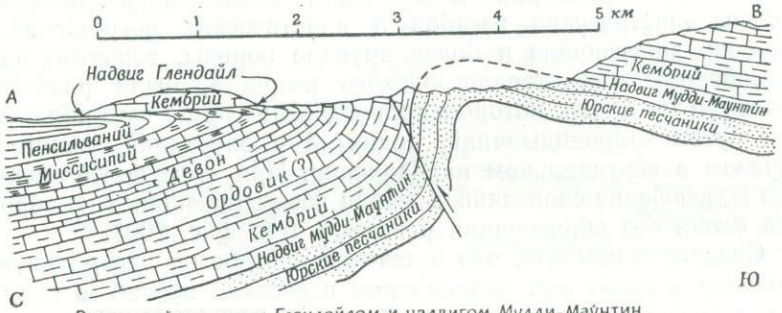
Палеозой представлен известняками и доломитами, а юрские слои — толстослоистыми песчаниками. На нижней схеме мощность слоев, слагающих надвиговую чешую, около 7000 *м*, но, кроме того, надвигом, повидимому, было захвачено 2600 *м* более молодых слоев. Районы Джонни и Уилер-Пасс находятся в 100—130 *км* от гор Мудди (фиг. 178, разрез 22) (по Лонгвеллу).

В районе Сент-Джордж на юго-западе Юты формации от пермских и более древних до колорадских были смяты в складки, срезаны размывом и перекрыты формацией Вэсеч (?) (Гарднер, *198*). Хотя пологие складки и более молодые сбросы больше напоминают структуру Колорадского плато, чем Боль-

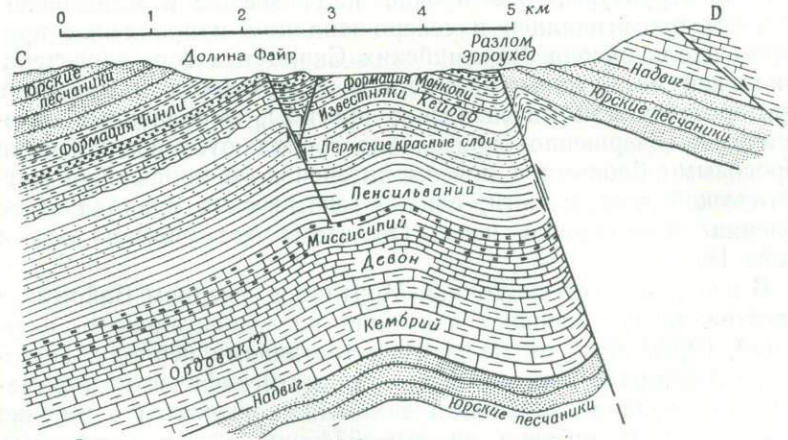
Хорошо известна группа крупных надвигов, расположенная вблизи восточного края провинции Бассейнов и Хребтов. Группа насчитывает восемь или больше надвигов под различными углами, но обычно полого падающих на запад. Отсутствие пород фундамента в аллохтонных блоках, а также види-



Гипотетическая реставрация надвига Мудди-Маунтин



Разрез района между Глендайлом и надвигом Мудди-Маунтин



Разрез района между долиной Файр и разломом Эрроухед

Фиг. 199. Природа надвига Мудди-Маунтин и взаимоотношения его с надвигом Глендайл (по Лонгвеллу).

мые изменения в углах падения наводят на мысль, что надвиги проходят вниз в почти горизонтально залегающий фундамент (Хьюетт, *251* и Лонгвелл, *363*). Хьюетт считает надвиги в районе Гуд-Спринг более молодыми, последовательно смещенными на запад и приводит доказательства, свидетельствующие о наличии эрозионного перерыва между теми и другими. Пояс надвигов прослеживается в этом регионе с юга на север на 160 *км*.

Лонгвелл неоднократно описывал особенности геологического строения южной части Невады и, в частности, в районе гор Мудди-Маунтин. Его последние описания этой сложной структуры приводятся ниже. Они иллюстрируются фиг. 197, 198 и 199. Лонгвелл отмечает:

«Вместо одного крупного надвига, выявленного в результате более ранних исследований, автор выделяет два разновозрастных надвига, связанных с различными проявлениями орогении, разделенными длительным промежутком времени. Древний надвиг (названный надвигом Мудди-Маунтин) более крупный; при смещении вдоль него палеозойские карбонатные формации были надвинуты на юрские песчаники, при этом горизонтальная составляющая смещения была не менее 24 *км*. Более молодой надвиг (названный здесь надвигом Глендайл) имеет горизонтальное смещение порядка 8 *км*.

Вместе с сопутствующими ему более мелкими надвигами он затрагивает формации, охватывающие по возрасту период от самого начала верхнего мела вплоть до осадков предгорий, которые могут быть значительно более молодыми. Отложения, связанные с орогенией, мощностью до 1000 и более метров были отложены перед фронтом надвига после его образования.

Конгломераты в основании верхнего мелового разреза, содержащие гальки и валуны, образовавшиеся за счет наиболее устойчивых пород, даже таких древних, как пермские, указывают на наличие резких деформаций, имевших место несколько западнее района Мудди-Маунтин. Эти ранние проявления орогении, возможно, указывают на развитие Мудди-маунтинского и других крупных надвигов этого района, в котором неизвестны перемещения надвигами отложений более молодых, чем юрские. Поэтому попросту можно считать, что ранняя орогения произошла после юры и до начала верхнего мела.

Запрокинутые и разбитые сбросами складки, сопровождающие надвиг Глендайл, по сложности не уступают структуре Швейцарских Альп.

Крупные поперечные разломы со значительной величиной горизонтальной составляющей смещения возбуждают вопрос об условиях их образования; крупнейшим из этих нарушений является надвиг Мудди-Маунтин, имеющий величину вертикального смещения 3 *км* и, возможно, генетически связанный с надвигом Глендайл. Многочисленные различно ориентированные сбросы свидетельствуют о продолжении подвижек от момента образования надвига Глендайл до позднекайнозойского времени» (Лонгвелл, **369**).

22

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНТАНЫ

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЗОНА ФЛЕКСУР

Тектоническая карта Соединенных Штатов свидетельствует, что для центральной Монтаны характерны купола и флексуры в осадочных пластах и многочисленные мелкие тела изверженных пород. Изверженные породы образуют штоки, лакколиты, системы радиальных даек и разнообразные экструзивные тела. Лакколиты располагаются в большинстве куполов. Изверженные породы залегают в пределах пояса, протягивающегося приблизительно в северо-восточном направлении почти поперек структур, сложенных осадочными породами, и будут особо рассмотрены в следующем разделе.

Преобладающими формами рельефа являются горы, обязанные своим происхождением магматической деятельности; основная же структура региона представлена поднятым блоком, ограниченным моноклинальными флексурами и простирающимся от гор Биг-Сноу и Джудит на запад к куполу Поркьюпайн. Горы Литтл-Белт являются западным продолжением того же поднятия и располагаются по другую сторону асимметричного прогиба, простирающегося в меридиональном направлении. Зона кулисных сбросов бассейна Лейк также имеет широтное простирание и дополняет общую картину широтных структурных элементов региона. Однообразие полого залегающих пластов нарушается флексурными куполами и сбросами.

Если рассматривать флексуры, не принимая во внимание купола, связанные с лакколитами, то они представляются в виде изгибов более пластичных поверхностных отложений, окаймляющих расположенные под ними сбросовые блоки (фиг. 200).

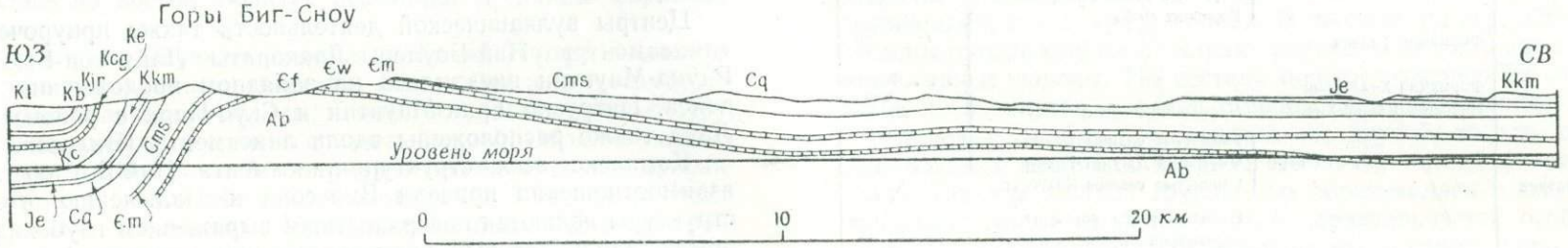
Том (*597*) установил, что для расположенного далее к западу района характерны такие деформации земной коры, как крупные надвиговые чешуи и батолитовые интрузии, и пришел к выводу, что территория, расположенная восточнее в пределах центральной Монтаны, подобным деформациям не подверглась; для территории центральной Монтаны характерны «волны эластических изгибов и пластических погружений». Глубоко залегающие и более хрупкие породы, вероятно палеозойского или допалеозойского возраста, были разбиты сбросами на блоки, которые приняли занимаемое ими положение путем запрокидываний, поднятий и опусканий, главным образом в вертикальном направлении. При этом более молодые мезозойские слои лишь огибали перемещающиеся по сбросам блоки без образования разрывов (см. фиг. 200).

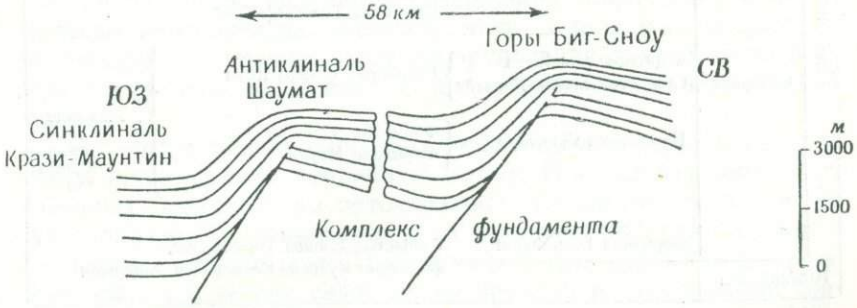
Следует вспомнить, что в течение протерозоя центральную Монтану в широтном направлении пересекал прогиб, а позднее, в миссисипское время, приблизительно на этом же месте возник другой прогиб (см. карту V). За исключением миссисипской структуры, все прочие палеозойские и мезозойские прогибы протягивались в северо-западном направлении примерно вдоль склона Ларамийских Скалистых гор, характеризующихся интенсивным развитием складчатости и надвигов. Протерозойский и миссисипские прогибы, выполненные отложениями, совершенно определенно совпадают с позднейшими сбросовыми блоками и поясом интенсивного проявления магматической деятельности, однако генетическая природа этого явления недостаточно ясна. Об этом уже упоминалось в главе 18.

В центральной и восточной Монтане и северном Вайоминге известна заслуживающая внимания последовательность формаций, переходных от мелового к третичному периоду. Положение границы между этими двумя стратиграфическими системами обосновано надежными данными и изучается в течение многих лет. В таблице на стр. 374 приведены возрастные определения различных формаций, изображенных на современной геологической карте Монтаны (1944 г.). Формация Форт-Юнион обычно отмечается как самая молодая из толщ, смятых в складки; ее возраст определяется как палеоценовый.

Известно, что ко времени образования формации Форт-Юнион свод гор Биг-Хорн был поднят и размыт вплоть до докембрия и что вскоре за образованием этой формации произошло следующее поднятие. Поскольку свод Биг-Хорн заходит в пределы южной части центральной Монтаны немного севернее зон широтных флексур и связанных с ними куполов, можно думать, что структуры центральной Монтаны образовались в течение этого же времени, а именно — непосредственно перед образованием формации Форт-Юнион и затем после отложения этой формации.

Почти все лакколиты, дайки и штоки залегают в меловых слоях. Только в пределах гор Берпо отмечены проявления вулканической деятельности среди третичных отложений. Древнейшие вулканические излияния произошли в своем большинстве вслед за образованием формации Форт-Юнион, но местами эффузивы залегают и среди прослоя валунных конгломератов, возраст которых может быть определен как эоценовый или даже олигоценовый. Древнейшие эффузивы, которые древнее, чем штоки, развитые в пределах этого района, моложе прослоя валунных конгломератов и поэтому являются нижнеэоценовыми или, может быть, еще более молодыми (Пекора, *464*).





Фиг. 200. Разрез через горы Биг-Сноу (верхняя схема) и взаимоотношения флексур в поверхностных осадочных породах с глубокими разломами в области долины Массашелл в Монтане (нижняя схема) (по Ривесу, **490** и Тому, **597**) [индексы автором не разъяснены. — *Ред.*].

ЗОНА КУЛИСНЫХ СБРОСОВ

Определения и структурные взаимоотношения

В центральной и южной части центральной Монтаны известны три зоны кулисных сбросов: на севере расположена зона сбросов Кет-Крик, посредине — зона сбросов бассейна Лейк и на юге, сразу же к северу от поднятия Бертут, зона Най-Боулер.

Антиклиналь Кет-Крик (моноклинальная флексура) протягивается к востоку от гор Джудит; в пределах крутого крыла этой структуры слои нарушены серией мелких сбросов. Создается впечатление, что северный блок, синклиналь Блуд-Крик, немного сдвинут в западном направлении в процессе опускания.

Зона сбросов бассейна Лейк — крупнейшая из трех; она протягивается к востоку и к западу от Биллингса и имеет в длину более 160 *км*. У западного конца она срезает южную часть купола Биг-Кули-Хайлстон, а у восточного окончания — слои, падающие на север от поднятия Биг-Хорн. Опущенным является преимущественно юго-восточное крыло каждого сброса, но из этого правила имеется много исключений (Хенкок, *233*). Вдоль некоторых сбросов направление сбрасывателя меняется от одного конца к другому. Величина вертикального смещения в любом случае небольшая. Плоскости сбрасывателей обычно наклонены под углом от 30 до 80°. Создается впечатление, что зоны сбросов возникли после образования куполов и флексур, которые они пересекают, и что эти нарушения

обусловлены глубоко расположенным разломом с горизонтальным перемещением. В поверхностных слоях, залегающих на смещенных в горизонтальном направлении блоках, возникают

НИЖНЕТРЕТИЧНЫЕ И МЕЛОВЫЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНТАНЫ

Третичные формации	Миоцен или плиоцен	Гравий Флаксвилл		
	Олигоцен	Формация Уайт-Ривер		
	Эоцен	Формация Вэсеч		
	Палеоцен	Формация Форт-Юнион	Горизонт сланцев Сентинелл-Бьютт Горизонт Тонге-Ривер Горизонт Лебо	. . . Формация Ливингстон
		Формация Таллок		
Верхний мел	Монтана	Формация Хелл-Крик		
		Песчаники Фокс-Хиллс	Песчаники Леннеп	
		Глинистые сланцы Пьерр	Глинистые сланцы Берпо Формация Джудит-Ривер Глинистые сланцы Клаггетт	
			Песчаники Игл (горизонт песчаников Вирджелл в основании)	
			Формация Телеграф-Крик	
	Колорадо	Формация Ниобрара Глинистые сланцы Карлейл	Глинистые сланцы Коди	. . . Глинистые сланцы Колорадо
		Известняки Гринхорн	Формация Фронтир Формация Маури	
		Формация Бель-Фурш	Глинистые сланцы Термополис, формации Кутней, Кловерли и Моррисон	
Нижний мел				

многочисленные мелкие разрывы, обусловленные растяжением и ориентированные под углом к главному разлому, расположенному под ними (Чемберлен, *115*). Как и в зоне Кет-Крик, северный блок сдвинут к западу.

Зона Най-Боулер состоит из серии антиклиналей, куполов и полукуполов, заключенных в пределах полосы, протягивающейся на расстояние 90 *км* от начала гор Бертут до гор Приор. Падения у южного края более крутые, чем у северного. Антиклинали пересекаются двумя особыми системами сбросов — это сбросы, параллельные простиранию зоны осей антиклиналей, и сбросы кулисные, расположенные диагонально по отношению к зоне. Имеются также многочисленные перьевые сбросы (feather faults), ограниченные продольными разломами и двумя опущенными блоками. Должно быть отмечено также, что мощности формаций резко изменяются по разные стороны зоны или «линеамента» (Вильсон, *677*). Формация Ланс и горизонт Лебо толщи Форт-Юнион резко увеличиваются в мощности к югу от оси складки. Это свидетельствует о том, что начало изгибания и образования сбросов происходило во время отложения самых верхних меловых и палеоценовых слоев.

Центры вулканической деятельности также приурочены к «линеаменту» Най-Боулер. Лакколиты Лаймстон-Бьютт и Раунд-Маунтин внедрились на западном продолжении этого пояса. Интрузии Грин-Маунтин и Скуо-Парк в районе Мак-Лауд также расположены вдоль линеамента (Вильсон, *677*).

Комплекс всех структур линеамента Най-Боулер и их взаимоотношения привели Вильсона к заключению, что эти структуры являются поверхностным выражением глубоких разломов, вдоль которых происходили как вертикальные, так и горизонтальные смещения. Южный блок погружался и сдвигался в восточном направлении. Эти горизонтальные перемещения происходили в том же направлении, что и перемещения северного и южного блоков в зонах разломов Кет-Крик и бассейна Лейк.

Стадии орогении

Первая ощутимая стадия ларамийской орогении на юге центральной Монтаны была отмечена терригенными осадками в формации Джудит-Ривер и вулканическими излияниями, которые, возможно, возвещали о раннем поднятии блока Бертут. Произошли также наиболее ранние движения вдоль основного разлома линеамента Най-Боулер, сопровождавшиеся внедрением даек и накоплением агломератов (в нижней части формации Ливингстон) вдоль линии разлома. Вторая стадия, согласно Вильсону, продолжалась в течение образования формаций Берпо, Леннеп, Колгейт, Ланс и горизонта Лебо толщи Форт-Юнион. Флексура Най-Боулер впервые проявилась в районе отложения только что упоминавшихся верхнемеловых

формаций, мощность которых уменьшается на гребне и увеличивается к югу в области прогибания. Кулисные сбросы образовались в это же время. Вулканизм первой стадии не прерывался и продолжался в течение всего второго этапа орогении.

Третья стадия характеризуется поднятием гор Бертут, вместе с которым была сжата и изогнута моноклиналь Най-Боулер и образованы некоторые купола, расположенные в ее пределах. Нормальные сбросы этой структуры частично сместились в обратную сторону, согласуясь с направлением сжатия; произошло более интенсивное горизонтальное перемещение, в результате которого образовались новые сбросы. Поднятый блок Бертут подвергся активной эрозии, а продукты разрушения его сносились на восток, образуя песчаники и сланцы формации Тонгрив.

В течение следующего поднятия блока Бертут, являющегося четвертым этапом орогении, были обнажены докембрийские кристаллические породы, а пласты, слагающие флексуру, были в значительной степени срезаны эрозией. Образовавшийся в результате обломочный материал отложился на эродированных структурах бассейна. Эти отложения — «вэсечские конгломераты и песчаники» — впоследствии были полностью размыты и сохранились лишь в пределах опущенных и защищенных от эрозии блоков. Перемещение блоков намечает пятый и последний этап ларамийской орогении в этом районе. Последний этап, вероятно, был значительно моложе ларамийского.

ПОПЕРЕЧНЫЙ ПОЯС ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Общие данные

Если не включать изверженных пород плато Йеллоустонского Парка и хребта Абсарока, то при изучении тектонической карты Соединенных Штатов может быть замечено, что интрузивные и эффузивные породы протягиваются от гор Берпо и Литтл-Рок на северо-востоке к батолиту Айдахо на юго-западе. Все интрузии в этом поясе относятся к ларамийскому возрасту. В Йеллоустонском Парке и хребте Абсарок они более молодые — от позднеэоценового до плейстоценового возраста. В северной части гор Бертут известны, вероятно, самые древние верхнемеловые интрузии. Изверженные породы залегают также в пределах купола Кевин-Санбарст за пределами поперечного пояса.

Изверженные породы разделяются на две группы, из которых одна находится в пределах пояса надвигов, а другая — вне его или к северо-востоку от него. Изверженные породы в пределах пояса образуют штоки и батолиты умеренных размеров, тогда как вне пояса развиты небольшие штоки, локкалиты, дайки и различные эффузивные породы. Возможно, что некоторые эффузивные породы по возрасту являются постларамийскими и соответствуют йеллоустонско-абсарокским изверженным породам. Ларсен (*343*) рассматривает их все как субпровинции единой крупной петрографической провинции, образовавшейся за счет общей материнской магмы.

Горы центральной Монтаны к востоку от пояса надвигов сложены главным образом изверженными породами как интрузивными, так и эффузивными. В таблице на стр. 376 перечислены горные хребты и охарактеризованы заключенные в них изверженные породы. По составу породы изменяются от риолитов до базальтов, с одной стороны, и от шонкинитов через нефелиновые сиениты до сиенитов — с другой, то есть от пород, богатых калием и натрием, до почти лишенных плагиоклаза. Породы каждой группы гор образовались в один или несколько этапов, и каждый этап характеризуется особенностями минералогического и химического состава пород, несмотря на резкие колебания содержания мафических и фельзитовых компонентов. Каждый этап отделяется от другого интервалом, в течение которого эруптивная деятельность прекращается или ослабевает и происходит очень интенсивный размыв.

Создается впечатление, что мафические породы в каждом этапе представляют первичную магму. Породы изменяются от обычных базальтов до ортоклазовых базальтов и далее до плагиоклазовых шонкинитов и шонкинитов, богатых натрием и лишенных плагиоклаза. Последовательный характер эруптивных этапов и тесная связь их во времени и пространстве свидетельствуют об общности их происхождения (Ларсен, *343*). Неизбежны две стадии магматической дифференциации: первая — глубинная дифференциация первичной магмы, которая, вероятно, происходит путем оседания из базальтовой магмы на дно кристаллов кальциевого плагиоклаза и гиперстена. Сравнительная пологость залегания осадочных пород, через которые проникала магма, указывает на то, что магма не подвергалась воздействию тектонических сил и, следовательно, процесс дифференциации мог происходить в течение длитель-

ного промежутка времени, для этого необходимого. Вторая стадия магматической дифференциации характеризуется оседанием кристаллов и на большинстве этапов — ассимиляцией кремнистого материала. Количество ассимилированного материала особенно велико в горах Крази-Маунтин и Литтл-Белт, где сиениты превратились в граниты.

Шонкин-Сег — один из девяти лакколитов гор Хайвуд — заслуживает особого внимания. Он долгое время являлся классическим примером проявления дифференциации на месте, но по современным представлениям этот лакколит скорее является многофазной интрузией (Баркздейл, *36*). Еще позднее Харлбат и Григгс (*269*) пришли к выводу, что старая гипотеза более справедлива. Из описания лакколитов гор Хайвуд следует, во-первых, что они являются широкими силлообразными телами, а не куполовидными, подобно изображенным Гилбертом (*205*) в горах Генри, и, во-вторых, что края лакколита не представляют собой просто клинья изверженных пород, а образуют целую серию сложных силлов, разбивающих вмещающие породы вместе с небольшими сбросами и взбросами (см. фиг. 201).

Главное тело лакколита Шонкин-Сег состоит из трех горизонтальных слоев; вверху и внизу залегают шонкиниты, а посредине — сиениты. Это характерно для всех лакколитов группы; при этом чем больше плутон, тем больше количество сиенитов. Согласно теории обособленных инъекций, сиенитовая магма внедрилась в частично застывший шонкинит; согласно же теории магматической дифференциации на месте, сиениты

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДПРОВИНЦИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНТАНЫ

	Подпровинции	Преобладающие комплексы пород	Характер плутонов и излияний
	Горы Берпо		
СТАДИИ	5. Щелочная	Псевдолейцитовые тингуантовые порфиры, мафические и лейцитовые вулканические породы	Дайки, штоки, потоки
СТАДИИ	4. Щелочная, богатая летучими	Нефелиновые и щелочные сиениты	Частью образуют штоки
СТАДИИ	3. Щелочноземельная	Мафические монцониты вплоть до плагиоклазовых сиенитов	Встречаются как простые, так и сложные штоки
СТАДИИ	2. Щелочная	Перидотиты, слюдистые пироксениты, нефелиновые и псевдолейцитовые шонкиниты и сиениты	Штоки, дайки, силлы и лакколиты
	Эрозия		
СТАДИИ	1. Щелочноземельная	Кварцевые монцониты до кварцевых сиенитов Базальты и латиты	Силлы, дайки, небольшие штоки и потоки (широко распространены) и брекчии

Продолжение

	Подпровинции	Преобладающие комплексы пород	Характер плутонов и излияний
	Горы Хайвуд		
СТАДИИ	4. Алноитовая	Алноиты, монтичелитовые перидотиты	Только небольшие интрузии
СТАДИИ	3. Хайвуд	Шонкиниты, нефелиновые сиениты	Поздние вулканические породы и интрузивы
СТАДИИ	2. Породы пика Хайвуд	Кварцевые сиениты, монцониты	Только штоки
	Интенсивная эрозия		
СТАДИИ	1. Кварцевые латиты	Кварцевые латиты	Крупные излияния, образующие горные массивы
	Горы Литтл-Белт и Кастл		
СТАДИИ	2. Литтл-Белт	Плагиоклазовые шонкиниты до гранитов	Лавы, лакколиты, штоки
СТАДИИ	1. Диоритовая	Диориты	Штоки
	Горы Джудит	Кварцевые порфиры, монцониты, сиениты	Лакколиты
	Горы Биг-Белт близ границ провинции Абсарока		
	Горы Крази		
СТАДИЙ	2. Северная часть Крази	Шонкиниты, нефелиновые сиениты до гранитов	Лакколиты, силлы, штоки и дайки
СТАДИЙ	1. Штоки южной части гор Крази	Диориты	Штоки и дайки
	Свод Свитграсс	Диориты до кварцевых сиенитов	Штоки, щелочные интрузии
	Малые Скалистые горы	Гранит-порфиры с плагиоклазовыми сиенитами	Штоки
	Горы Саус-Моккасин	Риолитовые порфиры	Лакколиты
	Горы Норт-Моккасин	Кварцевые сиениты	Лакколиты

образовались благодаря оседанию из шонкинитовой магмы тяжелых минералов и всплыванию кристаллов лейцита. Мелкие инъекции шонкинитов в сиениты у нижнего контакта сиенитов объясняются внедрением магмы, вызванным деформированием магматической камеры.

Лакколит Бокс-Элдер в горах Берпо также является поучительным примером дифференциации на месте (Пекора, *464*); для иллюстрации этого приведен нижний разрез на фиг. 201.

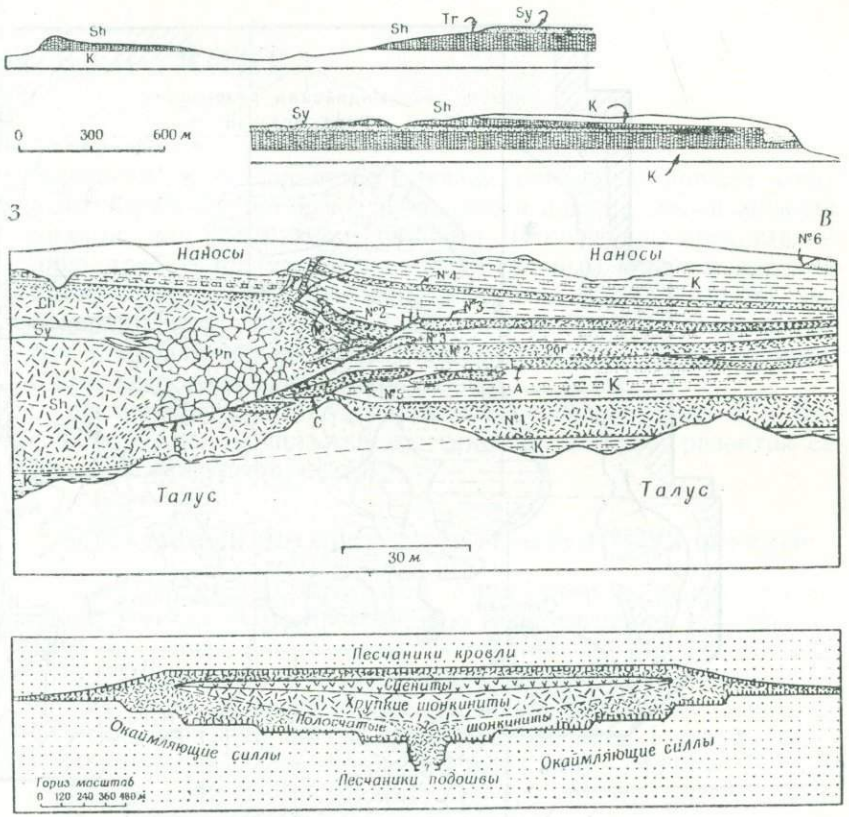
Малые Скалистые горы являются обособленным структурным элементом. Они находятся в стороне, несколько к северу от остальных поднятий и куполов центральной Монтаны, и по эрозионным формам напоминают круглый купол диаметром около 30 *км*, осложненный более чем пятидесятью куполами второго порядка, разбитыми сбросами (фиг. 202). Третичные щелочные изверженные породы интрудированы в кембрийские слоистые толщи главным образом в виде силлов; пока неизвестны более молодые осадочные породы, которые они прорывали бы. Их контакты с посткембрийскими породами, повидимому, являются сбросовыми и указывают на то, что изверженные породы после застывания в основании кембрийских толщ или в непосредственной близости от этого основания были деформированы и разбиты сбросами при давлении, направленном вверх и вызванном, вероятно, поднятием залегающей внизу магмы (Нетчелл, *322*).

Купола второго порядка Малых Скалистых гор в своем большинстве имеют округлую форму и образованы в результате вдавливания в осадочные толщи изверженных пород. Диаметр куполов колеблется от 2,4 до 5,6 *км*. Каждый из них имеет в плане типичную округлую или эллипсовидную форму и, естественно, соответствует расположенному внизу блоку, который поднят наподобие крышки люка (Нетчелл, *322*) (см. фиг. 202).

Взаимоотношения с наклонными сбросовыми блоками

Малые Скалистые горы, горы Моккасин и Джудит, купола Биг-Белт, купола к юго-востоку от гор Литтл-Белт, а также, возможно, купол Поркьюпайн представляют собой разнообразные поднятия, обусловленные лакколитами. Горы Хайвуд и Крази-Маунтин являются в основном продуктом эффузивной деятельности, но в их пределах известны штоки, многочисленные дайки и лакколиты.

Везде, за исключением районов флексур, обусловленных глубокими разломами, расположенными под ними, осадочные



Ф и г. 201. Лакколит Шонкин-Сег (верхний разрез) (по Харлбату), **269** схематический разрез лакколита Бокселдер (по Пекора, **464**).

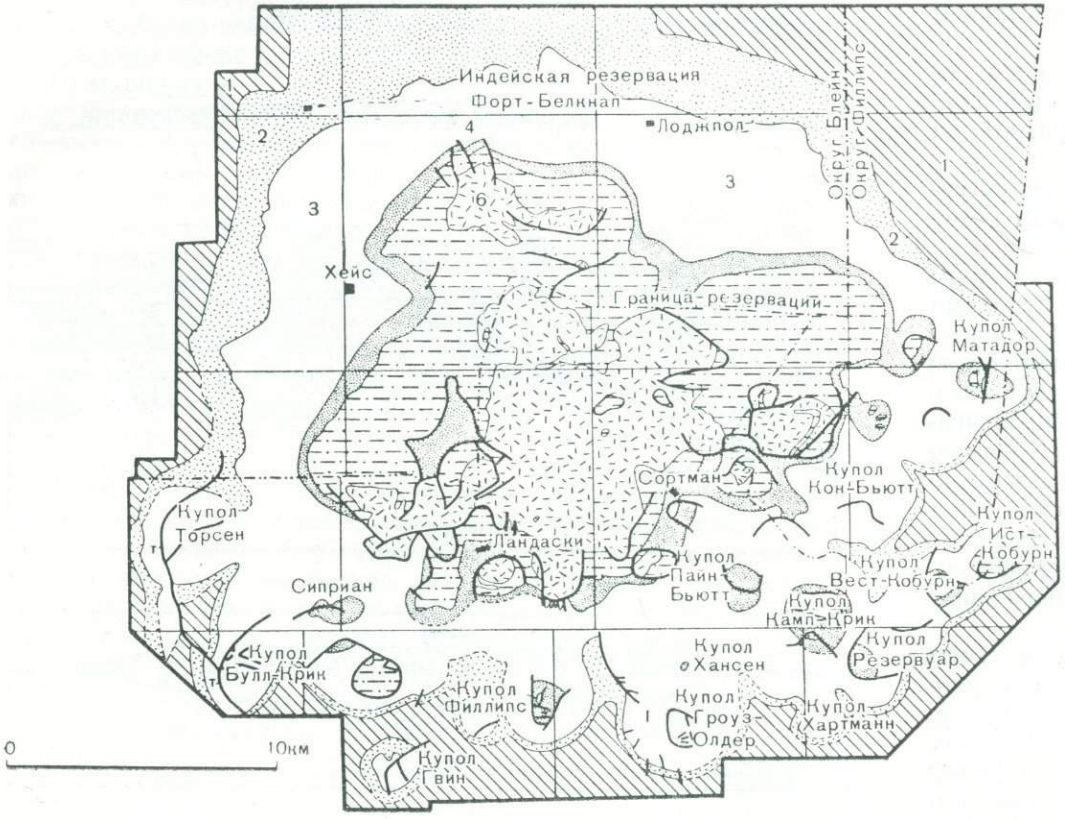
K — меловые песчаники *Tr* — переходные породы
Sh — шонкиниты *Sy* — сиениты

Средний разрез: деталь восточного окончания лакколита Шонкин-Сег (по Харлбату, 269).

K — меловые слои *Ph* — фанолиты; *1—5* — силлы шонкинит-порфиров
Sh — шонкиниты
Sy — сиениты

породы в большинстве мест оставались почти горизонтальными во время магматической деятельности. Пояс энергичных ларамийских деформаций располагался западнее. Лакколитовые

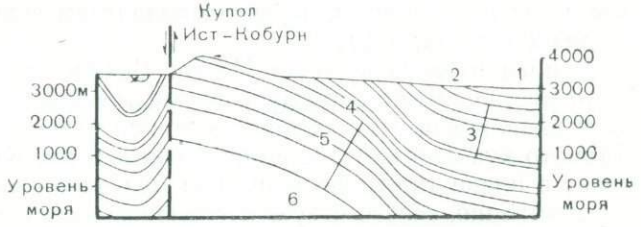
интрузии повсеместно приводили к образованию куполов в осадочных породах, но в двух горных группах, где широко развиты эффузивные породы, слои кажутся слабо деформированными при вулканической деятельности.



Томом (*597*) был отмечен приблизительный параллелизм в расположении вулканов, крупных разломов и флексур в центральной Монтане, но при рассмотрении тектонической карты Соединенных Штатов становится очевидным, что крупные разломы определенно территориально не связаны с магматической деятельностью. Однако субпараллельность в расположении и одновременность образования привели Тома к выводу, что разломы, флексуры и изверженные породы связаны с региональными деформациями, вызванными ларамийской орогенией.

Структуры Северных Великих Равнин

Восточнее зоны флексур и куполов и к северу от Блек-Хиллс располагается длинная, асимметричная и пологая складка, известная под двумя названиями — антиклиналь Седар-Крик или антиклиналь Бекер-Глендайв. Между ней и куполом Поркьюпайн расположена неглубокая синклиналь Шип-Маунтин, а к северо-западу от нее — обширный бассейн Уиллистон. Все это ларамийские структуры. Однако они настолько пологи, что лишь с трудом может быть решено, к какому поясу ларамийской орогении они относятся. Очень низкий купол Болдуин к северо-востоку от гор Берпо принадлежит к той же категории структур. В верхнемеловых слоях ряда куполов, расположенных вдоль оси антиклинали Седар-Крик,



известен промышленный газ; пройденные в связи с этим глубокие скважины показали наличие верхне- и нижнемиссисипских слоев и, следовательно, продолжение далее на восток прогиба Биг-Сноу (Де Вольф и Вест, *153*). Скважины достигли докембрия на глубине 3194 *м*, пройдя 1293 *м* в верхнемеловых слоях, 73 *м* в нижнемеловых отложениях, 478 *м* в юре и триасе и 1350 *м* в палеозое (Сегер, *533*).

Фиг. 202. Геологическая карта Малых Скалистых гор Монтаны (по Нетчелу, **322**).

1 — сланцы Берпо; *2* — формация Джудит-Ривер; *3* — сланцы Глаггет, песчаники Игл и группа Колорадо (верхний мел); *4* — формации Кутней и Эллис (нижний мел и юра); *5* — известняк Мишен-Каньон — песчаники Флатхед (карбон—кембрий); *6* — метаморфические докембрийские породы и щелочные третичные интрузивы; высоты в футах.

23

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ ВАЙОМИНГА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Рельеф большей части Вайоминга характеризуется крупными, простирающимися в северо-западном направлении хребтами и большими межгорными бассейнами. Среди хребтов крупнейшими являются Бертут, Абсарока, Уинд-Ривер и Биг-Хорн. Многие пики достигают высоты 4000 *м* и возвышаются над основаниями бассейнов на 1600—2300 *м*. Другие хребты, ныне не такие высокие и отчасти погребенные под третичными отложениями, несомненно достигали значительной высоты и были важными структурными элементами. Для удобства изложения структурные системы Вайоминга рассматриваются и вне границ штата. Горы Приор на северном окончании плато (или хребта), Биг-Хорн и Бертут уходят в пределы южной Монтаны. Хребет Блек-Хиллс расположен в основном на западе Южной Дакоты, горы Уинта — главным образом в штате Юта. С другой стороны, колорадские Скалистые горы входят в пределы юго-восточного Вайоминга в виде хребтов Ларами, Медисин-Боу и Парк. Колорадские и вайомингские Скалистые горы, несомненно, тесно между собой связаны, условное разделение их производится лишь с целью систематизации.

Скалистые горы Вайоминга относятся к внешним, или шельфовым, хребтам Кордильерских Скалистых гор, в отличие от внутренних — геосинклинальных хребтов. Это положение было рассмотрено во введении к общему описанию верхнемеловой и нижнетретичной систем Скалистых гор. При изучении палеотектонических карт палеозойской и мезозойской эр становится ясным, что внешние хребты, за исключением верхнемелового времени, в общем были областью шельфа. В верхнем меле, в бассейнах Вайоминга и Колорадо, отложилось до 3500 *м* слоистых пород.

В хребтах из-под сравнительно маломощного покрова палеозойских, триасовых и юрских осадков обнажаются обширные ядра овальных очертаний, сложенные докембрийскими породами; в большинстве случаев они представляют собой асимметричные поднятия, являющиеся или крупными антиклиналями, или сбросовыми глыбами. Исключение представляет лишь хребет Абсарока, сложенный главным образом пирокластическими, вулканическими потоками, более поздний, чем большинство других горных сооружений. Хребет Абсарока связан с вулканическим плато Йеллоустонского Парка и имеет с ним генетическое сходство.

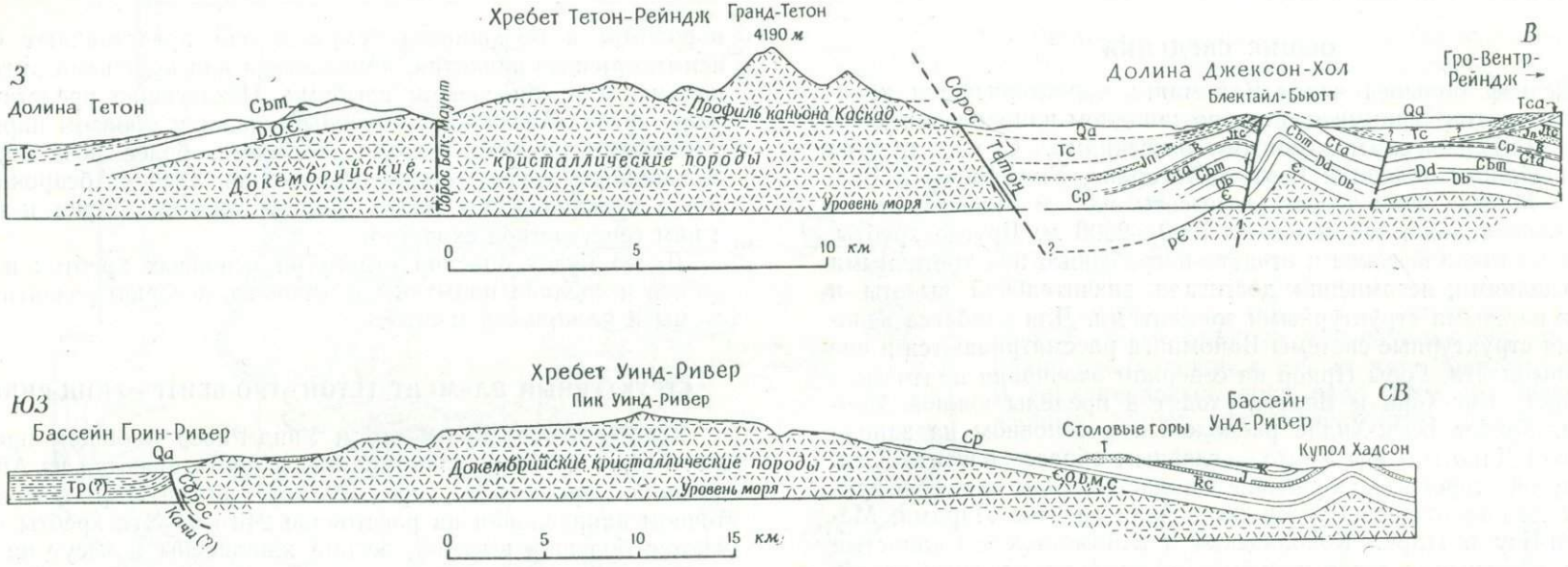
Далее будет описана структура основных хребтов и бассейнов и сделана попытка восстановить историю развития системы в нескольких местах.

СТРУКТУРНЫЙ ЭЛЕМЕНТ ТЕТОН—ГРО-ВЕНТР—УИНД-РИВЕР

Хребты Тетон, Гро-Вентр и Уинд-Ривер в общем продолжают друг друга по простиранию и протягиваются из Айдахо по линии, проходящей через Йеллоустонский Парк в юго-восточном направлении на расстояние 240 *км*. Эти хребты отличаются большой высотой, весьма живописны и несут на себе многочисленные мелкие ледники. Высота пика Гранд-Титон — 4582 *м*, а пика Ганнет в хребте Уинд-Ривер — 4595 *м*. Это высочайшие пики в Вайоминге. Все три хребта имеют докембрийские кристаллические ядра, структура их северо-восточных склонов отличается простотой и характеризуется крупными антиклинальными сводами, такими, как Бигхорн и Блек-Хиллс. Однако вдоль юго-западных склонов пласты, как правило, круто запрокинуты и осложнены надвигами. Хребет Уинд-Ривер отделен от хребта Гро-Вентр широким прогибом или седловиной, в которой сохранилась большая часть палеозойских и мезозойских формаций; залегание последних осложнено складками и сбросами со значительной амплитудой (Ричмонд, *499*). Хребет Гро-Вентр, в свою очередь, отделяется от хребта Тетон широкой и живописной долиной Джексон-Хол, простирающейся в меридиональном направлении. Депрессия

образовалась главным образом за счет миоценовой блоковой тектоники; в структурном отношении природа этого погружения между двумя хребтами недостаточно изучена. Постларамийское сбрасообразование будет рассмотрено ниже.

На поперечный разрез, протягивающийся в пределы хребта Гро-Вентр от склона хребта Хобак, внимание читателя уже тут, заходящее своим северо-западным окончанием, известным под названием Биг-Сноу, в пределы Монтаны, в геологическом отношении напоминает хребет Уинд-Ривер, но является как бы обратным, или зеркальным, его отображением. Северо-восточный склон его поднят и в общем надвинут в северо-восточном направлении, тогда как юго-западный склон хребта Уинд-Ри-



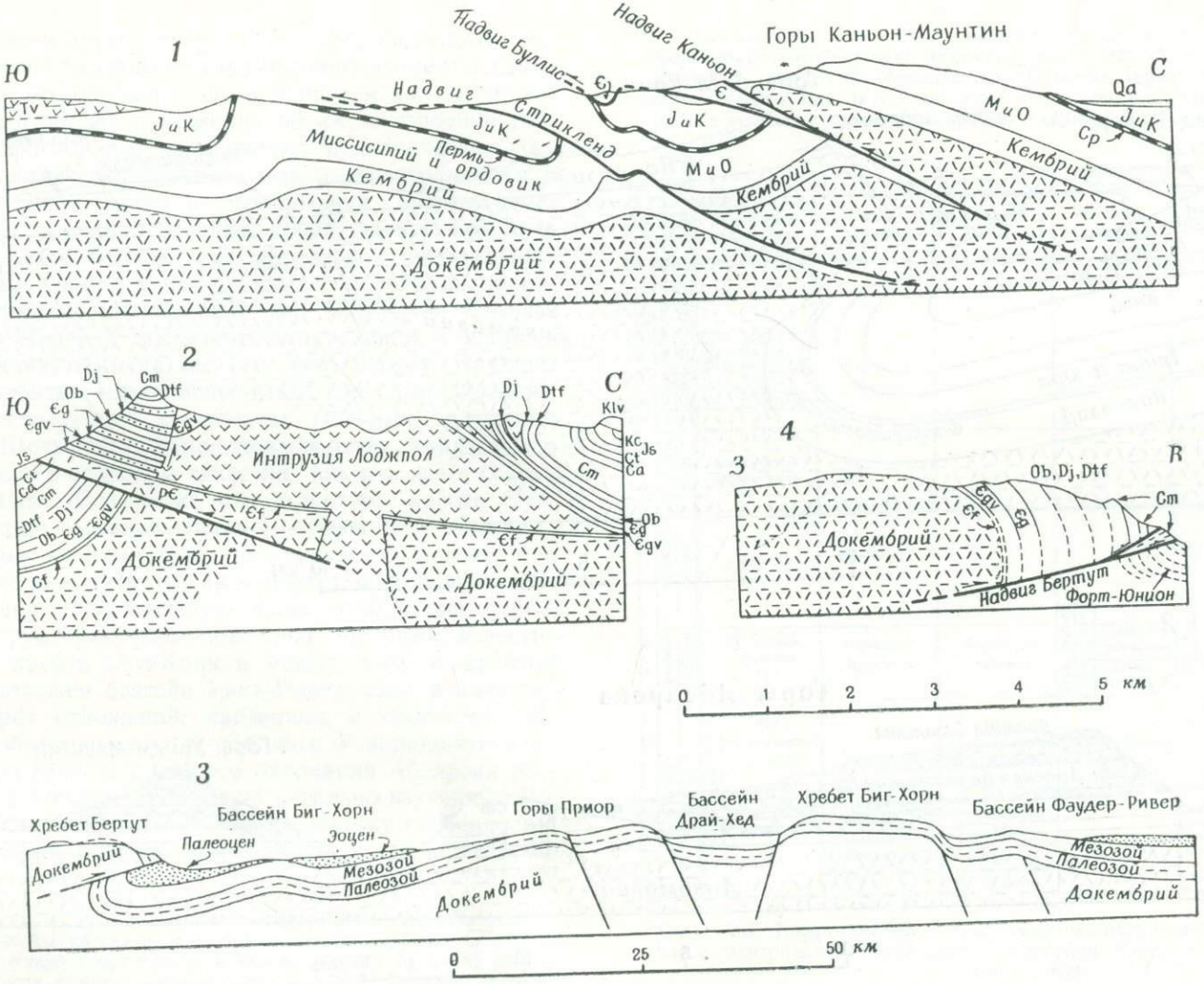
Фиг. 203. Поперечные разрезы хребтов Тетон-Рейндж и Уинд-Ривер.

Ob — доломиты Бигхорн
Dd — формация Дарби
Cbm — известняки Бразер и Медисон
Cta — формации Тенслип и Амсден
Cp — формация Фосфория
Ŧ — формация Чугуотер
Jn — ньюгтегские песчаники
Jtc — формации Гипсум-спринг и Твинкрик
Tp — Пасс-Пик (средний эоцен)
Tc — Кемп-Девис (самые верхи миоцена)
Tca — андезиты Кемп-Девис
pЄ — докембрий
D. O. Є — девон, ордовик, кембрий
Qa — четвертичные отложения

обращалось (см. фиг. 182 и 183) и взаимоотношения структур этих двух хребтов уже обсуждались. Другие разрезы через хребты Тетон, Гро-Вентр и Уинд-Ривер приведены на фиг. 203; при рассмотрении ее может быть составлено общее представление о каждой из этих структур.

СТРУКТУРНЫЙ ЭЛЕМЕНТ БЕРТУТ-ОУЛ

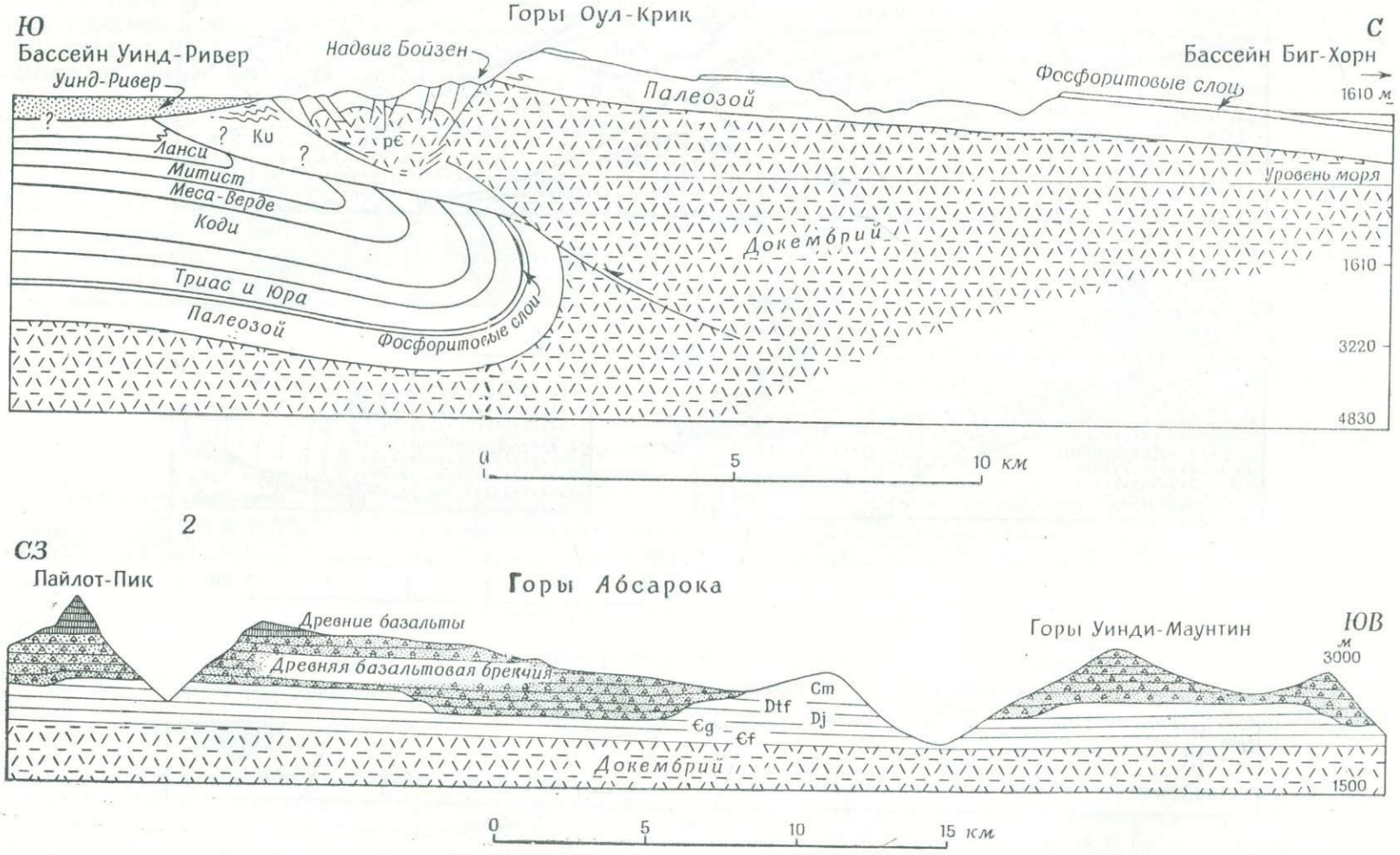
Группа гор, рассматривающихся здесь под общим названием Бертут-Оул, едина в структурном отношении. Плато Бервер определенно надвинут в юго-западном направлении. С надвигом Бертут тесно связаны интрузии порфиров. Они внедрились до образования надвига и были разбиты и перемещены по сбросам и разрывам, сопровождавшим его (см. фиг. 204, *2*). Интрузии образуют небольшие силлы, главным образом среди кембрийских слоев, почти горизонтальные листовидные тела в докембрийских слоях вблизи границы с кембрием и лакколиты. Последние обнаружены вблизи основания хребта, к которому приурочен линеамент Най-Боулер.



Фиг. 204. Поперечные разрезы краевой части хребта Бертут и смежных бассейнов.

[Индексы автором не разъяснены. — *Ред.*]

Разрез *1* — разрез через Трел-Крик — Каньон-Маунтин к югу от Ливингстона. Разрез *2* — фронт надвига Бертут между Стиллуотер и Боулдер-Ривер. Разрез *3* — профиль от фронта надвига Бертут к северной оконечности хребта Биг-Хорн. Разрез *4* — восточный фронт надвига Бертут.



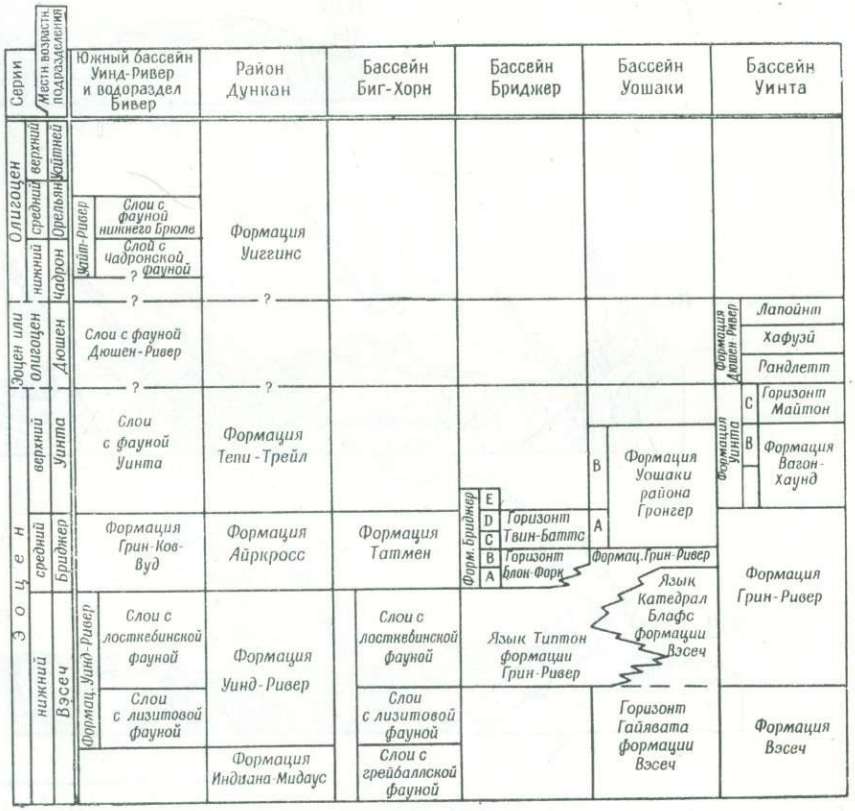
Фиг. 205. Разрез через горы Оул-Крик вблизи каньона Уинд-Ривер (верхняя схема) и разрез вдоль юго-западного склона долины Кларк-Форк в горах Абсарока (нижняя схема) (по Фаншоу, **181** и Раузу, **509**).

pЄ — докембрийские кристаллические породы
Єf — кварциты Флатхед
Єg — сланцы Галлатин
Dj — Джефферсон и Биг-Хорн
Dtf — Три-Форкс
Cm — Медисон
Ku — верхний мел, нерасчлененный

Гора Ратлснейк и другие более мелкие формы рельефа намечают продолжение указанного структурного элемента в южном направлении, но начиная с этого пункта и вплоть до начала хребта Оул-Крик, на расстоянии 80 *км*, в строении горных массивов значительную роль играют вулканические горные породы. Вулканические образования распространяются в северо-западном направлении и перекрывают значительные площади распространения осадочных пород, захватывая юго-западный склон плато Бертут. Они же слагают хребет Абсарока (фиг. 205, *2*). Из-под вулканических образований поднимаются асимметричные антиклинали гор Оул-Крик, которые протягиваются в общем в восточном направлении и местами оказываются надвинутыми на юг (см. фиг. 205, *1*). Крупные антиклинали разбиты многочисленными сбросами, представленными в последующих комплексах мелкими складками (Фаншоу, *181*). Шельфовые фации палеозойских, триасовых и юрских пород здесь в основном такие же, как и в хребтах Биг-Хорн и Уинд-Ривер. Возможно, что структуры хребта Оул-Крик протягиваются в северо-западном направлении под вулканическими образованиями плато Абсарока, поскольку они залегают западнее плато Ратлснейк и Бертут, но вулканические образования перекрывают большую часть этой территории и о породах или структурах, расположенных под ними, известно мало. К югу от хребта Оул-Крик и между ним и хребтом Уинд-Ривер расположен бассейн Уинд-Ривер, содержащий поучительный разрез отложений, связанных с орогенией. На фиг. 206 они изображены в виде таблицы. У западного окончания хребта Оул-Крик и у южного окончания Абсароки располагается хребет Уошаки, достаточно детально изученный Ловом (*375*). Лов дает следующую характеристику особенностей ларамийской истории бассейна Уинд-Ривер и смежных хребтов:

«...горы Оул-Крик и хребет Уошаки подвергались складчатости и, возможно, были разбиты сбросами в конце ланссного времени и до начала отложения формации Форт-Юнион к северо-востоку от этого района. К тому моменту, когда в юго-западной части бассейна Бигхорн закончилось отложение верхней части формации Бигхорн, в хребте Уошаки было вскрыто и подверглось размыву гранитное ядро. К концу форт-юнионского времени вдоль края хребтов Оул-Крик и Уошаки имела место дополнительная складчатость и, возможно, сбросообразование. В течение форт-юнионского времени в северо-западной части бассейна Уинд-Ривер были отложены конгломераты Пиньон, а вполне определившаяся синклиналь в северной части хребта Уошаки была дренирована речками, начинавшимися на западе, за современным склоном хребта Абсарока.

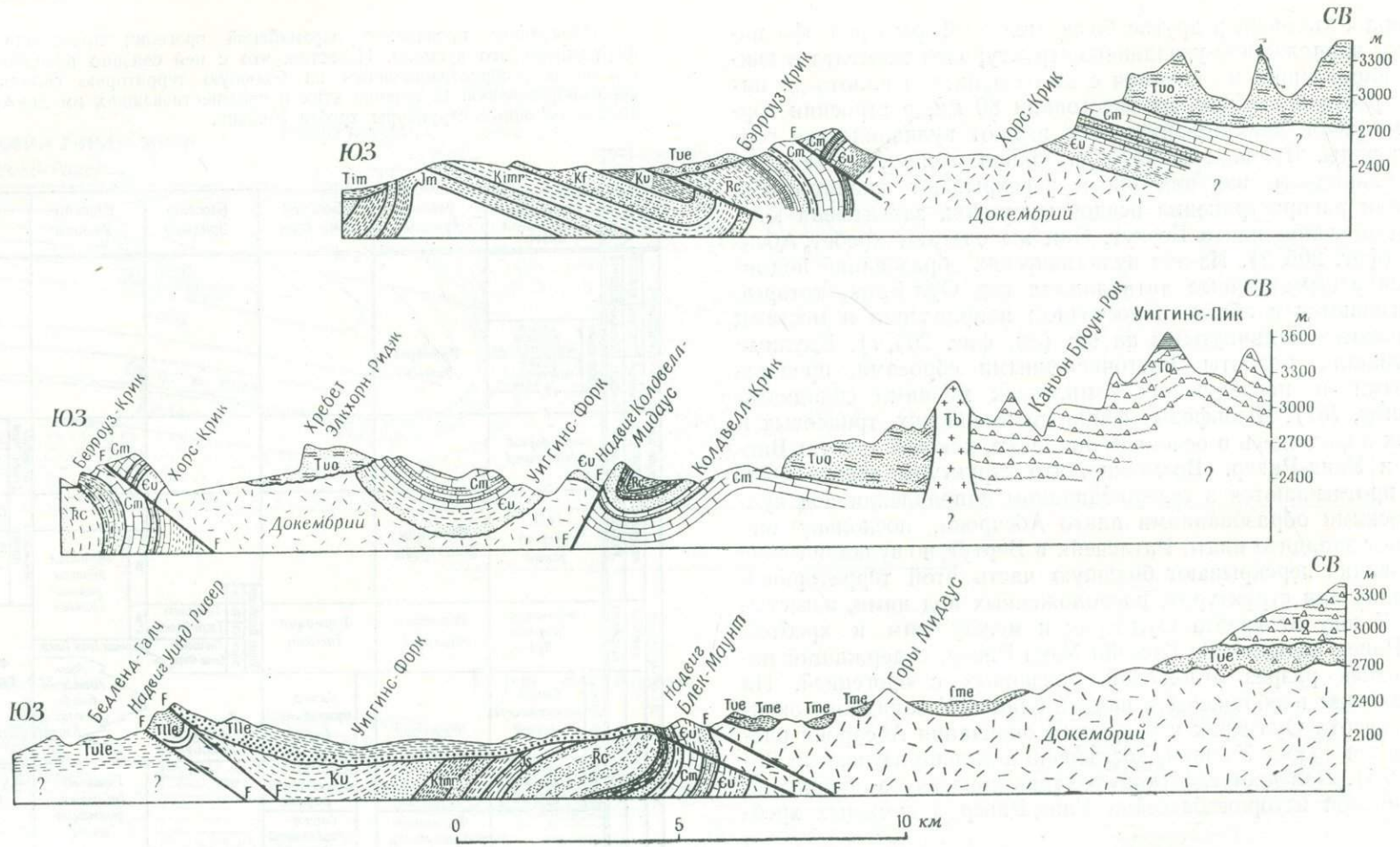
Следующее проявление ларамийской орогении произошло в конце форт-юнионского времени. Известно, что с ней связано появление интенсивной и распространившейся на большую территорию складчатости и сбросообразования. В течение этих и предшествовавших им движений развились основные структуры хребта Уошаки.



Фиг. 206. Корреляционная диаграмма нижнетретичных формаций южной части центрального Вайоминга и бассейна Уинта в Юте (по Туртлоту и Найсу, **608**).

Затем на поверхности с высоким рельефом произошло отложение 300 или более метров ранненижнеэоценовых пород Индиана-Мидоу. В это время, по всей вероятности, проявилась третья пульсация ларамийской орогении, и клиппен к югу от Кули-Меса, возможно, является остатком надвиговой чешуи, надвинутой на юг в пределы бассейна.

Четвертой пульсацией ларамийской орогении обусловлена пологая складчатость вдоль северо-восточного склона гор Уинд-Ривер. Местами



Ф и г. 207. Поперечные разрезы хребта Уошаки у южного окончания Абсарокских гор (по Лову, **375**).

Tb — постолигоценовые дациты
To — олигоцен (?)
Tue — верхний олигоцен
Tme — средний олигоцен
Tuo — верхний эоцен (?)
Tim — нижний и средний эоцен
Tule — верхи нижнего эоцена
Tlle — низы нижнего эоцена
Ku — верхний мел
Kf — формация Фронтир
Ktmr, *Kimr* — формации Термополис и Маури
Jm — формация Моррисон
Js — формация Санданс
Kc — формация Чугуотер
Cm — формация Медисон
Єu — кембрий
F — разломы

размыву подвергались ранненижнеэоценовые слои, а между хребтами Уинд-Ривер и Уошаки образовалась широкая долина. За этим последовал размыв, в результате которого в этой долине было отложено 165 *м* поздних нижнеэоценовых пород (Уинд-Ривер).

Пятым проявлением ларамийской орогении вызвано образование складок и надвигов центральной части долины, разделяющей хребты Уинд-Ривер и Уошаки. Вслед за этим произошло отложение 350 *м* среднеэоценовых пород (Айркросс), и в пределах Абсарокского региона началась вулканическая деятельность. Преобладают кислые андезитовые вулканические и пирокластические породы.

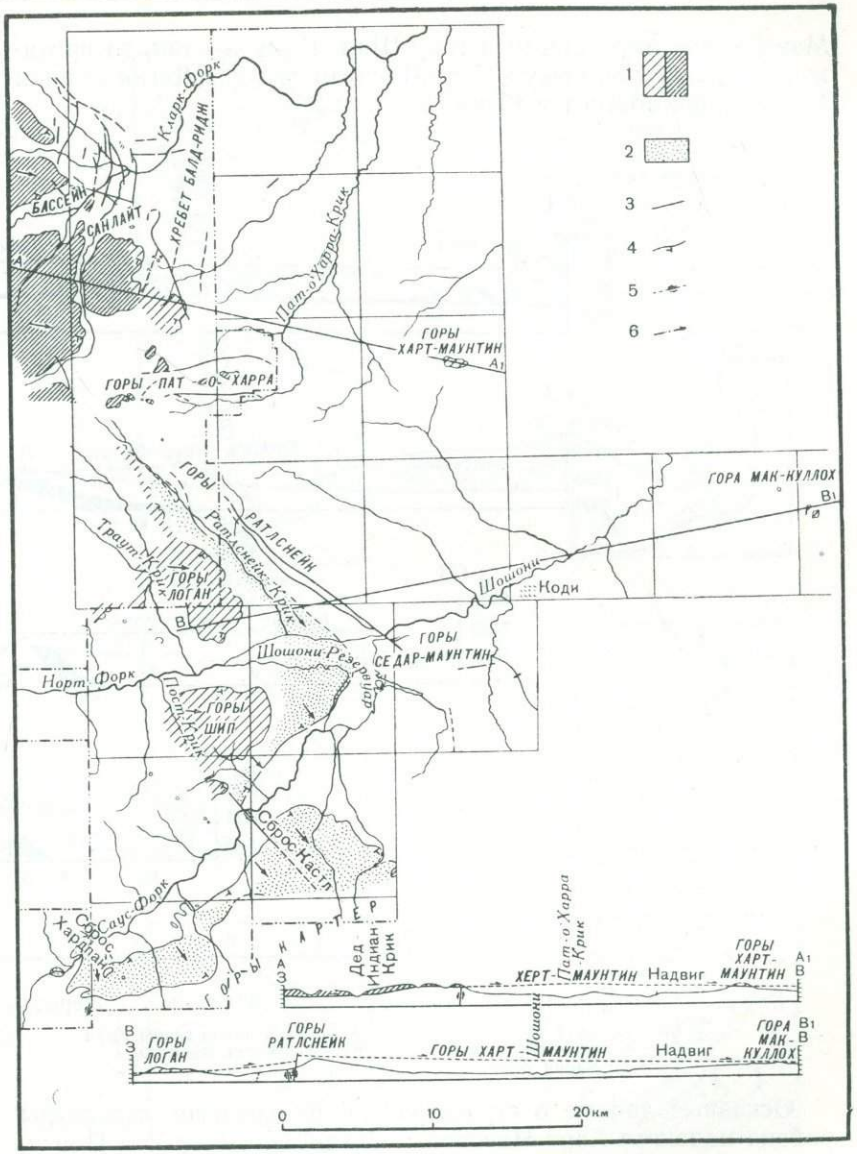
Шестое проявление ларамийской орогении отразилось в образовании отдельных складок и в некотором размыве, последовавшем в самом начале верхнего эоцена.

В течение следующей пульсации кайнозойский вулканизм достиг своего расцвета и произошло образование тысячеметровой толщи олигоценовых (?) пирокластических пород (формация Уиггинс), лавовых потоков и интрузивных пробок. При этом преобладали кислые андезиты. Хребты Оул-Крик и Уошаки были полностью перекрыты вулканическими образованиями.

Восьмым проявлением ларамийской орогении является проявление складчатости в отдельных районах, неоднократные поднятия вдоль погребенного хребта Уошаки, размыв.

За этим последовало образование дацитовых интрузивных пробок лавовых потоков».

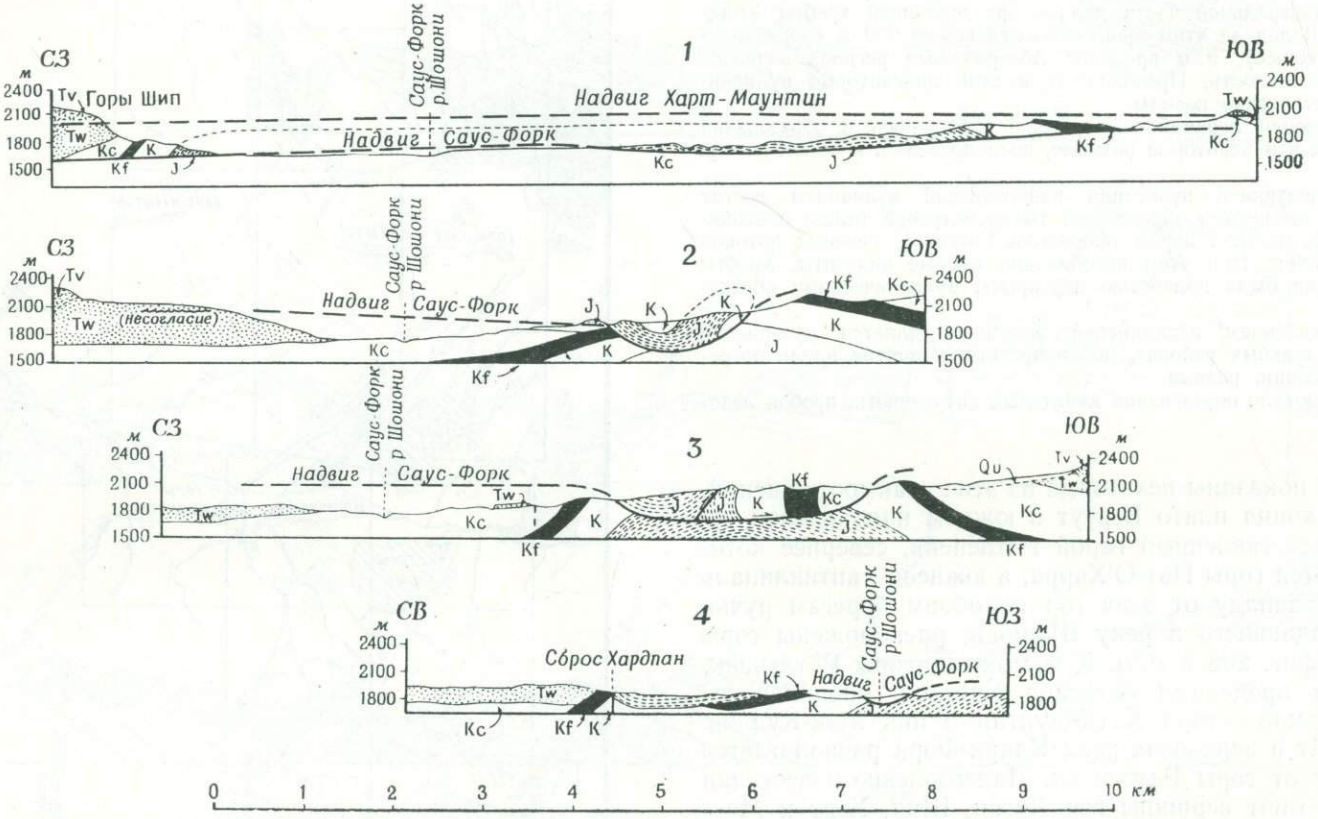
На фиг. 207 показаны некоторые из этих взаимоотношений. От южного конца плато Бертут в южном направлении отходит отрог, представленный горой Ратлснейк, севернее которой располагаются горы Пат-О'Харра, а южнее — антиклиналь Хорс-Сентер. К западу от этих гор по обоим берегам ручья Норт-Форк, впадающего в реку Шошони, расположены горы Логан и Шип (фиг. 208 и 209). К востоку от горы Ратлснейк, определенно за пределами бассейна Бигхорн, расположены две группы холмов — гора Хат-Маунтин и пик Мак-Куллок. Бассейн Санлайт в верховьях реки Кларк-Форк располагается к северо-западу от горы Ратлснейк. Палеозойские известняки и доломиты слагают вершины гор Логан, Шип, Херт и Мак-Куллок, а также все наблюдаемые части больших надвиговых чешуй, надвинутых с запада на восток. Проблема геологического строения этой территории пересмотрена Пирсом (*469*), и здесь сведены его представления о взглядах, изложенных в работах других авторов. Пирс полагает, что имеются две надвиговые чешуи, из которых одна, более ранняя, смещена по надвигу Саут-Форк в юго-восточном направлении, а другая, более молодая и, возможно, более крупная, надвинута по надвигу Харт-Маунтин на восток. Надвиговые чешуи расчленены эрозией на отдельные клиппены, слагающие гору Харт, пик



Ф и г. 208. Картаи поперечные разрезы, на которых показаны остатки надвиговой чешуи Харт-Маунтин и взаимоотношения их с надвигом Саус-Форк.

1 — остатки чешуи; *2* — остатки Харт-маунтинской чешуи; *3* — чешуя Саус-Форк; *4* — крутопадающие сбросы; *5* — пологопадающие сбросы; *6* — взбросы.

Мак-Куллок, гору Логан и гору Шип. Если это так, то протяжение надвиговой чешуи Харт-Маунтин от горы Логан до пика Мак-Куллок достигает 45 *км*.



Ф и г. 209. Поперечные разрезы надвига Саус-Форк.

Qu — делювий
Tv — вулканические породы
Tw — формация Вэсеч
Kc — сланцеватые глины Коди
Kf — формация Фронтир
K — формации Маури, Термополис и Кловерли
J — формации Моррисон и Санданс (по Пирсу, 469).

Основные данные о стратиграфии и развитии структуры района надвигов Харт-Маунтин и Саус-Форк, согласно Пирсу, сводятся к следующему (последовательность событий отражена в описании Пирса и на фиг. 210 соответствующими номерами от 1 до 16):

1. Отложение формации Форт-Юнион (палеоцен). Никаких следов ее не остается к западу от горы Ратлснейк.
2. Складчатость в области антиклинали Ратлснейк.
3. Размыв.
4. Отложение вэсечских слоев.
5. Внедрение небольших силлов изверженных пород в слоистые толщи, развитые вдоль долины ручья Ратлснейк.
6. Образование надвига Саус-Форк.
7. Сбрсообразование и складчатость. Образование разломов сбросов Кастл и Хардпан. Надвиг Саус-Форк в пределах прогиба подвергся складчатости.

8. Размыв.
9. Отложение верхневэсечских слоев.
10. Размыв (?).
11. Образование надвиговой чешуи Харт-Маунтин.
12. Поднятие района, расположенного к юго-западу от горы Шип и ручья Траут, или соответственно, наоборот, погружение северо-восточного района. Образование нормальных сбросов в пределах антиклинали Ратлснейк.
13. Размыв. Наиболее крупное перемещение надвиговой чешуи Харт-Маунтин к западу от горы Шип и ручья Траут.
14. Отложение туфогенных пластов, сменившееся сразу же отложением и внедрением «ранних основных брекчий».
15. Ранние базальтовые потоки. Дайковые интрузии. Отложение поздних вулканических брекчий и излияния базальтов.
16. Размыв, продолжающийся вплоть до настоящего времени.

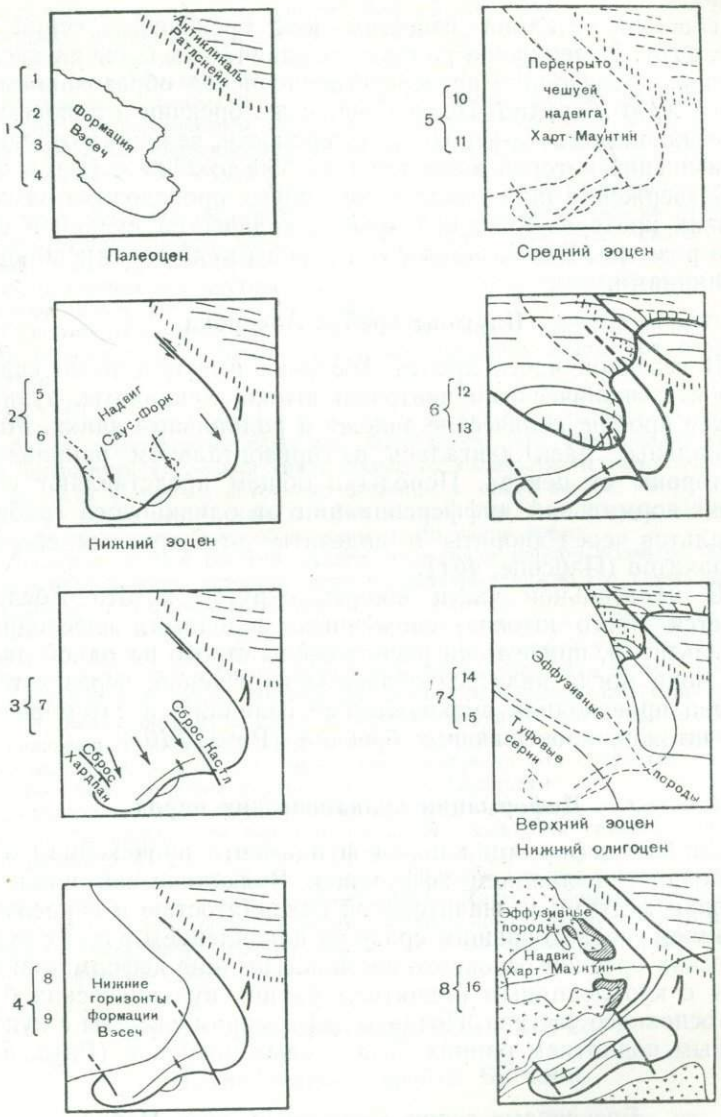
Северо-западное окончание хребта Бертут, известное под названием хребта Сноу, и холмы в окрестностях Ливингстона в Монтане сложны в структурном отношении.

Река Йеллоустон в своем северном течении огибает хребет с запада, но на его продолжении по другую сторону долины расположены невысокие горы, являющиеся частью хребта Бриджер. Северо-восточный склон хребта Бертут окаймлен пологопадающим в сторону хребта надвигом; при этом надвиговая чешуя смещена в северо-восточном направлении. Однако в Ливингстонском районе перед фронтом главного горного блока имеется несколько надвиговых чешуй, сместившихся в южном направлении и испытавших воздействие «Северного Сноуского блока» (Ламмерс, *339*) (см. фиг. 204, *1*). Надвигообразованию предшествовали складчатость и размыв, которые могут соответствовать несогласию, образовавшемуся после ланского и до форт-юнионского времени (Скилс, *546*). Само же надвигообразование, возможно, соответствует постфорт-юнионскому и предвэсечскому несогласию в Ливингстонском бассейне.

ХРЕБЕТ АБСАРОКА И ЙЕЛЛОУСТОНСКИЙ ПАРК

Брекчиевые серии хребта Абсарока

Хребет Абсарока и Йеллоустонский Парк составляют большое вулканическое поле, сложенное как пирокластическими породами, так и лавами. Выделяются две группы брекчий, причем каждая состоит из нижних вулканических брекчий кислого состава, средних вулканических брекчий основного состава и базальтовых покровов, залегающих в верхних частях групп.



Фиг. 210. Схемы, иллюстрирующие историю развития района в третичное время.

Отображены главные структуры и стратиграфические взаимоотношения, находящиеся в связи с надвигами Харт-Маунтин и Саус-Форк. Номера, заключенные в скобках, соответствуют последовательности событий, описанной в работе Пирса (по Пирсу).

В совокупности они известны как брекчиевые серии (см. фиг. 215). Извержение ранних вулканических брекчий кислого состава происходило непосредственно перед образованием надвига Харт-Маунтин. Последующие же брекчии и лавовые потоки накопились на неровной поверхности, величина отдельных превышений которой колебалась от 350 до 2200 *м* (Рауз, *510*).

Извержение пирокластических пород происходило из сотен мелких кратеров и из небольшого количества вулканов среднего размера. Все базальтовые покровы являются трещинными излияниями.

Плутоны хребта Абсарока

В северной части хребта Абсарока имеются тесно связанные с вулканическими центрами штоки, лакколиты, вулканические пробки, конические залежи и радиальные дайки. Магма радиальных даек двигалась в горизонтальном направлении в стороны от центра. Породы в общем представляют собой серии нормальной дифференциации от оливинового габбро и базальтов через диориты и андезиты до натриевых сиенитов и трахитов (Парсонс, *461*).

В центральной части южных округов хребта Абсарока имеется много штоков, сложенных породами, переходными к фельзитам, причем они расположены строго на одной линии. Эта зона могла являться областью нарушений, через которые сперва происходили вулканические излияния, а затем внедрение штоков, прорывающих брекчии (Рауз, *510*).

Деформации вулканических пород

Слабые деформации пород фундамента происходили одновременно с излиянием эффузивов. Вулканический цикл был прерван местами незначительной складчатостью и сбрасообразованием, последовавшим сразу за накоплением ранних вулканических брекчий основного состава. Поздние деформации связаны с куполовидным поднятием ранних вулканических брекчий основного состава. Поздние деформации связаны с куполовидным поднятием ранних базальтовых покровов (Рауз, *510*).

Брекчиевые серии Йеллоустонского Парка

В то время когда происходило образование первых эффузивных пород — ранних вулканических брекчий кислого состава, — Йеллоустонский Парк в общем представлял собой бассейн. Будучи отчасти окружен более высокими формами рельефа, сам он, подобно раннему хребту Абсарока, имел неровную поверхность, но с несколько более низкими отметками. Неровности этой поверхности местами оцениваются по тому признаку, что в них накопилось около 350 *м* ранних вулканических брекчий кислого состава (Говард, *261*). За этим последовало обильное извержение ранних вулканических брекчий основного состава. Они представляют собой брекчии, агломераты, туфы и лавовые потоки более основного, главным образом базальтового характера. Достигая максимальной мощности до 1350 *м*, они широко распространены в районе между хребтом Абсарока и хребтом Галатин, расположенным в Монтане к северо-западу от Парка. Находящийся в пределах Парка хребет Уошберн сложен исключительно ранними вулканическими брекчиями основного состава.

Возможно, после этого в области, примерно совпадающей с современным течением реки Йеллоустон, произошло излияние трахитов. Затем на основные брекчии, но не на трахиты последовало излияние обильной серии базальтовых потоков мощностью порядка 400 *м*. Много высоких плосковерхих вершин в северной части хребта Абсарока сложено этими базальтами, но на юге они перекрыты более молодыми отложениями. Они широко распространены в восточной части Йеллоустонского Парка и являются важным маркирующим горизонтом потому, что отделяют ранние брекчии от более поздних.

В результате возобновления эруптивной деятельности произошло накопление ранее упоминавшихся поздних брекчий кислого состава. Они сосредоточены главным образом в тех частях хребта Абсарока, которые находятся вне пределов Парка и протягиваются в западном направлении к Йеллоустонскому озеру.

За последовавшим размывом на неровную поверхность было отложено около 850 *м* поздних вулканических брекчий основного состава. Они образуют обширные плато в южной части Йеллоустонского Парка и слагают в основном южную половину хребта Абсарока, но лишь в немногих обнажениях видно залегание их на поздних брекчиях кислого состава. Там, где поздние вулканические брекчии кислого состава отсутствуют, поздние основные брекчии залегают непосредственно на ранних базальтовых покровах. Извержение последующих базальтов заканчивает период вулканической деятельности, связанный с поздней серией брекчий. Последовательность вулканических излияний приведена на фиг. 215.

Заключением брекчиевой серии, которая включает в себя ранние и поздние брекчии, а также базальты, являются андезитовые излияния в юго-восточной части Парка. Они сохранились здесь на самых высоких пиках. Андезитовые потоки в северной части Джексон-Хол, непосредственно к югу от Парка, может быть, принадлежат к этой же вулканической серии; если это так, ее возраст, вероятно, является верхнемиоценовым, поскольку эти потоки частично являются нижним членом формации Кемп-Девис хребта Хобак. В пределах западного склона гор Гро-Вентр и Бьютт в Джексон-Хол эти андезиты залегают непосредственно на наклоненных концах мезозойских и палеозойских пластов.

Ниже приводится заключение Говарда (*261*) об этапе истории Йеллоустонского Парка, последовавшем за образованием брекчий.

«Дизъюнктивные дислокации, последовавшие за образованием брекчий. Изучение хребта Уошберн показало, что следующим важным событием было сбрасообразование, широко охватившее мощные серии ранее описанных вулканических пород. Повидимому, благодаря этому сбрасообразованию хребет Уошберн настолько поднялся в рельефе, что не был перекрыт последующими излияниями риолитовых лавовых потоков. Вероятно, и другие неровности дна древнего бассейна были вызваны сбрасообразованием этого периода, но доказать это можно лишь там, где поздние риолиты перекрывают неровности их или где постриолитовый размыв не вскрыл более древних пород.

Постбрекчиевый размыв. Нарушение сбросами обширных масс дориолитовых вулканических пород совпадает с длительным периодом размыва, достаточно важным для того, чтобы быть особо упомянутым. Местами в пределах Парка образовались пологие округлые формы рельефа, сложенные брекчиями. Эрозионный контакт между брекчиями и вышележащими риолитами, обнаженный в стенах Йеллоустонского каньона от ручья Брод почти до ручья Тауэр, на расстоянии 13 *км*, полого изгибается. Кое-где рельеф гораздо выше, но насколько он обусловлен сбрасообразованием, — неизвестно. Возможно, сбрасообразование происходило с возрастающей силой в течение значительного периода, причем размыв должен был сопровождать движения. Не получено ясных доказательств, которые свидетельствовали бы об интенсивности размыва, предшествовавшего сбрасообразованию. Неизвестно, выработан ли был сперва слабый рельеф, который затем был местами резко увеличен за счет поднятия, или сначала существовал резкий рельеф, обязанный раннему сбрасообразованию и позднее сглаженный эрозией.

После сбрасообразования и размыва Йеллоустонский бассейн, его расчлененные склоны и дно, сложенные в настоящее время частично дотретичными породами всех видов и отчасти третичными вулканическими породами, были заполнены потоками верхнетретичных риолитовых лав. Риолитовым потокам местами предшествовали базальтовые излияния.

Нижнеканьонские базальты. Базальты, найденные местами под риолитами ниже уровня окружающих брекчий, указывают на существование периода извержений более позднего, чем период, соответствующий базальтам и завершивший накопление брекчий. Излияние верхнеканьонских базальтов произошло после нарушения брекчий сбросами и после обширного эрозионного периода, сопровождавшего образование сбросов. Этими базальтами сложены отдельные участки вдоль Йеллоустонского каньона и в каньоне реки Гардинер, в северо-западной части Парка.

Риолитовые лавовые потоки. Одним из самых значительных явлений в истории Йеллоустонского Парка является излияние громадных потоков риолитовой лавы, заполнивших все низменности древнего рельефа до глубины 350 или более метров и распространившихся вокруг хребта Уошберн и других возвышенностей, которые, подобно островам, возвышались среди моря лавы. Это море перекрывало предгорья и продолжалось на неизвестное расстояние к западу, где горного барьера не было. В настоящее время лавовое плато продолжается лишь на ничтожное расстояние за пределы Парка, ограничиваясь крутым уступом неизвестного происхождения, резко обрывающимся к равнине Снейк-Ривер.

Базальты, обнажающиеся у окраины бассейна в северной части Парка, могли образоваться в течение перерывов, имевших место при излиянии риолитов.

Послериолитовые дизъюнктивные деформации. Вслед за излиянием риолитов поверхность обширного лавового плато была разбита на отдельные блоки, ограниченные сбросами; быть может, это обусловлено оседанием, вызванным удалением снизу большого количества магмы. Возможно, многие озера и горячие источники бассейна, а также многие «выраженные в рельефе сбросовые блоки», которые можно видеть на картах, вычерченных в горизонталях, были образованы в это самое время.

Послериолитовый размыв. Далее последовал период размыва, вопрос о продолжительности которого остается неразрешенным. Тот факт, однако, что большинство блоков четко выражено в рельефе, свидетельствует о слабой денудации в районе Парка в целом, но немногие глубокие долины, такие, как долина Ламар на севере, могли в ту эпоху уже прорезаться. В это же время или в первой половине плейстоцена, быть может, уже началось углубление рекой Йеллоустон Большого каньона. Его современная глубина была достигнута лишь в течение верхнего плейстоцена. Обрыв, ограничивающий риолитовое плато на западе, был, вероятно, сформирован в это же время, так как его основание погружено под базальты, которые, вероятно, одновременны верхнеканьонским базальтам.

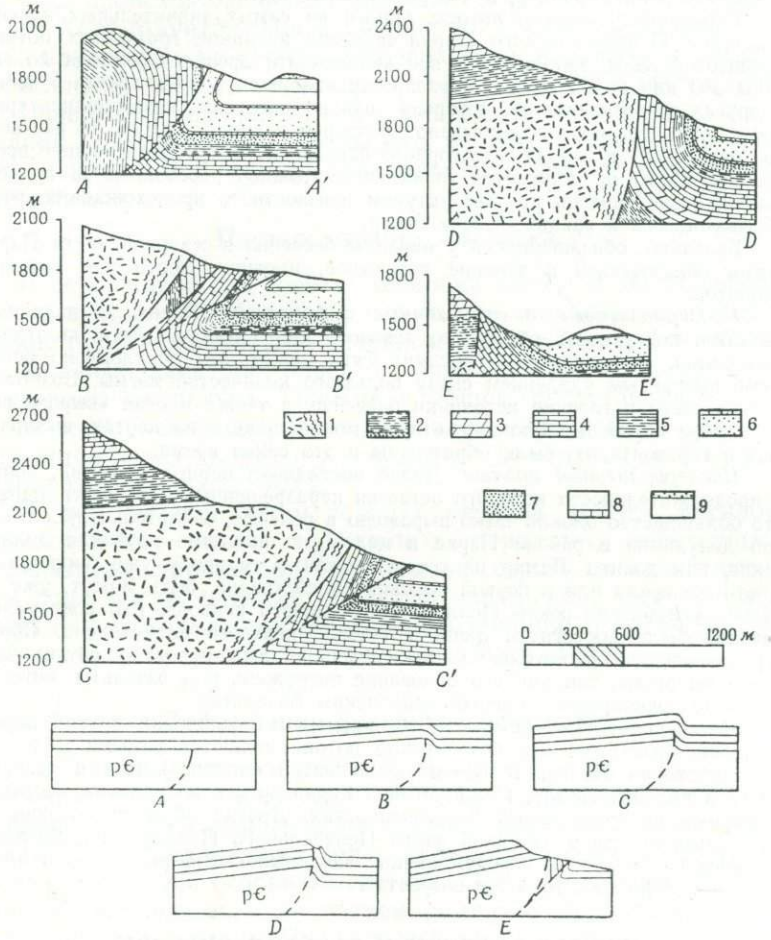
Верхнеканьонские базальты. За размывом последовал другой период излияния базальтов; эти базальтовые потоки являются самыми молодыми на территории Парка. В своем большинстве они находятся в северной части в долинах Ламар, Йеллоустон и Гардинер и в нескольких местах на обширных водораздельных возвышенностях. Другие обрывки сохранились на возвышенности в западной части Центрального Йеллоустона. Базальты равнины Снейк-Ривер, перекрывающие западный склон риолитового плато, в общем, вероятно, того же возраста».

ХРЕБЕТ БИГХОРН И БАССЕЙН БИГХОРН

Подразделения хребта Бигхорн

В целом хребет Бигхорн представляет большую антиклинальную складку, круто запрокинутую к надвигу на востоке и полого падающую к западу. В плане хребет имеет дугообразную

форму и ограничен горами Приор на северо-западе и хребтом Оул-Крик на юго-западе. Докембрийские кристаллические породы, на которых залегают палеозойские слои, обнажаются в трех районах в центральной части хребта, являющихся его тремя естественными составными частями.



Фиг. 211. Поперечные разрезы передовых разломов в наклонных блоках гор Приор.

Схемы *A—D* иллюстрируют теорию образования (по Блекстону)

1 — докембрийские граниты и сланцы; *2* — формация Дедвуд (кембрий); *3* — формация Бигхорн (ордовик); *4* — формация Медисон (миссисипий); *5* — формация Амаден (миссисипий—пенсильваний); *6* — формация Тенслип (пенсильваний—пермь); *7* — формация Чугуотер (триас); *8* — формация Санданс-Моррисон (юра); *9* — формация Кловерли (мел).

В трех местах — вблизи центра изгиба, в центральной части и вдоль восточного склона хребта — блоки, включающие кристаллические породы, надвинуты на меловые слои. Главный блок явно ограничен разрывами. Они сходны с надвигами, связанными с разрывами в хребте Бертут.

По мере продвижения к северу ось большой складки в центральной части погружается, а падения в пределах северо-восточного склона делаются пологими. Далее, в пределах северной части, асимметрия восстанавливается, и кристаллические породы обнажаются вблизи юго-западного фланга. Здесь крутые падения, запрокидывание и даже надвиги сосредоточены на юго-западе. Северная часть, в свою очередь, разделяется резкими флексурами, которые протягиваются в северо-западном, северном и восточном направлениях.

В южной части направление горных осей изменяется с меридионального на юго-западное, но вопреки этому изгибу мелкие структуры в пределах хребта сохраняют северо-западное направление, преобладающее в северной части. Краевые складки и разломы простираются главным образом в северо-западном направлении, причем юго-западные крылья этих мелких складок характеризуются более крутыми падениями (Бюхер, *84*).

Разлом Тенслип пересекает хребет Бигхорн поперек от города Тенслипа на западе до Хорна на востоке и отделяет центральную часть от южной. Разлом Тенслип возник в результате того, что при поднятии центральная часть хребта была асимметрично вытянута к востоку, а южная — к западу (Вильсон, *680*; Деморест, *150*). Взаимоотношения вдоль разлома сложные и свидетельствуют об опускании на южном крыле.

Ларамийская история

Шарпом (личное сообщение) для автора было подготовлено заключение о ларамийской истории хребта Бигхорн. Согласно Шарпу, в нижнетретичное время вдоль восточного края центральных бигхорнских гор были нагромождены серии грубых глыбовых конусов (конгломераты Кингсбери), сложенные главным образом обломками докембрийских пород. Разрез этих пород свидетельствует о крупнейшем поднятии, причем обломки, слагающие конусы, здесь были, повидимому, более

грубые и мощные, чем в каком-либо другом месте. Далее, палеозойские пласты краевой части гор были надвинуты в восточном направлении на гравий; в результате размыва в течение остальной части кайнозойского времени постепенно выделились участки, сложенные наиболее мощными и грубообломочными отложениями. В современном ландшафте они выражены в виде хребтов. Таким образом, ларамийское поднятие включает в себя три периода:

1. Поднятие, которое привело к образованию кингсберийских конгломератов. Сбрасообразование, вероятно, происходило в течение этого поднятия. 2. Второе поднятие, также, повидимому, обусловленное перемещением по разломам, деформировавшим кингсберийские конгломераты. В результате размыва поднятия образовался грубый гранитный гравий. Это поднятие могло сопровождаться альпийским оледенением; оледенение могло также и следовать за ним. 3. Третье поднятие, последовавшее за образованием гравия, намечается надвигом восточного направления в центральной части хребта.

Горы Приор

К северо-западу от Бигхорна палеозойские слои благодаря двум парам флексур были вновь подняты, образовав горы Приор. Одна из этих пар протягивается в широтном направлении, а другая — в северо-северо-западном, разделяя поднятие на четыре части. В трех из них пласты поднимаются к перегибу, расположенному на северо-востоке, а по другую его сторону резко падают. Большинство флексур было разбито трещинами, за счет которых образовались сбросы с умеренной амплитудой. Том (*597*) и впоследствии Блекстон (*66*) пришли к заключению о том, что разломы на глубине под поднятиями изгибаются вследствие горизонтального сжатия. Гибкий осадочный чехол вначале изгибается на выступе кристаллических пород, а потом, когда смещение становится значительным, разламывается, обнаруживая расположенный на глубине разлом (см. фиг. 211).

Бассейн Бигхорн

Бассейн Бигхорн выстилается на глубине палеозойскими слоями мощностью от 850 до 1050 *м*, триасовыми и юрскими слоями мощностью около 500 *м*, меловыми слоями мощностью от 2300 до 3000 *м*, а в центральной и западной частях — палеоценовыми и эоценовыми слоями мощностью до 1000 и более метров. Для того чтобы составить представление о развитых здесь формациях, следует обратиться к руководству для полевой конференции в бассейне Бигхорн (1947 г.). Как указывается в первых частях этой книги, Вайомингский район, включающий в себя бассейн Бигхорн, представлял собой шельфовую область вплоть до мелового времени, когда произошло значительное опускание площади, примыкающей с востока к активной Кордильерской геоантиклинали, которая протягивается через Юту и восточный Айдахо. При поднятии хребтов, окружающих бассейн Бигхорн, выполняющие его отложения были смяты в многочисленные мелкие складки, простирающиеся в северо-западном направлении. В центральных частях бассейна многочисленные складки, повидимому, закрыты нижнетретичными отложениями, так как синклинали и антиклинали известны только в обширной краевой полосе. У восточного края они имеют крутопадающие крылья и окаймляют склоны гор Бигхорн. Крупная антиклиналь Ратлснейк-Маунтин по западному краю бассейна асимметрична, имея более крутое западное крыло, а более мелкие складки вообще не имеют определенной симметрии. У некоторых более крутых складок симметричны крылья, обращенные в сторону бассейна, другие почти симметричны и, наконец, третьи имеют куполовидные очертания. Почти все куполы и антиклинали содержат нефть или газ. Особенно разбиты многочисленными мелкими крутопадающими сбросами поперечного направления две антиклинали — бассейн Элк и антиклиналь Гарленд в северной части бассейна. Наиболее глубокая часть бассейна Бигхорн, согласно геофизическим данным, несколько сдвинута к западу от ее географического центра.

Согласно Фаншоу (*182*), складки в бассейне Бигхорн обусловлены взаимодействием двух сил. Докембрийский фундамент, как и смежное ларамийское горное сооружение, был разбит разломами с двух сторон, причем палеозойские и мезозойские слои оказались перегнутыми на сбросовых уступах. Таким же образом, поскольку края бассейна были запрокинуты, слои, выполняющие бассейн, оказались вытесненными по направлению к центру, и образовалось вздутие.

ХРЕБЕТ БЛЕК-ХИЛЛС И БАССЕЙН ПАУДЕР-РИВЕР

Общие данные о хребте Блек-Хиллс

Хребет Блек-Хиллс, подобно острову, возвышается на 1000 и более метров над окружающими Великими равнинами в западной части Южной Дакоты и северо-восточном Вайоминге.

Он является самым восточным из внешних хребтов Скалистых гор, а в отношении структуры осадочных пород, возможно, — самым простым из них. Гряды, пики и долины Блек-Хиллса образовались в результате размыва широкого купола около 190 *км* длиной и 95 *км* шириной. Докембрийское ядро кристаллических пород протягивается почти в меридиональном направлении и окаймляется запрокинутыми и срезанными палеозойскими и мезозойскими слоями. Восточное крыло весьма крутое с углами падения порядка 45 и более градусов; вершина широкая и достаточно плоская; западное крыло очень пологое с углами падения менее 20°. Определенно намечаются четыре геоморфологических элемента, а именно: центральное докембрийское ядро, слагающее горы, резко выраженные в рельефе; область плато на западе центральной части, сложенная палеозойскими известняками, еще не смытыми с докембрийских пород; долина, следующая по простиранию слоев вокруг Блек-Хиллса и размывающая юрские и триасовые породы, заключенные между внутренними палеозойскими формациями и внешними меловыми песчаниками (фиг. 212); и, наконец, отчетливый, обращенный внутрь изоклинальный гребень, увенчанный песчаниками Фолл-Ривер и Дакота. Долина, вытянутая по простиранию слоев, известна под названием Ред-Велли, так как ее подстилают преимущественно красные спирфишские глинистые сланцы триаса (Дартон и Пейг, *143* и О'Харра, *453*).

Докембрийские породы представлены сильно смятыми кристаллическими сланцами, пронизанными в районе южных сопок крупными и мелкими массами гранитов. На севере ларамийские плутоны, прорывающие докембрийские породы, сосредоточены в районе хомстейкских золотых рудников, и некоторые исследователи убеждены, что образование руды в значительной степени обусловлено этими плутонами.

Общие данные о бассейне Паудер-Ривер

К западу от Блек-Хиллса и между Блек-Хиллсом и хребтом Бигхорн расположен широкий бассейн Паудер-Ривер, выполненный меловыми палеоценовыми и эоценовыми слоями (см. фиг. 216). Мощность нижнетретичных отложений в наиболее глубоких частях бассейна, по сейсмическим данным, достигает 3500 *м*, причем в большей части не обнаружено изменения падений или, другими словами, пологих антиклиналей и синклиналей. Только вдоль восточного склона Бигхорна имеются складки. В южной части этого пояса расположена особенно значительная антиклиналь Солт-Крик. Дартон считает, что в Блек-Хиллсе слои были подняты на высоту 3000 *м*, вследствие чего амплитуда рельефа от дна бассейна Паудер-Ривер до вершины Блек-Хиллса по соседству с ним достигает 6500 *м*.

Возраст поднятия

Возраст поднятия может быть определен лишь приблизительно, так как оно не было перекрыто в палеоцене или эоцене. Отложения ларамийского возраста, которые хотя бы частично могли быть снесены с хребта Блек-Хиллс, находятся в смежных районах на достаточно большом расстоянии от поднятия и отделены от него широким поясом выходов меловых пород. Куполообразование могло начаться в самом верхнем мелу вместе с отложением слоев Фокс-Хиллс в Лансе, в бассейне Паудер-Ривер, и вокруг северного и северо-восточного концов, а распространение форт-юнионских и вэсечских слоев (см. фиг. 216), отчасти вокруг поднятия и в особенности к северо-востоку, видимо, указывает на то, что поднятие существовало и послужило источником для части накопившихся здесь осадков.

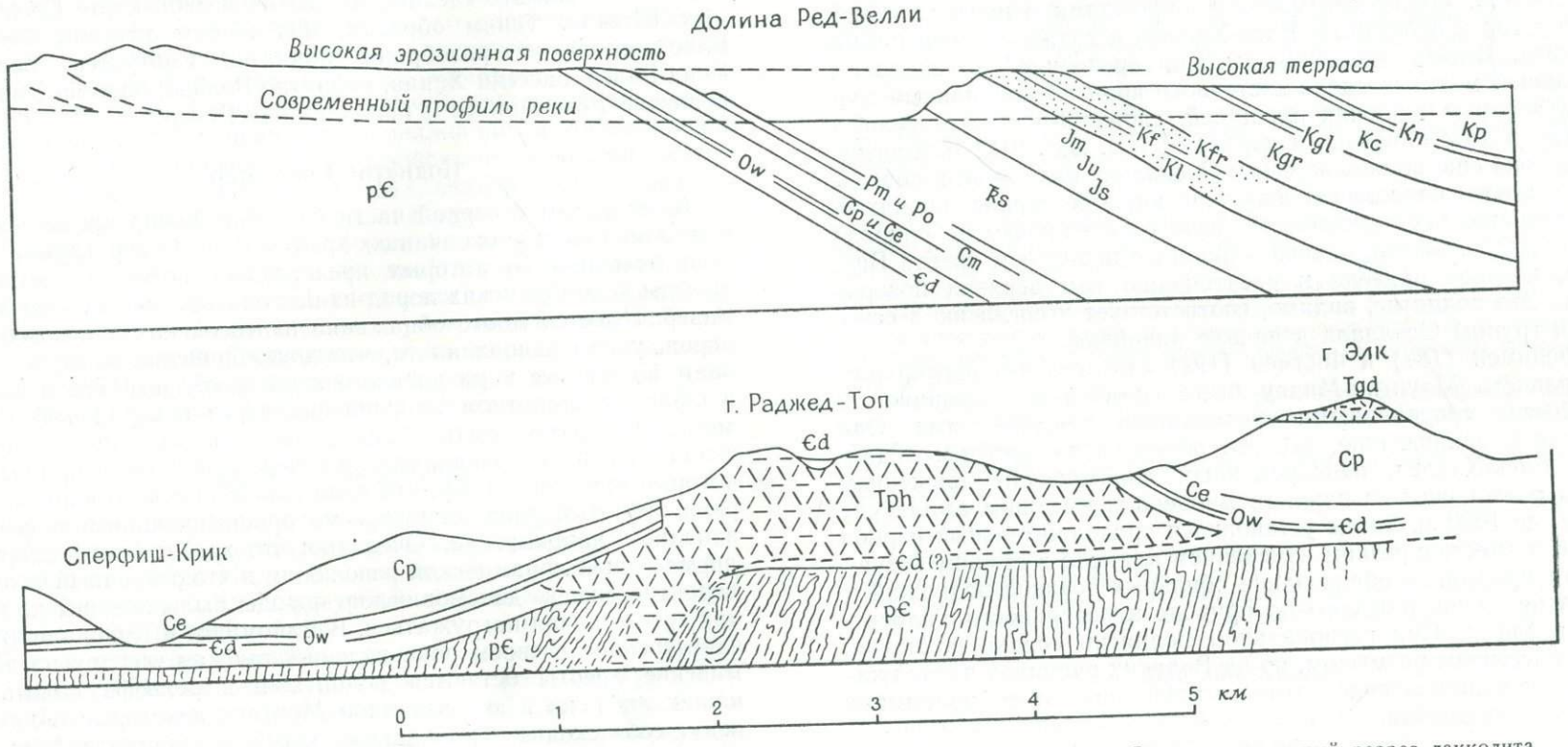
Интрузивные породы

Представляется, что в момент поднятия произошло внедрение многочисленных интрузий, так как среди меловых пластов залегают интрузивные породы, а гальки их найдены в основании олигоценовых уайт-риверских слоев. Большинство из хорошо известных интрузивов является лакколитами или видоизмененными лакколитами, такими, как лакколит Раджет-Топ (фиг. 212), Бер-Бьютт, Дедмен-Маунтин, Крук-Маунтин, Уайтвуд-Пик, Блек-Бьютт и Девилс-Тауэр. Последний также рассматривался как вулканический нек. В докембрийских породах интрузии в большинстве случаев представлены силлами и дайками. Возможно, что для образования туфогенного материала слоев Уайт-Ривер в олигоцене должна была проявиться вулканическая деятельность и что некоторые ныне вскрытые плутоны на севере Блек-Хиллса служили подводящими каналами для вулканов.

Постларамийская история

В олигоцене размыв разработал поднятие почти на такую же высоту, как в настоящее время; во всяком случае, уже тогда амплитуда рельефа достигла 500 *м*. Затем размыв резко сме-

нился накоплением; одновременно или несколько ранее произошли изменения режима в центральном Вайоминге и на Великих равнинах. В глубоких долинах Блек-Хиллса началось накопление олигоценовых слоев (Дартон и Пейг, *143*). Отложение в горных долинах продолжалось вплоть до среднего олигоцена, в то время как в Великих равнинах оно происходило в нижнем олигоцене (Филлмен, *192*). Судя по вертикальному разрезу слоев Уайт-Ривер к востоку от поднятия, осадки, возможно, имели такую мощность, что перекрывали хребет, кроме самых высоких его частей, но впоследствии они были снесены с вершин, исключая лишь небольшие защищенные участки. При возобновлении размыва речная сеть, в деталях мало чем отличавшаяся от древней, не полностью размыла все олигоценовые отложения, оставив их на месте в виде невысоких гряд; при этом речная сеть углубилась почти до основания современных долин. Поверхность, на которой в пределах вершин



Фиг. 212. Обобщенный поперечный разрез восточного края хребта Блек-Хиллс, к югу от Рапид-Сити, и поперечный разрез лакколита Раджед-Топ.

Єd — формация Дедвуд
Ow — известняки Уайтвуд
Ce — миссисипские энглвудские известняки
Cp — миссисипские известняки Пахасапа
Cm — пенсильванские песчаники Миннелуса
Pm—Po — пермь
Ts — формация Сперфиш
Js — формация Санданс
Ju — песчаники Ункпапа
Jm — формации Моррисон
Kl — песчаники Лакота
Kf — сланцеватые глины Тусон
Kfr — песчаники Фолл-Ривер
Kgr — глинистые сланцы Гранерос
Kgl — известняки Гринхорн
Kc — глины Карлейл
Kn — сланцеватые глины Ниобрара
Kp — сланцеватые глины Пьерр

накапливались среднеолигоценовые отложения, получила название Маунтин-Мидоу (Филмен, *192*).

На фиг. 215 Великие равнины перекрыты несколькими группами слоев от нижнего олигоцена до плиоцена; однако внутри этих групп известно несколько несогласий, которые естественно, можно связывать с поднятиями в пределах Скалистых гор и особенно в Блек-Хиллсе, а также с изменениями климата. Взаимоотношения высокой эрозионной поверхности, срезавшей местами вдоль восточного края изоклинальный гребень, а также широких площадей, сложенных палеозойскими слоями и докембрийскими породами (см. фиг. 212) с несогласием, пока еще не вполне ясны. Поскольку наклон этой поверхности почти параллелен наклону нижних террас, поднятие, обусловившее их расчленение, было региональным по природе и поэтому, вероятно, одного возраста с поднятием хребта Бигхорн, которое привело к расчленению там верхней поверхности. Это поднятие, видимо, соответствует несогласию в основании группы Огаллала в начале плиоцена.

Феннмен (*184*) и Филмен (*192*) считают, что перекрытая поверхность Маунтин-Мидоу была поднята над равниной и пересечена современными эрозионными поверхностями. Они пришли к заключению, что это обусловлено местным поднятием Блек-Хиллса, одновременным ларамийским движением конца олигоцена или нижнего миоцена и имевшим амплитуду от 650 до 1000 *м*. Затем установился продолжительный период покоя, и вместе с резким изменением климата в сторону засушливого произошло образование обильных осадков подножий и поднятия, очень близкого по природе к поверхности Гилберт-Пик в Уинте. При региональном поднятии осадки подножий были рассечены размывом, но на Великих равнинах продолжалось осадконакопление, хотя осадки при этом принимали участие в поднятии.

БАССЕЙН ВАЙОМИНГ

Определение

Феннмен с целью выделения совокупности холмов, пересеченных равнин и уступов назвал юг центральной части Вайоминга бассейном Вайоминг. В геологическом отношении район весьма разнообразен, и при ознакомлении с обильной литературой становится очевидным, что геология здесь плохо согласуется с характером рельефа. Трудности выявляются при попытке сравнить топографическую, тектоническую и геологическую карты Соединенных Штатов. Тем не менее лучше, повидимому, употреблять использованный Феннмеом термин, а отдельные выделенные в этом районе поднятия и бассейны именовать так, как это сделано на тектонической карте Соединенных Штатов. Таким образом, под общим титулом бассейн Вайоминг будут разобраны поднятие Свитуотер, бассейн Уинд-Ривер, бассейн Ханна, поднятие Ролинс, бассейн Уошаки, поднятие Рок-Спрингс и бассейн Грин-Ривер.

Поднятие Свитуотер

К западу от северной части бассейна Ханна протягивается к юго-восточному окончанию хребта Уинд-Ривер группа холмов, большинство которых представляет подобные островам выходы докембрийских пород из-под олигоценовых слоев Уайт-Ривер. Имеется много обнажений палеозойских и мезозойских пород, указывающих на то, что докембрийские острова намечают положение ядра древнего хребта, который протягивался в общем в широтном направлении через центральный Вайоминг. Вероятно, хребет был сложен несколькими резкими складками, простирающимися в северо-западном направлении, которые привели к тому, что края докембрийского ядра приобрели зубчатый узор, определенно ориентированный в северо-западном направлении. Очевидно, что хребет был поднят во время общей ларамийской революции и что осадочный чехол и, вероятно, многие докембрийские породы были снесены до того, как хребет начал погружаться. В Вайоминге и Колорадо это — единственное в своем роде явление, так как все другие ларамийские хребты остаются поднятыми в рельефе вплоть до наших дней, но в юго-западной Монтане некоторые поднятия ведут себя сходно. В то время, когда вулканизм в Абсароке достиг максимальных размеров, а на Великих равнинах началось осадкообразование, хребет Свитуотер, до сих пор резко возвышавшийся в рельефе, погрузился настолько, что был перекрыт глинистыми сланцами, туфами и песками. Это случилось в олигоцене. Сохранившиеся в небольшом количестве миоценовые слои свидетельствуют о том, что отложение продолжалось и после среднетретичного времени и что хребет был безусловно целиком перекрыт. За этим последовал размыв, причем многие гранитные пики и гряды осадочных пород, окаймляющие древний хребет, оказались вновь выделенными в рельефе. Сеть потоков, как это устанавливается по олигоце-

новым и миоценовым слоям, начала врезаться в докембрийские, палеозойские и мезозойские породы; таким образом объясняются несколько каньонов, прорезавших «острова».

Хребет Свитуотер впервые поднялся в форт-юнионское (палеоценовое) время и вслед за этим, подвергшись размыву в нижнем эоцене, был частично перекрыт слоями Уайт-Ривер, а потом значительно погрузился в верхнеэоценовое время (см. фиг. 216). В настоящее время «острова» расположены в три ряда. В северном находят отражение простирающиеся в северо-западном направлении синклинали и антиклинали, сложенные палеозойскими и мезозойскими породами северной части хребта. Центральный ряд целиком расположен в докембрийском ядре, а в южном обнаружено надвигание докембрийских кристаллических пород на осадочные. Так как большая часть структуры древнего хребта погребена под олигоценовыми слоями, исследование нефтеносных структур все еще остается заманчивым, но трудным и рискованным делом. Большая часть поднятия Свитуотер в настоящее время описана Харесом (*234*) в объяснительной записке к картам 51 и 60 Геологической службы Соединенных Штатов.

Бассейн Уинд-Ривер

Бассейн Уинд-Ривер ограничен на юго-западе и юге хребтами Уинд-Ривер и Свитуотер и хребтами Абсарока, Оул-Крик и Бигхорн на севере. Когда-то считали, что в физико-географическом отношении бассейн приурочен к склону древнего хребта Свитуотер, где рельеф низкий.

Детали строения бассейна лучше всего известны по работам Лова (*375*) для западной части и по работам Туртело и Наса (*600*) для северо-восточной части этой структуры. Краткое изложение работы Лова приводилось при описании хребта Абсарока. Изображение формаций, слагающих бассейн, дано на фиг. 206 и 215. Возраст этих формаций колеблется от палеоцена до олигоцена, а мощность местами достигает 3000 *м*. Двумя основными структурами, осложняющими пологое залегание слоев в бассейне, являются разлом Седар-Ридж и антиклиналь Мак-Комб. Разлом простирается в северо-западном направлении, причем северо-восточное крыло опущено примерно на 350 *м*. Разлом пересекает самые молодые отложения этого района и, следовательно, образовался после олигоцена.

Антиклиналь Мак-Комб является сложным образованием, связанным с надвиганием в южном направлении горы Коппер. Надвигание отмечалось также в связи с Седар-риджским разломом. Туртело и Нас отмечают:

«У западного окончания гряды Седар-Ридж, на 350-метровой толще почти вертикальных или слегка запрокинутых от гор Бигхорн верхнемеловых слоев, залегают мощные глыбовые конгломераты лизитской толщи формации Уинд-Ривер. Запрокидывание верхнемеловых слоев может быть объяснено надвиганием на них с севера надвиговой чешуи палеозойских пород или тем, что надвиговая чешуя, расположенная сразу же к северу, не перекрывает верхнемеловых пород, но интенсивно деформирует пласты там, где чешуя особенно далеко выдвинута. Кроме того, как указывает Лов, между падающими на юг палеозойскими формациями и запрокинутыми верхнемеловыми слоями нехватает места, чтобы разместить всю последовательность пород, имеющую на юге ширину около 1,5 *км*. Он считает, что пласты грубо глыбовых конгломератов в гряде Седар-Ридж образовались за счет смещенной к югу от гор Бигхорн надвиговой чешуи. Найт утверждал, что в сходных условиях образовались пласты грубых конгломератов этого же типа в районе горы Крук, где обнажается основание надвига, откуда и были снесены глыбы. Если глыбовые конгломераты формации Уинд-Ривер в гряде Седар-Ридж являются продуктом размыва надвиговой чешуи, то образование надвига должно было произойти в вэсечское нижнеэоценовое время. В течение олигоцена или в постолигоценовое время эти вэсечские и более молодые породы были срезаны седар-риджским разломом.

Последовательность крупнейших проявлений диастрофизма, охватившего горные породы в северо-восточной части бассейна Уинд-Ривер, вкратце такова:

1. Образование горных сооружений в течение или в конце верхнемелового времени.
2. Надвигание с севера вдоль южного края гор Бигхорн и Оул-Крик в вэсечское время.
3. Образование пологой складчатости у южного края гор Бигхорн в конце бриджерского времени.
4. Сбрасообразование в течение олигоцена или в послеолигоценовое время вдоль южных концов гор Бигхорн и Оул-Крик».

Бассейн Ханна

Бассейн Ханна ограничен на западе поднятием Ролинс, на севере — поднятием Свитграсс, на юге — хребтом Медисин-Боу, но на востоке он граничит с северо-западным окончанием Ларамийского бассейна. Между Ларамийским бассейном и бассейном Ханна расположен бассейн Карбон, посредством которого два первых бассейна раньше соединялись, но теперь они разделены ларамийскими антиклиналями. Антиклиналь Садлбек отделяет бассейн Карбон от бассейна Ханна, а антиклиналь Медисин-Боу и смежные антиклинали отделяют бассейн Карбон от Ларамийского бассейна. Эти антиклинали, достаточно резко выраженные, протягиваются к северу от широкого северного окончания хребта Медисин-Боу. Бассейн

Ханна имеет весьма правильную круглую форму и, хотя по размерам уступает прочим бассейнам Вайоминга, содержит мощный разрез слоистых пород. Мощность палеозойских и нижнетретичных формаций с верхним мелом, палеоценом и эоценом, считая по максимальным мощностям, превышает 11 500 *м*. Разрез бассейна очень важен, так как в нем лучше, чем в какой бы то ни было другой структуре, отразилось несколько проявлений деформаций в этой части Вайоминга. Доббин, Боуэн и Хутсом (*155*) различают здесь следующие формации (мощность в метрах).

Формация Норт-Парк (миоцен?)	0—130
Угловое несогласие	
Формация Ханна (нижний эоцен)	2300
Угловое несогласие	
Формация Феррис (нижняя часть относится к самым верхам мела)	2150
Формация Медисин-Боу (верхи верхнего мела)	1300—2070
Глинистые сланцы Льюис	1100
Формация Месаверде	750—900
Глинистые сланцы Стил	1300—1650
Формация Ниобрара	630
Глинистые сланцы Карлайл (верхний мел)	130
Формация Фронтир	242
Глинистые сланцы Морви	40
Глинистые сланцы Термополис	60
Формация Кловерли (нижний мел)	43
Формация Моррисон (верхняя (?) юра)	117
Формация Чугуотер (триас)	430
Формация Эмбар (?) (пермь)	50
Тенслип (пенсильваний)	83
Вероятно, допенсильванские слои	?

На фиг. 213 показано угловое несогласие в основании формации Ханна, которая, согласно Доббину и др. (*155*),

«...слагает центральную часть бассейнов Ханна и Карбон и содержит большую часть угольных полей этого района. Она залегает с угловым несогласием на формации Феррис и всех прочих нижележащих формациях до кловерлийской и, возможно, еще ниже — вплоть до гранитов. Она состоит из перемещающихся конгломератов, песчаников, глинистых сланцев и угольных пластов; основание ее намечается мощными конгломератовыми песчаниками и массивными конгломератами».

Среди галек конгломератов много докембрийских пород, а также пород из формаций от генслипской до месавердской. Согласно карте и разрезам из отчета Доббина, основная складчатость бассейна имела место в послеферрийское и доханнское время, а затем была усилена в послеханнское время, когда формация Ханна подверглась ощутимой складчатости. При первом проявлении складчатости хребет Медисин-Боу был сильно поднят и значительно размыт, доставив много обломочного материала в бассейн. В пиррское время хребет Медисин-Боу был слабо поднят, и, возможно, тогда же подверглись размыву докембрийские породы, но хребет широко обнажился лишь после второго поднятия и во время отложения формации Ханна.

Поднятие Ролинс

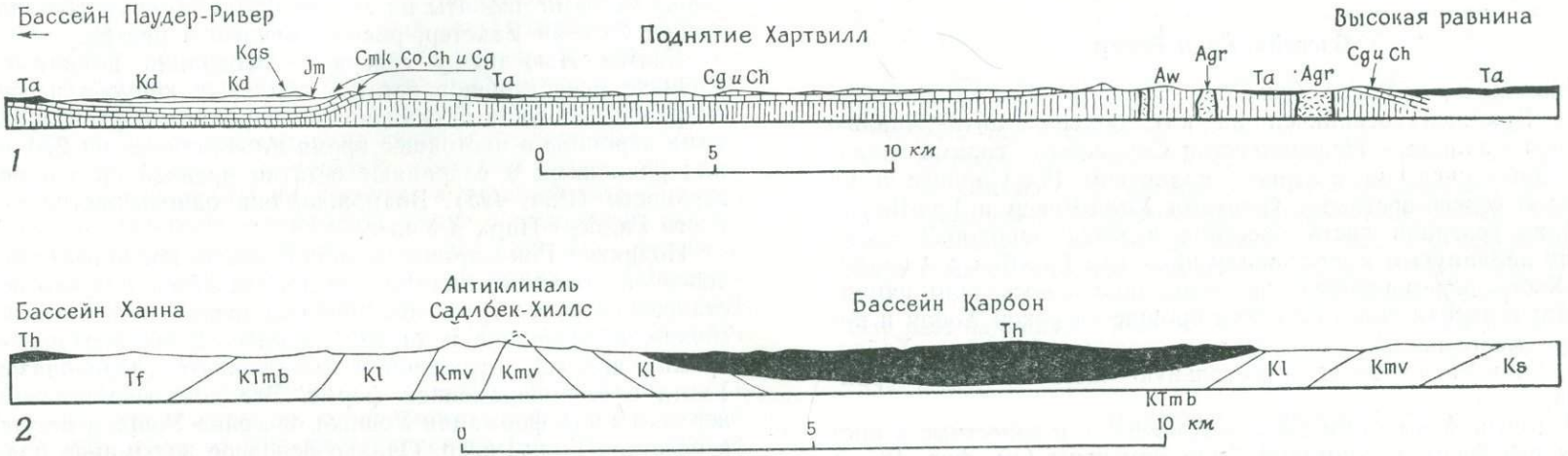
Поднятие Ролинс проявляется как одна из наиболее резких и высоких форм рельефа. Возможно, оно возвышается над кристаллическим основанием бассейна Ханна на 13 000 *м*. Оно осложнено надвигами и складчатостью, причем один из надвигов приводит в соприкосновение докембрийские и месавердские породы. Надвиг располагается как раз к западу от города Ролинс; его надвинутое крыло смещено в западном и юго-западном направлении. Поднятие Ролинс полого погружается к северу в направлении к поднятию Свитуотер, которое надвинуто к югу, в противоположном направлении.

Бассейн Уошаки

Современные представления о бассейне Уошаки изложены Бредли (*74*) и вкратце сводятся к следующему.

Синклинальная структура бассейна Уошаки намечается поднятием крутого округлого уступа, обращенного наружу и сложенного формацией Грин-Ривер, наиболее устойчивой к размыву по сравнению с другими слоями разреза. Вдоль северного края бассейна этот обод поднимается на 200—250 *м* над страной, расположенной к северу, и известен под названием Лени-Рим. Южнее высота уступа возрастает и местами по обе стороны бассейна его гребень возвышается над окружающей территорией на 400 *м*. По юго-западному краю бассейна гребень называется Кини-Рим. У южного края бассейна обращенный к югу уступ прорезан долинами потоков и во многих местах очень низок. Вблизи верховьев Паудер-Уош, сразу же к югу от границы Вайоминг — Колорадо, где высота уступа небольшая, расположен вытянутый к югу бассейн, который ясно намечается по выходам формации Грин-Ривер. Этот длинный узкий выступ топографически намечается двумя уступами, обращенными наружу, амплитуда которых у горы Лукаут достигает 2700 *м*.

Породы бассейна Уошаки разделяются на четыре основные группы, снизу вверх: формации Вэсеч, Грин-Ривер и Бриджер эоценового возраста и формация Браун-Парк, вероятно, миоценового возраста. В более широком и упрощенном виде название Грин-Ривер относится к громадным линзам сравнительно тонкозернистых флювиальных песчанистых аргиллитов, которые прежде выполняли громадные межгорные бассейны, более крупные, чем бассейн Уошаки. Аргиллиты разделяются



Фиг. 213. *1* — поперечный разрез поднятия Хартвилл от бассейна Паудер-Ривер к юго-востоку.

Aw — альгонкская уоленская группа
Agr — гранитные интрузии в уоленской группе
Cg — формация Гернси
Ch — формация Хартвилл
Co — опехские красные песчаники
Cmk — миннекатские известняки
Jm — формации Спирфиш, Санданс и Моррисон
Kd — дакотские песчаники
Kgs — сланцеватые глины Гранерос
Ta — формация Арикар (миоцен)

2 — поперечный разрез от бассейна Ханна до бассейна Карбон.

Ks — сланцеватые глины Стил
Kmv — формация Месаверде
Kl — льюисские сланцеватые глины
Ktmb — формация Медисин-Боу
Tf — формация Феррис
Th — формация Ханна

на две формации: вэсечскую, подстилающую линзы деформации Грин-Ривер, и бриджерскую, перекрывающую их. История осадконакопления в межгорных бассейнах завершается изменением уровня озера, в результате чего произошло пальцевидное переслаивание вэсечской и вышележащей гринриверской формаций, как это показано на обобщенном стратиграфическом разрезе (см. фиг. 206).

Бассейн Уошаки является небольшой синклиналью, расположенной на восточном склоне поднятия Рок-Спрингс. Вдоль северного и восточного склонов пласты падают к центру бассейна под углами от 3 до 5°, тогда как у западного и юго-западного склонов бассейна углы падения изменяются от 8° до 12°. В центральной части бассейна породы залегают почти горизонтально. Эта совершенно однообразная синклинальная структура осложняется лишь вдоль пограничной линии Вайоминг — Колорадо, где простирающаяся в западном направлении зона разломов образует южную границу бассейна. Эта зона, повидимому, является восточным продолжением структурной линии Гайаватского газового поля, описанной в более ранних отчетах. По направлению простирания разломы этой зоны разделяются на две большие группы. Разломы более крупной группы простираются в общем в восточном направлении, тогда как в другой группе преобладают северные или северо-западные простирания. Разломы первой группы в общем более древние, так как они пересекаются разломами второй группы. Более того, разломы второй группы секут пласты формации Браун-Парк, тогда как прочие разломы их не затрагивают. Однако некоторые более крупные широтные разломы обновлялись

в течение второй стадии образования разломов, так как местами, например вдоль гряды Чироки, они также секут формацию Браун-Парк.

Породы в зоне разломов смяты в несколько синклинальных складок, оси которых параллельны преобладающему западному простиранию разломов. Большинство складок очень пологи и имеют углы падения порядка 3—7°, хотя местами, как, например, в окрестностях Баггса, наклон пластов доходит до 16°.

Бассейн Грин-Ривер

Бассейн Грин-Ривер (известен также под названием бассейна Бриджер) ограничен на юге большой антиклиналью Уинта, на западе — Центральными Скалистыми горами западного Вайоминга, на востоке — поднятием Рок-Спрингс и на севере и северо-востоке — хребтами Уинд-Ривер и Гро-Вентр. Крайняя северная часть бассейна вдается наподобие клина между надвинутым к юго-западу надвигом Гро-Вентр и надвигом Хобак, перемещение по которому шло в восточном направлении; северная часть бассейна орошается рекой Хобак и поэтому местами известна под названием бассейна Хобак. Река Грин-Ривер орошает остальную часть бассейна Грин-Ривер.

Поднятие Уинта уже было рассмотрено, и известные в пределах его фазы деформаций были отмечены (см. фиг. 185 и 186). Рост хребта Уинта и накопление третичных осадков к северу и к югу от него также изображены на фиг. 216. Палеоценовые и нижнеэоценовые слои по западному краю бассейна Грин-Ривер вследствие надвигов и складчатости имеют очень сложную структуру (см. фиг. 181, 182, 183 и 184). До позднеэоценового времени бассейны Уошаки и Грин-Ривер составляли одно целое; они выполнены языкообразно перемежающимися между собой формациями вэсечского, бриджерского и уинстонского возраста (нижний, средний и верхний эоцен). Возможно, в бассейне Уошаки отложение продолжалось дольше, так как верхняя часть формации Уошаки не представлена в бассейне Грин-Ривер (см. фиг. 206 и 215). Отсутствие отложений этого возраста в бассейне Грин-Ривер, очевидно, связано с ранними восходящими движениями в поднятии Рок-Спрингс и современном хребте Уинта, но это предположение еще не доказано.

Поднятие Рок-Спрингс

Поднятие Рок-Спрингс, ограничивающее бассейн Грин-Ривер на западе и Уошаки на востоке, представляет собой 64-километровую, дважды погружающуюся антиклиналь меридионального простирания. Устойчивые песчаники слагают западный склон асимметричного хребта (местами имея углы падения до 30°) и образуют куэсту на восточном склоне, где углы падения не превышают 10°. Слагающие гряду песчаники Месаверде местами подняты на высоту 350 *м* и окружают эллиптический бассейн Бакстер, расположенный в центре.

Холмы Лыосайт у северного окончания поднятия Рок-Спрингс представляют остатки пепловых конусов и лавовых покровов. Сложенные осадочными породами и увенчанные лавами вершины в настоящее время поднимаются на 270—400 *м* над равнинами и сохраняют остатки древней эрозионной поверхности (Рич, *495*). Возможно, она одновозрастна поверхности Гилберт-Парк в Уинте.

Поднятие Рок-Спрингс возникло после накопления верхнеэоценовых осадков; видимо, это доказывается тем, что остатки становятся более грубыми, приближенными к поднятию. Возможно, образование поднятия началось в верхнеуошакинское время, являясь отражением отчетливого сводообразования Уинта в его современной форме. Это доказывается тем, что верхняя часть формации Уошаки бассейна Уошаки отсутствует в бассейне Грин-Ривер. Однако основное вздымание поднятия Рок-Спрингс произошло в послеуошакинское время.

В Гилберт-паркском эрозионном цикле гор Уинта поднятие Рок-Спрингс было размыто; таким образом, складчатость предшествовала эрозионному циклу, который закончился в миоценовое время. Поэтому представляется вероятным, что поднятие возникло в самом конце эоцена или в нижнем олигоцене. Это предположение находится в соответствии с данными о погружении хребта Свитуотер.

Хребет и бассейн Ларами и хребет Медисин-Боу

Ларамийский бассейн представляет в общем погружающуюся к северу синклиналь, заключенную между хребтом Ларами на востоке и хребтом Медисин-Боу на западе. Хребты с обеих сторон синклинали сложены докембрийскими кристаллическими породами, тогда как в бассейне эти породы перекрыты каменноугольными и мезозойскими слоями мощностью

до 2700 *м*. Из осадочных пород преобладают сланцеватые глины. Вдоль западного склона бассейна вытянуты четыре кулисообразно продолжающие друг друга антиклинали с ядрами, в которых обнажаются докембрийские породы. С юга на север они известны как горы Булл, Ринг, Джелм и Шип. Крутые надвиги окаймляют с одной или обеих сторон эти антиклинали.

В основном надвигообразование происходило в ларамийское время. Склоны бассейна ограничены надвигами, падающими под горы. Горы Медисин-Боу несколько надвинуты в восточном направлении на западный край бассейна Ларами (Беквит, *51* и *52*), а кристаллические породы хребта Фронт-Рейндж, в южном окончании бассейна, надвинуты к западу на осадочные породы (см. фиг. 214). Были описаны также разрывы и разломы, переходящие на глубине в пластовые сбросы, но не проходящие в докембрий. Местами более молодые пласты были надвинуты на древние, а в самой южной части долины, где навстречу надвиговой чешуе с восточного склона надвинута чешуя с западного склона, ширина бассейна меньше, чем амплитуда перемещения по надвигам. Это дало основание Беквиту (*52*) заключить, что по мере передвижения надвиговых чешуй их передние части уничтожались размывом, благодаря чему они могли встретиться.

Время или фазы деформаций в бассейне Ларами не могут быть точно определены, за исключением тех, которые имели место в интервале от послемесавердского века и до начала олигоцена. На основании изучения орогении в окрестностях бассейна Ханна и Норт-Парк Беквит пришел к заключению, что сводообразование в пределах хребтов Медисин-Боу и Парк началось в позднемеловое время, тогда как на небольшом расстоянии от этих гор все еще сохранялись меловые моря. Складчатость и сбрасообразование имели место в течение нижнего эоцена, а затем вскоре после этого сжатие привело к смятию в складки нижнеэоценовых слоев.

Доказательства, подтверждающие эти воззрения, по Беквиту, таковы:

«Смятые в складки осадочные породы в верхней части долины реки Ларами имеют мощность около 2700 *м*. Далее к северу на формации Месаверде согласно залегает толща мощностью в 1000 *м* льюисских глинистых сланцев морского происхождения и толща до 1000 и более метров жерновых песчаников, известковистых песчаников, сланцеватых глин и каменных углей, слагающих формацию Медисин-Боу. Эта формация несогласно перекрывается формацией Ханна. В угольной шахте Ситизен, в 8 *км* к северу от горы Шип, нижние слои формации Медисин-Боу содержат конгломераты с галькой дакотских песчаников и маурийских глинистых сланцев размером в 10 и более сантиметров. Следовательно, в раннемедисинбоуское время со смежных поднимающихся сводов было смыто до 1000 и более метров морских осадков. Сходное заключение сделано и по территории, расположенной к югу».

Ловеринг (*380*) устанавливает:

«В конце пиррского времени центральная часть нагорья Фронт-Рейндж была поднята над уровнем моря, и только что отложившиеся глинистые сланцы были обнажены и подверглись размыву. Они были переотложены в верхней части морского мела; дакотские песчаники также были обнажены и переотложены во многих местах, являясь вероятным источником для обильного песчаного материала в песчаниках Фокс-Хиллс».

У северного окончания бассейна Ларами протягивается пояс кулисообразно расположенных складок. Пояс является восточным продолжением поднятия Свитуотер, а направление осей складок кулисного пояса — северо-восточное. В ядрах складок обнажаются юрские и триасовые породы; на севере они окаймлены олигоценовыми слоями Уайт-Ривер. Расположение складок наводит на мысль о том, что северный кристаллический блок смещался несколько к западу или, говоря иначе, южный блок двигался к востоку. Блок хребта Медисин-Боу был надвинут к востоку, и оба эти структурные элементы, возможно, составляли, таким образом, некоторую механическую раму.

ПОДНЯТИЕ ХАРТВИЛЛ

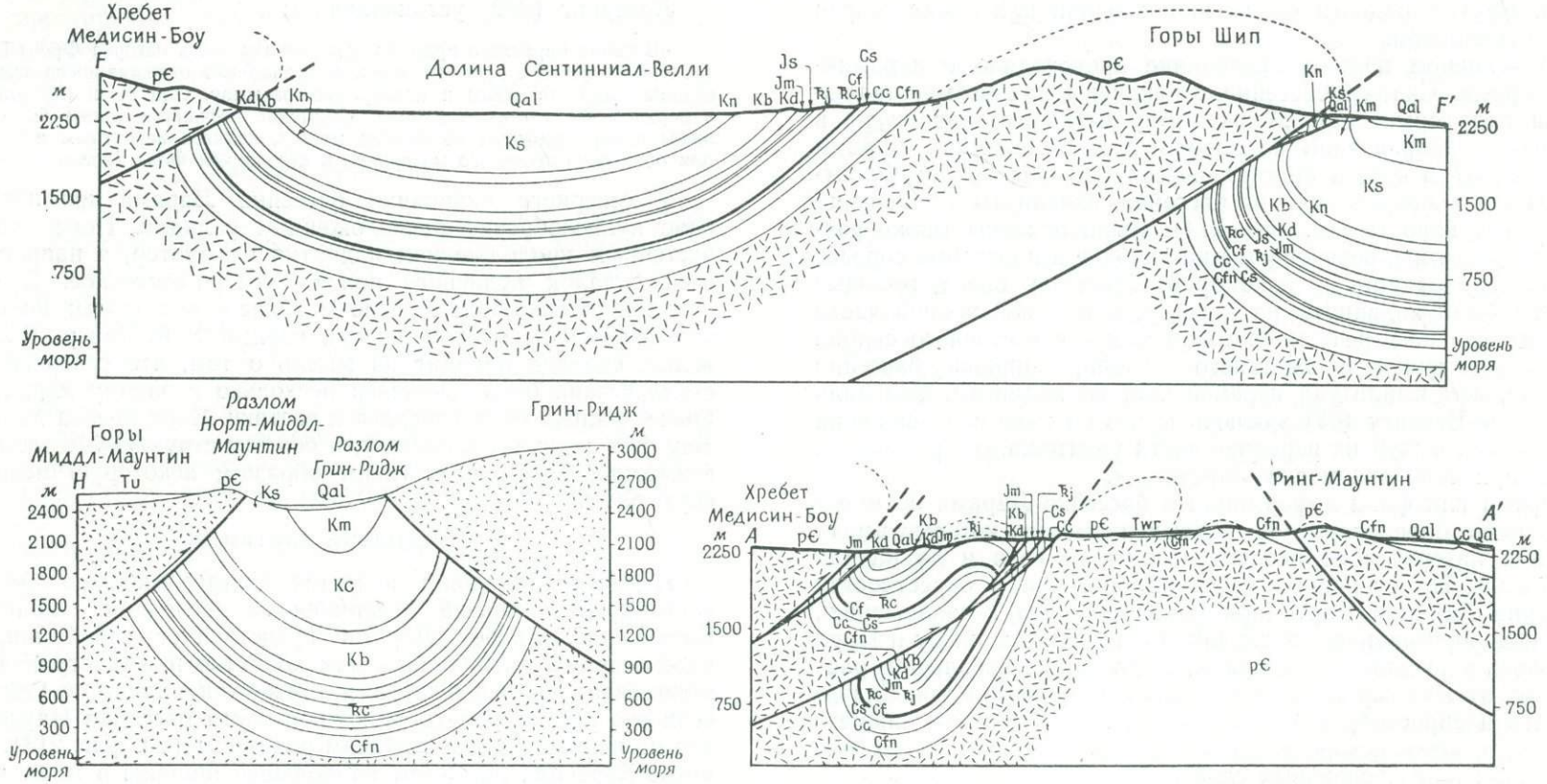
Поднятие Хартвилл является узким выступом северной части хребта Ларами, соединяющим последний с поднятием Блек-Хиллс. Хребет Ларами представляет собой широкую плосковерхую антиклиналь или поднятое плато, ограниченное моноклинальными флексурами, так же как и поднятие Гайавата, если его рассматривать от южной части бассейна Паудер-Ривер по направлению к Великим равнинам (см. фиг. 213). Поднятие Хартвилл достигает наибольшей ширины в месте соединения с хребтом Ларами и сужается по направлению к Блек-Хиллсу. Моноклиналь, ограничивающая с востока поднятие, имеет структурный рельеф, высотой около 3000 *м*, причем слои падают к северо-западу круто, но равномерно.

Вершина поднятия Хартвилл примерно на 700 *м* ниже поднятия Ларами. Осадочный чехол размыт лишь в пределах узкой приосевой части его, на основании чего делается заключение, что поднятие никогда не достигало такой величины, как поднятие Ларами или Свитуотер, и что относительно низкое

положение поднятия Хартвилл в настоящее время не обусловлено ни позднеларамийским, ни свитуотерским погружениями; безусловно, однако, что оно никогда не было достаточно высоким, так как более высокие поднятия, расположенные по соседству, претерпели гораздо больший размыв. Оно было в значительной степени погребено под слоями Уайт-Ривер в нижнеолигоценовое время и отчасти восстановлено последующим циклом эрозии.

ПОЯС НАДВИГОВ

Для всех хребтов Вайоминга характерно, что они ограничены широкими бассейнами, представляющими в целом очень простые прогибы. Многие надвиги, однако, изменены сильным сжатием, которое не соответствует структурам бассейнов и простых, вытянутых в виде сводов хребтов. Изучение тектонической карты Соединенных Штатов показывает, что все крупные



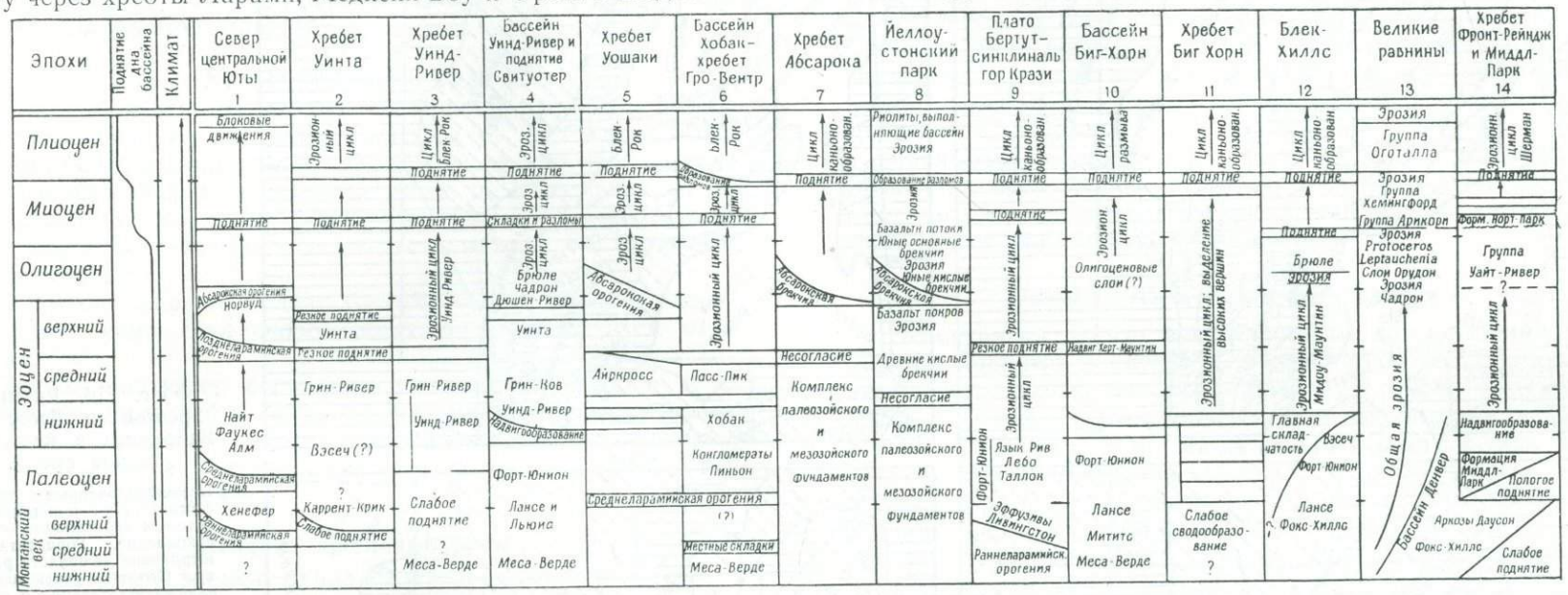
Фиг. 214. Поперечные разрезы вдоль восточного края хребта Медисин-Боу и западного склона Ларамийского бассейна.

Cfn — формация Фаунтин
Cc — формация Каспер
Cs — сланцеватые глины Сатанка
Cf — известняки Форелл
Tc — формация Чугуотер
Tj — формация Джелм
Js — формация Санданс
Jm — формация Моррисон
Kd — дакотская группа
Kb — бентонская группа
Kn — формация Ниобрара
Ks — глинистые сланцы
Km — формация Месаверде
Twr — группа Уайт-Ривер

надвиги собраны в зону, или пояс, начинающийся в Монтане, как раз против северо-западного выступа Вайоминга, и протягивающийся к юго-востоку в центральную часть штата, затем — на восток, захватывая поднятие Свитуотер и далее к югу через хребты Ларами, Медисин-Боу и Фронт-Рейндж.

и 216). В диаграмме сопоставляются деформации, осадкообразование и проявления размыва в различных крупнейших хребтах и бассейнах, а на четырех палеологических картах изображены области отложения и размыва в раннетретичное время.

Все крупные хребты, за исключением Абсароки и Тетона,



Ф и г. 215. Корреляционная диаграмма деформаций, осадкообразования и размыва в хребтах и бассейнах Вайоминга.

1 — по Ирдли, **168**; *2* — по Уолтону, **632** и Бредли, **73**; *3* — по Лову, **375** и Блеккуолдеру, **67**; *4* — по Лову, **375**, Харесу, **234** и Туртлоту, **608**; *5* — по Лову, **375**; *6* — Ирдли, не опубликовано; *7* — по Русу, **509**; *8* — по Парсонс-Скилсу, **546** и Беван, **59**; *10* — по Хьюерту, Пирсу, **269**, Ван-Хоутену и Маккину, **388**; *11* — по Дартону, Демересту и Маккину; *12* — по Дартону, **143**, Джепсену и Уонлессу; *13* — по Вуду и др.; *14* — по Туэто, Ловерингу. При определении возраста деформаций и корреляциях схемы указанных авторов были упрощены. Корреляция производилась в строгом соответствии со всеми имеющимися палеонтологическими данными [разрез по сравнению с оригиналом несколько упрощен. — *Ред.*]

У северо-западного конца пояс значительно более широкий и включает плато Бертут на северо-востоке и структуру Титон — Гро-Вентр — Уинд-Ривер на юго-западе. Границы этого пояса показаны на фиг. 162.

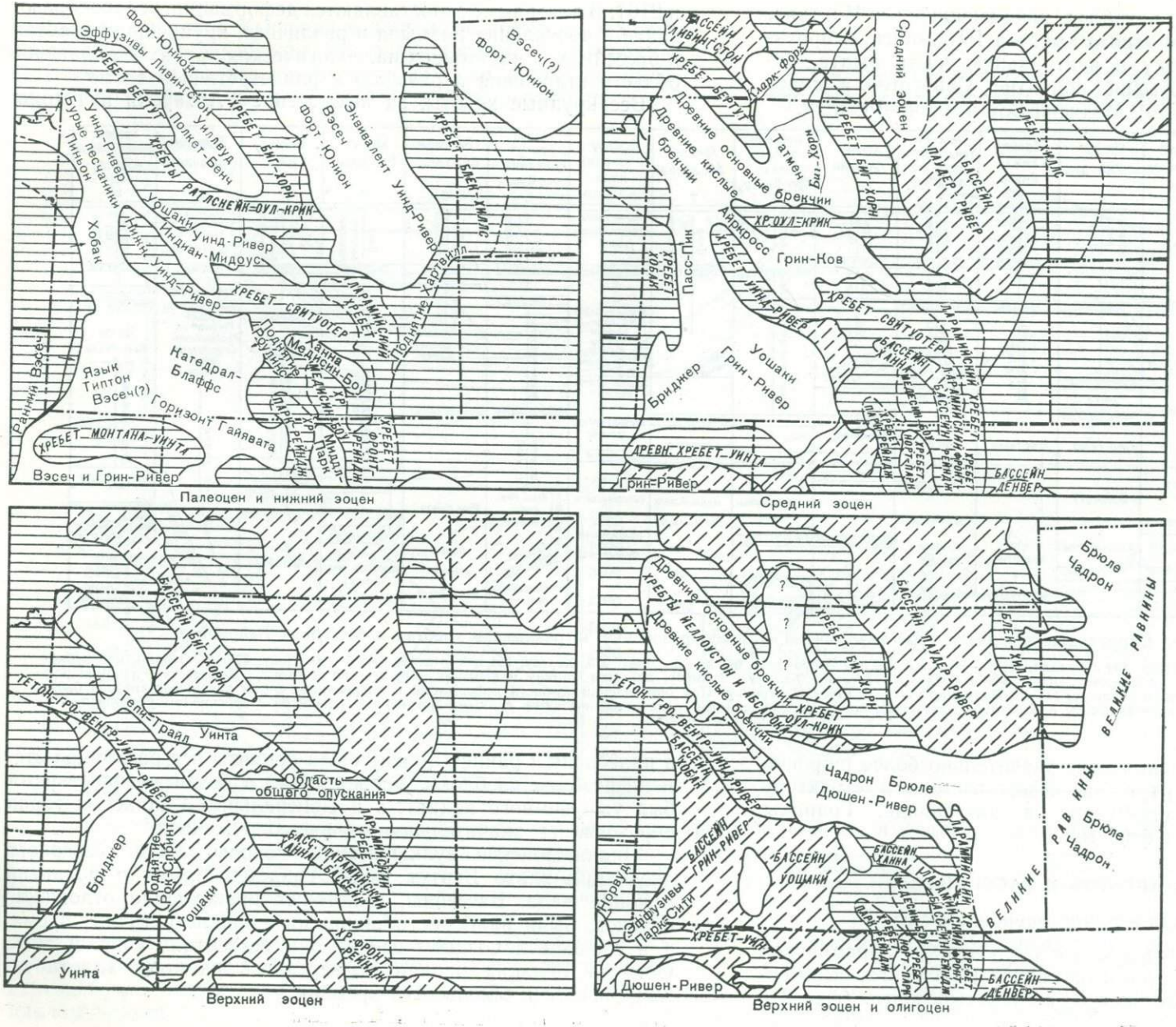
РАЗВИТИЕ ХРЕБТОВ И БАССЕЙНОВ

Палеоценовая и раннеэоценовая фазы

Для того чтобы сделать краткое заключение о ларамийской и третичной истории хребтов и бассейнов Вайоминга, были составлены корреляционные диаграммы и четыре карты (фиг. 215

в палеоцене и раннем эоцене были подняты и в различной степени разбиты на блоки. Хребет Уинта в позднемеловое время был уже немного поднят, а в Центральных Скалистых горах образовалось значительное горное сооружение.

Ливингстонские вулканические породы вдоль северного окончания плато Бертут также свидетельствуют о поднятии в конце мела. Бассейны, в которых происходило отложение осадков, были наиболее обширными в нижнетретичное время, а в среднем и позднем эоцене они постепенно сокращались. Область Великих равнин подвергалась размыву вплоть до чадронского и брюльского времени.



Ф и г. 216. Развитие хребтов и бассейнов Вайоминга в нижнетретичное время.

Незаштрихованные участки соответствуют площадям, на которых происходило осадконакопление. Горизонтальная штриховка — области размыва. Стрелки указывают на надвигообразование и направление перемещения надвиговой чешуи. Диагональная штриховка — участки, на которых осадконакопление происходило в более ранние стадии третичного времени; но для того времени, которому соответствует данная схема,— это области размыва. Все заштрихованные участки подвергались размыву в те периоды, для которых составлена карта.

Надвиги Абсарока, Дарби и Баннок вдоль западного горного пояса возникли в палеоценовое время, но большая часть осадков бассейна, несомненно, была принесена с образовавшихся тогда нагорий. На юге центральной части штата образовалось или наметилось широкое поднятие, известное под названием хребта Свитуотер.

Среднеэоценовая фаза

Большая часть обширного бассейна Паудер-Ривер после нижнего эоцена не получала каких бы то ни было осадков; никаких более молодых осадков, за исключением проблематичного среднего эоцена в северной части, не известно, и до тех пор, пока где-нибудь не будут обнаружены более молодые слои, это будет лучшим доказательством того, что отложение не происходило.

В начале среднего эоцена бассейн был, очевидно, поднят, благодаря чему стал скорее областью размыва, чем отложения.

Хребет Свитуотер был, возможно, поднят больше, и на месте будущего хребта Абсарока началось накопление первых вулканических пород. Новые надвиговые нарушения произошли в западном поясе, и чешуи сместились к востоку, где до этого происходило отложение.

Поздние эоценовые фазы

Структурный элемент Уинд-Ривер — Гро-Вентр — Тетон в верхнем эоцене был очень сильно поднят и надвинут вдоль юго-западного края на бассейн со среднеэоценовыми осадками и в сторону сегмента хребта Центральных Скалистых гор. Гора Харт и связанная с ней надвиговая чешуя были смещены на значительное расстояние к востоку; в то же самое время обширная область хребта Свитуотер оказалась погруженной, но чехол палеозойских и мезозойских осадков на значительной части этой территории был смыт с докембрийских кристаллических пород, перед тем как они оказались перекрыты олигоценовыми осадками.

Позднейшие эоценовая и олигоценовая фазы

В самом конце эоцена и в олигоцене произошли значительные изменения. Накопилась и была прорвана штоками и дайками главная масса вулканических пород хребта Абсарока, и обломки вулканических пород служили источником для обильных осадков, перекрывших погружавшийся хребет Свитуотер и объединившихся с обширными наносами Великих равнин. Возможно, часть бассейна Бигхорн была перекрыта олигоценовыми отложениями, но если это и так, то в настоящее время сохранились лишь сомнительные остатки их.

В заключение ларамийского поднятия эоценовые слои были резко запрокинуты от хребта Уинта, и возникло поднятие Рок-Спрингс, отделившее бассейн Грин-Ривер от бассейна Уошаки. Несмотря на поднятие, речная сеть смежных бассейнов усиленно выносила эрозионный материал в обширный район центрального Свитуотера, где происходило отложение.

Начиная с этого времени, за небольшими исключениями, Вайоминг превратился в область размыва. Последующие многочисленные поднятия не охватили отдельные хребты, а носили скорее региональный характер.

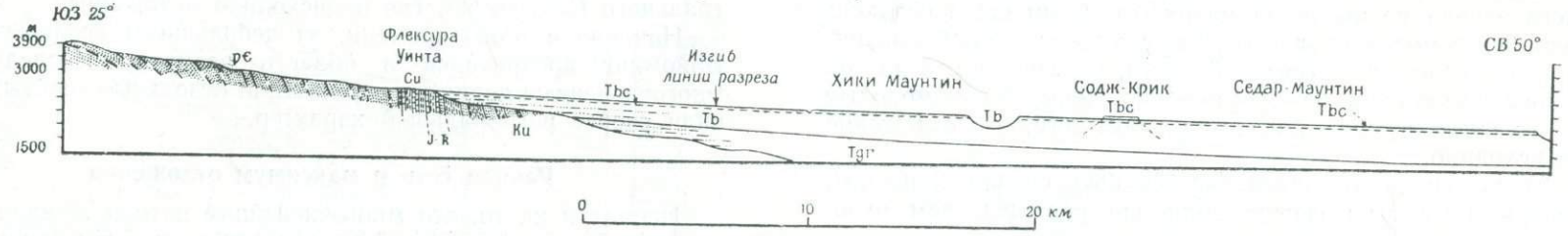
Речная сеть и максимум отложения

Несмотря на то, что многочисленные потоки стекали с обширных поднятий в бассейны, последние не были запружены, поскольку являлись составными частями речной системы бассейна Миссури. Многие значительные каньоны, пересекающие хребты, возможно, намечают отдельные отрезки этой речной системы. Несколько каньонов, если не рассматривать их как формы, образованные более поздними потоками, не отвечают контуру древней речной сети. Речная сеть бассейна Вайоминг, согласно Феннмену (*184*), заслуживает особого внимания.

«Проходя в пределах бассейна или в прилегающих к нему районах, поток не пересекает горных хребтов. Река же Ларами протекает к востоку через каньон, прорезающий хребет Ларами поперек. Река Норт-Платт, прорезая горы, выходит за пределы Норт-Парка и, прежде чем достигает Великих равнин, пересекает два крупных хребта: Семинол и окончание Ларами-Хиллс. Река Свитуотер, прежде чем слиться с рекой Платт, протекает через окончание хребта Уинд-Ривер и среди гранитных вершин хребта Свитуотер. Река Бигхорн, собирающая свои воды в бассейне Шошони, прорезает горы каньоном глубиной 750 *м*, не отклоняется к востоку и не достигает реки Платт. Река Грин-Ривер в западной части пересекает с севера на юг горы Уинта каньоном глубиной 750 *м*. Приток Биттер-Крик, протекая через поднятие Рок-Спрингс, прорезает асимметричный гребень на глубину 300 *м*. Река Ямпа в северо-западном Колорадо входит в пределы хребта Уинта и пересекает его вдоль до соединения с рекой Грин-Ривер в самом центре горной гряды. В Соединенных Штатах нет области, где несоответствие речной сети основным элементам рельефа выделялось бы так резко».

Представляется очевидным, что в значительной степени речная сеть проникала в ряд бассейнов через несколько упомянутых выше хребтов в то время, когда бассейны были выполнены

отложениями. Количество отложений, выполнивших бассейн, было значительно большим, чем в настоящее время, так как некоторые поперечные хребты и вершины возвышаются над современным дном долин на 700 *м*, а большая часть отложений размыта. Некоторые авторы считают, что максимальное отложение, так же как и последующий размыв, происходили не во всех бассейнах одновременно. Ранее в связи с хребтом Абсарока указывалось (Лов, *375*), что образование каньона Уинд-Ривер в горах Оул-Маунтин обусловлено попятной эрозией реки Бигхорн и перехватом реки Уинд-Ривер в более позднее время, чем для большинства случаев подобного наложения. Каньон реки Грин-Ривер также имеет своеобразную историю, детали которой будут изложены позднее.



Ф и г. 217. Поперечный разрез северного склона гор Уинта; на разрезе показаны остатки эрозионной поверхности Гилберт-Пик, спроектированные на плоскость разреза.

pЄ — группа Уинта-Маунтин
Cu — каменноугольная система, нерасчлененная
J-Ŕ — юра и триас, нерасчлененные
Ku — мел, нерасчлененный
Tgr — формация Грин-Ривер
Tb — формация Бриджер
Tbc — конгломераты

Время максимального накопления точно доказывается только самыми молодыми отложениями, найденными в бассейнах. Большинство крупных межгорных бассейнов лишено отложений более молодых, чем эоценовые. В районе центрального хребта Свитуотер, являющегося началом хребта Абсарока, все же сохранился обширный покров олигоценовых отложений, и некоторые геологи считают, что олигоценовые отложения были распространены на значительно более широкой территории. Единственная вольность, допущенная в изображении олигоценовых отложений, показанных за пределами их современных выходов (фиг. 216), относится к бассейну Бигхорн, где характер речной сети и эрозионной поверхности свидетельствует о том, что эти отложения были здесь развиты. Указываются многочисленные остатки верхнемиоценовых отложений (фиг. 215) и, возможно, еще больше их будет найдено в дальнейшем. Они столь явно приурочены к ранней эрозионной поверхности, что кажутся образовавшимися после максимального отложения. Интенсивное осадконакопление в позднем мелу и в раннетретичное время является результатом ларамийских движений, а в верхнем эоцене, олигоцене и миоцене — следствием вулканизма. После проявления вулканической деятельности русла потоков приобрели устойчивость настолько, что при региональных поднятиях значительно углубились в отложения и местами начинали врезаться в вершины и хребты.

Эрозионный цикл и региональное поднятие

Имеется очень мало данных об истории хребтов и бассейнов Вайоминга за отрезок времени от верхнего эоцена или олигоцена до несколько более позднего времени, когда началось образование обширной эрозионной поверхности. Остатки высокой эрозионной поверхности очень хорошо наблюдаются в хребтах Уинд-Ривер, Бигхорн и Бертут в Вайоминге, в хребте Уинта в Юте, в хребтах Фронт-Рейндж и Ларами в Колорадо и Вайоминге и в Блек-хиллском хребте Южной Дакоты. В хребтах Уинта и Уинд-Ривер и в нескольких высоких хребтах Центральных Скалистых гор развиты две высокие поверхности, которые иногда называются «вершинной» и «подвершинной», хотя более распространены местные названия. В хребтах Бертут и Бигхорн, а также Блек-Хиллс ясно устанавливается только одна поверхность, считающаяся подвершинной или более юной вершиной; остатки же более древней эрозионной поверхности, если таковая и существовала, совершенно неизвестны (см. фиг. 215). Описание Бредли (*73*) двух высоких поверхностей в Уинте отвечает современным предста-

влениям об их образовании и возрасте и сводится к следующему (см. фиг. 217):

«Длинные узкие остатки четырех древних эрозионных поверхностей полого наклонены к северу от северного фланга хребта Уинта и срезают запрокинутые концы твердых и мягких пластов. Наиболее древняя эрозионная поверхность — Гилберт-Пик — протягивается от гребня хребта с высотой 4300 *м* к центру бассейна Грин-Ривер. В пределах бассейна нарушенные остатки этой поверхности изменяют градиент от 81,5 *м* на 1 *км* вблизи гребня до 10,3 *м* на 1 *км* на расстоянии 56 *км* от этого гребня; гребни, сложенные известняками, достаточно резко возвышаются над этой поверхностью. Кроме того, поверхность эта, очевидно, никогда не была покрыта почвенным покровом, но во многих местах ее покрывают конгломераты. Все это позволяет рассматривать древнюю эрозионную поверхность как образование подножий в условиях аридного или полуаридного климата. В то время когда поверхность Гилберт-Пик пересекла бассейн, последний был заполнен осадочными породами эоцена в большей степени, чем теперь. Эрозионная поверхность Гилберт-Пик срезает эти отложения под небольшим углом и прослеживается через них в виде непрерывной плоскости. По этой плоскости, очевидно, протекал в восточном направлении главный поток долины вплоть до соединения с древней рекой Платт или какой-либо сходной рекой, впадающей в Мексиканский залив.

Бишопские конгломераты, которые перекрывают большую часть эрозионной поверхности Гилберт-Пик, грубозернисты и очень плохо отсортированы; они выполняют понижения в профиле подножий, достигая 70 *м* мощности. Те же потоки, которые прорезали Гилберт-Пик, отложили бишопские конгломераты, так как энергия переноса этих потоков изменилась в связи с тем, что климат стал еще более засушливым. Изменение климата, хотя и критическое, не было значительным.

В бишопских конгломератах не найдено никаких окаменелостей, но эрозионная поверхность Гилберт-Пик срезает наиболее поздние эоценовые породы и определенно древнее формации Браун-Парк (верхний миоцен или нижний плиоцен). Отсюда возраст поверхности Гилберт-Пик и бишопских конгломератов — нижнемиоценовый или олигоценовый. Автор полагает, что поверхность Гилберт-Пик, вероятно, можно сопоставить с пенепленом Блек-уолдер — Уинд-Ривер у вершины хребта Уинд-Ривер.

Примерно на 130—170 *м* ниже остатков поверхности Гилберт-Пик те же потоки впоследствии разработали менее обширную эрозионную поверхность Бер-Маунтин. Характеристика поверхности Бер-Маунтин весьма близка к характеристике поверхности Гилберт-Пик, и поэтому поверхность Бер-Маунтин рассматривается как образование подножий в условиях сухого климата, очень близких к условиям, которые господствовали в то время, когда была разработана поверхность Гилберт-Пик. С поверхностью Бер-Маунтин сопоставляются две большие, достаточно плоскодонные долины — Браун-Парк и Саммит. Эти долины находятся в восточной части хребта Уинта, и обе они грубо параллельны оси хребта. Основание долины Браун-Парк спускается в восточном направлении и проходит ниже формации Браун-Парк верхнемиоценового или нижнеплиоценового возраста. Так как нет никаких указаний, которые могли бы свидетельствовать против факта отложения формации Браун-Парк сразу же после образования поверхности Бер-Маунтин, то можно считать, что эта поверхность имеет, в общем, тот же возраст.

После отложения формации Браун-Парк вследствие блоковых подвижек произошло оседание восточного окончания свода Уинта-Маунтин... и.., вероятно, понижение русла потока в древней долине Браун-Парк до поверхности, на которую произошло отложение формации Браун-Парк. Это произошло благодаря деятельности одного из притоков, который уже прорезал понижение на северном склоне долины, ранее омоложенной, продвигаясь посредством попятной эрозии в северном направлении среди податливых третичных пород; этот приток, в конце концов, перехватил древнее главное русло бассейна Грин-Ривер.

На подвершинной поверхности, кроме формации Браун-Парк, найдено много других отложений, определяющих возраст поверхности, — это туфы Сплит-Рок в бассейне Свитуотер, миоценовые слои у южного окончания хребта Уинд-Ривер и формация Кемп-Девис в Джексон-Хол и в хребте Хобак. До сих пор многие геологи на основании неопределенных данных считают, что поверхность образовалась гораздо позднее, в верхнем миоцене или в нижнем плейстоцене.

Региональное поднятие, обусловившее расчленение вершинной поверхности, охватывало всю территорию штата Вайоминг или выходило за его пределы, но в нескольких местах имели место отдельные погружения или проявления сбросовой деятельности, приводившие к отложению осадков или к размыву. Поверхность отложения в бассейнах в эоценовое время располагалась примерно на высоте 330 *м* над уровнем моря, но теперь она находится на высоте около 2350 *м*. Региональное поднятие, величина которого определяется разностью отметок, могло произойти отчасти в начале эрозионного цикла, который отразился в вершинной поверхности, но, с другой стороны, вершинная поверхность была поднята после того, как она сформировалась и расчленилась. Второй эрозионный цикл, возможно, был так обширен, что местами вообще не сохранилось остатков поверхности первого цикла или, что более вероятно, поднятие в районе хребтов Бертут, Бигхорн и Блек-Хиллс продолжалось непрерывно с первого до второго цикла, и первая поверхность вообще не развивалась, потому что отсутствовал период стабилизации земной коры.

Подвершинная поверхность в области Бигхорн поднята над современными профилями потоков на 700 *м* (Маккин, *338*) и немногим более — в других местах; так, со времени верхнего эоцена или олигоцена в высокой области Великих равнин произошло поднятие на 2000—2300 *м*. Эти данные о средне- и верхнемеловом поднятии, возможно, приложимы ко всей системе Скалистых гор в целом. Имеются, бесспорно, местные исключения, вызванные воздействием сбросообразования, вулканизма и оседания некоторых участков земной коры.

24

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ КОЛОРАДО И НЬЮ-МЕКСИКО

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ЛАРАМИЙСКОЙ ГЕОЛОГИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КОЛОРАДО

Колорадский хребет Древних Скалистых гор был описан выше. Он постепенно перекрывался и в верхнемеловое время оказался почти полностью погребенным. В течение ларамийских подвижек его гребень был осложнен складчатостью и разломами, так же как современный хребет Фронт-Рейндж, поднимающийся вдоль восточной половины древнего хребта и бассейнов Миддл-Парк и Норт-Парк, а также хребта Парк, возникающего в западной их половине. Хребет Фронт-Рейндж протягивается от реки Арканзас вблизи Каньон-Сити к северу на расстояние 320 *км* к южной границе Вайоминга и продолжается далее к северу на протяжении 160 *км* под названием Ларамийского хребта (см. фиг. 218). Приблизительно в 65 *км* от границы Вайоминга от западного склона хребта Фронт-Рейндж отделяются горы Медисин-Боу и протягиваются к северо-северо-западу в пределы Вайоминга. Хребет Парк, составные части которого лучше известны под названиями хребтов Москито, Тенмайл и Горе, протягивается от реки Арканзас вблизи Салида к северо-северо-западу более чем на 320 *км*, заканчиваясь вблизи Ролинса в южном Вайоминге. Гребни хребтов Фронт-Рейндж и Парк имеют размеры от 32 до 64 *км* каждый, а большая часть расположенной между ними территории представляет в структурном и топографическом отношениях прогиб, состоящий из бассейнов Норт-Парк, Миддл-Парк и Саус-Парк. Прогиб продолжается и в пределы южного Колорадо в виде депрессии Вест-Маунтин-Велли — Уэрфано-Парк, которая расположена между горами Вет с востока и хребтом Сангре-де-Кристо с запада (Бербанк и Годдард, *90*).

Хотя Миддл-Парк является ясно выраженным речным бассейном, он более сложен по структуре и по рельефу, чем Норт-Парк и Саус-Парк. Норт-Парк и Саус-Парк имеют слабый или умеренный рельеф, а в структурном отношении представляют открытые синклинали, ограниченные разломами, особенно вдоль западных склонов. Миддл-Парк в общем также является синклиналью, но его структура и рельеф осложнены многочисленными выступающими отрогами гор, возникшими в результате образования надвигов. Вытянутый в меридиональном направлении выступ хребта Фронт-Рейндж, образующий горы Вильямс и Васкес, протягивается в пределы южной части бассейна на такое же расстояние, как и река Колорадо. Северная часть его в значительной степени сложена выступающими к югу отрогами гор Невер-Саммер и безымянного хребта, протянувшимися непрерывным водоразделом между Миддл-Парк и Норт-Парк.

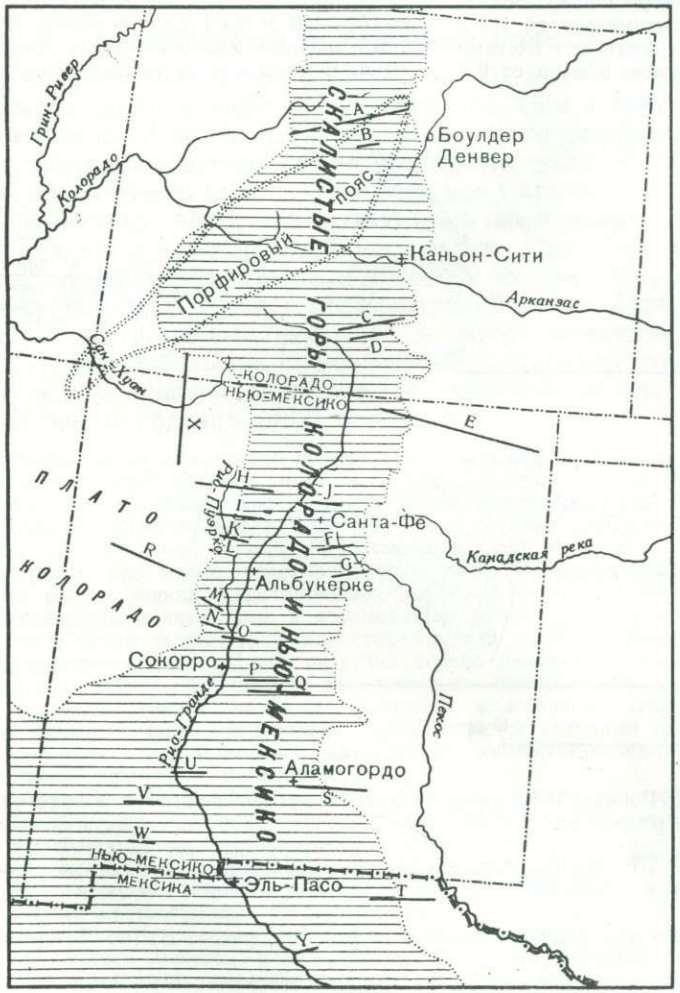
Хребет Фронт-Рейндж и северная часть хребта Парк сложены докембрийскими породами. Южная часть хребта Парк и хребет Савач, хотя они и расположены в пределах переходной зоны между древним нагорьем и бассейном центрального Колорадо с запада, сложены главным образом докембрийскими породами. Возможно, эта переходная зона совпадала с унаследованной ослабленной линией, проходившей вдоль древней береговой линии. Разломы представляют собой пологие и крутые надвиги, падающие в восточном направлении под поднятые массы.

В общем восточные края северных хребтов деформированы не сильно. Осадочные породы на восточных склонах хребтов Парк и Савач падают моноклинально и нарушены лишь в отдельных пунктах. Вдоль восточного склона хребта Фронт-Рейндж некоторые складки вытянуты в северо-западном направлении. У края гор они запрокинуты к западу и разбиты в осевых частях падающими к востоку взбросами; деформации здесь более сильные, но несравнимые с деформациями вдоль западного фронта гор.

ХРЕБЕТ ФРОНТ-РЕЙНДЖ В КОЛОРАДО

Слои вдоль края хребта Фронт-Рейндж резко запрокинуты, и местами горные блоки по круто падающим разломам надвинуты на них в восточном направлении (Вандервилт и др., *620*).

Более крупные внутренние ларамийские структуры прослеживаются в северо-западном направлении. Восточный склон протягивается на отдельных участках в меридиональном



Фиг. 218. Обзорная карта, на которой показано положение поперечных разрезов в Колорадо и Нью-Мексико (по Райсу).

Заштрихованная площадь соответствует зоне, в пределах которой определенно имеются нарушения ларамийского возраста.

направлении в соответствии с меридиональной зоной кулисообразных складок, оси которых вытянуты в северо-западном направлении. Складки местами запрокинуты к западу и многие из них разбиты разломами, по которым опущено западное крыло. Разлом Ют-Пасс вблизи ручья Колорадо, непрерывно вытянутый в северо-западном направлении, может быть прослежен на 50 *км* по контуру опущенного блока осадочных пород среди поля распространения докембрия (Ловеринг, *379*). Эти разломы являются более поздними, чем складки, и осложняют краевую часть гор (фиг. 220).

На тектонической карте Соединенных Штатов изображена четкая сеть северо-западных разломов, особенно в части хребта, известной под названием рудного пояса. Так как вдоль разломов широко распространено окремнение раздробленных пород и окремненные зоны выделяются в рельефе, то они называются брекчиевыми дайками или более точно — брекчиевыми жилами. Жилы колеблются в мощности от нескольких метров до 70 *м*. Обычно разломы круто падают или к северо-востоку или к юго-западу, но в юго-восточной части большинство из них представлено крутопадающими к востоку взбросами, которые проходят в пределы запрокинутых складок в осадочных породах. В минерализованных районах преобладающей является горизонтальная составляющая смещения с перемещением северо-восточных блоков к северо-западу (Ловеринг и Годдард, *382*).

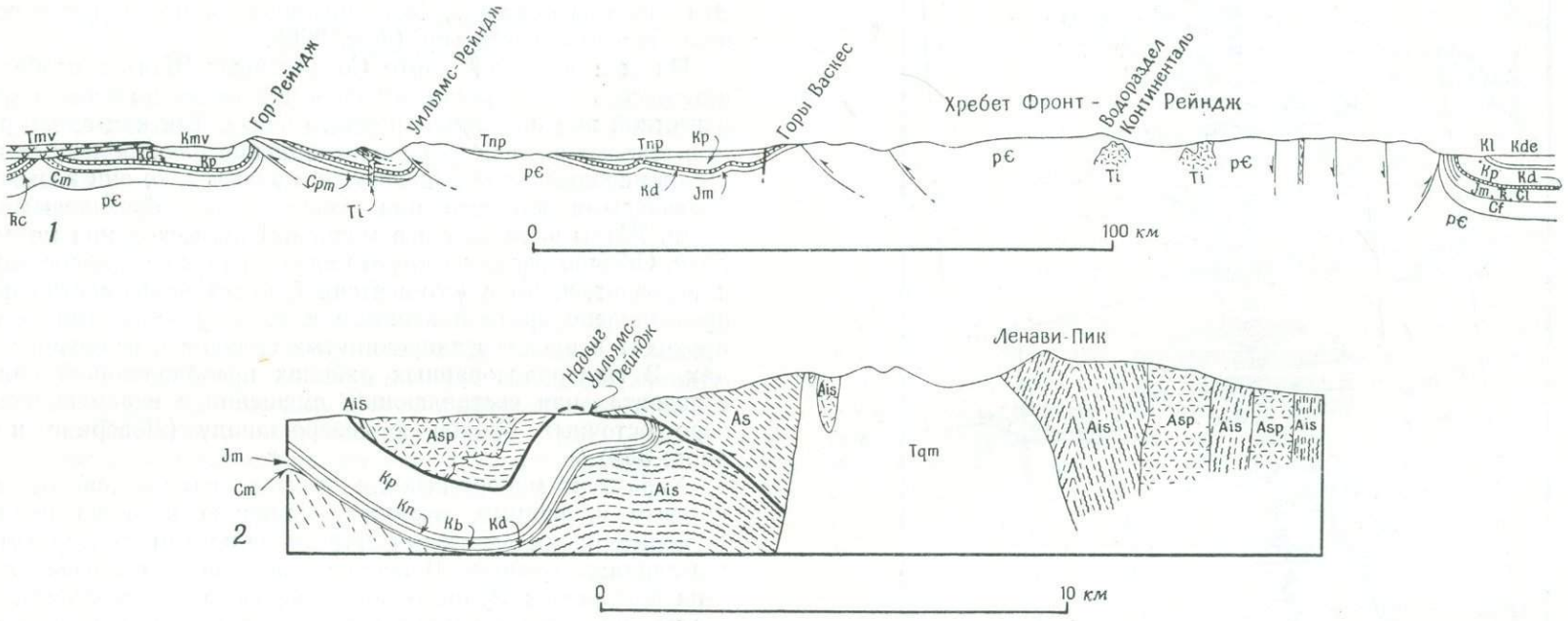
Характер минерализации сильно изменяется от места к месту и, видимо, отражает сложную историю разломов, с характерными местными и региональными повторными открываниями трещин. В период повторного открывания трещин в пределах Рудного пояса образовались многочисленные жилы, но только в немногих местах крупные разломы выполнены жильным материалом, имеющим промышленное значение.

Группа разломов, простирающихся в северо-восточном направлении, в основном сосредоточена в западной части района и, видимо, намечает линию западного ограничения Рудного пояса. Разломы, повидимому, должны быть крутыми и отмечаться глиной трения в зонах сдвига, имеющих ширину от 3 до 200 *м*. Крупнейшим из этой группы является разлом Моффат-Туннель (Ловеринг и Годдард, *382*), который с перерывами обнажается на расстоянии более чем 40 *км* и образует широкую зону «тяжелой земли» в Моффатском туннеле, на 650 *м* ниже естественных обнажений; ширина ее 330 *м*. Она

проходит через Бертоуд-Пасс, где ширина зоны раздробленных пород 65 *м*, и через Ловленд-Пасс, где ширина зоны менее 30 *м*. Сильно нарушенные породы, очевидно, обусловливают эти депрессии. Ловеринг и Годдард (*382*) отмечают:

«Почти все трещины, занятые дайками порфиров и жилами, образовались на этапах затухания ларамийской орогении позже большинства разломов. Однако период образования трещин значительно затянулся, и они были выполнены различными видами порфиров и руд. Трещины даек и трещины жил существенно одного и того же типа, природа же выполнения зависит главным образом от того, в какое время трещины были открыты. Некоторые из них претерпели повторные открывания в различное время, и отдельные немногочисленные трещины содержат один или несколько видов как руд, так и порфиров.

Эти трещины имеют в основном северо-восточное простирание и крутое юго-восточное падение, хотя некоторые группы протягиваются к западу или северо-западу. Большинство из них колеблется по ширине от нескольких сантиметров до 1,5 *м* и от 100—300 *м* до 1,5 *км* в длину. Немногие из них достигают местами 3—5 *м* в ширину. Смещение вдоль этих трещин небольшое, обычно от 0,7 до 10 *м*. В большинстве трещин северо-восточного простирания, в которых было определено направление смещения, оказывается, что левая стенка смещалась вперед, а юго-восточная стенка обычно опущена и вместе с тем смещена к юго-западу. В трещинах западного и северо-западного простирания подобным образом левая стенка



Фиг. 219. Верхняя схема — обобщенный поперечный разрез через хребет Фронт-Рейндж в Колорадо и хребты, расположенные в районе от Боулдера до Стейт-Бридж (фиг. 218, разрез А).

pC — докембрий, нерасчлененный
Cf — формация Фаунтин
Cl — формация Лайон
Tc — формация Лайкинс
Tc — алевролиты Стейт-Бридж
Cm — формация Маруи
Jm — формация Моррисон
Kd — дакотские песчаники
Kp — формации Бентон, Ниобрара и Пьерр
Kl — ларамийская формация
Kde — формация Денвер
Kmv — формация Месаверде
Ti — третичные интрузии

Нижняя схема — детализированный участок поперечного разреза через хребет Фронт-Рейндж вблизи Монтесумы (фиг. 218, разрез В) (по Ловерингу).

Ais — формация Айдахо-Спринг
As — суондайские роговообманковые гнейсы
Asp — граниты Силвер-Плам
Cm — формация Маруи
Jm — формация Моррисон
Kd — дакотские песчаники
Kв — бентонские глинистые сланцы
Kn — формация Ниобрара
Kp — глинистые сланцы Пьерр
Tqm — третичные интрузии

была смещена вперед, но в этой системе трещин опусканий блоков не было отмечено ни в одном крыле. Сбросовые трещины этих групп в своем большинстве собраны в зоны по юго-восточному краю пояса порфировых штоков и имеют тенденцию следовать ослабленным зонам в сланцах или гнейсах, ограничивающих более плотные гранитные тела».

ПОПЕРЕЧНЫЙ ПОРФИРОВЫЙ ПОЯС

На тектонической карте Соединенных Штатов в Колорадо изображено много мелких интрузивных тел. Они в значительной степени сосредоточены в пределах узкого ромбовидного пояса, протягивающегося от юго-западного угла Колорадо, вернее от смежных штатов Нью-Мексико, Аризоны и Юты, к северо-востоку через горы Сан-Хуан по гребням хребта Фронт-Рейндж и через него к Боулдер-Сити. Они слагают так называемый порфировый пояс, в пределах которого сосредоточена большая часть рудных месторождений штата. Пояс простирается почти перпендикулярно к поясу надвигов (см. фиг. 162). Все небольшие штоки ларамийского возраста, и их внедрение, как правило, сопровождает образование гор.

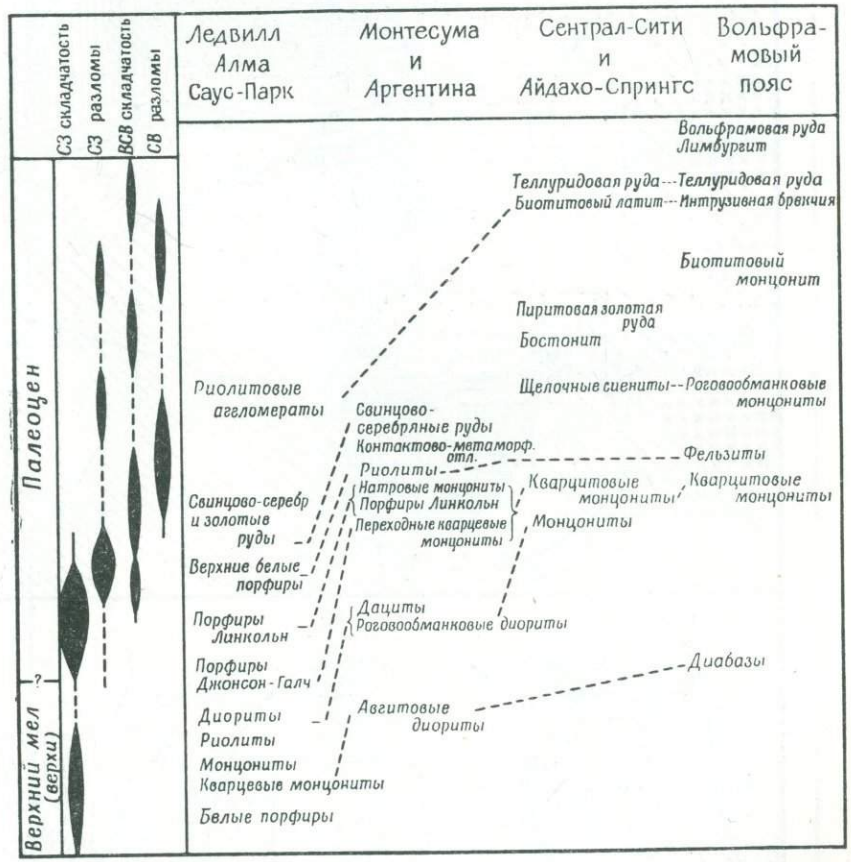
Ловеринг и Годдард (*382*) отмечают:

«Верхнемеловые или нижнеэоценовые ларамийские изверженные породы или «порфиры» рудного пояса легко отличаются от всех прочих пород, кроме докембрийских; внешний вид многих разностей столь определенный, что позволяет проводить сопоставление в районах, удаленных друг от друга на расстояние нескольких километров (фиг. 220). Эти породы обычно средне- или мелкозернистые и почти всегда порфиритовые. Некоторые из ранних пород, мафические или промежуточного характера, являются полнокристаллическими, а маломощные, весьма различные по составу дайки имеют фельзитовую или стекловидную текстуры. Химический и минералогический состав этих интрузий сильно изменяется; среди них известны как породы, обогащенные темноцветными компонентами (лимбургиты), так и сиалические разности — аляскиты и щелочные эгириновые сиениты. Большая часть интрузивных пород является средними или кислыми порфирами, состав которых варьирует от роговообманковых диоритов до биотит-кварцевых монцонитов.

Согласно Ловерингу (**379**), минерализация последовала за интрузиями эоценовых порфиров. Обширные свинцово-серебряные месторождения Ледвилла, железо-цинковые месторождения Гилмана, молибденитовые месторождения Клаймакса, свинцово-серебряные месторождения Монтесума, Силвер-Плама и Джорджтаун, золотые месторождения Гилпин-Каунти и вольфрамовые месторождения Недерленда были образованы в это время. Хотя в горах Сан-Хуан минерализация в основном проявилась в миоценовое время, вблизи центров раннетретичных интрузий образовалось несколько месторождений эоценового времени».

ХРЕБЕТ САНГРЕ-ДЕ-КРИСТО

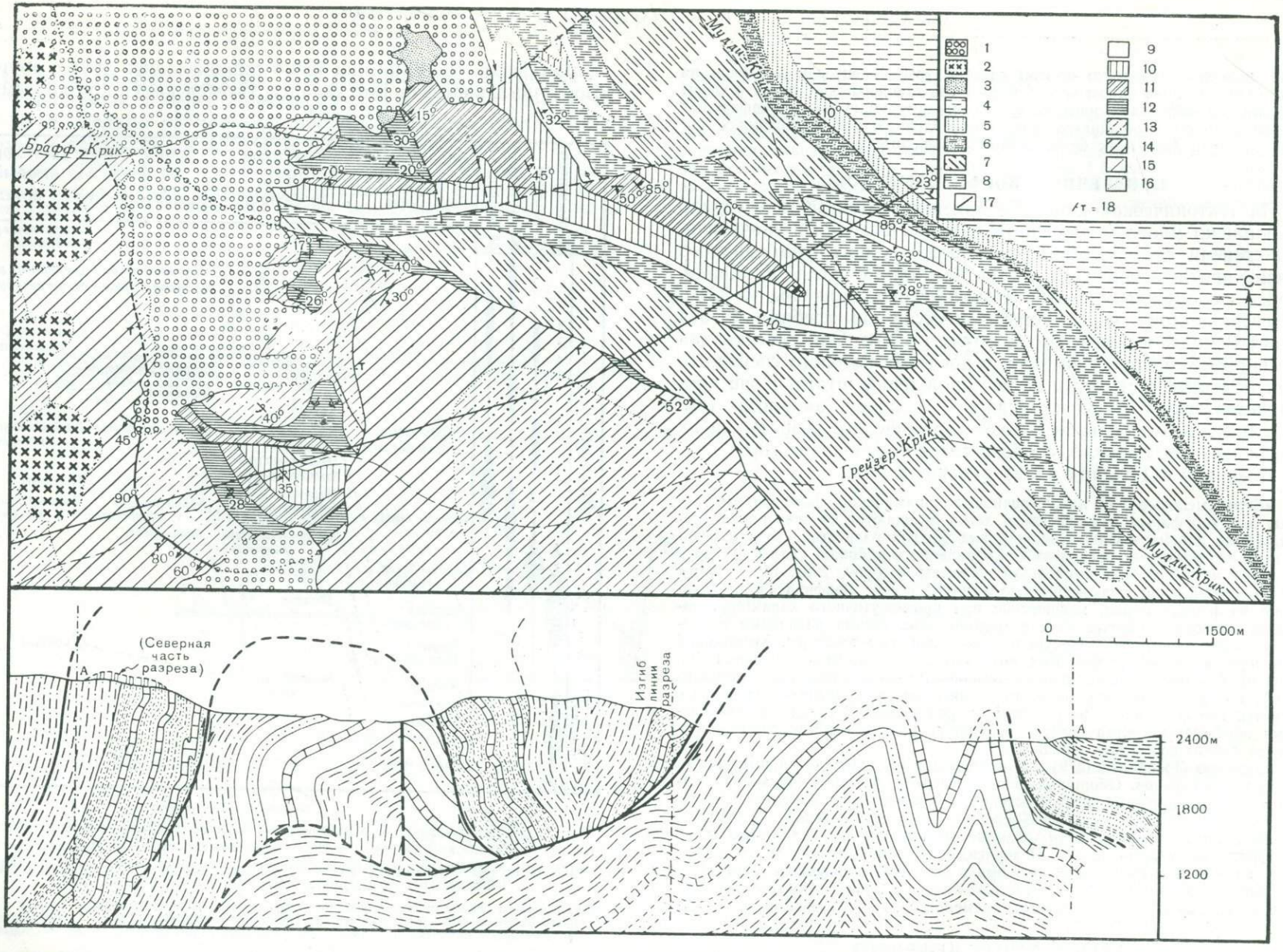
Горы Вет почти отделены от хребта Фронт-Рейндж заливом Каньон-Сити, но в древней истории Скалистых гор и в позднеларамийской орогении они тесно соприкасались друг с другом. Восточный край гор Вет характеризуется каменноугольными и



Фиг. 220. Диаграмма, на которой показаны возрастные взаимоотношения между ларамийской складчатостью, образованием разломов, изверженными породами и рудными месторождениями в рудном поясе хребта Фронт-Рейндж (Колорадо) (по Ловерингу и Годдарду, **383**).

Пунктирными линиями соединены интрузии и рудные месторождения сходного типа. Одновозрастные образования изображаются на одной горизонтали. С юго-запада на северо-восток интрузии и рудные месторождения становятся все более молодыми.

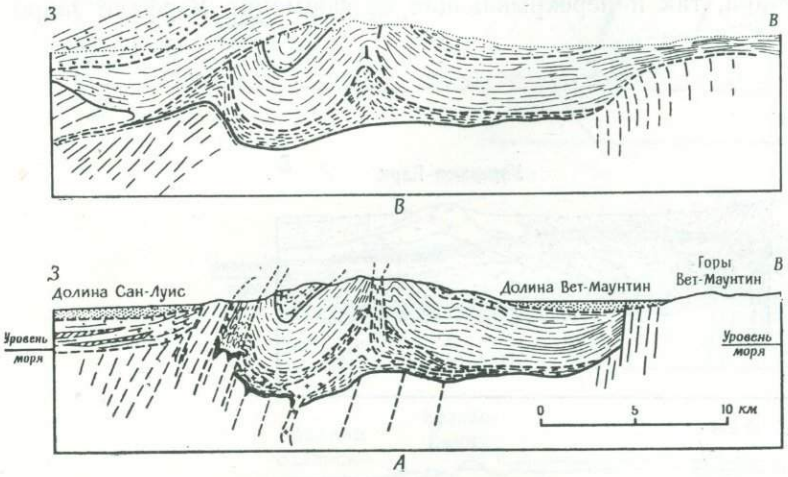
мезозойскими формациями, в ларамийское время надвинутыми или запрокинутыми в восточном направлении.



Фиг. 221. Карта и структурный разрез выступающей части главного пояса надвигов хребта Сангре-де-Кристо, район Брафф-Крик, Уэрфано-Парк в Колорадо (по Бербенку и Годдарду, **90**).

1 — аллювий; *2* — миоценовые (?) лавы; *3* — миоценовые (?) озерные слои; *4* — формация Уэрфано; *5* — формация Кучара; *6* — формация Пойсон-Каньон; *7* — сланцы Пьерр; *8* — сланцы Апишана; *9* — известняки Тимпас; *10* — глинистые сланцы Бентон; *11* — песчаники Дакота; *12* — формация Моррисон; *13* — пермь; *14* — пенсильваний; *15* — установленные контакты; *16* — контакты, определенные приближенно; *17* — контакты сбросов; *18* — плоскости надвинутых блоков.

В пределах западного края этих гор слои деформированы и разбиты крутыми разломами. В западной части хребта Фронт-Рейндж, там, где он частично заходит за хребет Колорадо, и вблизи центра каменноугольного бассейна, резкие складки и несколько крупных взбросов отразились в рельефе в виде цепи хребтов, известных здесь под названием «задних хребтов». Они протягиваются к востоку от Скалистых гор,



Фиг. 222. Обобщенные и схематизированные разрезы через северную и центральную части Сангре-де-Кристо (по Бербенку и Годдарду, 99) (разрез *С*, фиг. 218).

Разрез *А* построен главным образом на основании пересечения хребта у Крестона. Толстой черной штриховкой (внизу) обозначены нижнепалеозойские песчаники и известняки. Выше изогнутыми линиями обозначены нижнепалеозойские слои в зоне сдвига и пластические деформации; разреженными штрихами и крупными точками — верхнепенсильванские и пермские формации; депрессия долины Сан-Луис выполнена третичным и современным аллювием и более древними лавами и гравием; интрузивные тела — совершенно гипотетические, но занимают положение, соответствующее сходным телам, обнаженным в других частях хребта.

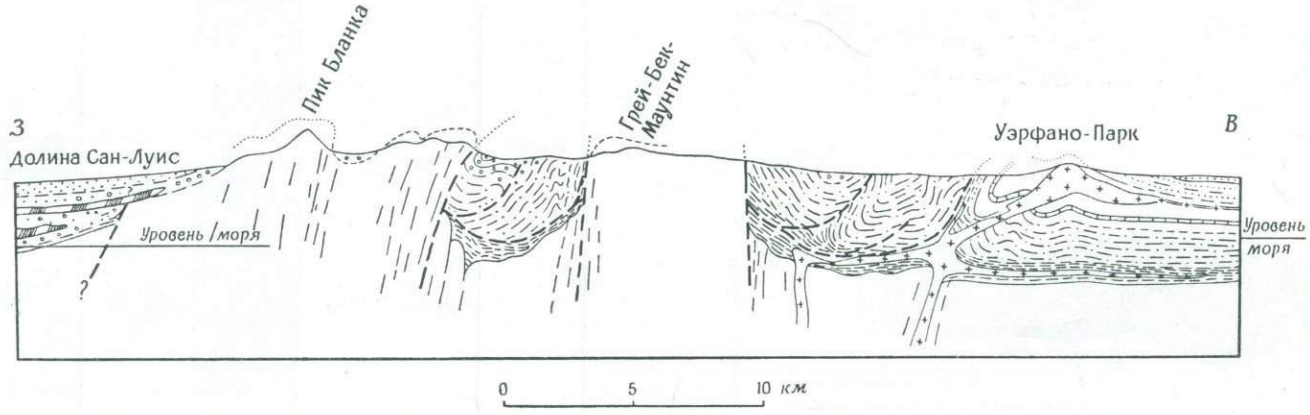
Разрез *В* — диаграмматическое изображение того же разреза. В основе его лежит гипотеза пологого надвига в более раннюю фазу. С этой точки зрения объясняется значительная часть мелких тангенциальных деформаций в краевом поясе.

южнее гор Вет, и намечают структурный комплекс хребта Сангре-де-Кристо. Хребет Сангре-де-Кристо протягивается на 180 *км* в пределы Нью-Мексико и имеет правильную дугообразную форму, выпуклую к востоку. Ширина его незначительна и колеблется от 16 до 32 *км*. Вместе с долиной Сан-Луис на западе и долиной Вет-Маунтин и Уэрфано-Парк на востоке он

Эпохи	Формации		Мощность, м	Общая характеристика
Плиоцен или плейстоцен	Террасовые гравии			
Эоцен	Уэрфано		750-1150	Мергели, глины, мягкие песчаники и глинистые сланцы, преимущественно красные, но частично серые, желтые, зеленые и фиолетовые
	Кучара		100-160	Белые и красные песчаники с тонкими прослоями сланцев. Поверхность ноздреватая
	Пойсон-Каньон		700-1150	Аркозовые песчаники и тонкие конгломераты с тонкими прослоями желтых глин; в низах бледножелтые
Верхний мел	Бермехо		0-150	Темные глин. сланцы, светлосерые хрупкие песчаники и прослои угля
	Песчаники Тринидад		50-75	Массивные песчаники, сланцеватые в нижней части
	Глинистые сланцы Пьерр		600-700	Желтоватые до желтовато-серых сланцы с прослоем нечистых известковых конкреций
	Сланцы Апишапа	Ниобрарский век	150-160	Голубовато-серые глины в основном, постепенно переходящие в песчанистые сланцы
	Известн. Тимпас		60-70	Серовато-белые известняки
	Сланцы Карлейл		55-60	Темносерые песчаники
	Известн. Гринхорн		10-15	Тонкослоистые известняки
	Сланцы Гранерос	Бентонский век	70-100	Серые и черные сланцы
	Песчаники Дакота		115-135	Тонкозернистые песчаники, грубые песчаники, перекрытые тонкослоистыми сланцами
Нижний мел	Пургатуар			
Верхняя юра	Моррисон		30-80	Белые песчаники, розовые и зеленые глинистые сланцы и твердые зернистые известняки

Фиг. 223. Мезозойские и третичные формации Уэрфано-Парк и его окрестностей (Колорадо) (по Бербенку и Годдарду, 99).

представляет выступ ларамийского пояса сжатия, который, как известно, выклинивается в пределах Нью-Мексико. В пределах пояса преобладают сложные и запрокинутые складки. В структурном отношении северная часть хребта представляет собой крупную центральную антиклиналь, ограниченную на западе сильно сжатой, запрокинутой и разбитой разломом синклиналью, а на востоке — более открытой синклиналью. Ядро крупной синклинали сложено метаморфическими породами, вдоль ее оси или поблизости от нее расположено несколько



Фиг. 224. Разрез через горные массивы Сьерра-Бланка и Кулебра до окраины Уэрфано-Парк (по Бербенку и Годдарду, 90).

Схематически показана возможность образования поднятых по разломам горных массивов после фазы надвигообразования и смятия в складки осадочного чехла.

мелких интрузивных тел. Надвиги лучше всего выражены в районе Уэрфано-Парк, где силами сжатия были надвинуты друг на друга несколько очень полого залегающих чешуй (Бербенк и Годдард, *90*) (фиг. 221).

На фиг. 222, *1* предположительно показана структура, сформировавшаяся на ранних стадиях сжатия и надвигообразования, до того как докембрийские породы были разбиты взбросами и по сбросам произошло погружение долины Сан-Луис; на нижнем разрезе изображены структуры, возникшие позднее. Антиклиналь благодаря значительной подвижности нижнепенсильванских сланцеватых глин, перекрытых мощной толщей менее подвижных конгломератов, напоминает внедрившуюся массу. При сжатии сланцы затекали в пределы ядра. Пояс пластических деформаций ограничен районом, расположенным сразу же к востоку от аркообразного изгиба надвиговой зоны.

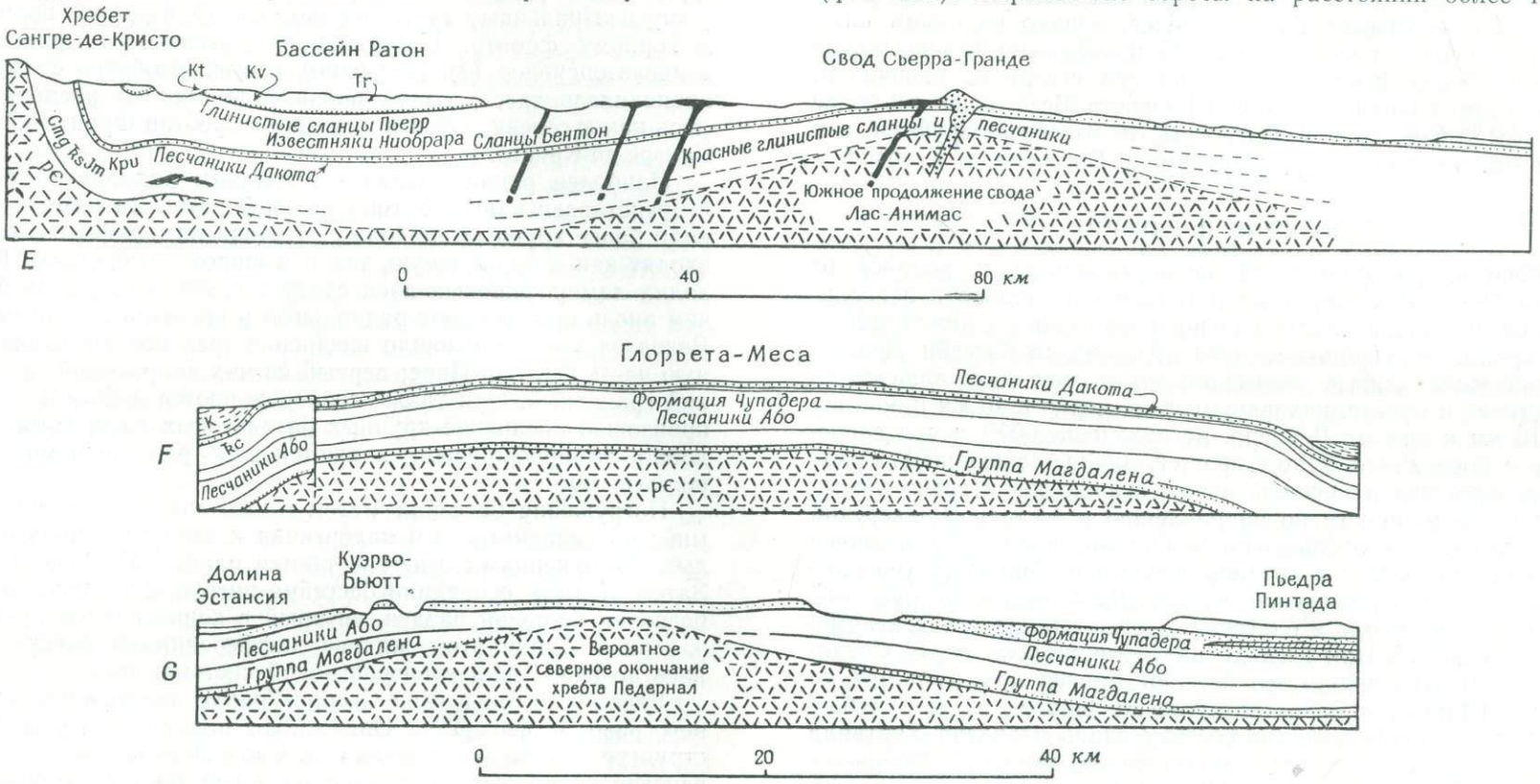
Пояс надвигообразования вдоль восточного склона Сангре-де-Кристо против Уэрфано-Парк изображен на фиг. 221. Основные надвиги образовались после отложения формации Пойсон-Каньон (самый нижний эоцен или палеоцен) и до отложения формации Кучара (средний? эоцен) (фиг. 223). Как формация Кучара, так и перекрывающая ее формация Уэрфано запрокинуты процессами надвигообразования, но Бербенк и Годдард уверены, что надвигообразование, хотя и не прерывалось в эоцене, но проходило со все убывающей интенсивностью.

Западнее и в пределах дуги надвигов картируются два вытянутых контура докембрийских пород, которые во время образования надвигов были перекрыты или находились на более низком уровне, чем теперь, но были потом подняты в виде блоков, ограниченных крутопадающими разломами (фиг. 224). Поднятие сопровождалось значительными пластическими деформациями смежных сланцеватых глин. Максимальное вертикальное поднятие достигало 3—5 *км* (Бербенк и Годдард, *90*) и в большей части оно произошло в послеуэрфанское (верхне-? эоценовое) время.

После поднятия докембрийские «массивы» были разбиты разрывами и местами погружены настолько, что были перекрыты эффузивами. Это произошло в послеларамийскую тектоническую фазу и, видимо, началось не ранее чем в верхнем олигоцене.

Структура хребта Сангре-де-Кристо к югу, в Нью-Мексико, менее сложная, и горный фронт напоминает таковой в Колорадском хребте Фронт-Рейндж (Смит и Рай, *551*). Горизонтально залегающие слои равнины вдоль края гор резко подняты, причем песчаники Дакота слагают выступающие гребни (фиг. 225). Нормальные сбросы на расстоянии более 10 *км* следуют вдоль контакта между осадочными породами и докембрийским ядром хребта.

Еще далее к югу структура представляет собой широкий свод, за пределами которого формация Глорьета-Меса в настоящее время размыта. Восточное крыло свода у северного



Фиг. 225. *E* — *E'* — разрез от хребта Сангре-де-Кристо на восток через бассейн Ратон и свод Сьерра-Гранде (по Дартону, **143**).

Cmg — группа Магдалена
Ks — красные сланцеватые глины и песчаники.
Jm — формация Моррисон
Кри — формация Пургатуар
Kt — тринидадские песчаники
Kv — формация Вермехо
Tr — формация Ратон

Разрезы *G* и *F* через северное и южное окончания Глорьета-Меса к югу от хребта Сангре-де-Кристо.

Tc — триасовые красные сланцеватые глины и юрские формации Уингейт, Кайента и Моррисон; разломы на западном склоне Глорьета-Меса, вероятно, того же возраста, что и структуры области Бассейнов и Хребтов и моложе, чем ларамийские.

конца его резко изогнуто, но по направлению к югу через свод Куэрво-Бьютт делается широким и правильным. Низкий хребет Педернал, один из хребтов Древних Скалистых гор, перекрывается на участке Глорьета-Меса, однако на самом нижнем поперечном разрезе фиг. 225 изображено перекрывание пенсильванских слоев в пределах его северного окончания. Сбросы всего западного склона Глорьета-Меса являются более молодыми, чем свод и флексуры, и классифицируются как одновозрастные структурам провинции Бассейнов и Хребтов.

БАССЕЙН ПРЕДГОРИЙ

Область, расположенная непосредственно к востоку от хребта Фронт-Рейндж, была погружена не только в пенсильванское, но также весьма сильно и в меловое и нижнетретичное время, в результате чего образовался бассейн Денвер. Сейсмические данные указывают на то, что кристаллический фундамент в пункте, находящемся примерно в 40 *км* к востоку и в 16 *км* к югу от Денвера, погружен на 8000 *м* под современную поверхность (Л о в е р и н г, личное сообщение). Триасовые, пермские и пенсильванские осадки значительно увеличиваются в мощности по направлению к востоку. Денверский бассейн, как это установлено в настоящее время, погрузился примерно на 1600 *м* в позднемеловое и на 500 *м* (даусонские аркозы) в пенсильванское время. Дальнейшее погружение, вероятно, произошло в олигоцене, когда накопились конгломераты Кастл-Рок. При взгляде на тектоническую карту Соединенных Штатов видно, что бассейн Денвер протягивается на север к Шайенн в Вайоминге, где он, однако, не так глубок, затем выдвигается к северо-востоку вдоль поднятия Хартвилл по направлению к своду Чадрон северо-западной Небраски. Поднятие Хартвилл и свод Чадрон были охвачены восходящими движениями в каменноугольное время и вновь испытали поднятие в ларамийское время. Свод Чадрон широк и имеет простые очертания; поскольку песчаники Дакота среднемелового возраста, в пределах свода возвышаются на 3000 *м* над уровнем их залегания на северо-востоке, поднятие на эту высоту должно было произойти в ларамийское время. Большее превышение по отношению к бассейну Денвер обусловлено соответственным погружением бассейна.

Южнее Пуэбло в юго-восточном Колорадо вдоль выступа поднятия Вет-Маунтин расположен хорошо известный район проявления вулканической деятельности — Спениш-Пикс, осложненный мозаикой нормальных сбросов. В Спениш-Пикс известна достопримечательная система даек, из которой одна группа даек располагается радиально по отношению к большому центральному вулканическому неку, а другая нормальна к горному фронту. Интрузивная деятельность происходила в послеэоценовое (?) (Уэрфано) время. Особенно сильно она проявлялась здесь, но ее проявление широко распространилось как к северу, так и к югу вдоль хребтов Фронт-Рейндж и Сангре-де-Христо.

Наиболее ранние дайки относятся к радиальной системе и представлены монцонитовыми порфирами. За ними последовали более крупные дайковые интрузии лампрофиров, которые входят как в радиальную, так и в широтную системы. Вторая волна лампрофировых даек следует сразу же за первой, причем вновь преобладают радиальные и широтные системы даек. Вслед за этим произошло внедрение трех штоков в центральную часть Спениш-Пикс; первый из них диоритовый, а последний гранитный. Они также сопровождаются дайками. Позднее произошло внедрение крупных базальтовых даек, которые, подобно лампрофировым, являются как радиальными, так и широтными.

Погружение бассейна Ратон имело место в течение ларамийской складчатости и надвигания к западу; наиболее молодыми отложениями в нем являются пласты Уэрфано (эоцен). Затем в самом основании бассейна интрузии Спениш-Пикс образовали большой раздув, который в конце концов прорвался у вершины; при этом жидкие дифференциаты распространились по периферии в виде пышной системы даек.

Бассейн Ратон и свод Сьерра-Гранде изображены на верхнем разрезе фиг. 225. Они также являются ларамийскими структурами, но более ранними. Свод Лос-Анимас в пенсильванское время, вероятно, заходил к югу на территорию ларамийской Сьерра-Гранде.

ХРЕБТЫ БЕК В КОЛОРАДО

Хребет Сангре-де-Христо продолжается на север тремя крупными высокими хребтами — Савач, Горе и Парк. Восточнее хребта Горе располагается хребет Уильямс, а к востоку от него — горы Васкес. Все эти три хребта изображены на фиг. 219, *1*. Севернее гор Васкес расположен хребет Невер-Саммер, от которого к югу в пределы Вайоминга протягиваются горы Медисин-Боу. Все эти хребты располагаются в

пределах пояса надвигов, который протягивается к северо-северо-западу от надвигов Вет и Сангре-де-Кристо.

Восточнее хребта Савач находится надвиг, продолжающийся до западного края хребта Горе, где он известен как надвиг Москито. Несколько далее к востоку вдоль западного склона хребта Фронт-Рейндж проходит параллельный надвиг. Он протягивается к северу, возможно до надвига Уильямс-Рейндж, который, в свою очередь, прослежен до южного окончания Норт-Парка (Ричардс, *496*). Оба надвига, Уильямс-Рейндж и Москито, местами становятся сложными; развиваются заходящие друг за друга чешуи, разрывы и складки (см. фиг. 219, *В*). Надвиг значительных размеров известен в горах Васкес, где характер надвигообразования контролируется распределением осадочных и кристаллических пород. Там, где формация Миддл-Парк имеет малую мощность или совершенно отсутствует, а морские меловые отложения в значительной степени уничтожены домиддлпаркским размывом, развит единственный надвиг, по которому докембрийские породы надвинуты на остатки вытянутых в северо-восточном направлении складок, не связанных с надвигообразованием. Там, где осадочный чехол был мощным, вначале образовалась складчатость северо-западного простирания, за нею последовало образование надвигов вдоль трех заходящих друг за друга надвиговых поверхностей, образовывавшихся последовательно с запада на восток (Туэто, *615*). Первый надвиг в районе Фрэзер, вероятно, протягивается в северном направлении к Гранби, откуда Ловеринг и Гортон (Гортон, *218*) проследили его в пределы хребта Невер-Саммер и еще далее к северу до западного края хребта Медисин-Боу. Вблизи Камерон-Пасс Гортон обнаружил разлом с вертикальным перемещением, с каждой стороны которого надвиговая структура развивалась независимо.

Надвиги, проходящие через порфировый пояс и Миддл-Парк, характеризуются тем, что обычно докембрийские породы перекрывают мел и палеоцен. Слои, которые покрывали докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы и граниты, были обычно очень маломощными и в некоторых местах они были представлены лишь верхним мелом. При нарушении разломами маломощный чехол сразу же сдавливался кристаллическими породами, которые появлялись из-под него.

В пределах порфирового пояса и к северу от него все надвинутые чешуи относительно смещены к западу, тогда как к югу от пояса чешуи смещены к востоку. Это наводит на мысль, что порфировый пояс являлся большой зоной горизонтального сдвига, в которой на юге давление было направлено к востоку, а на севере — к западу. Благодаря образованию сдвига эта зона благоприятна для внедрения многочисленных интрузий (Ловеринг, личное сообщение).

ЛАРАМИЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КОЛОРАДО

Позднемеловая фаза

Ловеринг (*378*) считал, что поднятие хребта Фронт-Рейндж над уровнем мелового моря началось в пиррское время, что сланцеватые глины, отложенные на возвышенности в нижнепиррское время, были размыты и переотложены в верхнесилурийское время и что благодаря продолжавшемуся поднятию и размыву были обнажены докембрийские породы, за счет размыва которых образовались полевошпатовые песчаники на восточном склоне хребта. Песчаники в нижней части формации Пирр в районе Фрэзер на западном склоне хребта привели Туэто (*615*) к выводу, что поднятие началось уже в нижнепиррское время. Поскольку меловое море протягивалось далеко к западу, пески могли образоваться только за счет размыва цепи островов вдоль склона современного хребта Фронт-Рейндж. Береговые фации в Норт-Парке указывают на то, что суша в течение верхнепиррского времени занимала склон или, наконец, северную часть хребта (Туэто, *615*).

В течение перерыва, предшествовавшего отложению палеоценовых слоев в Миддл-Парке (формация Миддл-Парк), меловые формации, согласно Туэто, были, видимо, смыты со значительной части широкого сводового поднятия, намного увеличив площадь выходов докембрийских пород, которые, возможно, были обнажены в верхнепиррское время. На это указывает характер среднепиррских отложений, состоящих исключительно из обломков докембрийских и вулканических пород и не содержащих большого количества сланцеватых глин. Последнего следовало бы ожидать в том случае, если хребет или его восточный склон сохранили чехол морских сланцеватых глин до времени образования миддлпаркских отложений.

Осадочные породы, заключенные между поднимающимися горными отрогами, вдающимися в пределы бассейна Миддл-Парк, были смяты в складки, но местами меловые слои остались в общем недеформированными. В ходе дальнейшего поднятия и эрозии в пределах вступающих отрогов осадочные

породы были размыты в некоторых районах, входящих в настоящее время в бассейн Миддл-Парк, причем смятые в складки пласты были срезаны слабо волнистой поверхностью, на которую произошло отложение миддлпаркской формации (Туэто, *615*).

Перерыв между пиррской и миддлпаркской формациями, вероятно, в общем эквивалентен отложению формаций Фокс-Хиллс и Ларами на восточном склоне хребта Фронт-Рейндж (Туэто, *615*).

Палеоценовая фаза

В течение палеоцена район, примерно соответствующий современной депрессии Миддл-Парка, был погружен и в бассейне произошло отложение миддлпаркской формации. Погружение наметило начало разлома древнего хребта Колорадо в продольном направлении в двух местах — в пределах хребта Фронт-Рейндж, к востоку от бассейнов Сентраль-Парк и Норт-Парк, и в хребте Парк — к западу от них.

Туэто (*615*) отмечает:

«Формация Миддл-Парк является следствием первой главной фазы ларамийской орогении; формирование ее произошло в течение периода деформаций. Образованию формации предшествовало поднятие, в результате которого возникли горы в основном такой же формы, как и в настоящее время, а за этим последовали складчатость и образование сбросов, которые являются наиболее существенным проявлением орогении; однако имеется немного данных, позволяющих утверждать, что образованию формации соответствовал период покоя, разделивший два этапа диастрофизма, составляющих ларамийскую революцию. Литологический состав толщи свидетельствует о том, что вулканизм не превращался в миддлпаркское время, а вулканизм является одним из самых главных выражений ларамийской революции в этой части гор. Как указано Ловерингом и Годдардом (*382*), долготная линия штоков и вулканических пробок в гребне хребта Фронт-Рейндж и на широте Миддл-Парка представляет первый структурный разрыв в поднимавшемся горном своде. Обнажения вдоль этой линии служили, очевидно, как это будет видно ниже, источником вулканических обломков для миддлпаркской формации.

В строении миддлпаркской формации нашла отражение следующая последовательность событий, сопровождавших поднятие хребта Фронт-Рейндж:

1. Излияния андезитовых лав, образовавшие широко распространенные потоки, которые перекрыли докембрийские породы, обнаженные перед этим в результате поднятия свода хребта Фронт-Рейндж.
2. Размыв андезитового покрова и постепенное обнажение подстилающих докембрийских пород.
3. Излияния фельзитов.
4. Размыв фельзитовых пород, остатков андезитов и докембрийских пород; возможно, обнажение некоторых интрузий и андезитовых порфиров. При этом изредка происходили извержения вулканического пепла.
5. Излияния базальтов и, вероятно, некоторых светлоокрашенных андезитов.
6. Размыв последних и всех упомянутых выше пород, а также кварцевых монцонитовых порфиров, бывших, вероятно, интрузивными; возрастающее обнажение докембрийских пород».

Позднепалеоценовая или раннеэоценовая фазы

Образование надвигов является основным проявлением послесреднепаркской фазы деформаций, и бассейн Миддл-Парк, в котором происходило отложение, был, очевидно, местом сосредоточения большинства горизонтальных подвижек на севере центрального Колорадо. Надвиг Васкес пересекает район Фрэзер и разветвляется на севере. Восточная ветвь его проходит через северную часть Миддл-Парка и, возможно, протягивается в пределы Норт-Парка. Надвиг Уильямс-Рейндж расположен вдоль западного склона Миддл-Парка в 20 *км* к западу от надвига Васкес и протягивается в Брекен-Ридж к северо-северо-западу на расстояние 80 *км*, и лишь в нескольких километрах от границы Миддл-Парка и Норт-Парка он оказывается перекрытым более молодыми отложениями (Ричардс, *496*). Все эти надвиговые чешуи были смещены к западу, и слагающие их докембрийские кристаллические породы надвинуты на меловые и среднепаркские слои. Эти разломы закончили расчленение древнего Колорадского нагорья вслед за дроблением его, начавшимся погружением бассейнов Миддл-Парк и Норт-Парк, заполнявшихся палеоценовыми отложениями.

Туэто (*615*) рассматривает послесреднепаркскую складчатость и надвигообразование как процессы, соответствующие надвигообразованию в Уэрфано-Парке на юге центрального Колорадо.

ГОРЫ САН-ХУАН

Горы Сан-Хуан являются широким поднятием в восточной половине юго-западной части Колорадо и в общем соответствуют южной части древнего хребта Анкомпагре. Длинная ось этого хребта протягивается к северо-западу. Поднятие достигает наибольшей ширины у северо-западного конца сразу же к югу от каньона Блек реки Ганнисон и постепенно переходит в узкий хребет к югу от границы Нью-Мексико. Структура хребта Сан-Хуан сформировалась в результате нескольких эпох диастрофизма. В верхнетриасовое и нижнеюрское время западный край хребта Анкомпагре был смят в складки

северо-западного простирания. Две крупные антиклинали были образованы после того, как размыв дошел до докембрийских пород и они были перекрыты юрскими складками (Кросс и Ларсен, *137*). Все дотретичные породы в центральной части поднятия перекрыты в настоящее время третичными лавами и полностью скрыты под ними, но в общем ларамийская структура, вероятно, представляет собой купол. Основание сложного бассейна Сан-Хуан опущено по отношению к вершине купола примерно на 4000 *м*.

Вдоль западного склона гор Сан-Хуан обращает на себя внимание пологая складчатость северного и северо-восточного простирания (Ловеринг, *378*). Образование ее началось в верхнем мелу и сопровождалось эффузивной и интрузивной деятельностью. Складкообразование продолжалось вплоть до эоцена и захватило территорию от юго-восточного края Колорадо через горы Сан-Хуан до хребта Фронт-Рейндж. Оно совпадает с уже описанным порфировым поясом; штоки и силлы обычно протягиваются вдоль складок. Минерализация, последовавшая в хребте Фронт-Рейндж сразу же за интрузиями, проявилась в горах Сан-Хуан образованием небольшого числа рудных месторождений, но основная минерализация в пределах поднятия произошла позднее.

Бассейн Сан-Хуан рассматривается как часть Колорадского плато ларамийской структурной провинции, к которой, возможно, относится и поднятие Сан-Хуан, но последнее характеризуется активной эффузивной и интрузивной деятельностью и дополнительным сбрасообразованием и минерализацией. Порфировый пояс определенно связывает поднятие с хребтом Фронт-Рейндж.

ПОЯС НАДВИГОВ НАСИМЬЕНТО-ЛУСЕРО

В пределах поднятия, окаймляющего бассейн Сан-Хуан с востока и юга, в двух местах обнажаются докембрийские породы: северный, более мелкий выход, соответствует большей части горы Сан-Педро, а более крупный выход на юге — хребту Сьерра-Насимьенто. Осадочные породы, обнаженные в пределах данной территории, изображены на фиг. 226. Поднятие протягивается к югу от гор Сан-Хуан. Вдоль западного склона Сан-Педро и гор Насимьенто проходит взброс ларамийского возраста, по которому докембрийские кристаллические породы надвинуты на меловые (Реник, *492*; Вуд и Нортроп, *689*) (см. фиг. 227, разрезы *H* и *I*). Разлом на большей части своего протяжения имеет крутое падение, но у северного окончания горы Сан-Педро он разбивается на несколько пологопадающих, кулисообразно расположенных нарушений. Максимальная стратиграфическая амплитуда сброса достигла 1150 *м* (Райт, *696*).

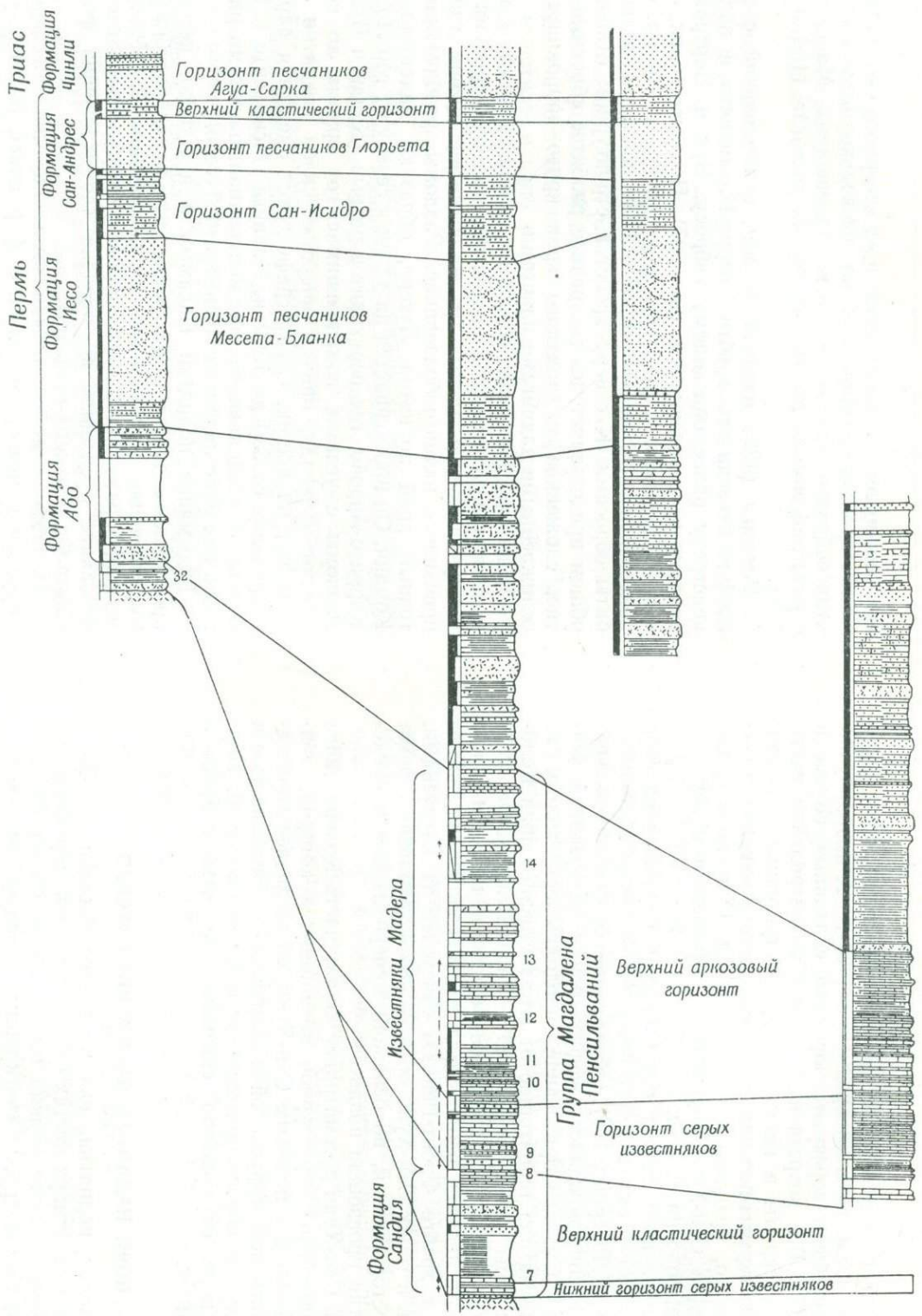
Реником (*492*) показан разлом, окаймляющий с востока южную оконечность хребта Сьерра-Насимьенто и падающий навстречу ранее описанному взбросу. Вуд и Нортроп этого разлома не отмечают (см. фиг. 227). Поднятый блок, ограниченный падающими навстречу друг другу разломами, сложен палеозойскими слоями, которые в известной мере смяты и разбиты сбросами. К северу хребет в структурном отношении в общем представляет асимметричное разбитое сбросами поднятие, сложенное у западного края круто запрокинутыми и осложненными надвигами пластами.

Широкая, разбитая сбросами и наклоненная к востоку моноклиналь (фиг. 228) прослеживается примерно на 70 *км* к югу от Сьерра-Насимьенто до поднятия Лусеро, где вновь проявилось надвигообразование. Разломы, разбивающие восточный край поднятия Лусеро, образуют надвиговый пояс Команч. Он протягивается на 48 *км* к северу от гор Лодрон до Каррисо-Арройо, где переходит в разрыв (Келли и Вуд, *302*). Разломы с углами, изменяющимися от крутых до пологих, падают к западу, причем западный склон поднятия Лусеро надвинут на восток. Стратиграфические смещения варьируют в пределах от 330 до 1300 *м*. Надвиги Насимьенто и Команч вместе с соединяющей их моноклиналью рассматриваются здесь как пояс надвигов Насимьенто-Лусеро.

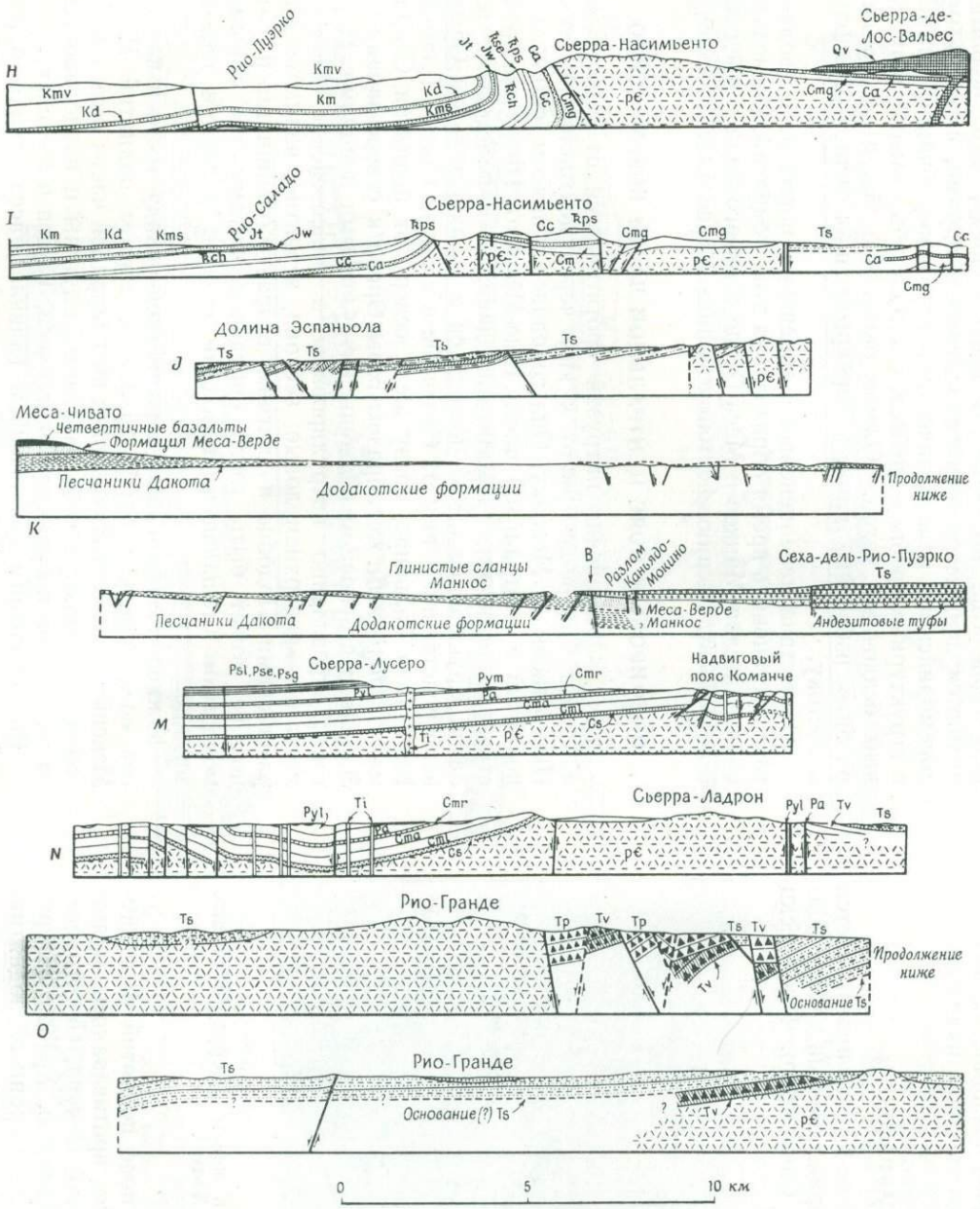
Вздымание поднятий Насимьенто и Лусеро, несомненно, произошло в то же самое время, что и надвигообразование. Соединяющая моноклиналь и разбивающие ее сбросы, возможно, образовались позднее (Райт, *696*), но определенно образование произошло до миоцена (до отложения формации Санта-Фе верхнего миоцена).

Несогласия между песчаниками Охо-Аламо и формацией Торрехон и между последней и формацией Вэсеч указывают на то, что образование поднятий началось в самом конце мела или в нижнепалеоценовое время (Рисайд, *488*). Вероятно, основное поднятие и разломы формировались в начале эоценового времени до отложения формации Вэсеч (эоцен) и продолжались некоторое время в течение ее образования.

Пояс надвигов Насимьенто-Лусеро протягивается от древнего хребта Насимьенто до древнего центрального бассейна



Ф и г. 226. Стратиграфические разрезы пенсильванских и пермских пород от Пенаско-Арройо до Джемс-Спрингс (горы Насимьенто в Нью-Мексико).



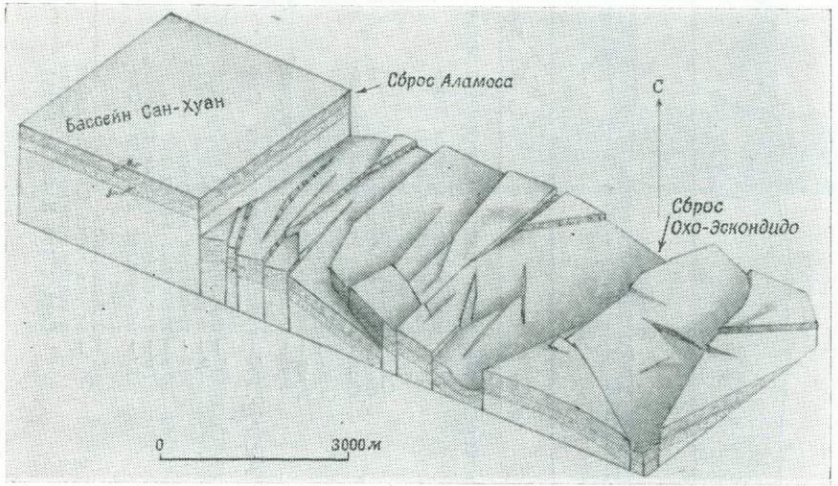
Фиг. 227. *H* — разрез через северную часть Сьерра-Насимьенто (по Ренику, **492**).

I — разрез через южную часть Сьерра-Насимьенто (по Ренику, 492)
Cma — группа Магдалена
Cg — песчаники Або
Cc — формация Чупадеро
Rch — формация Чинли
Jn — уингейтские песчаники
Jt — формация Тодилто
Kms — формация Моррисон
Kd — дакотские песчаники
Km — глинистые сланцы Манкос
Kmv — формация Месаверде
Qv — четвертичные вулканические породы Сьерра-де-лос-Вальес;
pЄ — докембрий;
J — разрез через долину Эспаньола (по Денни, **151**)
Ts — формация Санта-Фе;
K — разрез от Меса-Чивато до Сиа-дель-Рио-Пуэрко (по Брайану и Мак-Канну, 82)
B — граница между Колорадским плато и провинцией Бассейнов и Хребтов;
M — разрез через поднятие Люсеро (по Келли и Вуду)
Cs — формация Сандра
Cml — толща Грейт-Меса
Cma — толща Атрасадо
Cmr — горизонт Ред-Танкс известняков Мадера
Pa — формация Або
Pym — толща Месета-Бланка
Pyl — горизонт Лос-Вальес формации Песо
Psl, Psg, Pse — горизонты формации Сан-Андреас
C — пенсильваний
P — пермь
Ti — третичные интрузии
Tv — третичные эффузивы
Tv — третичные агломераты
Ts — миоценовая формация Санта-Фе
pЄ — докембрий;
N — разрез через Сьерра-Ладрон и южное окончание поднятия Сакеро (по Келли и Вуду)
Cs — формация Сандра
Cml — толща Грейт-Меса
Cma — толща Атрасадо
Cmr — горизонт Ред-Танкс известняков Мадера
Pa — формация Або
Pyln — толща Месета-Бланка
Pyl — горизонт Лос-Вальес формации Песо
Psg, Pse, Psl — горизонт формации Сан-Андреас
Ti — третичные интрузии
Tv — третичные агломераты
Ts — миоценовая формация Санта-Фе
pЄ — докембрий;
O — разрез района Акасия (по Денни)
Tv — третичные вулканические потоки и туфы
Tp — формация Попотоса
Ts — формация Санта-Фе

Нью-Мексико (см. карту VIII). Палеозойский осадочный чехол на хребте измеряется немногими сотнями метров, тогда как в бассейне он достигает 1300 *м*. Различие в мощностях, видимо, не влияет на расположение и особенности пояса надвигов.

ПОДНЯТИЯ САНДИЯ И САКРАМЕНТО

Примерно к югу от хребта Сангре-де-Кристо протягивается область поднятий, особенно резко выраженная на севере поднятием Сандия, а на юге поднятием Сакраменто. Фактически



Фиг. 228. Моноклиналь, разбитая сбросами, между Сьерра-Насимьенто и Сьерра-Люсеро (по Ханту).

в конце ларамийской орогении этот пояс поднятий был двусторонним, причем поднятие Сандия протягивалось прямо к югу и отделялось от горных поднятий Оскура, Сан-Андрес, Орган и Франклин поперечной синклиналью. Хребет Сангре-де-Кристо, образуя восточный склон двустороннего поднятия, простирается на юг к низким холмам Педернал и затем в виде длинного низкого свода — к поднятию Сакраменто. Широкий и пологий бассейн Тулароза в настоящее время ограничен позднетретичными крутопадающими сбросами, но в виде структурного бассейна он образовался вследствие ларамийских деформаций между поднятиями Сан-Андрес и Сакраменто. Поперечные разрезы *F* и *G* фиг. 225 демонстрируют характер структуры этих поднятий. В свою очередь, эти поднятия являются асимметричными складками с ядрами, сложенными докембрийскими кристаллическими породами, обнажающимися в структурных гребнях хребтов, с которых был смыт маломощный осадочный чехол. Южное окончание поднятия Сандия разбито взбросом, причем перекрывающая чешуя смещена к востоку.

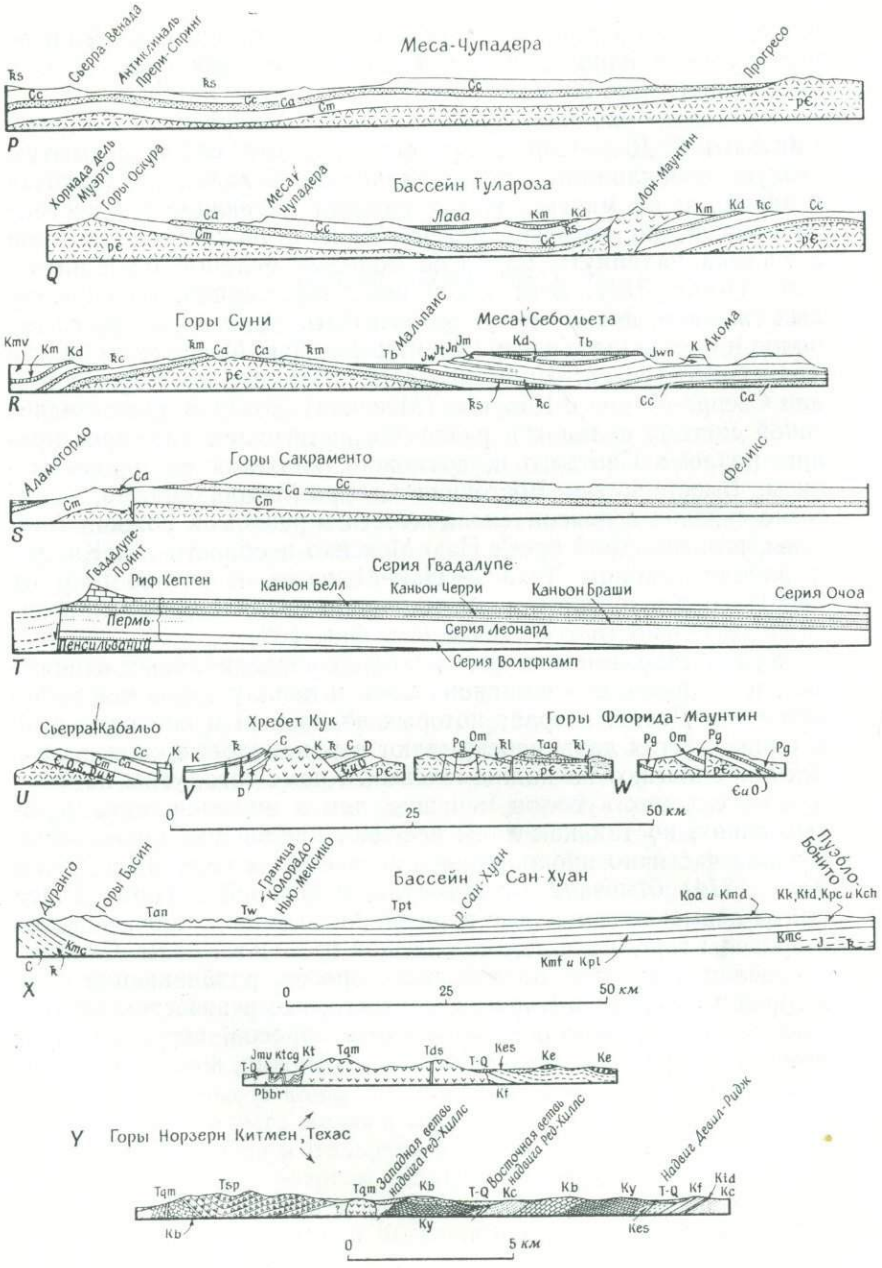
Отсутствие палеоценовых и эоценовых пород не позволяет точно установить время образования этих поднятий. Последние охватили слои Манкос и Меса-Верде верхнего мела и предшествовали отложению формации Санта-Фе верхнего миоцена.

ПОРФИРОВЫЙ ПОЯС ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ НЬЮ-МЕКСИКО

Зона ларамийских интрузий протягивается от горы Блек в хребте Сангре-де-Кристо к югу через центральную часть Нью-Мексико в Мексику. Она совпадает с поясом надвигов и поднятий в центральной части Нью-Мексико. Интрузии представлены штоками, лакколитами, дайками и пластовыми телами. Крупнейшие штоки находятся в горах Сандия и Ортис непосредственно к югу от Санта-Фе и в горах Сьерра-Бланка, Капитан и Гальинас, сразу же к северу от поднятия Сакраменто. Подобным же образом горы Орган к северо-западу от Эль-Пасо в основном сложены интрузивными породами. Плутоны определенно интрудированы в палеозойские слои и местами — в верхнемеловые; все они, вероятно, являются ларамийскими. Подобно поднятиям, возраст большинства плутонов не может быть точно определен, потому что самыми молодыми вмещающими породами обычно являются палеозойские.

Южноаризонский пояс ларамийской складчатости и надвигов соединяется с меридиональным поясом поднятий Нью-Мексико на юге центральной и юго-западной части штата. Оба пояса заключают в себе различные плутоны и продолжаются на юго-восток в пределы Транспекоса, Техаса и Мексики.

За небольшим исключением главная масса мелких ларамийских интрузий представлена монцонитами и кварцевыми монцонитами. Почти повсеместно они сопровождаются минерализацией в форме контактово-метаморфических месторождений, жил, сульфидных жил, рассеянных в зонах сдвига, или в виде серебро-свинцового метасоматоза известняков. В течение



Фиг. 229. Поперечные разрезы южной части центрального Нью-Мексико и Транспекоса Техаса (см. фиг. 218).

P — разрез через Меса-Чупадеро (по Дартону)
Cm — группа Магдалена
Ca — песчаники Або
Cc — формация Чупадеро
Ts — докембрийская группа
Kd — дакотские (?) песчаники
Km — глинистые сланцы Манкос
pЄ — докембрий;

Q — разрез через бассейн Тулароза (по Дартону)
Cm — группа Магдалена
Ca — песчаники Або
Cc — формация Чупадеро
Ts — докембрийская группа
Kd — дакотские (?) песчаники
Km — глинистые сланцы Манкос (?);

R — разрез через горы Суни и Меса-Себольета
Ca — песчаники Або
Cc — формация Чупадеро
Tm — формация Монкопи
Ts — конгломераты Шинарумп
Tc — глинистые сланцы Чинли
Jw — уингейтские песчаники
Jt — песчаники Тодилто
Jn — песчаники Навахо
Km — глинистые сланцы Манкос;
Kmv — формация Меса-Верде
Tb — базальты
pЭ — докембрий;

S — разрез через горы Сакраменто
Cm — группа Магдалена
Ca — песчаники Або
Cc — формация Чупадеро

T — разрез от Гвадалупе-Пойнт (Эль-Капитан) к востоку через округ Колбертсон в Техасе. Бассейн Делавер лежит к востоку от линии разреза (по Кингу и др., 315);

U — разрез через Сьерра-Кабальо (по Дартону)
Э — песчаники Блисс
O — известняки Эль-Пасо и известняки Монтойя
S — известняки Фасселман
D — глинистые сланцы Перча
M — известняки Лейк-Велли (?)
Cm — группа Магдалена
Ca — песчаники Або
Cc — формация Чупадеро
K — меловые слои;

V, W — разрезы через хребет Кук-Рейндж и Флорида (по Дартону)
Є — песчаники Блисс
O — известняки Эль-Пасо, Монтойя и Фасселман
D — глинистые сланцы Перча
C — известняки Лейк-Велли группы Магдалена
Pg — известняки Гим
Pl — формация Лобо
K — песчаники Сартана
Om — известняки Монтойя и Фасселман
Tag — третичные агломераты;

X — меридиональный разрез через бассейн Сан-Хуан (по Дартону)
C — пенсильваний и пермь
Ŧ — триас
J — юра
Kmc — глинистые сланцы Манкос
Kpl — песчаники Пойнт-Лукаут
Kmf — формация Менефи
Kch — песчаники Клифф-Хаус
Kpc — песчаники Пикчеред-Клиффс
Kfd — формация Фрутленд
Kk — глинистые сланцы Кертленд с горизонтом фармингтонских песчаников
Kmd — формация Мак-Дермот
Koa — песчаники Охо-Аламо
Tan — формация Анимас
Tpt — палеоценовые формации Торрехон и Пуэрко
Tw — формация Вэсеч, эоцен;

Y — разрез через северную часть гор Китмен, Техас (по Хаффингтону, 264)
Kt — формация Торсер
Ky — формация Юкка
Kb — формация Блафф
Kc — формация Кокс
Kf — формация Финли
Kes — формация Эспи
T и *Q* — третичный и четвертичный аллювий [знаки *Tqm* и *Tsp* не разъяснены. — *Ред.*]

этого времени произошло выделение золота, серебра, меди, свинца и цинка.

За этим последовало обширное внедрение интрузий переходного типа пород — латитов и латито-андезитов. Сходство интрузивных и эффузивных пород приводит к выводу о том, что те и другие образовались за счет общего источника (Линдгрен, Гратон и Гортон, *358*). Еще позднее магма переходного типа разделилась на основную, или базальтовую, часть и кислую, или риолитовую, часть, и возникли обширные потоки обоих дифференциатов. Здесь и в других частях структур провинции Ларамид, области Хребтов и Бассейнов и Колорадского плато характерными являются лавовые потоки базальтов и риолитов, и местами вулканическая деятельность продолжается до настоящего времени.

ПОДНЯТИЯ ГВАДАЛУПЕ И МАРАТОН

Ответвление поднятия Сакраменто протягивается на юго-восток к границе Техаса, где слагает Гвадалупские горы, и далее к юго-юго-востоку простирается примерно на расстояние 1300 *км* к Девис-маунтинскому району проявления вулканической деятельности. Гвадалупские горы отделяют солевой бассейн на западе от бассейна Делавер на востоке (см. фиг. 229, *S* и *T*). Подобно прочим поднятиям, эти горы являются асимметричной структурой — наклоненным к востоку блоком со сложной зоной крутопадающих разломов вдоль западного склона.

Девис-маунтинский район проявления вулканической деятельности охватывает крупный структурный бассейн. Вдоль его северо-восточного края протягивается пояс длинных, весьма пологих антиклиналей и синклиналей. Этот пояс приводит к поднятию Маратон, в ядре которого обнажаются позднепалеозойские сжатые структуры, известные под названием гор Маратон.

Маратонское поднятие имеет куполообразную форму и окружено меловыми слоями. Обнаженное ядро не приурочено к центру мелового купола; в основном оно расположено в его западной половине. Согласно Кингу (*313*), основание нижнемеловых слоев в 6,5 *км* к северу и к югу находится на 1800 *м* ниже, чем основание их в горах Гласс, которые окаймляют палеозойское ядро с севера. Падение меловых слоев к востоку — примерно 20 *м* на 1 *км*.

Западная окраина купола Маратон образована горами Сантьяго и Дель-Норте, представляющими собой размытую резкую моноклиналь или антиклиналь. Складка запрокинута к западу и во многих местах разбита падающими к востоку разломами, по которым палеозойские и нижнемеловые слои с востока надвинуты на более молодые меловые слои на западе (Кинг, *313*). Этот узкий пояс деформаций, обусловленных сжатием, повидимому, должен быть единым для пояса куполов и бассейнов в центральной части Нью-Мексико и области Транспекос Техаса. Примерно в 120 *км* к юго-востоку Восточная Сьерра-Мадре в Коауиле (Мексика), которая представляет собой систему складок и разломов, вытягивается по простиранию разлома Сантьяго и, возможно, является его продолжением. Вместе с тем Восточная Сьерра-Мадре, видимо, более тесно связана с поясом складчатости и разломов Южной Аризоны, юго-западной части Нью-Мексико и области гор Китмен в районе границы Техас — Нью-Мексико, к юго-востоку от Эль-Пасо и к северо-западу от района проявления вулканической деятельности гор Девис (см. фиг. 162).

Купол Маратон моложе нижне- и верхнемеловых отложений, и поднятие его не закончилось к началу излияния эффузивов гор Девис, возраст которых эоценовый и олигоценовый. В одних местах лавы перекрывают верхнемеловые слои, в других они залегают на нижнемеловых. Кроме того, углы падения лав на склонах куполов меньшие, чем в нижележащих меловых слоях, но так как лавы все-таки наклонены, куполообразование частично продолжалось во время их излияния. Далее, Кинг (*314*) отмечает антиклиналь, в которой в горах Гласс смяты пермские и меловые породы. Антиклиналь протягивается в пределы гор Девис, где ее слагают третичные лавы. Складки определенно древнее нормальных сбросов, разбивающих слои в горах Гласс, Дель-Норте и Сантьяго, где неизвестны третичные лавы. Образование нормальных сбросов, вероятно, произошло вскоре после излияния лав, возможно, в олигоцене или в миоцене.

25

КОЛОРАДСКОЕ ПЛАТО

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Колорадское плато является одним из интереснейших мест в мире не только для туриста, но и для геолога. «Дурные земли», высокие уступы и глубокие каньоны не представляют больших геологических загадок при их изучении. Благодаря работам таких геологов, как Гилберт, Пауэлл и Даттон, впервые изучивших геологию Колорадского плато, эта территория получила классическую известность. Штриховые физиографические карты и структурные схемы этих исследователей до сих пор остаются шедевром. В последующее время данные первых исследований были детализированы.

Стереограмма Гилберта (*205*), воспроизведенная на фиг. 231, дает возможность с высоты птичьего полета окинуть взглядом часть интересующей нас территории. Контуры Большого Каньона, Сионского Национального Парка, естественных мостов округа Сан-Хуан, Седар-Бригс и Национального памятника Брайс являются эталонами и служат для сопоставления мелких характерных участков большого региона. Крупные структуры плато показаны на обзорной карте (фиг. 230).

Палеотектонические и палеогеологические карты наглядно свидетельствуют, что Колорадское плато было шельфовой областью, смежной с расположенной к западу Кордильерской геосинклиналью, и что в пределах плато никогда не возникало прогибов и не происходило накопления мощных осадков.

В аризонской части плато докембрийские породы вплоть до пенсильванского времени не перекрывались какими-либо осадками. С миссисипского времени до конца мела вся область, за исключением хребтов Анкомпагре, Суни и Древних Скалистых гор, которые в конце концов были погребены в триасовое время, была покрыта мелким морем.

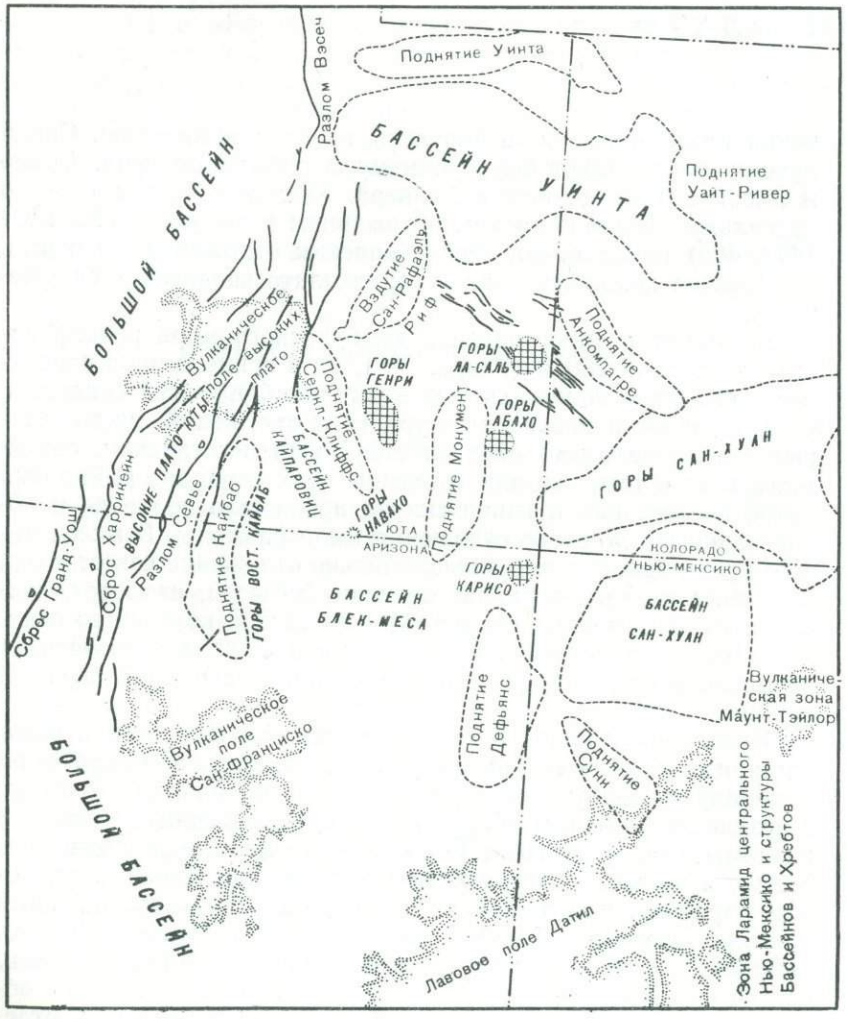
Разрез палеозоя в Большом Каньоне приведен на фиг. 233, а многочисленные разрезы мезозоя и верхнего палеозоя из различных частей Колорадского плато воспроизведены на фиг. 234 и 235. Данные о детальном стратиграфическом изучении плато могут быть получены из двух источников. Среди лучших работ могут быть упомянуты работы Бейкера, Дейна и Рисайда (*24*) по юре и Бейкера, Хеддла и Кинни (*28*) по пенсильванским и пермским отложениям и две работы Мак-Ки (*404, 405*) по кембрию, пенсильванским отложениям и перми.

Вкратце доларамийская история плато сводится к следующему.

В момент распространения кембрийского моря рельеф достигал местами 260 *м* (Шарп, *539*), но в конце концов поверхность его была полностью перекрыта кембрийскими осадками. Отсутствие ордовикских и силурийских отложений, место которых в разрезе плато определяется лишь несогласием, свидетельствует о том, что или в течение этих периодов район был слабо поднят, или в конце силура произошло поднятие и образовавшиеся до этого отложения были размыты. В миссисипское время происходило исключительно отложение известняков, а в более поздние периоды, до конца мезозоя, наоборот, преобладали обломочные осадки. Максимальное количество осадков (1600 *м* палеозойских отложений и 3000 *м* мезозойских) накопилось на докембрийском основании у западной окраины района.

Колорадское плато в течение ларамийской орогении было лишь незначительно деформировано, тогда как земная кора к западу и востоку от него подверглась сильному сжатию, в результате чего там образовались многочисленные складки и разломы (см. фиг. 162). Ограниченное на севере поднятием Уинта, а на юге — ларамийским поясом, наискось пересекающим Аризону, плато со всех сторон окружено ларамийскими поясами деформаций. Оно представляется, таким образом, жестким центром в зоне ларамийских деформаций или, с другой точки зрения, частью Центральной устойчивой области континента, не испытавшей резких деформаций и отделенной от ларамийского пояса Колорадо и Нью-Мексико. Слои в пределах плато местами были изогнуты, при этом образовалось несколько крупных моноклинальных складок. Среди них

основными являются Комб-Ридж, восточный Кайбаб, Уотерпокет, Сан-Рафаэль, Риф и Дефьянс. Фактически моноклинали имеют крутые крылья и являются крупными симметричными



Фиг. 230. Обзорная карта Колорадского плато.

Перекрестная штриховка — горы, образованные лакколитами; точки — вулканические поля.

антиклиналями шириной порядка 50 *км*, а длиной 160 или более километров.

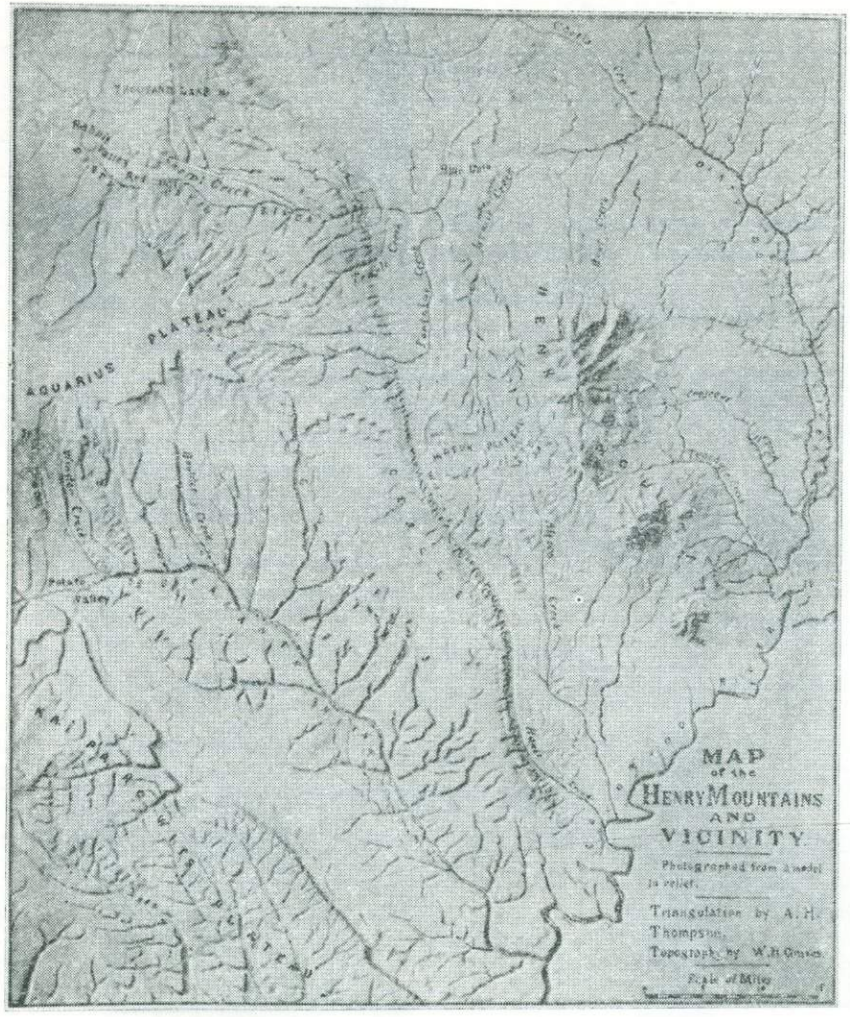
Другим обращающим на себя внимание типом структур Колорадского плато являются горы, образованные лакколитами. Имеются четыре скопления лакколитовых интрузий; они образуют горы Генри, Ла-Саль, Абахо (или Блю) и Каррисо (см. фиг. 230). Вероятно, и другие высокие горы, Навахо, также образованы лакколитами. Имеется несколько крупных полей распространения вулканических пород; на высоком плато Юты, в горах Сан-Франциско, непосредственно к югу от Большого Каньона в Аризоне, и лавовое поле Датил в восточной Аризоне и западной части Нью-Мексико. Флексуры, лакколиты и лавовые поля описаны ниже.

МОНОКЛИНАЛИ, ПОДНЯТИЯ И БАССЕЙНЫ

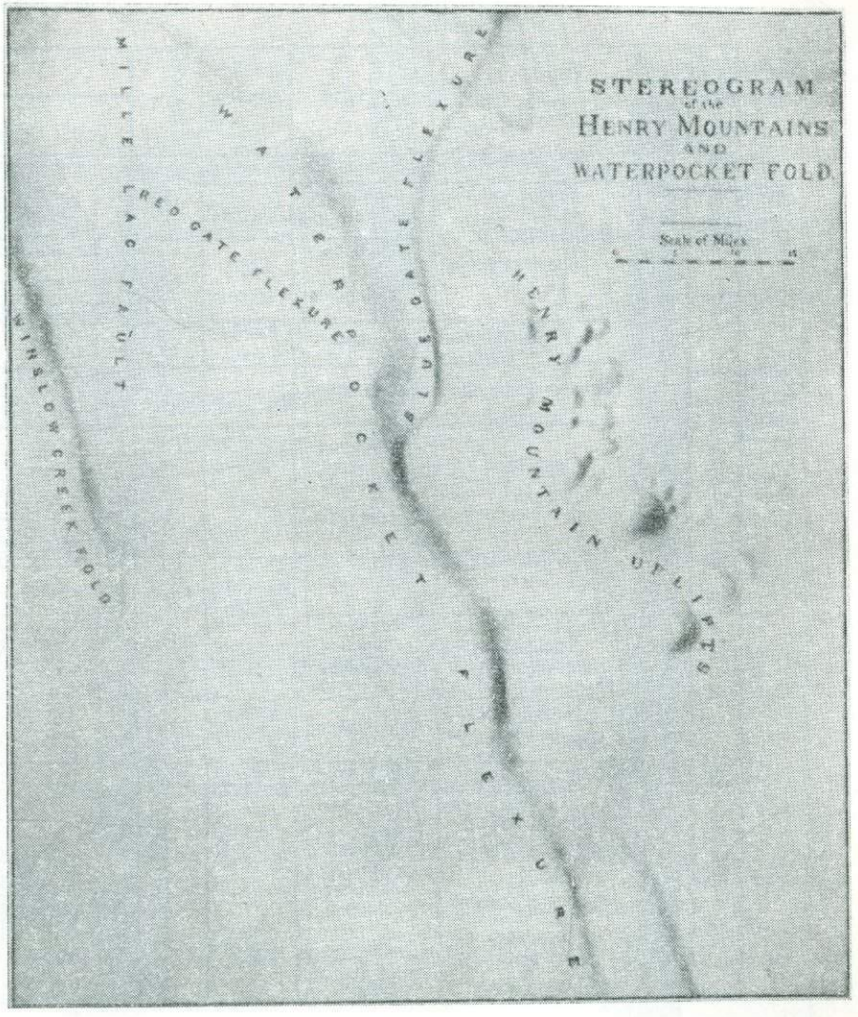
Основные моноклинали, поднятия и бассейны Колорадского плато изображены на фиг. 230. На поперечном разрезе Кайбабской моноклинали (см. фиг. 236) показаны детали структуры, свойственные всем прочим моноклиналям. Иллюстрации Гилберта (фиг. 231 и 232) характеризуют флексуры лучше любых описаний. Поднятия и бассейны, в пределах которых расположены моноклинали, примерно оконтурены на тектонической карте Соединенных Штатов.

В крупных моноклиналях в вертикальном направлении слои смещены на 1600—2600 *м*, в длину же они достигают 120—200 *км*. Они постепенно выклиниваются и несколько изгибаются у концов, направленных к поднятию. Характер структуры наводит на мысль, что докембрийский фундамент был разбит разломами, которые, вероятно, являлись взбросами, и что осадочный чехол изгибался вследствие перемещения блоков фундамента. Местами разломы проходят вплоть до поверхности. Мелкие сбросы в пределах поднятий и бассейнов многочисленны, но они не располагаются в виде определенной системы и не имеют большого значения.

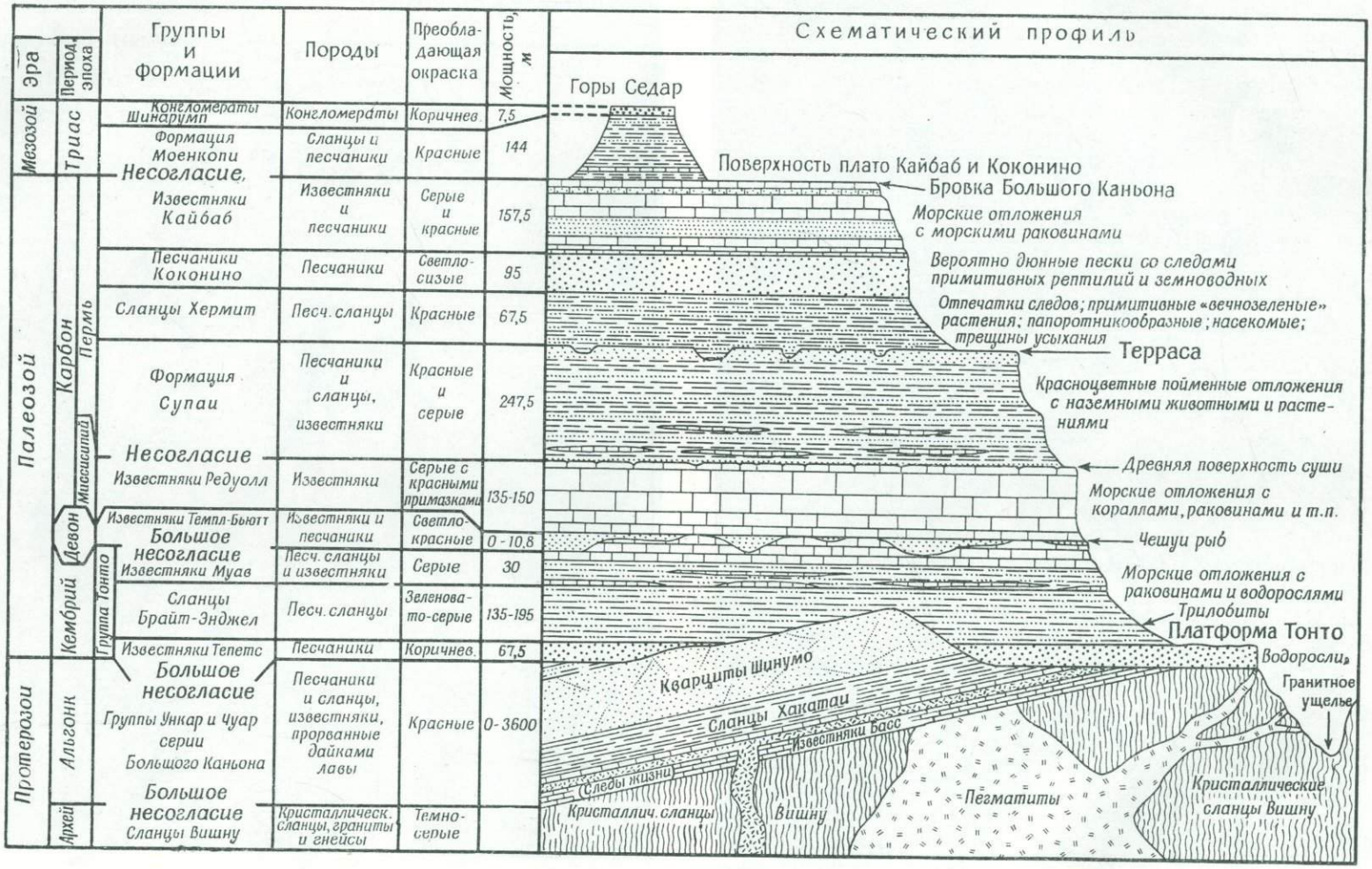
В результате ларамийской орогении на плато образовались два крупных бассейна, известных обычно под названием третичных бассейнов. Один из них — бассейн Уинта — образовался к югу от поднятия Уинта, другой — бассейн Сан-Хуан — возник на северо-западе Нью-Мексико, южнее гор Сан-Хуан, к западу от хребта Насимьенто и восточнее поднятия Дефьянс (см. фиг. 230). На фиг. 237, *1* изображена самая глубокая из известных в настоящее время частей бассейна Уинта,



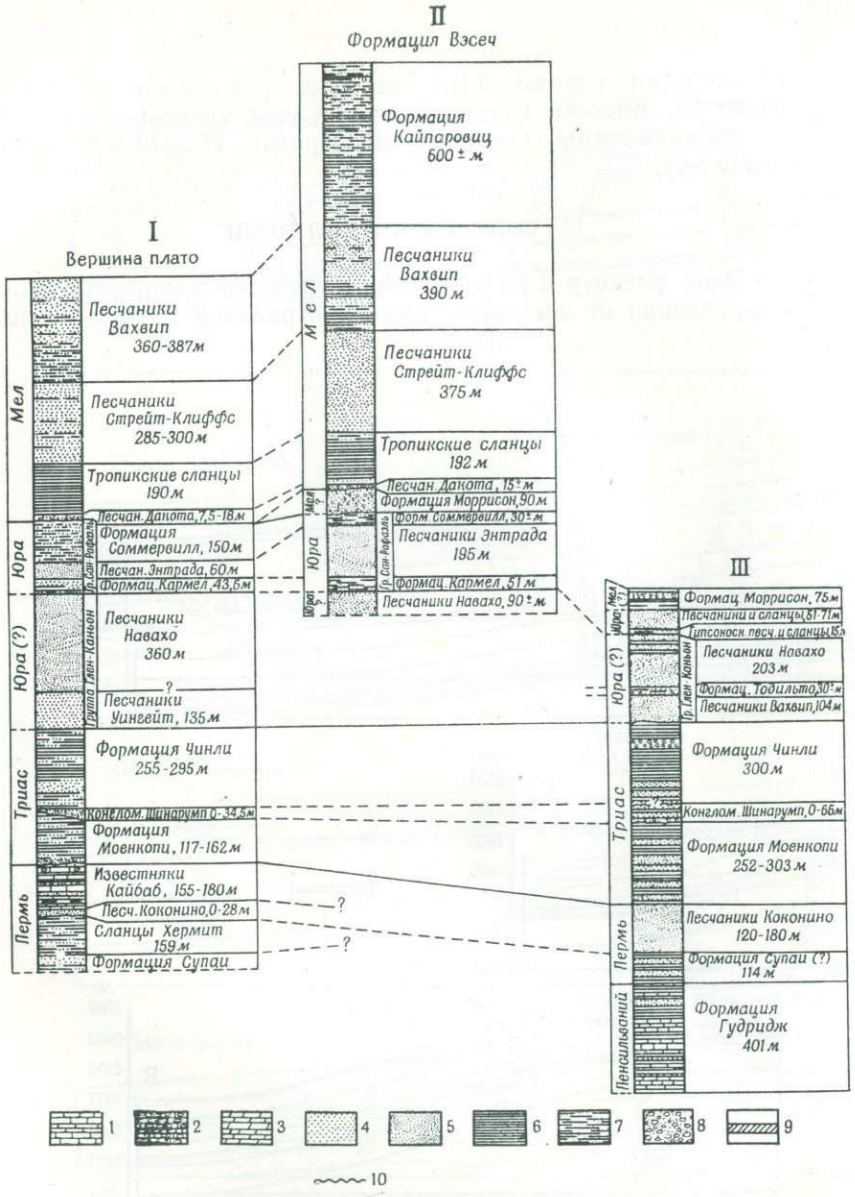
Фиг. 231. Моноклиналь Уотерпокет, горы Генри и участки плоскогорий Кейпаровиц и Акуарис, а также река Колорадо (штат Юта) (по Гилберту, **205**).



Фиг. 232. Схематическое изображение моноклинали Уотерпокет и гор Генри после складкообразования и внедрения интрузий, до начала размыва (по Гилберту, **205**).



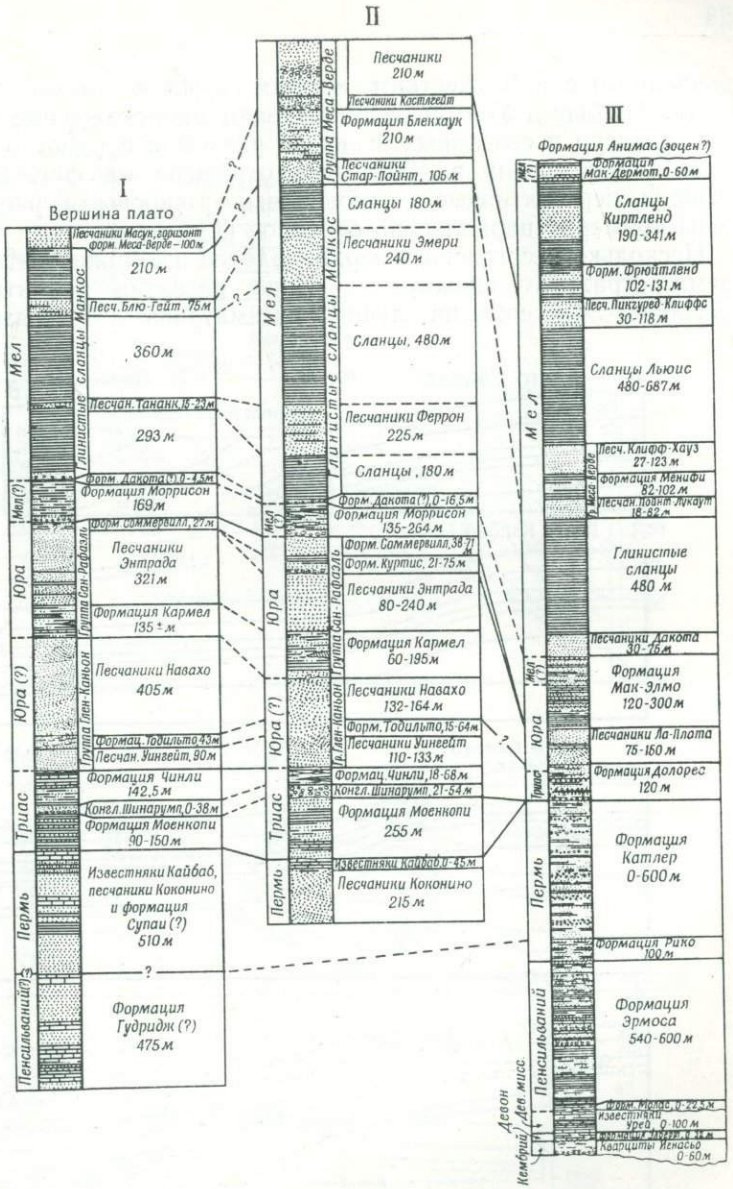
Фиг. 233. Обобщенный стратиграфический разрез пород, слагающих Большой Каньон Колорадо (по Ноблу, 445).



Фиг. 234. Палеозойские и мезозойские формации плато Кейпаровиц и нижнего каньона реки Сан-Хуан (по Грегори и Муру, **223**).

I — разрез от юго-западной части плато Кейпаровиц до верхней части Марбл-Джордж: *II* — разрез юго-восточной и северной частей плато Кейпаровиц; *III* — разрез нижней части каньона Сан-Хуан.

1 — известняки; *2* — известняки с включениями кремней; *3* — доломиты; *4* — песчаники; *5* — плитняковые песчаники; *6* — глинистые сланцы; *7* — песчаные сланцы; *8* — конгломераты; *9* — гипсы; *10* — несогласия



Фиг. 235. Палеозойские и мезозойские формации поднятия Серкл-Клифф, гор Генри, вздутия Сан-Рафаэль, плато Вэсеч и юго-западного Колорадо (по Грегори и Муру, **223**).

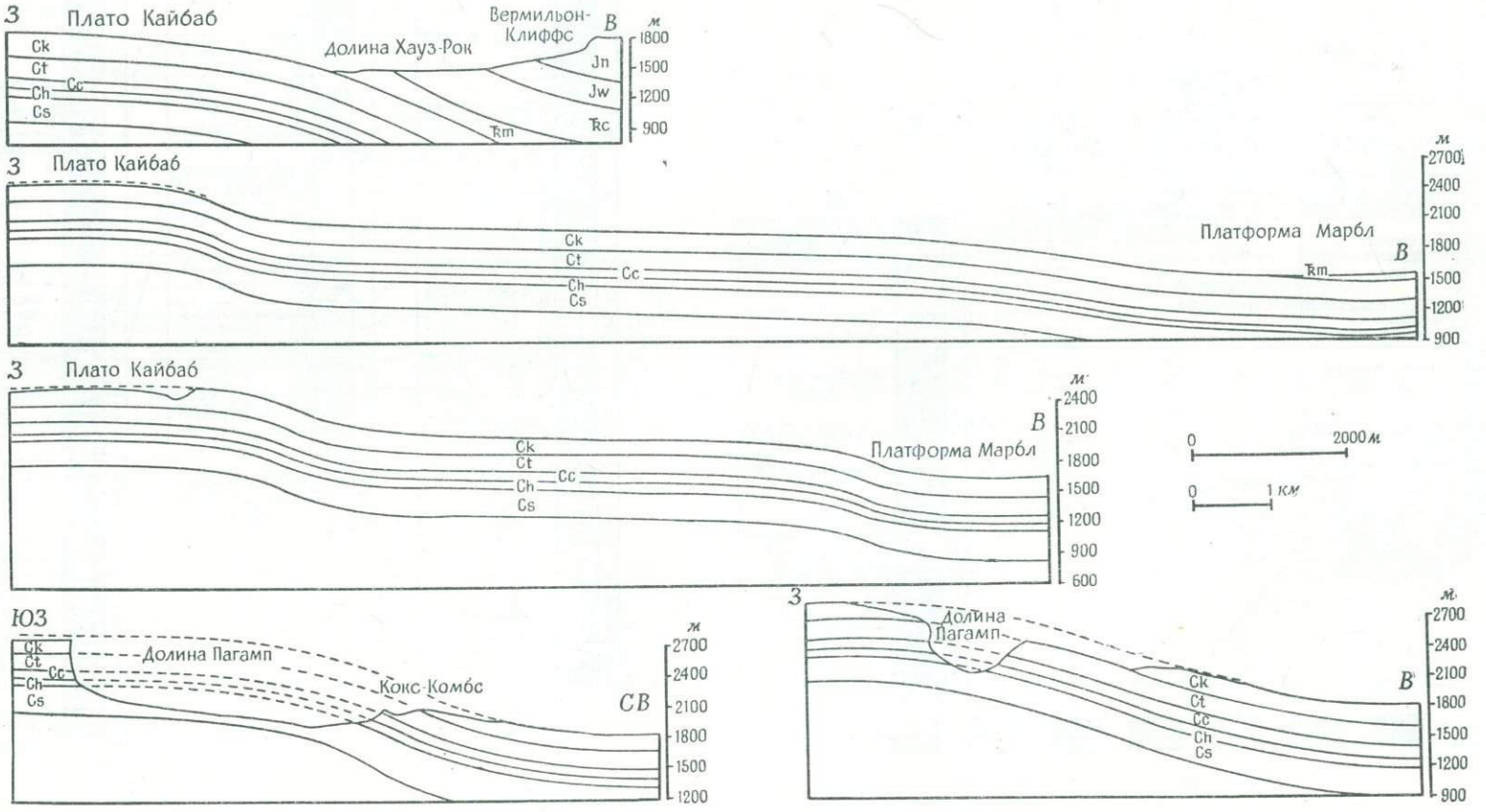
I — разрез утесов Серкл-Клифф, структура Уотерпокет и гор Генри; *II* — разрез поднятия Сан-Рафаэль и южной части плато Вэсеч; *III* — разрез юго-западной части Колорадо.

сдавленного с юга жестким южным крылом смежных гор Уинта. Чайлдс и Уолтон рассматривают происхождение крупных флексур и связанных с ними разломов с точки зрения образования разломов. Эта идея отражена на фиг. 237, *2*. Складки, перспективные в отношении нефтеносности, расположены примерно параллельно основной флексуре.

Несколько несогласий в верхнемеловое и в нижнетретичное время отражают сложную историю развития поднятий и прогибов. Эти события лучше рассматривать в связи со Скалистыми горами Юты, которые уже были описаны в главе 21. Бассейн Сан-Хуан также уже упоминался в связи с ларамийскими Скалистыми горами Нью-Мексико (см. главу 24).

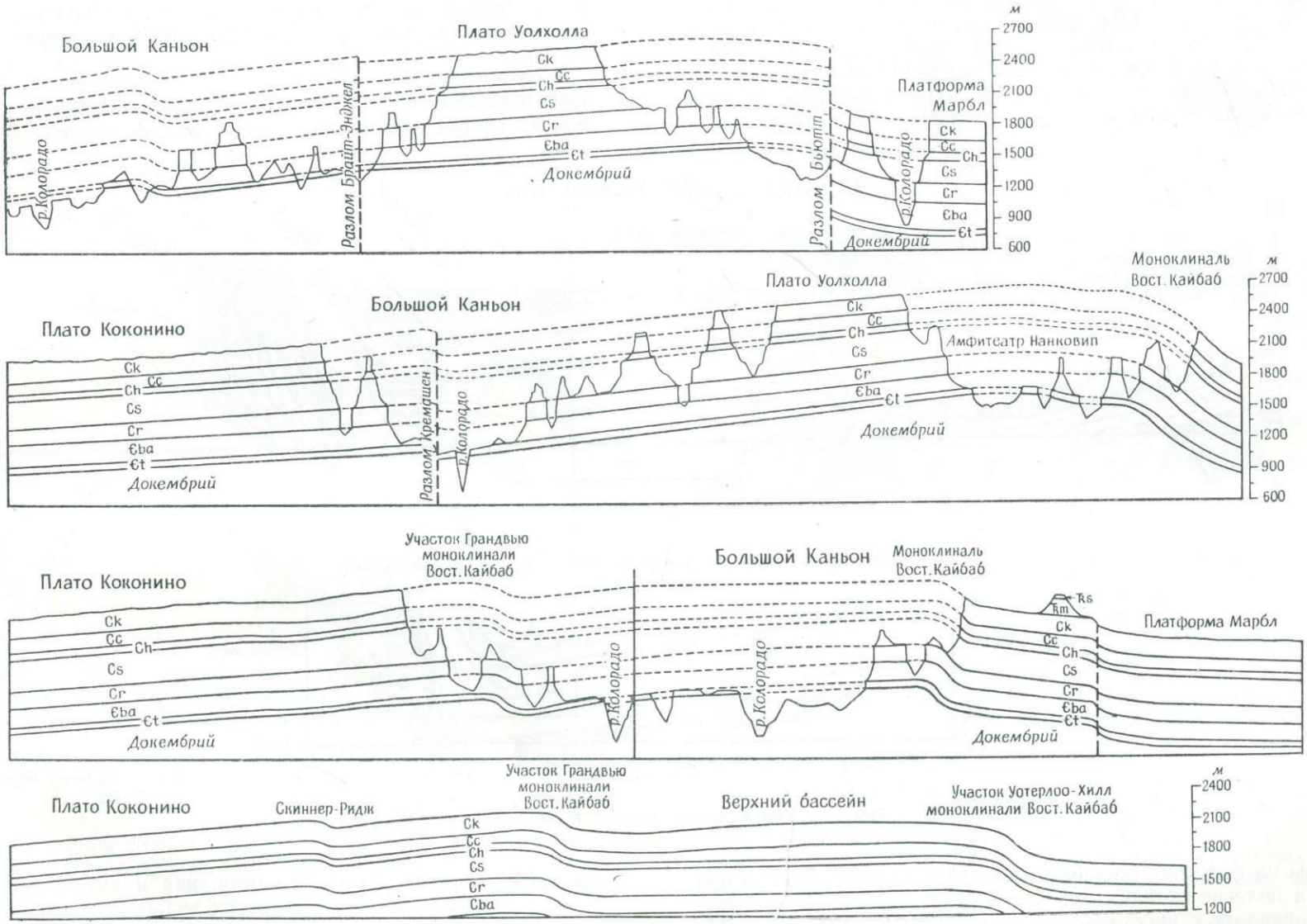
СОЛЕВЫЕ АНТИКЛИНАЛИ

Зона флексур и разломов протягивается в меридиональном направлении от восточной части центральной Юты в пределы



Фиг. 236. Поперечные разрезы поднятий Кайбаб и Восточной Кайбаб.

Cr — известняки Редуолл
Cba — глинистые сланцы Брайт-Анджел



ской моноклинали (по Бабенроту и Стралеру, **18**).

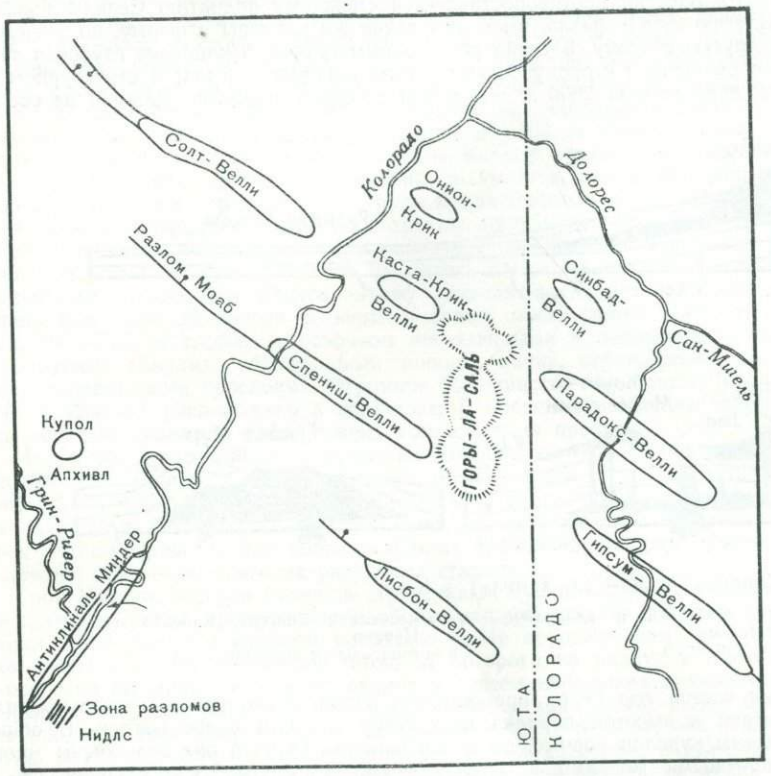
ϵt — песчаники Тапитс
[остальные индексы не разъяснены. — *Ред.*]

западной части центрального Колорадо. На палеотектонической карте Соединенных Штатов она изображена главным образом как зона разломов, но, согласно Стоксу (*574*), состоит в основном из восьми вытянутых антиклиналей, в различной степени измененных складками обрушения (collapse folds) и нормальными сбросами. Их расположение и ориентировка показаны на фиг. 238. Между антиклиналями расположены простые и пологие синклинали. Стокс замечает, что их простирание совпадает с простиранием хребта Анкомпагре в Древних Скалистых горах, и считает, что эти взаимоотношения свидетельствуют о системе глубоких разломов в фундаменте. Эта проблема очень сложна, так как разломы и складки (антиклиналь Миндер) имеют северо-восточное простирание, а большие моноклинальные флексуры вытянуты в северном направлении.

Совершенно ясно, что структуры эти тесно связаны с течением и растворением соли. В определенное время и в определенных местах соль и гипс ведут себя как обычные породы и испытывают такие же деформации, как и вмещающие слои, но при других условиях и в других участках солевые пласты делаются независимыми и в результате пластического течения и растворения образуют крупномасштабные структуры — вытянутые солевые антиклинали, которые не проявляются в глубже расположенных породах.

Фиг. 237. Разрез бассейна Уинта через Вернал и далее к югу вдоль реки Грин-Ривер.

Избрав в качестве примера антиклиналь Гипсум-Велли, Стокс (*574*) намечает следующую схему развития солевых антиклиналей (см. фиг. 239).



Фиг. 238. Схематическая карта восточной Юты и западного Колорадо, на которой показаны основные структуры, обусловленные течением и растворением соли (по Стоксу, 574).

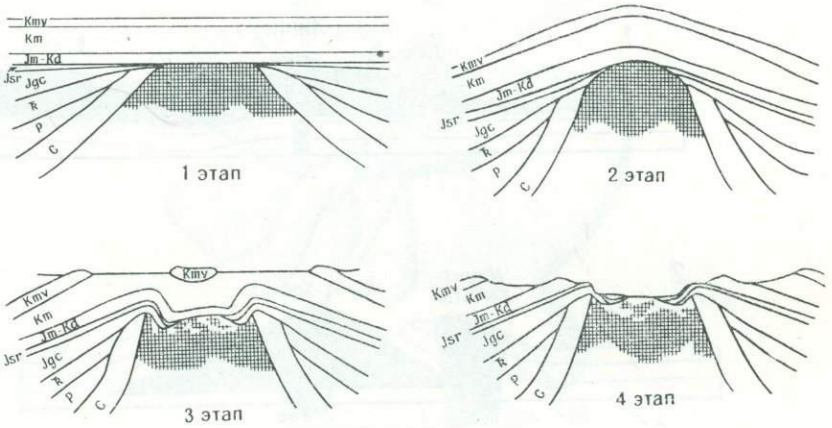
1. Отложение соли и гипса в формации Парадокс верхнепенсильванского возраста. Отложение перекрывающих известняков Эрмоса.

2. В конце пенсильванского или в начале пермского времени соль выдавилась вверх и выгнула слои Эрмоса, которые были размыты; соль обнажилась.

3. Вокруг купола или антиклинали отложились позднепермские формации Рико и Катлер.

4. В верхнем триасе купол был почти полностью размыт и триасовые и раннеюрские отложения перекрыли выходы древних толщ вокруг купола.

5. Позднеюрские осадки практически перекрыли солевые массы, и затем над местом выхода соли без каких-либо деформаций были отложены позднемеловые формации. Все эти пять этапов изображены на фиг. 239.



Фиг. 239. Развитие солевых антиклиналей на Колорадском плато (по Стоксу, **574**).

Вертикальный масштаб преувеличен

C — формация Эрмоса
P — пермь
R — триас
Jgc — группа Глен-Каньон
Jsr — группа Сан-Рафаэль
Jm-Kd — формации Моррисон—Дакота
Km — глинистые сланцы Манкос
Kmv — группа Месаверде

6. В нижнетретичное время все слои, перекрывающие соль, были изогнуты в виде свода, и при этом произошло незначительное внедрение соли в породы кровли, но не далее верхнеюрских формаций.

7. В среднетретичное время Колорадское плато в целом испытало поднятие, и одновременно образовались лакколитовые интрузии, которые описаны в следующем разделе. В результате поднятия усилилась циркуляция грунтовых вод; массы соли подверглись растворению, и произошли обвалы перекрывающих и смежных пластов.

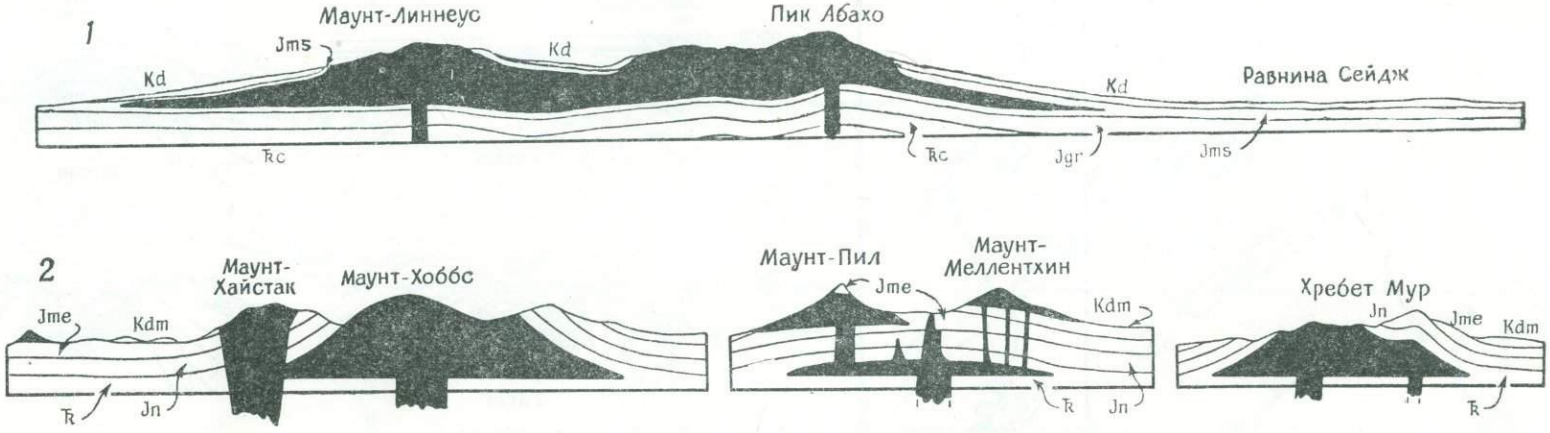
8. Во время поднятия плато подверглось нескольким циклам эрозии; солевые антиклинали были вскрыты, и местами обнажились остаточные гипсы, перекрывающие соль (см. фиг. 239, этап 4).

ГОРЫ, ОБРАЗОВАННЫЕ ЛАККОЛИТАМИ

Горы Генри были впервые описаны Гилбертом (*205*) и благодаря его работе сделались классическим примером гор, образовавшихся за счет лакколитов. Он обрисовал лакколиты как кнопко- или грибообразные конкордантные плутоны, подобные описанным позднее в горах Абахо (см. фиг. 240). Они

Хант отмечает:

«Горы Генри сосредоточены в пределах структурного бассейна, представляющего собой одну из крупнейших складчатых форм в Колорадском плато. Бассейн противопоставляется смежному поднятию Серкл-Клиффс и вздутию Сан-Рафаэль, имеющим такие же размеры и форму, но выгнутым в другую сторону. Бассейн резко асимметричен, и наиболее глубокая часть его смещена в сторону более крутого западного крыла; в структурном отношении она на 2800 *м* ниже, чем соседнее поднятие. Каждая из состав-



Фиг. 240. Поперечные разрезы гор Абахо (вверху) и Ла-Саль (внизу) в Юте.

Kd — дакотские песчаники
Jmc — группы Моррисон и Сан-Рафаэль
Jgr — группа Глен-Каньон
Tc — песчаники Чинли
Kdm — дакотские песчаники и глинистые сланцы Манкос
Jme — формация Мак-Элмо
Jn — песчаники Уингейт, Кайента и Навахо
Tr — триасовые и пермские слои

похожи на утолщенные в центральных частях силлы, над которыми вышележащие слои изогнуты в виде свода. Предполагалось, что внедрение образовавшей лакколит магмы происходило через расположенный ниже канал, но фактически такие каналы впервые удалось наблюдать лишь Голду (*220*), обнаружившему их в горах Ла-Саль (фиг. 240).

В настоящее время Хант (*268*), вновь более детально изучивший горы Генри, высказал иную точку зрения на образование плутонов. Он изображает их как конкордантные языки, отходящие от центрального стволообразного штока. Они подобны округлым, коническим грибовидным наростам на стволах деревьев. Крупнейшее скопление лакколитов изображено на фиг. 241. 25% изверженных пород представлены диоритовыми порфирами, а остальные — монцонитовыми порфирами.

ных частей гор Генри представляет купол, диаметром в несколько километров и высотой порядка нескольких сот или более метров. В общем склоны куполов ровные, но в большинстве случаев они осложнены многочисленными мелкими антиклинальными выступами, образовавшимися за счет лакколитов. В центре каждого купола расположен шток, возле которого и группируются лакколиты. Штоки являются секущими интрузиями, окруженными зоной дробления, состоящей из сильно отвердевших осадочных пород, пронизанных без какой-либо системы немногочисленными дайками и неправильными массами порфиров.

Купол горы Эллен, крупнейший в системе гор Генри, имеет широкую платообразную поверхность, которая осложнена многочисленными мелкими складками. В этой горе лакколиты внедряются во все стороны от штока. Купол Хиллерс самый высокий и крутой, а антиклинальные складки над окружающими его лакколитами сосредоточены на северном и северо-восточном склонах. Гора Пеннел напоминает гору Хиллерс, но меньше ее по размерам. Купол Холмс разбит сбросами, а его вершина собрана в несколько мелких антиклинальных выступов. Купол Элсуорт не осложнен антиклинальными складками, нарушающим его симметрию, но разбит несколькими сбросами.

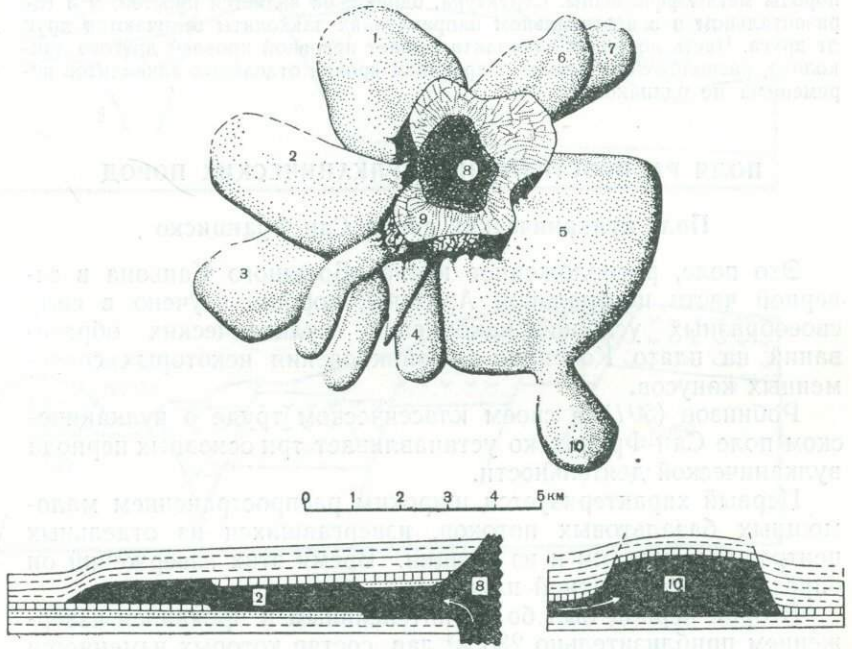
Имеется ряд доказательств, свидетельствующих, что лакколиты внедрялись в радиальных направлениях от штоков: 1. Лакколиты в плане имеют языкообразную форму и образуют радиальный узор вокруг штока. 2. Дайкообразные выступы в кровле лакколита протягиваются в стороны от штока. 3. Лакколиты являются линейно вытянутыми вздутиями, оси которых направлены по радиусам от штоков.

Компетентность и связанность (coherence) вмещающих пород, видимо, является важным фактором, контролирующим стратиграфическое распространение лакколитов. В доюрские отложения, имеющие мощность около 1600 *м* и состоящие из ясно слоистых, сравнительно связанных, изменяющихся от компетентных до некомпетентных пород, внедрились лишь немногочисленные лакколиты. Перекрывающие их 400 *м* компетентных и сильно связанных песчаников группы Глен-Каньон (формации Уингейт, Кайента и Навахо) содержат еще меньше лакколитов, чем нижележащая зона. Эти песчаники перекрываются группой Сан-Рафаэль и нижней половиной формации Моррисон юрского возраста, состоящими из несвязанных и некомпетентных, неяснослоистых пород, переслаивающихся с компетентными прослоями; общая мощность их около 300 *м*. В этих формациях сосредоточено около 15% общего объема лакколитов. Разрез верхней половины формации Моррисон и верхнемеловых толщ общей мощностью около 800—1000 *м* сложен в основном несвязанными и некомпетентными сланцеватыми глинами, образующими мощные пачки, ограниченные тонкими компетентными прослоями. Огромное большинство лакколитов (около 70% их объема) расположено в этой зоне. В пределах этой зоны лакколиты сосредоточиваются вдоль тонких компетентных прослоев.

Поскольку стратиграфия и структура Колорадского плато совершенно однообразны, сходство в форме интрузий, геологической структуре и типах изверженных пород в горах, образовавшихся за счет лакколитов в пределах плато, отражает тесное сходство процесса, связанного с внедрением. Горы, видимо, представляют собой результат проявления общего процесса внедрения, остановившегося на различных стадиях.

Гора Навахо, которая является структурным куполом с необнаженным изверженным ядром, представляет наиболее раннюю стадию процесса внедрения. Гора Холмс с куполом несколько более крупным, чем горы Навахо, имеет в центре небольшой шток, от которого по радиусам отходит не особенно большое число даек, силлов и совсем небольших лакколитов, и представляет следующую более законченную стадию. Еще далее процесс заходит в горе Элсуорт, купол которой еще круче и выше, чем в горе Холмс. В центре его расположен шток умеренных размеров, окруженный зоной дробления, в склоны же купола внедрены многочисленные дайки и силлы. Горы Пеннелл и Хиллерс представляют следующую, конечную стадию; купола их более крутые, чем у горы Элсуорт, штоки в центральных частях куполов крупнее, в крыльях заключены многочисленные дайки и силлы и, кроме того, к северу и северо-востоку от центрального штока здесь внедрены огромные линейно вытянутые языкообразные лакколиты. Купол горы Эллен занимает значительно большую территорию, чем купола других гор, причем лакколиты в пределах него расходятся во все стороны от штока».

Голд (*220*) выделил в горах Ла-Саль три части: северную, южную и центральную. В северной и южной частях пласты, в которые диоритовая магма интрудировала в виде лакколитов, были смяты в складки под действием горизонтальных сил, но благодаря сжатой складчатости не наблюдается никакого растяжения, сопутствующего внедрению интрузий. В центральной части породы не подвергались сжатию, и интрузии в них имеют штокообразную форму, а местами напоминают интрузии, описанные Хантом в горах Генри.



Фиг. 241. План и поперечные разрезы интрузивных тел горы Эллен в горах Генри, Юта (по Ханту, **268**).

1 — лакколит Коррал-Ридж; *2* — лакколит Дерфей-Бьютт; *3* — лакколит Саус-Крик-Ридж; *4* — лакколит Слейт-Крик; *5* — лакколит Коппер-Ридж; *6* — лакколит Гренит-Ридж; *7* — лакколит Батлер-Уош; *8* — шток Маунт-Эллен; *9* — зона дробления; *10* — бисмалит Раджет-Маунтин.

Поперечные разрезы иллюстрируют взаимоотношения с осадочными породами лакколитов; вершина штока срезана, чтобы показать зону дробления и твердую породу. На нижних поперечных разрезах размеры интрузивных тел увеличены и показаны их взаимоотношения с осадочными породами.

Горы Абахо, согласно Торпу (ссылка в работе Грегори, *222*).

«...образовались благодаря внедрению магмы в осадочные породы юрского и мелового возраста, подобно тому, как формировалась группа лакколитов. Основные особенности лакколитовой формы хорошо выражены:

приблизительно округлая форма в плане; вышележащие слои не разбиты сбросами, а подняты в виде купола; породы имеют порфировую текстуру и независимо от того, где они находятся, характеризуются удивительным однообразием состава; признаки эффузивов отсутствуют; дайки, силлы и пластовые залежи, сопровождающие крупные массы изверженных пород, находятся в секущих взаимоотношениях с осадочными породами; как в верхнем, так и в нижнем контакте с изверженными породами осадочные породы метаморфизованы. Структура, однако, не является простой, и в горизонтальном и в вертикальном направлениях лакколиты отличаются друг от друга. Часть подошвы лакколита бывает неровной кровлей другого лакколита, расположенного ниже. Первичная кровля отдельных лакколитов перемещена не одинаково».

ПОЛЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Поле вулканических пород Сан-Франциско

Это поле, расположенное южнее Большого Каньона в северной части центральной Аризоны, хорошо изучено в силу своеобразных условий накопления вулканических образований на плато Коконино и возникновения некоторых современных конусов.

Робинзон (*501*) в своем классическом труде о вулканическом поле Сан-Франциско устанавливает три основных периода вулканической деятельности.

Первый характеризуется широким распространением маломощных базальтовых потоков, извергавшихся из отдельных центров, но местами и из трещин. Время этих извержений он определяет как верхний плиоцен.

Второй период был более интенсивным и проявился извержением приблизительно 230 $м^3$ лав, состав которых изменяется от андезитов до риолитов, и образованием интрузий лакколитового типа. В течение второго периода образовались такие высокие формы рельефа, как пики Сан-Франциско, Ситгрейвс, Кендрик и Бил-Вильямс. Большинство пиков сложено лавами двух или более типов; эти лавы изменяются по составу от кислых до промежуточных.

В третий период вновь изливались базальты, но лавы в это время были несколько более вязкими, чем в течение первого периода. Это нашло отражение в увеличении мощности потоков и уменьшении их протяженности.

Образовавшиеся двести или более вулканических базальтовых конусов были распространены примерно равномерно по всей площади; исключение представляет лишь восточная часть пиков Сан-Франциско, где конусы особенно многочисленны.

Первый и третий периоды излияния лав (по Робинзону) включают все базальтовые потоки вдоль западного склона долины реки Литтл-Колорадо, где эти периоды по соотношению с эрозионными поверхностями и по их эрозионным характеристикам были разделены на четыре главные стадии.

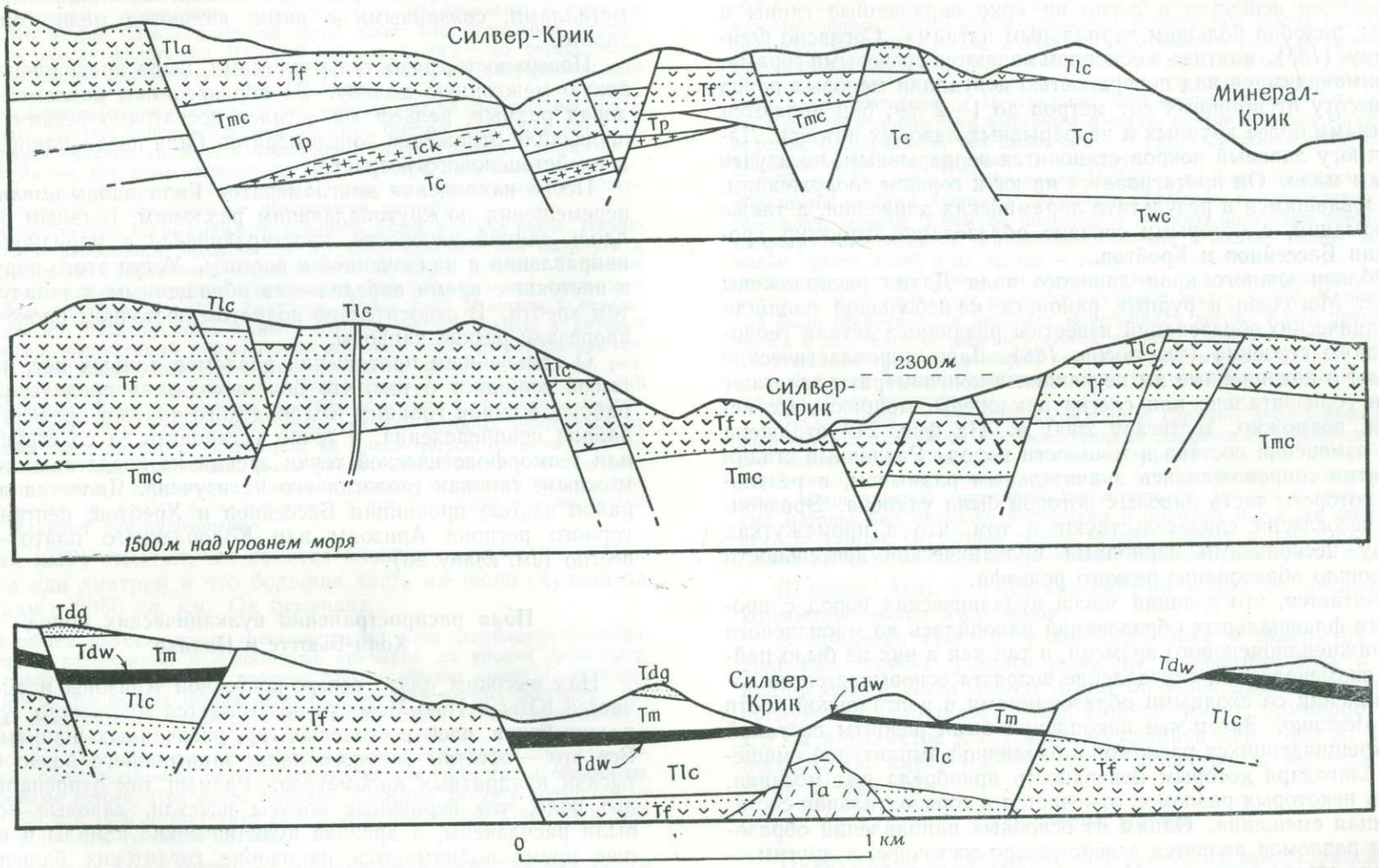
Согласно Чайлдсу (*121*), последовательность подножий, развитых вдоль реки Литтл-Колорадо, и различный возраст поверхностей, на которые изливались лавы, являются наиболее удовлетворительным основанием для выделения отдельных стадий вулканизма. Лавы первой стадии найдены лишь в пределах самой верхней и древней части подножий; они сохранились на эрозионной поверхности, срезающей слои сланцеватых глин и песчаников Восточно-Кайбабской моноклинали. Лавы второй стадии сосредоточены на более молодой и менее высокой поверхности подножий. Базальтовые лавы обеих стадий сильно выветрены, причем размывом почти полностью уничтожена их первичная поверхность.

Конусы разбрызгивания и гряды сдавливания, хотя и сглаженные местами процессами выветривания, дают возможность выделить третью стадию лав. Потоки лав третьей стадии широко распространены и характеризуются тем, что мощность их достигает 20—30 *м*. По мощности они значительно превосходят как более молодые, так и более древние потоки. Передний край лавовых покровов зазубрен благодаря попятной эрозии многочисленных оврагов. Близость их современному рельефу можно хорошо наблюдать в 15 *км* к северо-западу от Леппа, где покров лав третьей стадии спускается по крутостенному каньону, почти достигая реки Литтл-Колорадо.

Лавы четвертой стадии образовались совсем недавно. Их поверхность крайне неровная и очень слабо подверглась выветриванию. Обычно хорошо наблюдаются свежие конусы разбрызгивания, гряды сдавливания и зубчатые гребни в тех местах, где лава выжималась из трещин наподобие разогретого жира. Вокруг окончаний потоков овраги развиты слабо или почти отсутствуют. Там, где потоки заходят за пределы более древних лав, они достигают русловых частей притоков Литтл-Колорадо.

Поле распространения вулканических пород Датил

К югу от поднятий Дефьянс и Суни почти горизонтально лежащие породы плато перекрыты эффузивами лавового поля Датил. Возраст перекрытых слоев изменяется от мелового на северо-востоке до палеозойского на юге. По образному выражению



Фиг. 242. Поперечные разрезы Могольонского рудного района, округ Катрон, Нью-Мексико (по Фергюсону, 188).

Tdw — могольонские андезиты
Tm — туфы риолитов Дедвуд-Галч
Tlc — андезиты Ласт-Чанс
Tf — риолиты Фанни
Tmc — андезиты Минерал-Крик
Tck — кранктаунские андезиты
Twc — риолиты Уайтуотер-Крик
Ta — интрузивные андезиты

Даттона, лавы «распространены беспорядочно, как будто из гигантской чаши на землю было выплеснуто расплавленное вещество и легло на ярко окрашенные глины и почвы, подобно большим чернильным пятнам». Согласно Фенneману (*185*), «пятна» в основном являются столовыми горами, поднимающимися над поверхностью денудации меловых пород на высоту от немногих сот метров до 1—2 *км*; они являются остатками более крупных и непрерывных лавовых потоков. Далее к югу лавовый покров становится непрерывным, но изучен он там мало. Он протягивается на юг к горным сооружениям, образовавшимся в результате ларамийских движений, а также деформаций, с которыми связано образование структур провинции Бассейнов и Хребтов.

Вблизи южного края лавового поля Датил расположены хребет Могольон и рудный район, где на небольшой площади вулканических образований известны различные детали геологического строения (Фергюсон, *188*). Лавы, пирокластические породы и подчиненные им песчаники и конгломераты залегают почти горизонтально или слегка наклонены, мощность их местами, возможно, достигает 2600 *м*. На фиг. 242 отражена идея изменения состава и мощности пород. Различные стадии поднятия сопровождались значительным размывом, в результате которого часть лавовых потоков была удалена. Эрозионные несогласия свидетельствуют о том, что в промежутках между несколькими периодами вулканической деятельности произошло образование резкого рельефа.

Считается, что главная масса вулканических пород с прослоями флювиальных образований накопилась до миоценового или нижнеплиоценового времени, и так как в них не было найдено окаменелостей, определение возраста основывается на сопоставлении со сходными образованиями в центральной части Нью-Мексико. Затем эти накопления были разбиты системой перекрещивающихся разломов с различной амплитудой смещения, благодаря которым поверхность приобрела вид мозаики. Вдоль некоторых разломов отмечается и горизонтальная составляющая смещения. Одним из основных направлений образования разломов является северо-северо-восточное, а другим — западно-северо-западное. Многочисленные более мелкие сбросы протягиваются и в других направлениях. Насколько автор может судить, характер разломов обусловлен комбинацией местных обрушений земной коры или компенсацией движений расположенной ниже магмы и региональными блоковыми движениями провинции Бассейнов и Хребтов глубинного происхождения. Многие разломы подверглись минерализации и стали местом локализации кварцевых и кальцитовых жил. Основными металлами, связанными с ними, являются медь, серебро и золото.

Поверхность, разбитая разломами, была превращена в широкую межгорную долину. За образованием разломов последовал размыв, рельеф же остался достаточно резким. Затем произошло отложение конгломератов Гила позднеплиоценового и плейстоценового возраста.

После накопления конгломератов Гила вновь имели место перемещения по крутопадающим разломам, главным образом вдоль единой плоскости, простирающейся в меридиональном направлении и наклоненной к востоку. Уступ этого нарушения в настоящее время определяется обращенным к западу фронтом хребта. В относительно поднятом восточном блоке потоки прорезали резкие каньоны.

О дальнейшем протяжении разломов данных нет, но Фергюсон сообщает о том, что они выходят за пределы рудного района. Южная граница Колорадского плато в пределах этого района неопределенна, и точно установить ее со структурной или геоморфологической точки зрения не представляется возможным, так как геология его не изучена. Является ли этот район частью провинции Бассейнов и Хребтов, центрального горного региона Аризоны или Колорадского плато — неизвестно (см. главу 26).

Поля распространения вулканических пород Хопи-Бьюттс и Навахо

Над высоким плато северо-восточной Аризоны и смежных частей Юты и Нью-Мексико возвышается множество вулканических неков, даек и столовых гор, увенчанных шапками лав. Все это — остатки лавового поля, занимавшего ранее многие тысячи квадратных километров. Размыв так отпрепарировал это поле, что первичные конусы исчезли, лавовые покровы были расчленены, а древние вулканические каналы в настоящее время поднимаются наподобие гигантских башен, прекрасно обнаруживая внутреннюю структуру. Хопи-Бьюттс является крупнейшим скоплением вулканов, сосредоточенных на участке длиной 55—65 *км*. В районе Хопи-Бьюттс излияние лав произошло на поверхность низкого рельефа, в настоящее время повсеместно поднятую на высоту 2000 *м*.

Уильямс (*669*) отмечает:

«Долины, которые располагались на этой древней поверхности, должны были быть забиты пепловым ливнем во время начальных стадий вулканической деятельности. Потоки неоднократно преграждались, образуя мелкие водоемы, которые, повидимому, в конце концов объединялись в крупные озера. Это может быть сказано об озере Хопи. Его отложения простираются к северу вплоть до Джедито-Уош, а к югу — до окрестностей Файф-Бьюттс, на расстояние почти 60 *км*: в широтном направлении они прослежены на 60 *км* от Ганадо до Дилкона.

Хотя первичные конусы были давно уничтожены, не представляет труда установить, где они ранее находились. Размыв, быстро уничтожая вмещающие породы, оставил кратеры и питающие каналы в виде выдающихся в рельефе башен, вершины которых, по крайней мере, на несколько сот метров ниже вершин первичных конусов. Поэтому не удивительно, что изверженные породы не отличимы от поверхности потоков.

В конце концов были выявлены тридцать вулканических неков. Немногие из них разрознены, большинство же сгруппировано или вытянуто в северо-западном направлении параллельно смежным дайкам. Типичные неки в плане имеют округлую форму, хотя некоторые из них овальны и постепенно переходят в дайки. Типичное жерло Хопи возникло в результате того, что взрывом была пробита цилиндрическая трубка, у которой образовался несомненный пирокластический конус или маарообразная депрессия. Хлынувшая после этого лава заполнила кратер и, наконец, разлилась вокруг широкими потоками. Доказательства такого хода событий многочисленны. Едва ли имеется нек без оболочки погруженных внутрь него обломков лавы и осадочных пород, размер которых изменяется от тончайшей пыли до блоков диаметром во много метров. Обычно глубина проникновения этой обломочной массы увеличивается вверх и ко внутренним частям нека. Неслоистые брекчии трения, ограничивающие неки, крайне редки, и в общем заключенные в них песчаники и сланцеватые глины остаются ненарушенными».

Хак (*230*) отметил, что имеется большое количество трубок взрыва или диатрем и что большая часть их тесно скучена на площади в 2050 *кв. км*. Он отмечает:

«В общем диаметр жерл уменьшается по мере углубления размыва. В районах, рассеченных незначительно, примерно до уровня Хопи-бьюттской поверхности денудации, воронки взрыва обычно имеют в диаметре 100—1900 *м*. Во многих местах первичная воронка взрыва окаймлена куполами лавы, вытеснившейся наружу и разлившейся по склонам, сложенным раздробленными и выдавленными подстилающими и окружающими туфами и осадочными породами. Лишь в немногих местах эти лавовые излияния были достаточно продолжительными для того, чтобы образовать непрерывные потоки. При более глубоком вскрытии диаметр колебался от 160 до 650 или 1000 *м*. Материал их в общем менее ясно слоистый и если пирокластический, то более грубый».

Вулканизм имел место в плиоценовое время, так как кости позвоночных этого возраста найдены в хопийских озерных слоях (формация Бидахочи).

Изверженные породы региона Навахо отличаются от развитых в Хопи-Бьюттс тем, что содержат небольшое количество лавовых потоков. Согласно Уильямсу (*669*):

«...большинство навахских вулканических неков сложено в основном не столбчатыми лавами, а грубыми туфо-брекчиями, переполненными обломками глубинных пород гранитового типа. В петрографическом отношении обе провинции также резко различаются; в Хопи-Бьюттс типичны мончикитовые породы, тогда как в навахском регионе они имеют подчиненное значение. Вероятно, жерла в Навахо образовались главным образом за счет взрывов. В самом деле, по многим из них никогда не происходило извержение лав. Сколь близки они хорошо известным диатремам Швабских Альп, Ронгебирге и Центральной Шотландии, должно быть ясно из следующего: подобно этим взрывным жерлам, многие вулканы Навахо разбросаны беспорядочно, без связи с ранее существовавшими структурами. Ни один из них не приурочен к разлому.

Долина Памятников (Monument Valley) с ее фантастическими замкообразными утесами прорезает песчаники Де-Челли и сланцеватые глины Моенкопи, которые занимают широкую и пологую волнистую вершину куполообразного поднятия, ограниченного на юге и востоке резкой моноклиналью хребта Комб, а на западе — менее выступающими складками, пересекающими плато Рейнбоу. На вершине свода падения, превышающие 30°, редки, но в окаймляющих складках они могут достигать 60°. Много интрузий было обнаружено в пределах моноклинали хребта Комб, протягивающейся в виде дуги от долины Кайента до реки Сан-Хуан. Они строго следуют системе трещин, примерно перпендикулярных простиранию моноклинали. В самой Долине Памятников вытянутость и распространение интрузий гораздо менее закономерны.

Несмотря на то, что они почти нацело сложены туфо-брекчиями, все неки круто поднимаются над вмещающими осадочными породами. Немногие маломощные дайки, пересекающие туфо-брекчии, не влияют на их устойчивость по отношению к размыву; эта устойчивость скорее обусловлена компактностью слагающего нек материала, так как мелкий туфогенный матрикс был пронизан растворами и основная масса его сцементирована кальцитом. Отсутствие резких трещин, подобных тем, которые пересекают вмещающие породы, несомненно, является существенным фактором».

Шипрок, Агатла и Альхамбра-Рок являются неками, уже упоминавшимися Уильямсом.

В пределах Навахо, у Бьюэлл-Парка к северу от Форт-Дефьянс, вблизи границы Аризоны и Нью-Мексико, и у Индиан-Уэллс в Хопи-Бьюттс были описаны два котлообразных погружения (Уильямс, *669*). Первое имеет примерно около 2,5 *км* в диаметре и глубину, по крайней мере, 300 *м*. Второе погружение имеет 0,2—0,5 *км* в диаметре и, вероятно, глубину 30 или 65 *м*.

Источник магмы

Присутствие в вулканических выбросах докембрийских пород означает только то, что они были вынесены вверх с глубины не более 1000—1500 *м*, так как чехол осадочных пород, покрывающий докембрий в районе Навахо—Хопи-Бьюсс, имеет примерно эту мощность. Далее, согласно Уильямсу, широкое и более или менее беспорядочное распространение вулканов

наводит на мысль, что источник магмы имеет форму обширного силла, который мог образоваться скорее всего на границе архейских и вышележащих пород. Небольшие вздутия на верхней поверхности подобного магматического резервуара, возможно, определяют положение жерл. Характер извержения вулканов в виде сильных взрывов и их тесное расположение хорошо согласуются с идеей неглубокого расположения источника магмы. Незначительный метаморфизм как стенок неков, так и заключенных в нем ксенолитов позволяет сделать заключение о низкой температуре взрыва и о том, что он был существенно фреатического типа, являясь в основном результатом давления водяного пара.

ВОЗРАСТ ПОДНЯТИЙ И ВУЛКАНИЗМА

В конце мелового периода район, вероятно, еще был низким. Верхнемеловое или нижнеэоценовое время ознаменовалось деформациями, которые привели к образованию больших складок, подобных вздутию Сан-Рафаэль, поднятию Серкл-Клиффс и структурному бассейну Генри. Доказательства подобного определения возраста складчатости получены в пределах бассейна Сент-Джордж (Гарднер, *198*), в окрестностях Эскаланте (Грегори и Мур, *223*) и в области северного окончания уотерпокетской складки (Даттон, *163*). Во всех этих местах эоценовые слои несогласно залегают на срезанных концах более древних смятых в складки пластов. Вероятно в пределах плато и другие простирающиеся в северном направлении складки, подобные антиклинали Дефьянс (см. фиг. 230) и поднятию Монумент, также образовались в это время. Первым следствием этого складкообразования было значительное вздымание в рельефе структурных поднятий и начало отложения осадков, смытых с возвышенностей, в структурных бассейнах. Бассейн Сан-Хуан в Нью-Мексико и бассейн Уинта в Юте до сих пор сохранили эти осадки; в других бассейнах, выполненных подобным образом, эти отложения были размыты.

В ларамийское время вслед за образованием моноклинальных изгибов и возникновением поднятий и бассейнов плато было вовлечено в обширное поднятие. История эпейрогенического поднятия, прорезание структур основными потоками и цикл эрозии связаны с образованием каньонов, и хотя об этих замечательных явлениях было уже много написано, они еще не достаточно ясны. Лонгвелл (*366*) пересматривает проблему определения возраста этих событий и интуитивно приходит к заключению о том, что основное поднятие возникло в плиоцене.

В плиоцене же произошло образование скоплений интрузий лакколитов и проявилась главная фаза эффузивной деятельности в пределах полей распространения вулканических пород. Время проявления вулканической деятельности точно может быть определено лишь в районе Хопи-Бьюттс, но благодаря тому, что образование всех полей распространения вулканических пород в пределах Колорадского плато происходило сходным образом, можно без опасений предположить, что все они этого же возраста. В северной и южной частях Большого Каньона и в вулканическом поле Датил деятельность, проявляющаяся в несколько этапов, затянулась до сравнительно недавнего времени.

В отношении возраста лакколитовых интрузий Хант (*268*) отмечает:

> «Сток в горах, обусловленный лакколитами, является консеквентным, и, повидимому, некоторые главные притоки реки Колорадо в результате куполообразования при внедрении интрузии испытали моноклинальное смещение. Например, река Фримонт изгибается в виде широкой дуги вокруг северного склона гор Генри и протекает между этими горами и вздутием Сан-Рафаэль. Река Долорес изгибается в виде дуги вокруг северного склона гор Ла-Саль, следуя прогибу между ними и поднятием Анкомпагре. Верхняя часть каньона Глен огибает купол у двух южных гор Генри; нижнее течение реки Сан-Хуан и смежный отрезок реки Колорадо огибают купол у горы Навахо. Регулирование дренажа в интрузивных структурах резко противопоставляется отсутствию его в орогенических структурах.
>
> Регулирование дренажа происходит в том случае, если вздымание связанных с лакколитами гор преградило первичное направление потока и смещает его, подобно рекам Фримонт и Долорес, в новом направлении. Так как оба потока в настоящее время следуют самому низкому из возможных структурных направлений, они, быть может, пересекали третичные отложения бассейна в то время, когда образовались интрузии, и их русла моноклинально сместились в сторону от вздымавшихся участков, несмотря на то, что куполообразование развивалось медленно».

26

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ ЮЖНОЙ АРИЗОНЫ

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РАЙОНИРОВАНИЕ

Южная Аризона состоит из нескольких различных в геоморфологическом отношении частей, не отделенных друг от друга резкими границами. Колорадское плато на юге окаймляется горной областью, косо пересекающей штат от центральной части его западной границы к юго-восточному углу (фиг. 243). Эта горная область, которую называют также Мексиканским нагорьем, вместе с поясом гор центральной части Нью-Мексико, протягивается в пределы северной Мексики, где она известна под названием Центральных Столовых гор и Восточной Сьерра-Мадре, ранее уже описанных. В крайней южной части Аризоны и в Нью-Мексико узкие хребты в общем имеют почти северное простирание. По направлению к северу они, однако, разветвляются, как бы раскалываясь тупым клином выступа Колорадского плато, и хотя в Нью-Мексико хребты непрерывно протягиваются в общем в северном направлении, в Аризоне они отгибаются к северо-западу вдоль юго-западного края плато. Они весьма скучены, вытянуты линейно и параллельны друг другу.

Юго-западная часть Аризоны погружается по направлению к району пустыни Сонора, являющейся частью провинции Большого бассейна. Различие между этим районом и Мексиканским нагорьем в общем неясно, но пустыня Сонора, которая также носит название пустынной области, характеризуется резким преобладанием обширных пустынных равнин, заходящих на склоны горных хребтов. Хребты сравнительно короткие, более разрозненные и в общем достигают меньшей высоты, чем хребты Мексиканского нагорья.

Рансом (*482*) отмечает:

«Вероятно, наиболее удивительной особенностью ландшафта, для наблюдающего его впервые, представляется резкий контраст между крутыми и резкими горами и повсеместно распространенными равнинными пустынями. Правда, равнины незаметно приходят в соприкосновение с ровными, слабо поднимающимися аллювиальными склонами, которые могут достигать значительной высоты, когда они подходят к краевым частям гор, но наличие этих больших склонов, сложенных обломочным материалом, не уменьшает поразительного контраста между горами и низменностями. Подобный рельеф, в самом деле, характерен для большинства областей горных пустынь, в которых преобладающая часть обломочного материала, образовавшегося за счет размыва гор, отлагается в смежных долинах; в результате этого процесса горные пустыни увеличиваются и становятся более равнинными, поскольку небольшие высоты стираются и оказываются погребенными».

Среди форм поверхности пустыни Сонора можно выделить три группы, каковыми, по Джиллюли, являются:

«1. Горы, обычно резкие и с крутыми склонами, в которых коренные породы или обнажены или перекрыты лишь маломощными наносами.

2. Подножья, сглаженные пересеченные равнины, обычно окаймляющие горы и одетые тонкой и прерывистой мантией гравия.

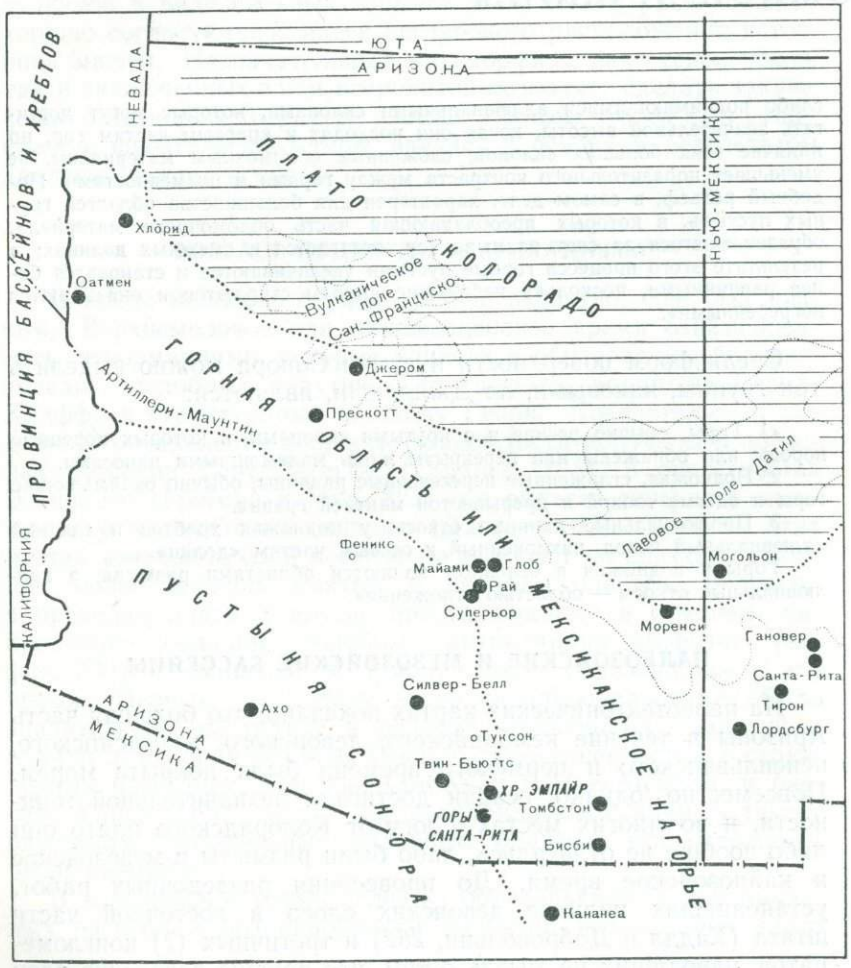
3. Пролювиальные длинные откосы у подножья хребтов и гладкий аллювиальный чехол, наклоненный к осевым частям «долин».

Горы и подножья в основном являются областями размыва, а пролювиальные откосы — областью отложения».

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ БАССЕЙНЫ

На палеотектонических картах показано, что большая часть Аризоны в течение кембрийского, девонского, миссисипского, пенсильванского и пермского времени была покрыта морем. Повсеместно, однако, осадки достигали незначительной мощности, и во многих местах к югу от Колорадского плато они либо вообще не отлагались, либо были размыты в мезозойское и кайнозойское время. До проведения разведочных работ, установивших наличие девонских слоев в восточной части штата (Хаддл и Добровольни, *262*) и третичных (?) конгломератов, наводящих на мысль о том, что раньше девонские слои были развиты в восточной части (Мак-Ки, *407* и Джиллюли, *212*), считалось, что большая часть Аризоны в девонское время была сушей. Поскольку палеозойские осадочные породы пользовались широким распространением и были однообразно

маломощны, представляется маловероятным, чтобы они могли играть сколько-нибудь существенную роль в строении позднемеловых и третичных структур.



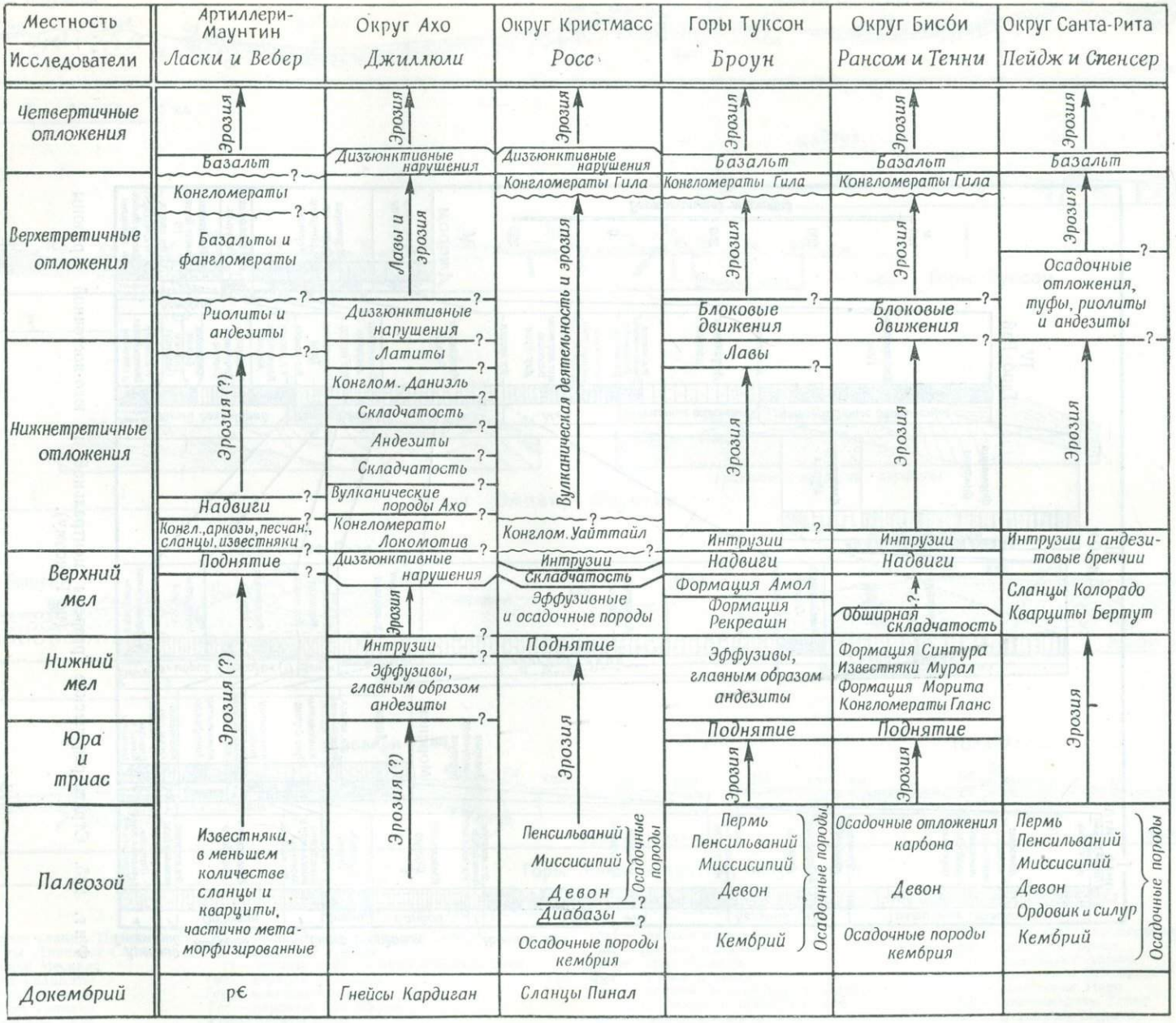
Фиг. 243. Обзорная карта Аризоны

Показаны центральная горная область и область пустыни (пустыня Сонора); как горная область, так и область пустыни являются частью физиографической провинции Бассейнов и Хребтов. Наряду с горами показаны также и основные рудные районы; поперечные разрезы приведены на фигурах 246, 247 и 248.

В триасовое время из Мексики через южную и центральную Аризону в северо-западном направлении протягивался широкий полуостров (см. карту XI). Прогиб, в котором происходило осадкообразование, располагался сразу же к юго-западу от западной границы штата; погружение его продолжалось, вероятно, в нижне- и среднеюрское время (см. карту XII). Как полуостров, так и прогиб протягивались в северо-западном направлении и, возможно, предопределили направление и местоположение будущего орогенического пояса. В начале верхнеюрского времени область прогиба была поднята над уровнем моря и объединилась с полуостровом в единую сушу.

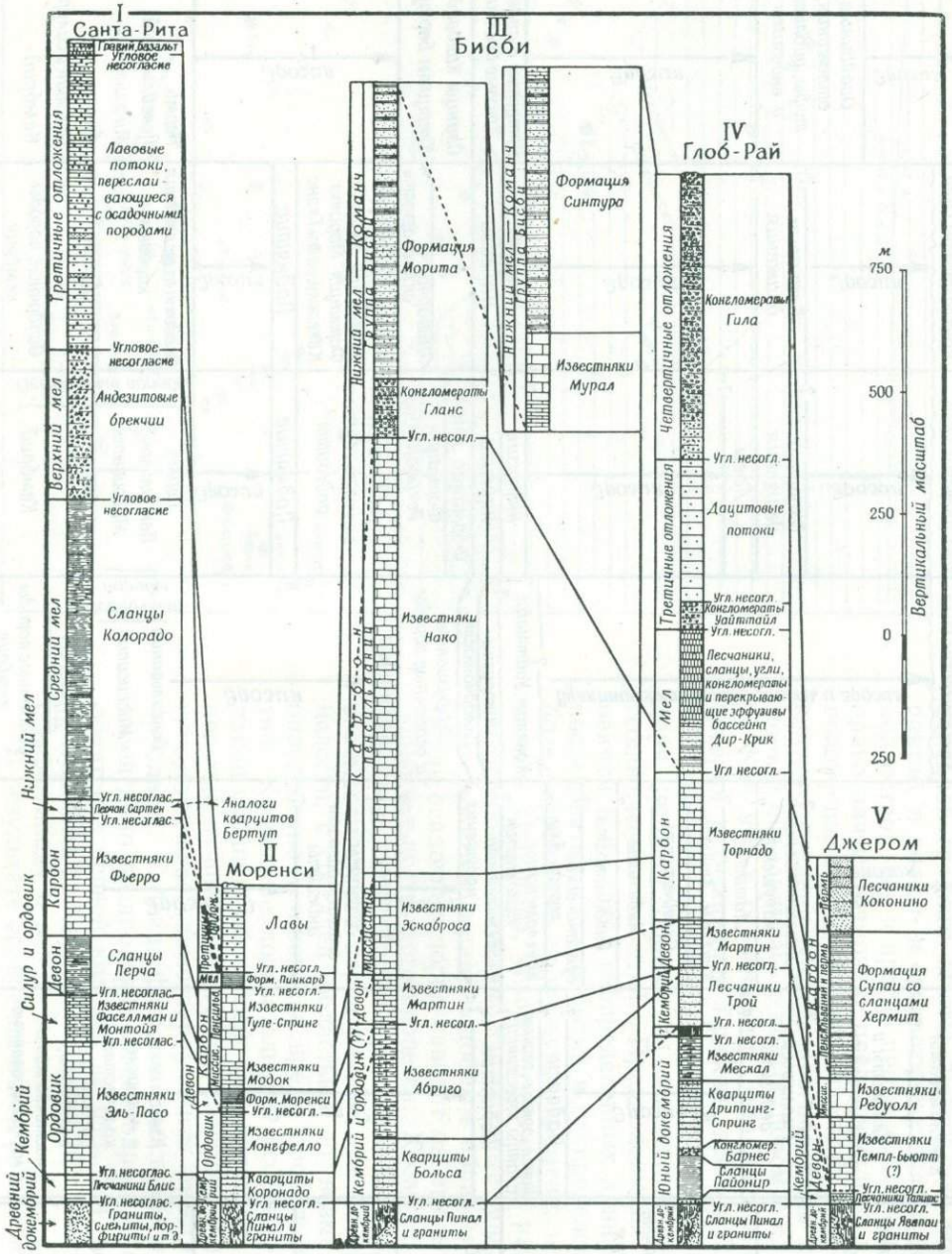
Как это в особенности было показано Джиллюли (*212*), история юго-западной Аризоны весьма богата событиями, но до последнего времени не было найдено окаменелостей, благодаря которым удалось бы определить возраст тех или иных геологических событий. Предположения о возрасте основываются и на таких неопределенных данных, как установление последовательности событий и распределение их с учетом наиболее вероятного промежутка времени, необходимого для каждого. Например, угловое несогласие, разделяющее метаморфизованные и неметаморфизованные породы, обычно требует длительного времени; подобным образом накопление мощной толщи осадочных пород наводит на мысль о значительной продолжительности этого процесса. Косвенные доказательства получаются также путем сравнения литологии и структурных взаимоотношений пород района, где не были найдены окаменелости, с соседней областью, по возможности с такой, где определенно установлено время проявления нескольких событий. Косвенные доказательства особенно не надежны, когда район слишком обособлен, как, например, южная Аризона, но попытка лучше, чем ничто; и палеотектоническая карта, хотя и гипотетическая, помогает уяснить пространственную сторону проблемы. Таблица формаций, составленная Джиллюли, в которой дано предположительное определение их возраста, приводится в первой колонке на фиг. 244 и затем сравнивается с колонками районов, расположенных к востоку, северо-востоку, северо-западу и югу.

В результате сравнения автор решил поддержать предположительное определение нижнетретичного возраста, сделанное Джиллюли для локомотивских фангломератов, и распространить его на сходные отложения юго-западной и западной Аризоны, где возраст их был предположительно определен Уилсоном (*683*) и Мак-Ки (*407*) как меловой.

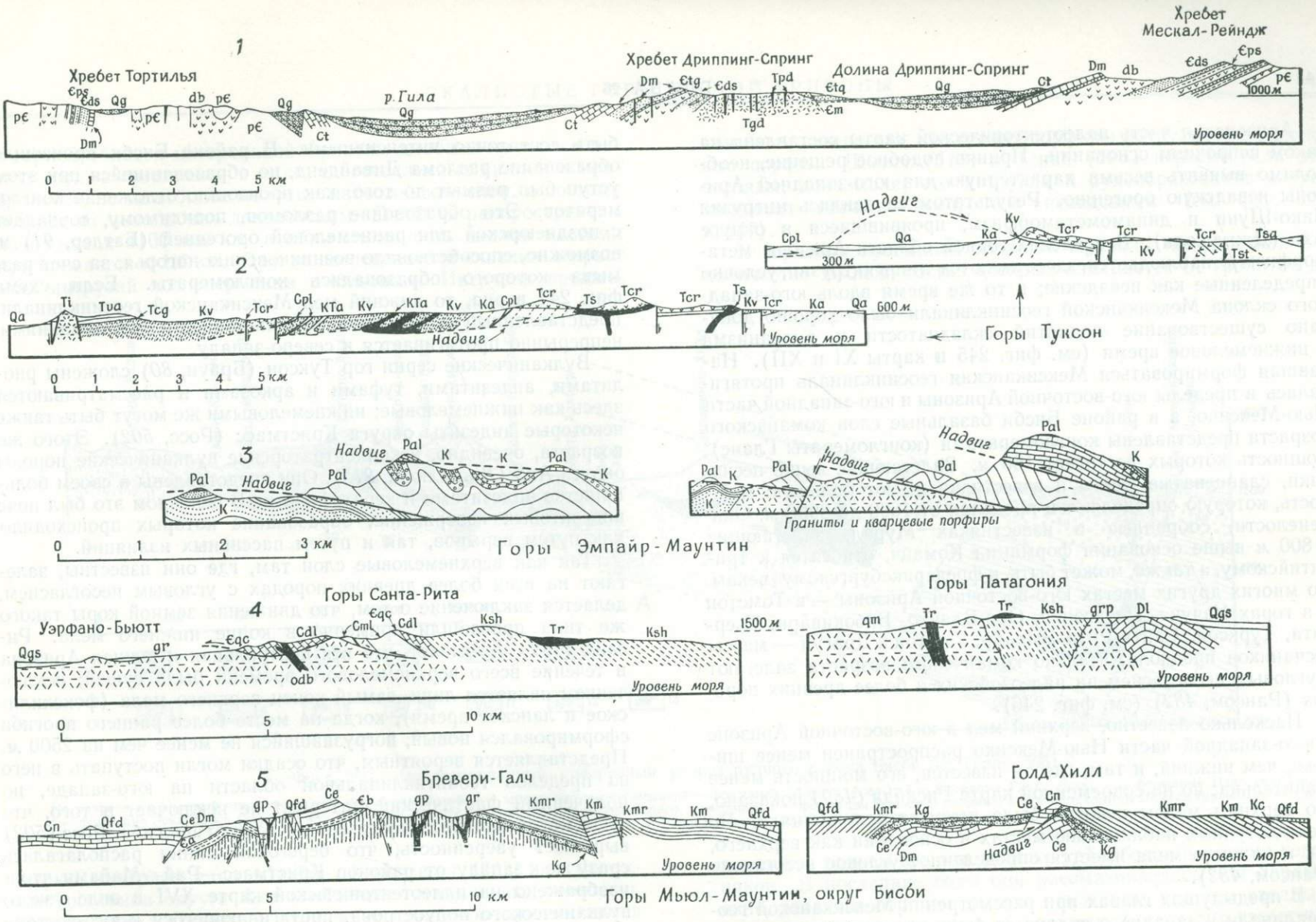


Фиг. 244. Сравнение истории развития районов горной и пустынной областей Аризоны.

Возраст многих формаций и вулканических накоплений неизвестен, но последовательность геологических событий в большей части районов выдержана; $p\epsilon$ — докембрий.



Фиг. 245. Стратиграфические разрезы центральной и юго-восточной Аризоны (по Рансому).



Фиг. 246. Поперечные разрезы юго-восточной Аризоны.

Єps — глинистые сланцы Пайонир
Єds — кварциты Дриппинг-Спринг
Єm — известняки Мескалс
Єtg — тройские кварциты
Dm — известняки Мартин
Ct — известняки Торнадо
Qg — конгломераты Гила
db — мезозойские (?) диабазы
Tgd — гранодиориты
Tpd — кварцевые диориты
Cdl — пермские известняки
Kv — меловые вулканические породы
Ka — амолские аркозы
Ti — кислые дайки и вулканические неки
Tua — верхние андезиты
Tcg — конгломераты
Tcr — риолиты Кат-Маунт
KTa — латиты Амол
Ts — сферолитовые риолиты
Qa — аллювий и осыпи
Єqc — кварциты и конгломераты
Dl — девонские известняки
Cml — светлые известняки
Cdl — темные известняки
Ksh — серия Команч
Qgs — гравий и пески
gr — граниты, в основном мезозойские, но также и докембрийские
qm — кварцевые монцониты
grp — гранит-порфиры
odb — аляскитовые гранит-порфиры
Tr — риолиты
ps — пайналские кристаллические сланцы
Єb — кварциты Болса
Єa — известняки Абриго
Ce — известняки Эскаброса
Cn — известняки Нако
Kg — конгломераты Гланс
Kmr — формация Морита
Km — мергелистые известняки
Kc — формация Синтура
Qfd — флювиальные отложения.

Аризонская часть палеотектонической карты составлена на таком непрочном основании. Приняв подобное решение, необходимо выявить весьма характерную для юго-западной Аризоны невадскую орогению. Результатом ее явились интрузия Чико-Шуни и динамометаморфизм, проявившиеся в округе Ахо (Джиллюли). В пределах горной области Аризоны метаморфизм не наблюдается, здесь имеются лишь интрузии, условно определенные как невадские; в то же время вдоль юго-западного склона Мексиканской геосинклинали было хорошо доказано существование поднятий складчатости и вулканизма в нижнемеловое время (см. фиг. 245 и карты XI и XII). Начавшая формироваться Мексиканская геосинклиналь протягивалась в пределы юго-восточной Аризоны и юго-западной части Нью-Мексико, а в районе Бисби базальные слои команчского возраста представлены конгломератами (конгломераты Гланс), мощность которых достигает 160 *м*. Залегающие выше песчаники, сланцеватые глины и известняки имеют большую мощность, которую определяют в пределах от 1600 до 6000 *м*. Окаменелости, собранные в известняках Мурал, залегающих в 800 *м* выше основания формации Команч, относятся к тринитийскому, а также, может быть, к фредериксбургскому векам. Во многих других местах юго-восточной Аризоны — в Томстон и в горах Уачука, Патагония, Оро-Бланко, Бабокивари, Сьеррита, Турксон, Санта-Рита, Эмпайр, Уэтстон и Драгун — массы песчаников предположительно команчского возраста залегают с угловым несогласием на палеозойских и более древних породах (Рансом, *482*) (см. фиг. 246).

Насколько известно, верхний мел в юго-восточной Аризоне и юго-западной части Нью-Мексико распространен менее широко, чем нижний, и там, где он известен, его мощность менее значительна; но на современной карте Рисайда *(489)* показано, что верхним мелом некогда была покрыта вся площадь. Во всех доступных наблюдению местах в основании как верхнего, так и нижнего мела имеется определенное угловое несогласие (Рансом, *482*).

В предыдущих главах при рассмотрении Мексиканской геосинклинали у западного склона ее были отмечены грубые осадочные и вулканогенные породы. Конгломераты Гланс в юго-восточной Аризоне дополнительно свидетельствуют о происходивших поблизости движениях земной коры. Они настолько грубы и мощны и залегают на более древних слоях с таким угловым несогласием, что обусловившие их движения земной коры не только должны были происходить поблизости, но и быть достаточно интенсивными. В районе Бисби произошло образование разлома Дивайденд, но образовавшийся при этом уступ был размыт до того, как произошло отложение конгломератов. Это образование разломов, повидимому, совпадает с позднеюрской или раннемеловой орогенией (Батлер, *91*) и, возможно, способствовало возникновению нагорья, за счет размыва которого образовались конгломераты. Если схема фиг. 244 верна, то нижний мел Мексиканской геосинклинали, представленный в основном вулканогенными образованиями, непрерывно протягивается к северо-западу.

Вулканические серии гор Туксон (Браун, *80*) сложены риолитами, андезитами, туфами и аркозами и рассматриваются здесь как нижнемеловые; нижнемеловыми же могут быть также некоторые андезиты округа Кристмасс (Росс, *502*). Этого же возраста, очевидно, и концентраторские вулканические породы округа Ахо (Джиллюли, *212*). Они представлены в своем большинстве андезитами и кератофирами. В основном это был пояс андезитовых извержений, образование которых происходило как путем взрывов, так и путем пассивных излияний.

Так как верхнемеловые слои там, где они известны, залегают на всех более древних породах с угловым несогласием, делается заключение о том, что движения земной коры такого же типа произошли примерно в конце нижнего мела. Рисайд *(489)* указывает, что вся центральная и южная Аризона в течение всего верхнемелового времени была сушей; исключением является лишь самый конец верхнего мела (фоксхиллское и ланское время), когда на месте более раннего прогиба сформировался новый, погрузившийся не менее чем на 2500 *м*. Представляется вероятным, что осадки могли поступать в него из пределов геоантиклинальной области на юго-западе, но полученный фактический материал не исключает и того, что суша могла находиться к северо-востоку от прогиба. Росс *(502)* выражает уверенность, что береговая линия располагалась сразу же к западу от районов Кристмасс—Рай—Майами, что и изображено на палеотектонической карте XVI в виде узкого вулканического полуострова, протягивающегося к юго-востоку от главной геоантиклинальной области. Таким образом, в центральной и южной Аризоне установилось северо-западное простирание структур.

ЦИКЛЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

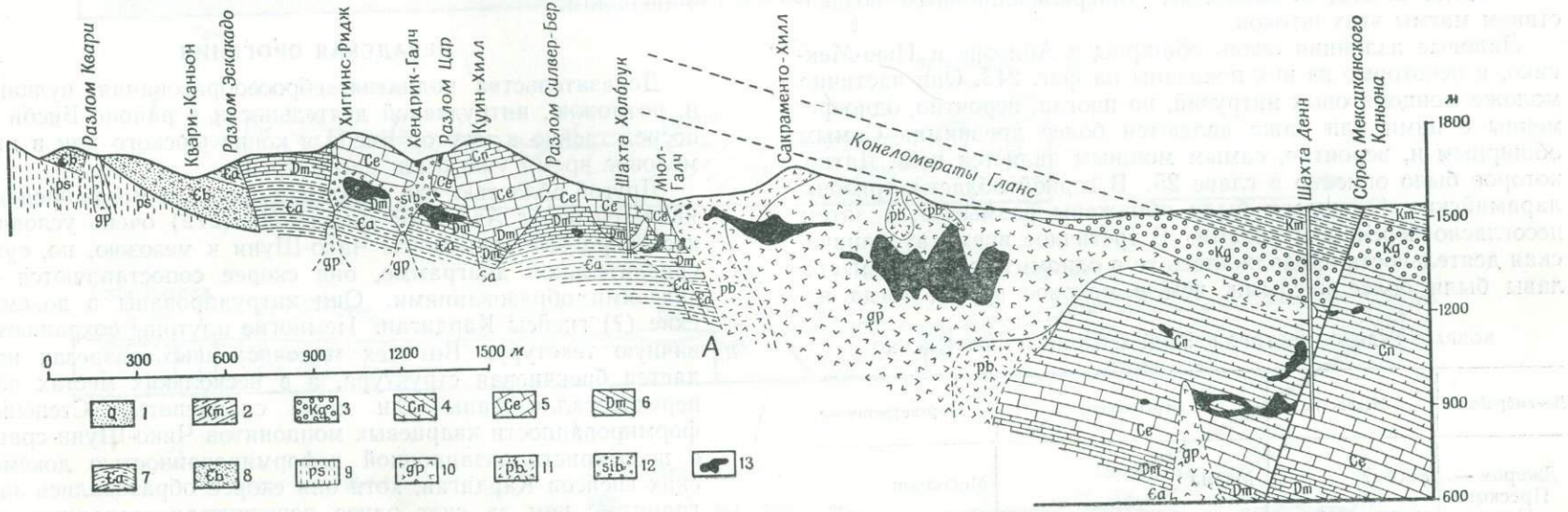
Изверженные породы, возможно палеозойского возраста, были описаны в двух местах. Согласно Эттлингеру *(175)*,

в горной области центральной Аризоны диабазы являются интрузиями, вторгшимися в виде многочисленных силлов в кембрийские, но не в более молодые палеозойские слои, и поэтому возраст их может быть додевонским. Диабазы распространены на площади 4100 *кв. км*, а общая мощность силлов местами приближается к 1,6 *км*. Другие исследователи считают возраст этих интрузий послепермским и меловым. Интрузии предшествуют минерализации области. Джиллюли *(212)* рассматривает роговики округа Ахо в области пустыни как, возможно, палеозойские. Однако в отличие от диабазов они являются дериватами андезитов и риолитов.

Батлер и Вильсон *(91)* относят Джунипер-Флатский шток в районе Бисби к послепалеозойским и домеловым интрузиям и предполагают, что возраст интрузивной деятельности может быть невадским. Рансом рассматривает шток Сакраменто в Бисби и сопровождающее рудообразование так же, как домеловые, но другие оспаривают седиментационный характер контакта, утверждая, что гранит-порфиры интрудируют в меловые породы. Шмитт *(518)* и Тенни *(595)* пересмотрели эти взгляды, доказывая, что интрузии и рудообразование скорее являются ларамийскими, чем невадскими (см. фиг. 246 и 247).

В горной и пустынной областях Аризоны имеется большое количество штоков, состав которых изменяется от гранитов до диоритов, причем все они моложе кайбабских пермских известняков. В последние годы они рассматривались как ларамийские, главным образом на том основании, что они сходны по литологии и структурному положению с другими известными ларамийскими интрузиями на юго-западе. Для большинства из них определенные доказательства верхнемелового возраста, вероятно, не получены.

Группа штоков в центральной Аризоне рассматривается как купола крупного залегающего ниже материнского плутона, названного батолитом центральной Аризоны (Эттлингер, *175*).



Фиг. 247. Детализированный поперечный разрез рудного района Бисби (по Тенни, 595).

На разрезе порфировый шток трактуется как ларамийский: *1* — четвертичные отложения; *2* — формация Морита (мел.); *3* — формация Гланс (мел); *4* — формация Нако (карбон); *5* — формация Эскабароса (карбон); 6 — формация Мартин (девон); *7* — формация Абриго (кембрий); *8* — формация Больса (кембрий); *9* — крист. сланцы Пойнал (архей); *10* — порфиры; *11* — контактовые брекчии; *12* — окремненные брекчии; *13* — рудные тела.

В общем в распространении штоков слабо намечается определенный план. Однако в районах Суперьор-Майами-Глоб и Моренси—Метхалф интрузивные тела имеют в общем северо-восточное простирание, поперечное горной области. Подобным образом рудоносные трещины в этих и других районах строго северо-восточны (Батлер, *91*). Рудные районы, показанные на фиг. 243, следуют распространению штоков. Многие рудные месторождения Аризоны, особенно в центральной и юго-восточной частях штата, обусловлены минерализационным воздействием магмы этих штоков.

Лавовые излияния очень обширны в Аризоне и Нью-Мексико, и некоторые из них показаны на фиг. 243. Они частично моложе монцонитовых интрузий, но иногда, вероятно, одновременны с ними или даже являются более древними. Самым обширным и, вероятно, самым мощным является поле Датил, которое было описано в главе 25. В горной области Аризоны ларамийские (?) штоки были обнажены размывом, а затем несогласно перекрыты лавами. В третичное время вулканическая деятельность продолжалась то в одном, то в другом месте, лавы были более кислыми, чем в меловое время; тогда же

ВОЗРАСТ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРИЗОНЫ И НЬЮ-МЕКСИКО

Докембрийские	Невадские	Ларамийские	Верхнетретичные
Джером — Прескотт Пекос	Бисби?	Магма	Могольон
	Патагония?	Глоб	Стипл-Рок
	Медные месторождения Красных слоев?	Майами	Лордсбери?
		Рай	Стенли-Бьютт
		Кристмасс	Отман?
		Моренси	Ахо?
		Тамбстон?	Силвер-Белл?
		Твин-Бьюттс	
		Магдалена	
		Санта-Рита-Фьерро	
		Пинос-Альтос	
		Тирон	
		85й рудник?	
		Серебро-марганцевое рудопроявление под пластами сланцеватых глин в юго-западной части Нью-Мексико (Силвер-Сити, Кукс-Пик, Кингстон, и. т. д.)	

имели широкое распространение блоковые перемещения (см. фиг. 244 и 245).

Третья группа рудных месторождений ассоциирует с третичными лавами. Районы, которые принадлежат к этому классу, перечислены в таблице. Рудные месторождения имеют форму жил, приуроченных к сбросам, которые секут лавы. Жилы в основном крустифицированы, имеют небольшую глубину и содержат адуляр. Золото является главным рудным минералом.

НЕВАДСКАЯ ОРОГЕНИЯ

Доказательства поднятия, сбрососбразования, вулканизма и, возможно, интрузивной деятельности в районе Бисби и непосредственно к югу от Бисби в конце юрского или в нижнемеловое время уже были рассмотрены.

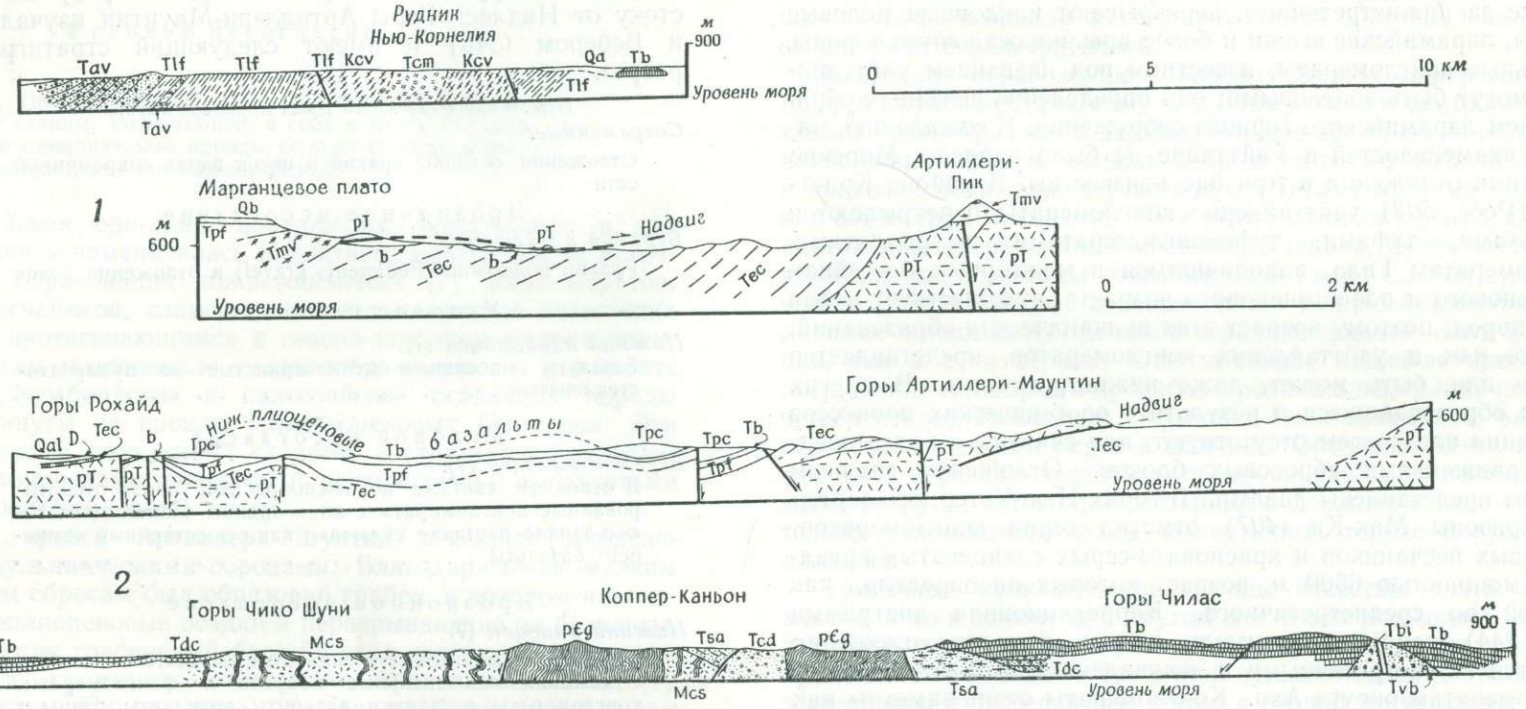
Другой областью, где невадская орогения могла проявиться, является округ Ахо. Там Джиллюли (*212*) очень условно отнес кварцевые монциниты Чико-Шуни к мезозою, но, судя по сравнительной диаграмме, они скорее сопоставляются с невадскими образованиями. Они интрудированы в докембрийские (?) гнейсы Кардиган. Немногие плутоны сохраняют первичную текстуру. Во всех малочисленных разрезах наблюдается брекчиевая структура, а в нескольких местах породы перекристаллизованы или даже сланцеваты. Степень деформированности кварцевых монцонитов Чико-Шуни сравнима с послекристаллизационной деформированностью докембрийских гнейсов Кардиган, хотя они скорее образовались за счет гранитов, чем за счет ранее перекристаллизованных пород. Поскольку площадь, целиком занятая этими двумя формациями, подвергалась брекчированию и минеральным преобразованиям, создается впечатление, что это обусловлено региональным диастрофизмом; но, согласно Джиллюли, правильная ориентировка тонкой гнейсовой сланцеватости, повидимому, отсутствует в обеих формациях, что ставит под сомнение это заключение. Очевидно, что как размеры диастрофизма, так и время, когда он проявлялся, проблематичны; возможность захвата невадским орогеническим поясом южной Аризоны (см. палеотектоническую карту XIII) очень гипотетична.

ЛАРАМИЙСКАЯ ОРОГЕНИЯ

С ларамийской интрузивной деятельностью, особенно в горной области Аризоны, ассоциировали значительная складчатость и образование надвигов. Складки и надвиги охватили

довольно тонкий палеозойский чехол и мощный меловой покров; по характеру они сходны с ларамийскими надвигами в северной Юте и западном Вайоминге (см. фиг. 246 и 248). Некоторые надвиги направлены к северо-востоку, как бы противоположном направлении.

В средней части штата палеозойские и более молодые породы смещены по многочисленным крутопадающим сбросам, но очень слабо или совсем не затронуты складчатостью и надвигообразованием, несмотря на то, что в них заключены ларамийские штоки. На этой площади в основном обнажены докембрийские породы, благодаря чему выше было сделано заключение о том, что осадочный чехол, если он вообще местами сохранился, во время ларамийской орогении был очень тонок. Возможно, надвигообразование и происходило, но поскольку им захвачены только докембрийские породы, факт этот еще не



Фиг. 248. Поперечные разрезы гор Артиллери-Маунтин (по Ласки и Уибберу, **345**) и гор Литтл-Ахо (по Джиллюли, **212**).

Формации гор Артиллери-Маунтин:

pT — палеозойские известняки; глинистые сланцы, кварциты и докембрийские граниты, гнейсы и кристаллические сланцы
Tec — нижнеэоценовые (?) конгломераты, песчаники и глинистые сланцы
Tmv — миоценовые (?) вулканические породы
Tpf — нижнеплиоценовые аллювиальные конусы и прибрежные отложения, содержащие марганцевоносные пласты
Tb — нижнеплиоценовые базальты
Tpc — верхнеплиоценовые (?) базальты
Qb — нижнеплейстоценовые (?) базальты
Qal — аллювий

Формация рудного района Ахо

pЄg — гнейсы Кардиган
Mcs — кварцевые монцониты Чико-Шуни
Kcv — вулканические породы Концентратор
Tcd — кварцевые монцониты Корнелия
Tlf — нижнетретичные фангломераты Локомотив
Tav — средне (?)третичные вулканические образования Ахо
Tsa — средне (?)третичные андезиты Снид
Tdc — средне (?)третичные конгломераты Даниелс
Tvb — плиоценовые андезитовые брекчии
Tb — плиоценовые андезитовые потоки
Tbi — интрузивные базальты

установлен. Судя по тому, что в докембрии хребта Фронт-Рейндж в Колорадо имеются сильно смещенные и даже смятые в складки ларамийские надвиговые чешуи, отсутствие мощной толщи осадочных пород не должно свидетельствовать против надвигообразования.

В горной области центральной Аризоны слои, обычно принимаемые за нижнетретичные, перекрывают наклонные меловые пласты, ларамийские штоки и более древние осадочные породы. Базальные конгломераты, известные под названием уайттайлских, могут быть эоценовыми; они определенно связаны с образованием ларамийского горного сооружения. К сожалению, никаких окаменелостей в Уайттайле не было найдено. Морские третичные отложения в Аризоне неизвестны. В районе Кристмасс (Росс, *502*) уайттайлские конгломераты перекрываются базальтами, туфами, туфоконгломератами и риолитами. Конгломератам Гила, накопившимся в межгорных бассейнах плиоценового и плейстоценового возраста, предшествует целая серия пород; поэтому возраст этих вулканических образований, так же как и уайттайлских конгломератов, представляется средне- или, быть может, даже нижнетретичным. В других местах образовавшиеся в результате орогенических процессов отложения или совсем отсутствуют, или связаны с более поздними движениями сбросовых блоков. Отложения главным образом представлены лавами. В горах Нью-Уотер юго-западной Аризоны Мак-Ки (*407*) отметил серии конгломератов, аркозовых песчаников и красновато-серых сланцеватых аргиллитов мощностью 6500 *м*, возраст которых он определил как меловой до среднетретичного. Корреляционная диаграмма (фиг. 244) наводит на мысль о том, что эти отложения являются нижнетретичными и эквивалентными локомотивским фангломератам округа Ахо. Конгломераты очень заметны как благодаря их массивному сложению, так и потому, что цвет и размеры заключенных в них обломков, среди которых могут быть определены обломки кембрийских, девонских, миссисипских, пенсильванских и пермских пород, сильно изменчивы. Найдены валуны, достигающие в диаметре 3,5 *м*, а валуны, колеблющиеся в размерах от 0,3 до 1,5 *м*, — обычны. Некоторые слои содержат лишь обломки гальки различных размеров. Обломки хорошо окатаны, за исключением фрагментов, превышающих по размерам валуны; они представляют собой очень слабо округлые блоки. Мак-Ки приходит к заключению, что они были снесены с гор, расположенных в непосредственной близости.

У западного окончания горной области Аризоны найдено дополнительное доказательство ларамийской орогении. На тектонической карте Соединенных Штатов показаны две надвиговые чешуи, каждая из которых смещена в сторону Колорадского плато. Одна из них находится в пределах гор Артиллери-Маунтин, а другая — в горах Чемеуевис сразу же к юго-востоку от Нидлес. Горы Артиллери-Маунтин изучались Ласки и Вебером (*345*) и имеют следующий стратиграфический разрез.

Породы марганцевоносной толщи Артиллери-Маунтин	Мощность, *м*
Современные:	
Отложения осыпей, гравий и песок вдоль современной сети	
Эрозионное несогласие	
Верхний плейстоцен:	
Гравий подножий (Pediments gravel) и отложения долин	
Угловое несогласие	
Нижний плейстоцен (?):	
Базальты массивные мелкозернистые до пузырчато-стекловатых	0—120 +
Угловое несогласие	
Верхний плиоцен (?):	
В основном светлые до темнокрасных, плохо отсортированные конгломераты с линзовидной слоистостью. На юго-западе площади включают как существенный компонент базальты	0—650 ±
Эрозионное несогласие	
Нижний плиоцен (?)	
Массивные афанитовые стекловатые базальты	0—80 +
Отложения аллювиальных конусов и фангломераты, конгломераты, песчаники, алевриты, аргиллиты, глины и известняки, отчасти гипсоносные. Основная марганцевоносная формация	0—500 ±
Угловое несогласие	
Миоцен (?):	
Туфы, брекчии и потоки лав риолитового до андезитового состава	~500 +
Угловое несогласие	
Нижний эоцен (?):	
Конгломераты, аркозы, песчаники, сланцеватые глины, известняки, немного глин, некоторое количество туфов и широко распространенная базальтовая толща; в своем большинстве породы сильно отвердевшие	800 +

Угловое несогласие

Палеозой (?):

Известняки с небольшим количеством сланцеватых глин, частично метаморфизованные

Угловое несогласие

Докембрий:

Граниты, гнейсы, микробрекчии, подчиненные кристаллические сланцы, заключающие в себе в горах Роухайд и Бакскин монцонитовые породы, возраст которых может быть определен как послекембрийский.

Ларамийская орогения, повидимому, происходила в две фазы; первая ознаменовалась поднятием, послужившим источником для образования нижнеэоценовых (?) конгломератов, аркозов, песчаников, сланцеватых глин и пластов известняка в прогибе, протягивающимся в северо-западном направлении; вслед за этим последовало надвигообразование, в результате которого докембрийские и палеозойские осадочные породы были надвинуты на кровлю нижнеэоценовых (?) слоев. Эти нижнеэоценовые слои имеют сходство в структурном отношении с конгломератами, аркозовыми песчаниками и аргиллитами в горах Нью-Уотер, далее к югу.

Надвиг хребта Артиллери-Маунтин перекрыт миоценовыми (?) вулканическими породами. Благодаря более мелким нормальным сбросам был образован грабен, в котором накопились нижнеплиоценовые осадки и перекрывающие их базальты. После того как грабеновый бассейн стал частью региональной речной сети, произошло отложение верхнеплиоценовых (?) конгломератов. Плиоценовые (?) породы были потом смяты в неглубокую сложную синклиналь, занятую ныне долиной, разделяющей горы Артиллери и Роухайд.

Смятые в складки породы вместе с залегающими выше плейстоценовыми (?) базальтами вдоль обоих бортов долины были разбиты нормальными северо-западного простирания сбросами, которые, очевидно, обусловлены возобновлением движений по старым зонам разломов (см. фиг. 248).

НОРМАЛЬНЫЕ ТРЕТИЧНЫЕ СБРОСЫ

Вероятно, повсеместно в горной и пустынной областях Аризоны коренные подстилающие породы (bedrock) пересечены и смещены по крутопадающим сбросам. Они протягиваются в самых различных направлениях. Эти сбросы как предшествуют, так и секут конгломераты Гила плиоценово-плейстоценового возраста; некоторые сбросы предшествовали ларамийской орогении, некоторые образовались во время нее, но большая часть их возникла после ларамийской орогении и является средне- или верхнетретичной.

Благодаря образованию сбросовых блоков, или региональному погружению, или тому и другому вместе центральная и южная часть Аризоны в верхнетретичное время стала областью накопления, причем осадки озер и потоков, накопившиеся в пределах пониженных участков, достигают местами нескольких сот метров мощности. Хотя этим отложениям в различных местах даются различные местные названия, более всего они известны под названием конгломератов Гила. Слабая вулканическая деятельность сопровождала осадкообразование, и лавовые потоки известны как в середине средней части формации, так и в ее верхах. Относительное поднятие хребтов и погружение межгорных прогибов продолжалось ритмически до четвертичного времени, а формация Гила наклонена, разбита сбросами и местами смята в складки. Образовавшиеся поднятия были изрезаны эрозией, и образовавшийся за счет их размыва и других источников материал отложился в виде сравнительно маломощного чехла четвертичных террас и руслового аллювия.

Третичные вулканические породы известны почти повсеместно, и то в одном, то в другом месте они указывают на продолжение вулканической деятельности вплоть до индианского времени. Заключение о третичной вулканической деятельности в третичное и четвертичное время в горной и пустынной областях Аризоны и в Колорадском плато, с точки зрения возраста, распространения и состава пород этого района, представляет значительный интерес.

Как правило, хребты в юго-восточной Аризоне протягиваются в северном, а в центральной и юго-западной ее частях — в северо-западном направлениях. Эти направления, вероятно, в основном обусловлены верхнетретичными сбросами. С момента последних крупных движений прошло много времени, так как поперек ряда сбросов образовались обширные подножья, а настоящих сбросовых уступов сохранилось немного.

27

СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ МЕКСИКИ

ПОЯС НАДВИГОВ ЭЛЬ-ПАСО — РИО-ГРАНДЕ

После того как верхнемеловые моря Мексиканской геосинклинали окончательно отступили с площади Эль-Пасо — Рио-Гранде, кристаллические породы докембрия остались там покрытыми значительным, хотя и изменчивым по мощности, чехлом осадочных пород. На севере гор Китмен он достигал 3000 *м*. Древний хребет Дьабло в пределах северного борта Рио-Гранде был территорией, характеризующейся сокращенными мощностями пенсильванских и пермских слоев (см. карты VI, VII, IX); к юго-западу в пределах платформы Коауила имело место определенное сокращение мощности нижнего мела (см. карту XV).

Область Эль-Пасо — Рио-Гранде в ларамийское время подверглась сжатию, которое привело к образованию интенсивных деформаций (фиг. 249). Породы были сильно смяты и разбиты взбросами (Хаффингтон, *264*). Обращают на себя внимание три надвига: Девил-Ридж, Ред-Хилл и Китмен (см. фиг. 229). Они находятся в горах Китмен и Малон в гряде Девил и вместе намечают зону длиной порядка 120 *км* от бассейна Уэко на севере до гор Чинати на юге. Складки и надвиги известны и в пределах широкого пояса к западу от гор Китмен в Чиуауа в Мексике. Выходы подстилающих пород имеются в небольшом количестве в северном Чиуауа, но слабо изучены в геологическом отношении. Поэтому западные границы ларамийских Сонорских Скалистых гор не определены. Они, вероятно, сливаются со Скалистыми горами Западной Сьерра-Мадре, образуя пояс деформаций большой ширины. Значительная часть этой территории в настоящее время входит в структурную провинцию Бассейнов и Хребтов, так как на ларамийские складки и надвиги наложилась более поздняя блоковая тектоника.

Пояс надвигов Эль-Пасо — Рио-Гранде, вероятно, достаточно далеко протягивается к юго-востоку и соединяется с Восточной Сьерра-Мадре системой ларамийских хребтов в Коауиле. Его восточная граница резко определяется между горами Малоне и Сьерра-Бланка.

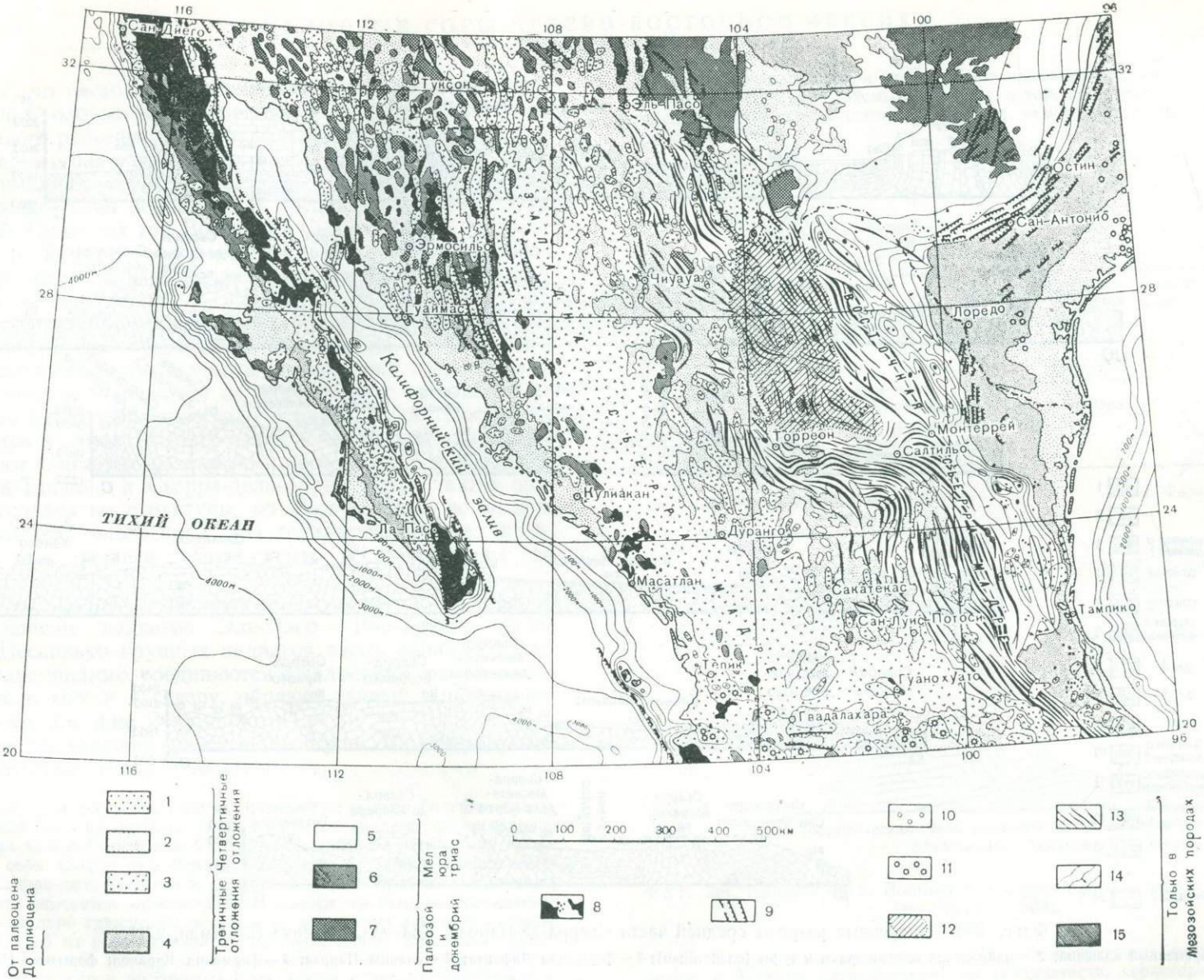
В горах Малоне интенсивно развиты складчатость и надвиги, тогда как в Сьерра-Бланке слои лишь слабо смяты и рассечены немногочисленными и небольшими нормальными сбросами.

В поясе надвигов, и особенно в горах Китмен, обращает на себя внимание проявление вулканической деятельности. Вулканическая провинция занимала значительную часть области куполов и бассейнов предгорий, а именно вулканическое поле гор Девис, горы Чикос и поднятие Серрания-де-Бурро. В горах Китмен складчатость и надвигообразование сопровождались интенсивным размывом, за которым последовало извержение вулканических серий: риолитов, трахитов и андезитов.

Вулканические породы погрузились и были прорваны кольцевой дайкой диоритов. Затем интрудировали кварцевые диориты, а за ними Китменский плутон кварцевых монцонитов (Хаффингтон, *264*). Эта магматическая деятельность, если сопоставлять ее с вулканизмом гор Девис, имела место в эоценовое или олигоценовое время.

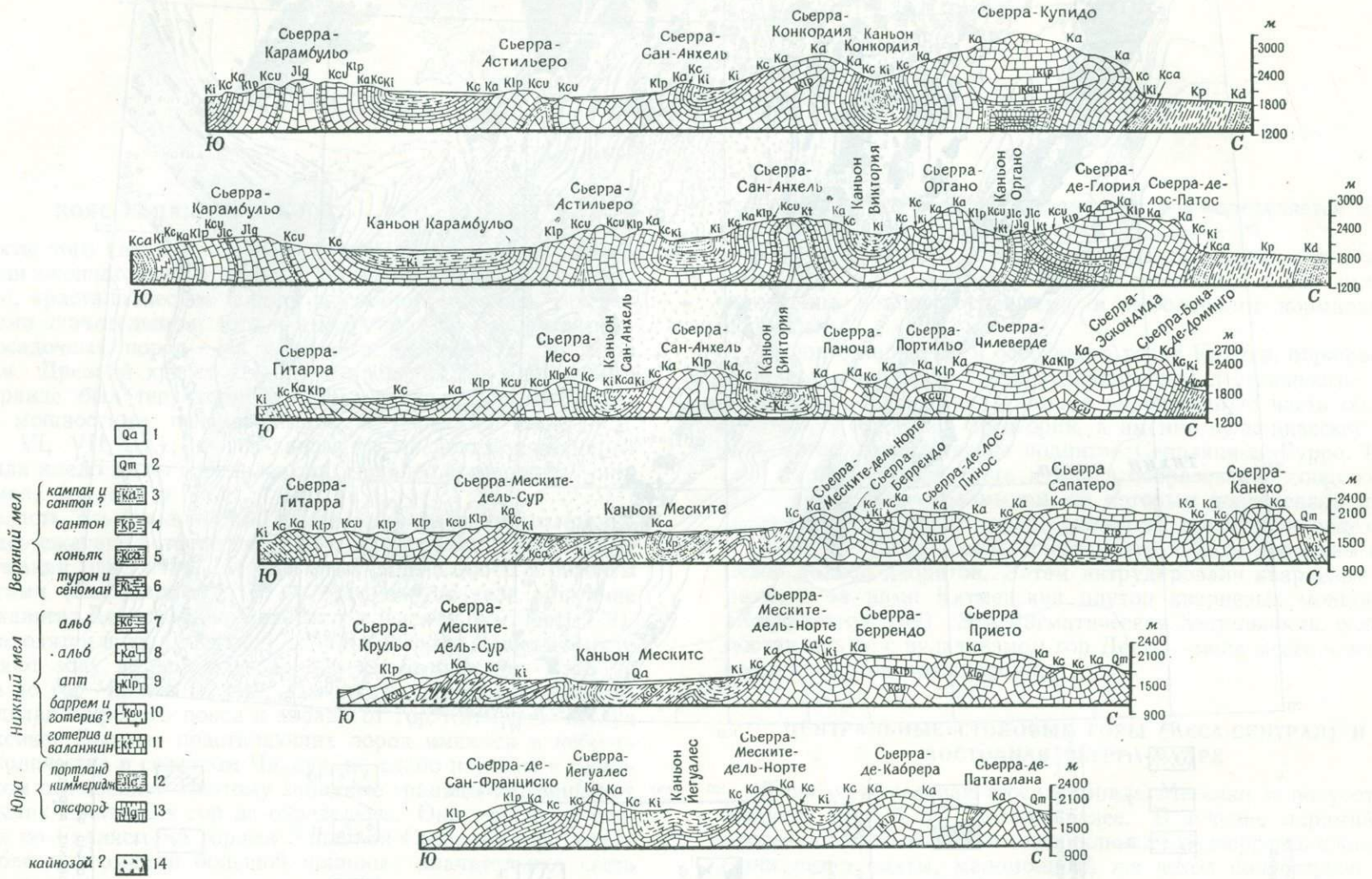
ЦЕНТРАЛЬНЫЕ СТОЛОВЫЕ ГОРЫ (МЕСА-СЕНТРАЛ) И ВОСТОЧНАЯ СЬЕРРА-МАДРЕ

Юрская и меловая геосинклиналь Мексики и полуострова Коауила уже была описана ранее. В течение ларамийской орогении мощные осадки геосинклинали подверглись сжатию и были резко смяты, маломощный же чехол полуострова подвергся лишь слабым деформациям. Местами более поздние сбросовые блоки наложились на ларамийские складки, но большая часть современных гор Восточной Сьерра-Мадре и высокая поверхность Центральных Столовых гор сформировались в результате длинного размыва, перемежавшегося с образованием аллювия. Восточная половина нагорий северной Мексики состоит из двух провинций. Они тесно связаны между собой



Ф и г. 249. Тектоническая карта северной Мексики (по Ф. Кингу).

1 — вулканические породы; *2* — осадочные породы; *3* — вулканические породы разного возраста, в том числе меловые; *4* — осадочные породы; *5* — главным образом неметаморфизованные породы; *6* — главным образом метаморфизованные породы; *7* — домезозойские породы; *8* — интрузии; *9* — сбросы; *10* — соляные куполы; *11* — вулканы; *12* — полуостров Коауила — возвышенный участок в древнем мезозое; *13* — антиклинали; *14* — структурные контуры; *15* — направления простирания в метаморфических породах.



Фиг. 250. Поперечные разрезы средней части Сьерра-де-Паррас, Коауила, Мексика (по Имли, 271).

1 — современный аллювий; *2* — майранские конгломераты и туфы (плейстоцен); *3* — формация Дифунта; *4* — сланцы Паррас; *5* — формация Каракол; формация Индидура.

тектонически, но несколько различаются по формам рельефа. Центральные Столовые горы являются областью сравнительно нерасчлененного рельефа, но высоких абсолютных отметок; для них характерны широкие блюдцевидные равнины, над которыми поднимаются горы, сложенные в основном смятыми в складки осадочными породами. В пределах восточного края Центральных Столовых гор Восточная Сьерра-Мадре является областью с резким рельефом, обусловленным параллельными горными хребтами, также сложенными смятыми в складки пластами осадочных пород.

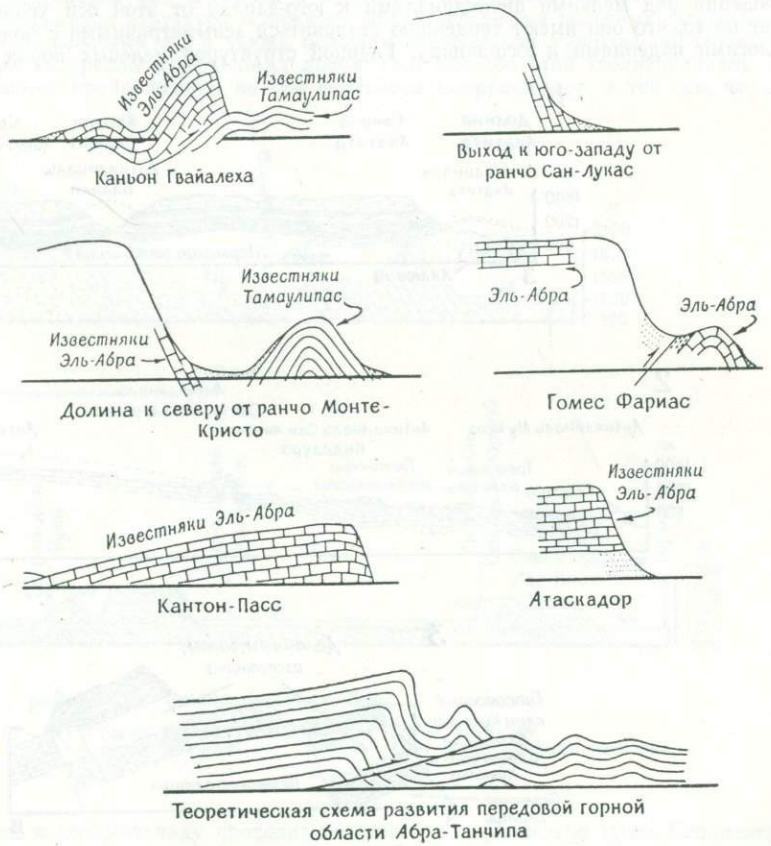
На фиг. 250 изображены типичные примеры складок в геосинклинальной части провинции. Они сжаты до состояния изосинклинальных, запрокинуты, местами даже веерообразны и тесно скучены, но, несмотря на значительное сжатие, здесь образовалось лишь небольшое количество взбросов. Восточная Сьерра-Мадре к западу и северо-западу от Тампико на протяжении 160 *км* слагается несколькими хребтами: Сьерра-Кучаррас; Сьерра-Танчипа и Сьерра-дель-Абра. Здесь также преобладают складчатые структуры, но Келлум (*303*) во многих местах вдоль восточного края этих гор интерпретирует такие структуры как надвиги. Его схемы воспроизведены на фиг. 251.

Этот пояс надвигов располагается примерно на одной линии с поясом надвигов Эль-Пасо — Рио-Гранде далее к северу. Несколько крупных надвигов вдоль западного бассейна Сабинас, видимо, соединяются с надвигами, расположенными далее к югу и к северу, образуя единый пояс длиной около 1300 *км* (см. фиг. 249).

Область, занимавшая ранее полуостров, характеризуется, согласно Келлуму, Имли и Кейну (*307*),

«...широкой, пологой складчатостью и включает в себя большие брахиантиклинальные или на востоке периклинальные складки: Сьерра-де-ла-Пайла, Сьерра-де-лос-Аламитос и Сьерра-де-Грасьяс. На западе она также включает в себя Сьерра-дель-Венадо, Сьерра-дель-Собако, Сьерра-дель-Тлауалино, Сьерра-дель-Кампана и связанные с ними хребты. Несомненно, к этой области относятся многочисленные горные хребты, расположенные к северу от западной группы, но они еще не достаточно детально изучены, чтобы говорить об их региональном структурном плане. Восточная группа хребтов также никогда не изучалась детально, но общая структура, судя по строению ее на юге и по отчетам Бозе, Кейна и других, пересекавших эти хребты, представляет пологое поднятие. Западная группа имеет, в сущности, пологое строение, но отличается тем, что эрозия зашла здесь гораздо дальше и расчленила широкое пологое поднятие на многочисленные хребты, более или менее отделенные друг от друга долинами, выполненными аллювием.

Хребты эти в основном сложены гипсоносными фациями формации Кучильо. Это легко размываемый комплекс, и там, где в разрезе преобладают гипсы и мергели, горы срезаются быстрее, чем в местах, где преобладают известняки.

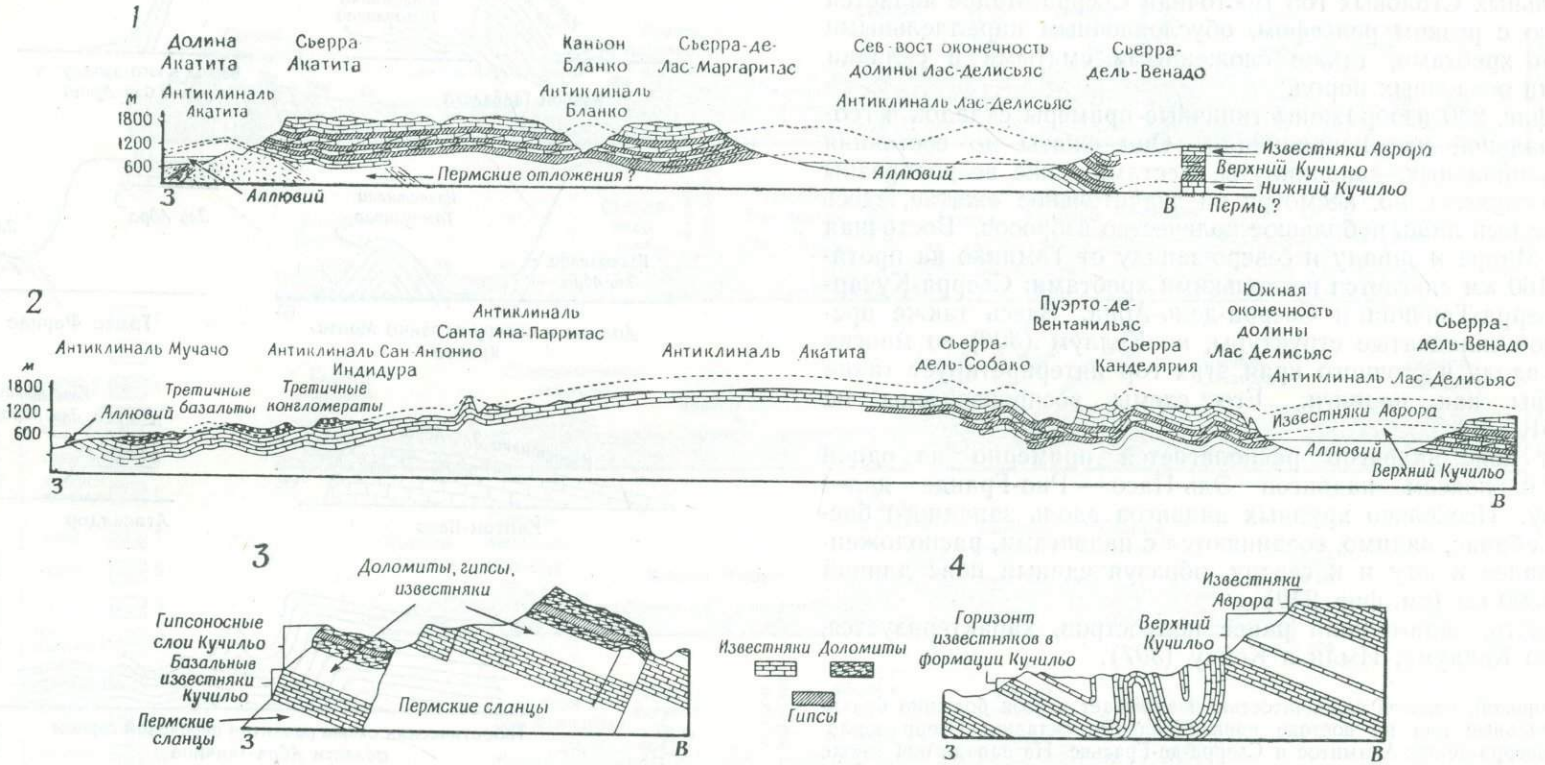


Фиг. 251. Краевая часть Восточной Сьерра-Мадре к западу от Тампико (по Келлуму, **303**).

Структуры меловых пород в горах, ограничивающих долины Лас-Делисьяс и Акатита, иллюстрируют тип складчатости, характерной для центральной провинции полуострова Коауила. Основной структурой, расположенной между двумя долинами, является широкое, сложное антиклинальное поднятие, вытянутое с северо-запада на юго-восток и погружающееся в этих направлениях. Оно осложнено многочисленными резкими и выдержанными складками, параллельными главной оси поднятия. Небольшие

поперечные складки, обычно невыдержанные и с пологими падениями, возможно, являются отражением неровностей фундамента.

Главная ось основного антиклинория протягивается вдоль западной границы хребта в его северо-западной части, однако юго-восточнее ось пересекает центральную часть горной области. Ограниченное количество наблюдений над мелкими антиклиналями к юго-западу от этой оси указывает на то, что они имеют тенденцию становиться асимметричными с более пологими падениями к юго-западу. Главной структурой меловых пород в



Ф и г. 252. Поперечные разрезы Акатиты и района Лас-Делисьяс, Коауила, Мексика (по Келли, **309**).

Сьерра-дель-Тлауалило, западнее долины Акатита, является широкая, пологая складка, почти перпендикулярная общему направлению и пересекающая хребет в его северном конце; другая складка пересекает его примерно в 25 *км* далее к югу. Они, надо полагать, являются отражением рельефа или зоны смещения в подстилающих породах фундамента».

На фиг. 252 показана структура, образовавшаяся на месте прежнего полуострова Коауила.

СИНКЛИНОРИЙ ПАРРАС

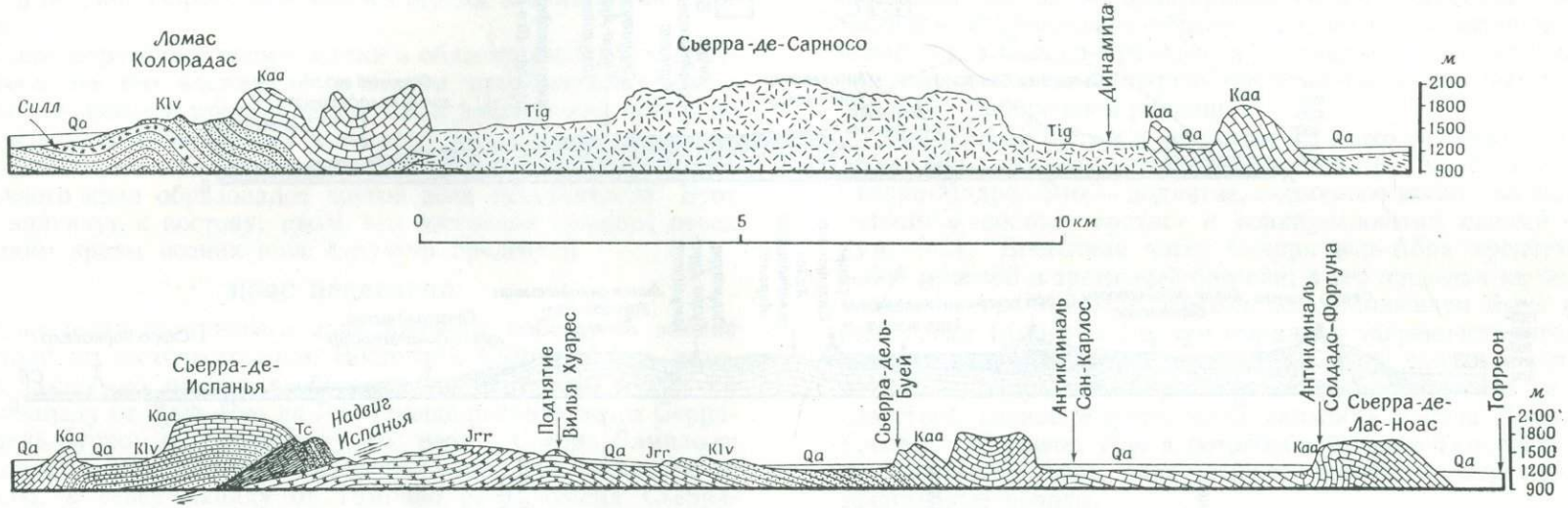
Южнее полуострова Коауила расположен пояс волнистых складок, протягивающихся приблизительно с востока на запад. Длина его около 200 *км*, ширина — от 60 *км* на западе до 30 *км* на востоке. Складчатость охватила осадки прогиба Паррас. К западу антиклинали погружаются под аллювиальную равнину Лагуна-де-Майран; они имеют более крутые северные крылья и обычно запрокинуты. Вдоль некоторых из них развиты купола и перегибы, в сторону которых купола запрокинуты сильнее.

У западного конца бассейна Паррас находится надвиг Сьерра-де-Испанья (фиг. 253). Надвиговая чешуя смещена в северо-восточном направлении навстречу упору менее дефор-

мированного полуострова Коауила. Западнее надвига Сьерра-де-Испанья высокие горные массы сложены слоями, смятыми в сжатые складки, запрокинутые в северо-восточном направлении. Эта зона не прослежена в хребтах на северо-западе, но она, несомненно, продолжается в этом направлении.

Широкий пояс складчатости изменяет направление на юго-юго-западное и у Сальтильо сливается и образует Восточную Сьерра-Мадре.

Восточнее Восточной Сьерра-Мадре эта выделяющаяся зона широтных складок представлена в центральном Тамаулипасе, в горах Сан-Карлос, которые поднимаются над прибрежной равниной посредине между краем Кордильер и побережьем залива. Горы Сан-Карлос представляют собой широкую дугообразную геоантиклиналь (свод, по терминологии этой книги), протягивающуюся в общем в восточном направлении и выгнутую к югу. Эта главная структура осложнена многочисленными пологими флексурами, параллельными ей, а также большим количеством куполов, образованных при внедрении изверженных пород. Оси складок этой геоантиклинали являются продолжением не оси Восточной Сьерра-Мадре, а той оси, что далее к северо-западу проходит восточнее и параллельно краю Кордильер и отогнута к востоку в зоне поперечной складчатости.



Ф и г. 253. Поперечные разрезы гор к западу т района Лагуна (по Келлуму, **304**).

Tc — верхнемеловые или нижнетретичные конгломераты
Kct — сеноманские и туронские глинистые сланцы и известняки
Kaa — апт-альбские известняки
Klv — серия Торсер-Лас-Вигас
Jrr — серия Ред-Рок
Tig — интрузии
Qa — четвертичные отложения

Келлум, Имли и Кейн (*307*) отмечают:

«В этом районе в результате интенсивного сжатия в меловых и юрских породах развилась серия запрокинутых или веерообразных антиклиналей и синклиналей с очень большим горизонтальным укорочением в результате сжатия.

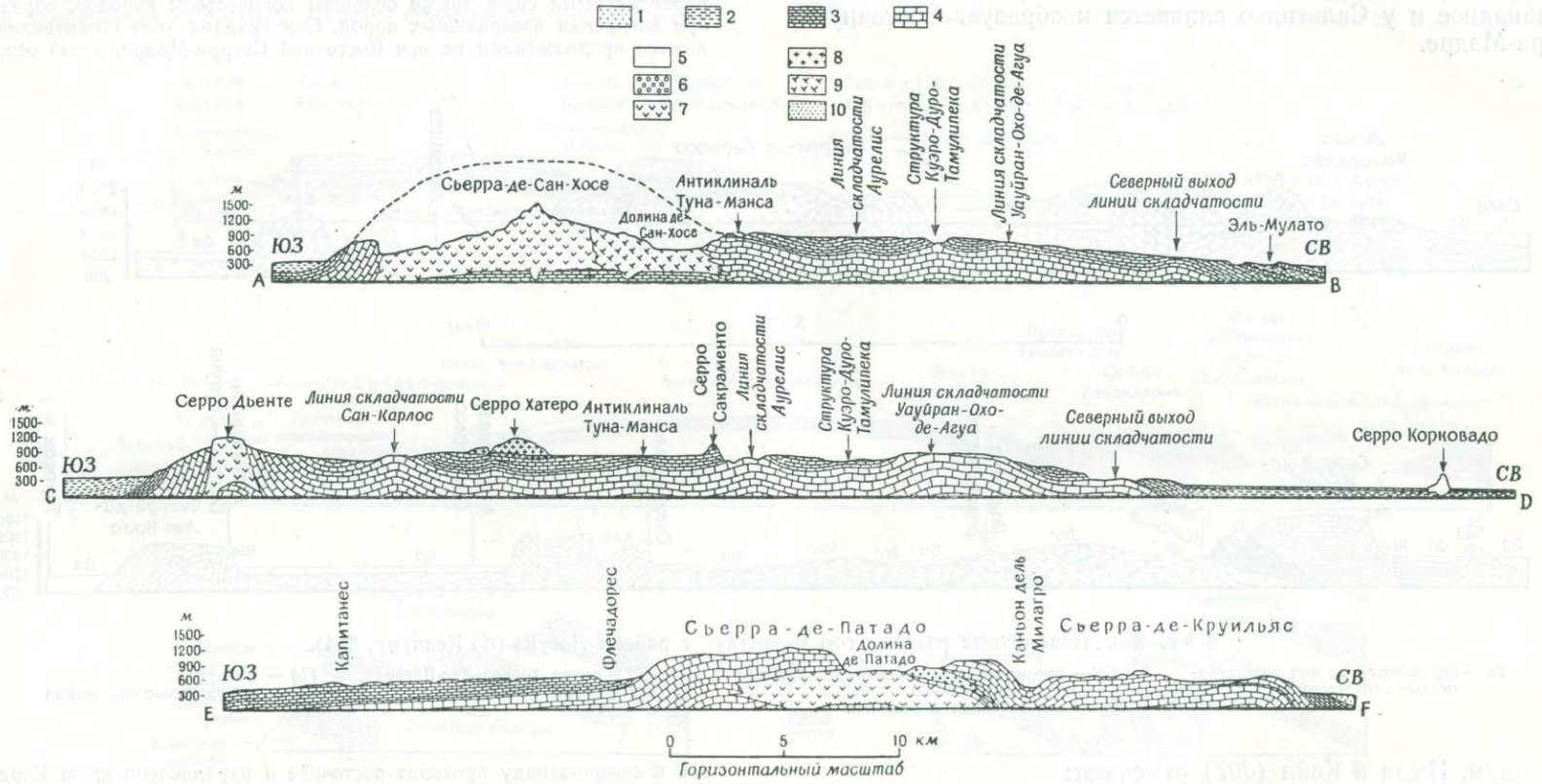
Оси этих складок протягиваются в общем в широтном направлении, но далее к востоку они достаточно быстро изменяют направление на юго-восточное. На западе, там, где они сближены и погружаются в сторону бассейна Паррас, они становятся симметричными, а затем запрокидываются в западном направлении параллельно простиранию их осей. Сколько-нибудь существенных разломов не установлено.

Западнее Восточной Сьерра-Мадре и южнее бассейна Паррас структура этого пояса изучена во многих местах. В области Масапиль — Консепсьон-Дель-Оро в северной части штата Сакатекас горные хребты соответствуют антиклиналям и протягиваются в общем в восточном направлении. Их структура осложняется несколькими разломами и наличием интрузивных масс. В Сьерра-де-Санта-Роса и в ядре Сьерра-де-ла-Канутильо намечается слабая тенденция к образованию веерной структуры.

Антиклиналь Консепсьон-дель-Оро — юго-восточное продолжение структуры Сьерра-де-ла-Каха — запрокинута к северо-востоку и пересечена разломом».

ИСТОРИЯ ОРОГЕНИИ

Пересмотр истории орогении северо-восточной Мексики приводит к выводу, что позднепалеозойский пояс складчатости и надвигов от Маратона (в западном Техасе) изгибался к югу и, вероятно, протягивался в пределы более молодого полуострова Коауила, обусловив его образование. От южной части полуострова позднепалеозойский ороген протягивался в восточном направлении, согласно Хамфрейю (*267*), к Монтеррею, а затем следовал в юго-западном направлении на большое, но не выясненное расстояние. Представляется сомнительным, чтобы орогенический пояс мог развиваться позднее раннего мезозоя, когда эпейрогенические движения могли омолодить его звенья, служившие преградой для трансгрессии моря из области залива. Мексиканская геосинклиналь развивалась в юрское и меловое время на западном и южном (форланд) склонах палеозойского пояса, но осадконакопление также распространилось и на восточный его край (хинтер-



Фиг. 254. Поперечные разрезы гор Сан-Карлос, Тамаулипас, Мексика (по Келлуму, **305**).

1—4 — осадочные породы: *1* — формация Рейноса; *2* — формация Мендес; *3* — формация Сан-Феллис; *4* — формация Тамаулипас; *5—10* — изверженные породы: *5* — одиночные отверженцы (plugs); *6* — фельдшпатоидные породы; *7* — щелочные породы; *8* — микрогранит-порфиры; *9* — кварциты, диориты и диорит-порфиры; *10* — позднетретичные базальтовые излияния.

ланд). В позднеюрское время движения в южной части полуострова отразились на характере осадков смежной геосинклинали, в свою очередь, эти движения были отражением невадской орогении. В раннем мелу небольшие локальные подвижки в пределах полуострова Коауила вызвали отложение в морях грубых осадков. Полуостров окончательно был погружен в аптское время, но продолжал действовать как относительно высокая и устойчивая масса. В верхнем мелу вдоль южной границы полуострова, приуроченной к краю позднеюрского моря, в прогибе Паррас отложились осадки значительной мощности.

В нижнетретичное время осадки в области, смежной с полуостровом на его восточном и южном продолжениях, были смяты в длинные и узкие складки. Силы действовали примерно перпендикулярно западному и южному краям жесткой массы, которая сама по себе была лишь слабо деформирована. Вдоль восточного края образовался другой пояс складчатости. Этот пояс надвинут к востоку; вдоль его восточной границы перед передним краем возник пояс структур предгорий.

ПОЯС ПРЕДГОРИЙ

В пределах внутреннего края равнины побережья залива к западу от восточного края Восточной Сьерра-Мадре находится несколько низких хребтов. Приблизительно в 100 *км* к юго-западу от Дель-Рио на Рио-Гранде располагается Серрания-дель-Бурро; к юго-востоку от него — Сьерра-Лампасос; еще далее к юго-востоку находится Сьерра-де-Сан-Карлос и, наконец, к северо-западу от Тампико расположена Сьерра-Тамаулипас. Они представляют собой в общем широкие складки и купола, которые поднимаются над почти горизонтальными слоями прибрежной равнины, и в гребнях их обнажаются изогнутые в виде пологих сводов нижнемеловые известняки. В некоторых из этих гор, особенно в Сьерра-де-Сан-Карлос, заключены вулканические некки, пробки и лакколиты (фиг. 254) отчасти щелочного состава. В горах Сан-Карлос известны также пологие, широтного простирания складки, осложняющие купол, и они, как считает Келлум (*304*, *305*), отражают восточное простирание складок бассейна Паррас. Складки действительно обнаружены, но плохо изучены далее к востоку в Сьерра-Круильяс в центральном Тамаулипас, где они имеют северо-восточное простирание и скрываются под наносами прибрежной равнины.

Примерно в 100 *км* к западу от Тампико находится Сьерра-дель-Абра, которая образует восточный край Восточной Сьерра-Мадре. Это — поднятие, сложенное несколько запрокинутыми к востоку средне- и верхнемеловыми слоями (Келлум, *303*). Восточная часть Сьерра-дель-Абра представляла собой меловой и третичный бассейн; в его пределах на полпути между Сьерра-Мадре и берегом под отложением была погребена гряда Тамасопо. Келлум выражает уверенность в том, что история развития погребенной гряды была сходна с историей развития Сьерра-дель-Абра. Гряда эта расположена на месте известной южной «нефтеносной складки» района Тампико — Туспам в Мексике. Как в погребенной гряде Тамасопо, так и в Сьерра-дель-Абра присутствуют основные интрузивные и эффузивные породы.

28

БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ ТИХОГО ОКЕАНА

ГЛАВНЫЕ СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ

Пояс гор, параллельных современному берегу в Вайоминге, Орегоне и Калифорнии, хотя в буквальном смысле это даже и не горы, известен под названием Береговых хребтов. Он отделен от внутренних степей широкой депрессией, получившей в Вашингтоне и Орегоне название депрессии Уилламетт — Пюджет-Саунд, а в Калифорнии — Большой долины. На фиг. 255 изображены эти формы рельефа. Более показательна в этом отношении топографическая карта Соединенных Штатов. Береговые хребты имеют длительную третичную и четвертичную историю; развитие их во времени происходило параллельно с ларамийскими Скалистыми горами, а также с хребтами и долинами Большого бассейна.

Часть Береговых хребтов от залива Сан-Франциско к югу до Санта-Мария будет обозначена здесь как центральные Береговые хребты, а часть хребтов к северу от залива до гор Кламат будет называться северными Береговыми хребтами. Часть южной Калифорнии с широтными простираниями, включающая районы Санта-Барбара, Вентура и Лос-Анжелос, будет относиться к южным Береговым хребтам. Береговые хребты Орегона и Вашингтона едины в геологическом отношении и будут рассматриваться как четвертая составная часть. Они отделены от северных Береговых хребтов горами Кламат, которые являются частью невадского орогенического пояса.

Хребты островов Британской Колумбии и юго-восточной Аляски, как и материковый берег или Каскадные горы, в основном являются частью невадского орогенического пояса, но они претерпели подвижки в течение кайнозоя и будут рассматриваться вновь как одна из составных частей Береговых хребтов.

Сьерра-Баха-Калифорния в наиболее южной части Калифорнии и Калифорнийский полуостров являются особым элементом и будут рассмотрены в отдельной главе. Эта область характеризуется сложной невадской геологией, верхнемеловые и третичные слои здесь охвачены складчатостью и блоковыми движениями.

Остается упомянуть еще об одном элементе, а именно — о подводной зоне к западу от современной береговой линии. Это океанское дно, как установлено в настоящее время, имеет резкий рельеф, и те, кто исследовал его топографически, пришли к соглашению, что оно является частью материкового каркаса и, вероятно, имеет сложную палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую структуры. Этот элемент настолько важен, что должен быть рассмотрен в специальной главе.

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ КАЛИФОРНИИ

Залив Сан-Хоакин и поднятие Дьабло

На карте XVI видно, что в меловое время поднятие Салиния в области центральных Береговых хребтов разделяло бассейн осадкообразования на северную и южную части. Основным отличием третичного времени было изменение размеров и положения Салинии, превратившейся в поднятие Дьабло; несколько южнее возникло другое небольшое поднятие — Сан-Рафаэль. Детали этих изменений изображены на фиг. 256. Кроме того, прогиб осадконакопления — залив Сан-Хоакин — становится, в противоположность поднятиям, менее сжатым и получает в области центральных Береговых хребтов от 1600 до 5000 *м* осадков, а в южных Береговых хребтах — 10 000 *м*.

Схема развития центральных Береговых хребтов дана на фиг. 257, а отложения под той частью залива Сан-Хоакин, которая не была заметным образом деформирована и позднее стала долиной Сан-Хоакин, показаны на фиг. 258.

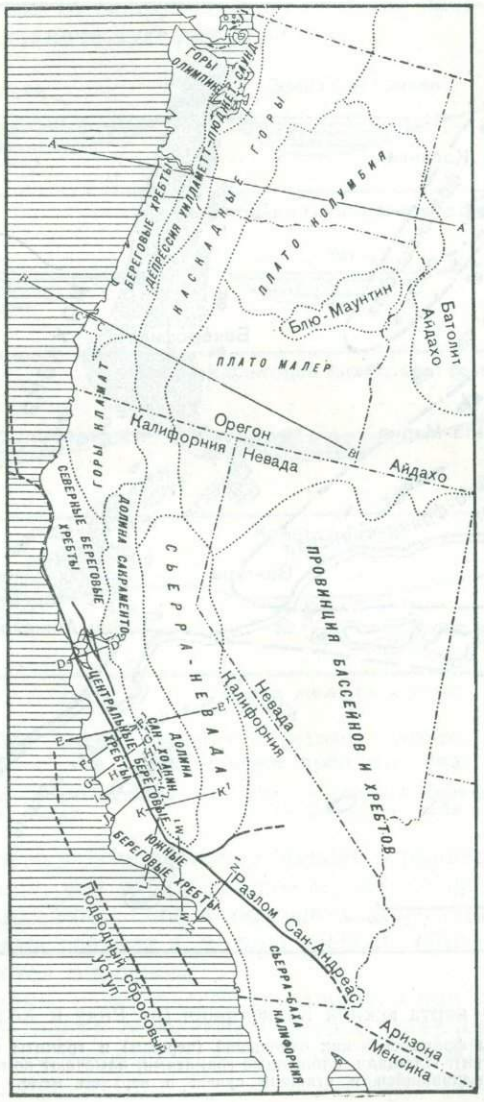
Раннетретичная фаза

В главе 16 отмечалось, что Санта-люсийская орогения была самым последним нарушением в меловое время и что за ней последовало в сенонское, маастрихтское и датское время

отложение широко распространенной и мощной группы Асунсьон. Отложение группы Асунсьон закончилось поднятием, наклоном слоев и, вероятно, складчатостью; но палеоцен настолько плохо сохранился, что его первичное распространение и мощности, а также степень и размер послемеловых нарушений неизвестны. Однако кажется, что эти нарушения не были столь резкими, как это считали раньше, так как Талиаферро (*590*) отмечал, что наиболее верхние слои мела и палеоценовые отложения лишь слабо дискордантны и очень мало отличаются по характеру осадков.

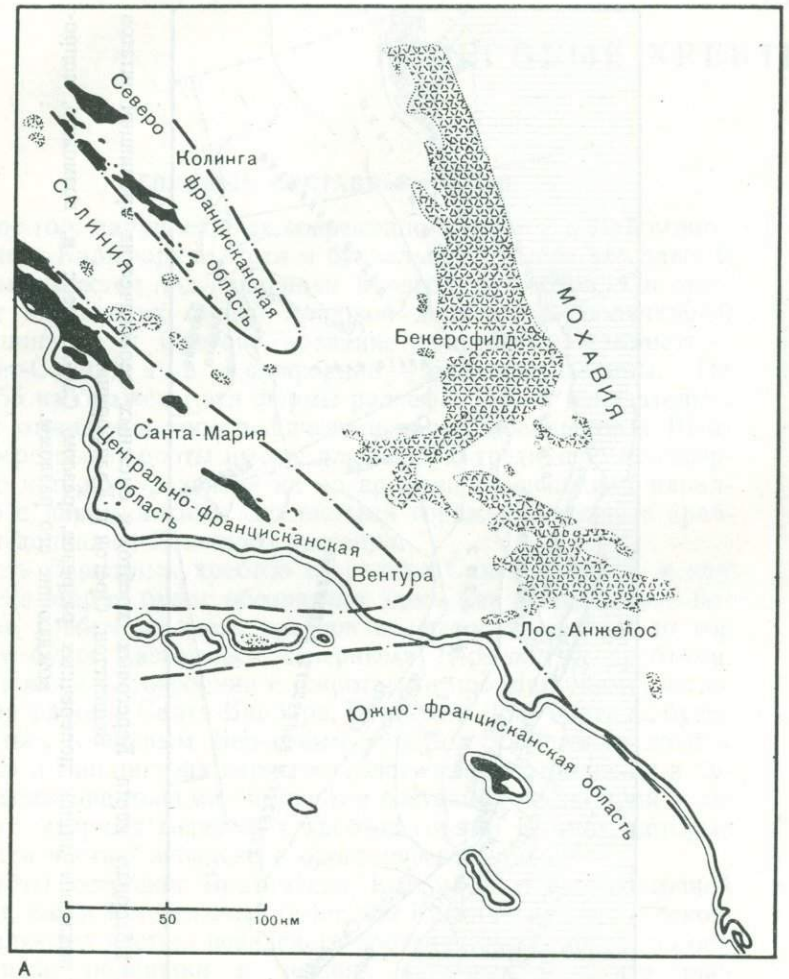
Талиаферро (*590*) утверждает, что палеоцен является конечной стадией в истории мезозойской геосинклинали (Калифорнийского прогиба, по терминологии этой книги), в которой были отложены францисканские, ноксвиллские, шастинские и чикские осадки. В части прогиба, соответствующей современным центральным Береговым хребтам и расположенной вдоль западной границы современной долины Сан-Хоакин, осадкообразование продолжалось в конце верхнего мела, а затем на западе произошли слабое поднятие, складчатость и размыв, центральная же часть прогиба претерпела лишь очень слабое воздействие. Вероятно, незначительное поднятие вскоре сменилось прогибанием, и палеоценовое море затопило, наконец, отчасти меловые отложения. Таким образом, последний раз отложение происходило на достаточно большой площади прогиба. Изменения, которые происходили ранее, были менее значительны, чем более поздние, послепалеоценовые. Убедительные доказательства свидетельствуют, что окончательное расчленение Калифорнийского прогиба произошло в эоцене. Накопились большие мощности третичных отложений, но этими отложениями выполнены сравнительно узкие бассейны, часть которых расположена под заметным углом к более широкому и длительно существовавшему мезозойскому прогибу.

Распространение эоценовых и олигоценовых слоев в центральных Береговых хребтах ограниченно, и номенклатура и сопоставление этих толщ являются предметом оживленных дискуссий. Типичные третичные формации перечислены на стр. 461. Хотя имеются мощные разрезы нижнего эоцена, они располагаются в пределах маленьких изолированных участков; морем была покрыта часть калифорнийских Береговых хребтов, причем эта часть была менее значительной, чем область, занятая морем в меловое и юрское время. Хребет Санта-Люсия, большая часть гор Санта-Крус и Дьабло оставались над уровнем моря, так же как и центральная Сьерра-Невада.



Фиг. 255. Обзорная карта Береговых хребтов и смежных геологических провинций штатов Вашингтон, Орегон и Калифорния.

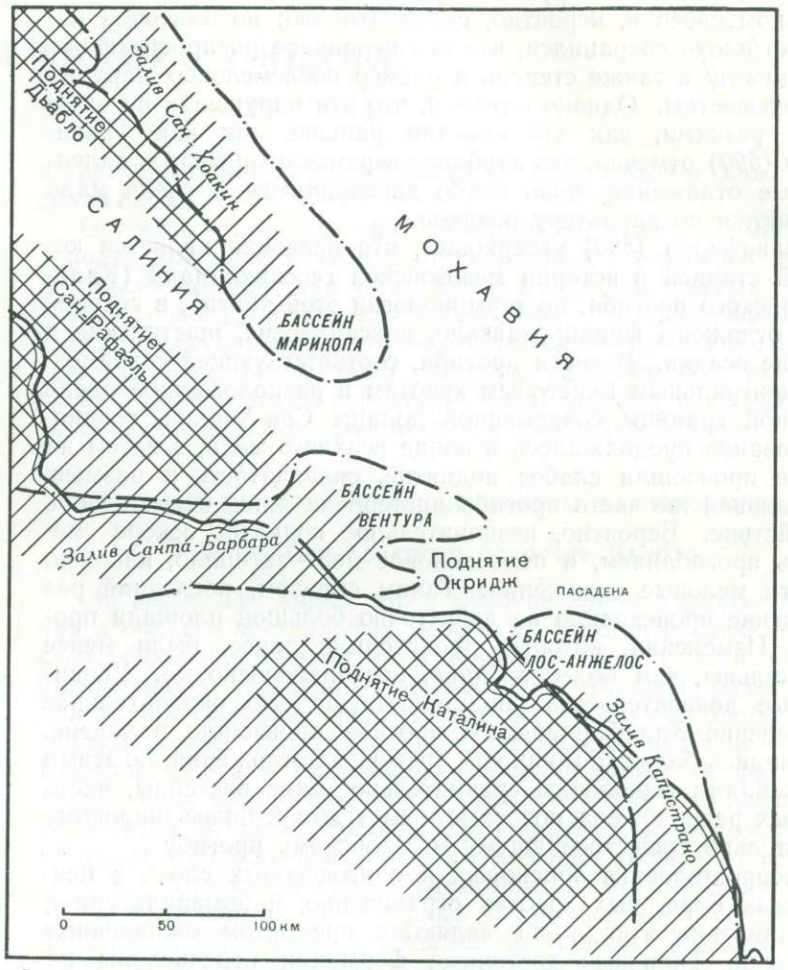
На карте показаны линии поперечных разрезов, разлом Сан-Андреас и, возможно, сопровождающие его разломы.



А

Фиг. 256. *А* — карта южной Калифорнии (по Риду и Холистеру, **487**).

Показаны выходы францисканских отложений (черным) и граниты невадской орогении (треугольники). Площади, сложенные гранитами, намечают комплекс Салиния, поднявшийся и ставший сушей в верхнем мелу.



В

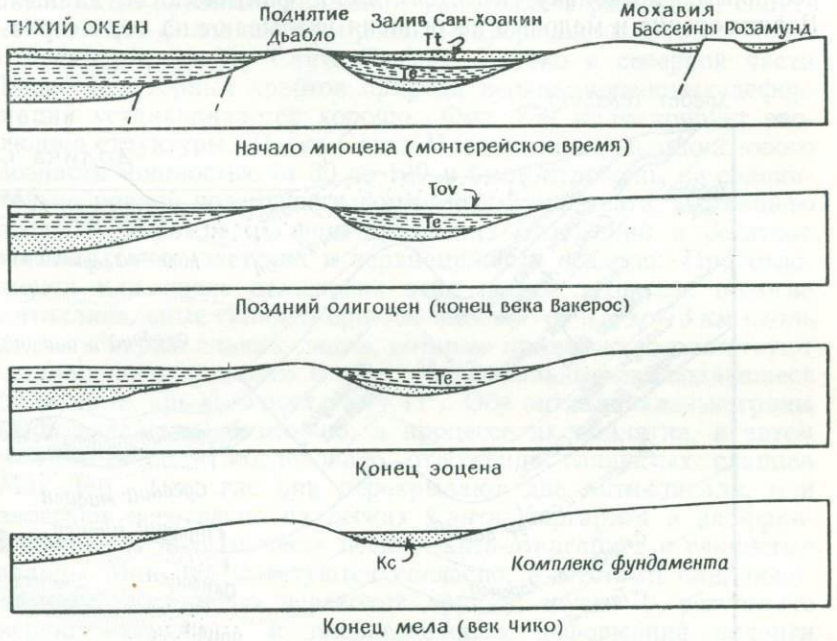
В — карта южной Калифорнии (по Риду и Холистеру, **487**).

Показаны третичные провинции и их взаимоотношения с породами фундамента.

Среднеэоценовое море, повидимому, имело более широкое распространение и затопило большую часть залива Сан-Хоакин. По определению Талиаферро (*590*), среднеэоценовый возраст имеют формации Капай, Доменгин и Айона. Они состоят из песчаников, глинистых сланцев, глин, известняков и пластов угля; обычно, за исключением пограничных с сушей участков, эти осадки мелкозернистые. Изучение формации Айона определенно указывает на наличие источников сноса на востоке, но средний эоцен вдоль хребта Дьабло содержит обломки из францисканских меловых слоев древних Береговых хребтов, так же как и кристаллические породы древней Сьерры. Отложения среднего эоцена покрывают восточный склон и северное окончание хребта Дьабло, вероятно, часть хребта Санта-Крус и северо-восточную часть хребта Санта-Люсия. Наличие слабой вулканической деятельности определяется по обломкам риолитов и андезитов в Айоне и Большой Долине; источник обломков, по общему мнению, находился на востоке в Сьеррах, а судя по бентонитам, в Доменгине (Береговые хребты) источник находился на западе (Талиаферро, *590*).

Типичные формации в Калифорнии	Возрастные определения		
	Определения, употребляемые в настоящее время	Данные Рида	
Верхний Сан-Педро	Верхний плейстоцен	Плейстоцен	
Нижний Сан-Педро, Саугус, Туларе	Нижний плейстоцен	Верхний неоген	неоген
Этчеган, Пико, Репетто	Плиоцен		
Санта-Маргарита, Монтерей, Модело, Топанго, Темблор	Верхний и средний миоцен	Нижний неоген	
Вакерос, Темблор, Плейто, Сан-Лоренсо, Сан-Рамон	Нижний миоцен и олигоцен	Верхний палеоген	палеоген
Крейенхаген, Техон, Капай, Доменгин, Меганос, Мартинес, Айона, Пауэй	Эоцен и палеоцен	Нижний палеоген	

Верхний эоцен формаций Техон, Маркли, Крейенхаген, Рависта и Уитленд имеет более ограниченное распространение, чем средний эоцен; возможно, проявилась очень слабая складчатость и сбрососбразование, но образования горных сооружений не было; сохранились те же моря, что и раньше, но они занимали несколько более ограниченные площади. В Крейенхагене имеется некоторое количество пластов бентонитовых и стекловатых туфов, а в Уитленде — обломки андезитов; то и другое указывает на продолжающуюся слабую вулканическую деятельность.



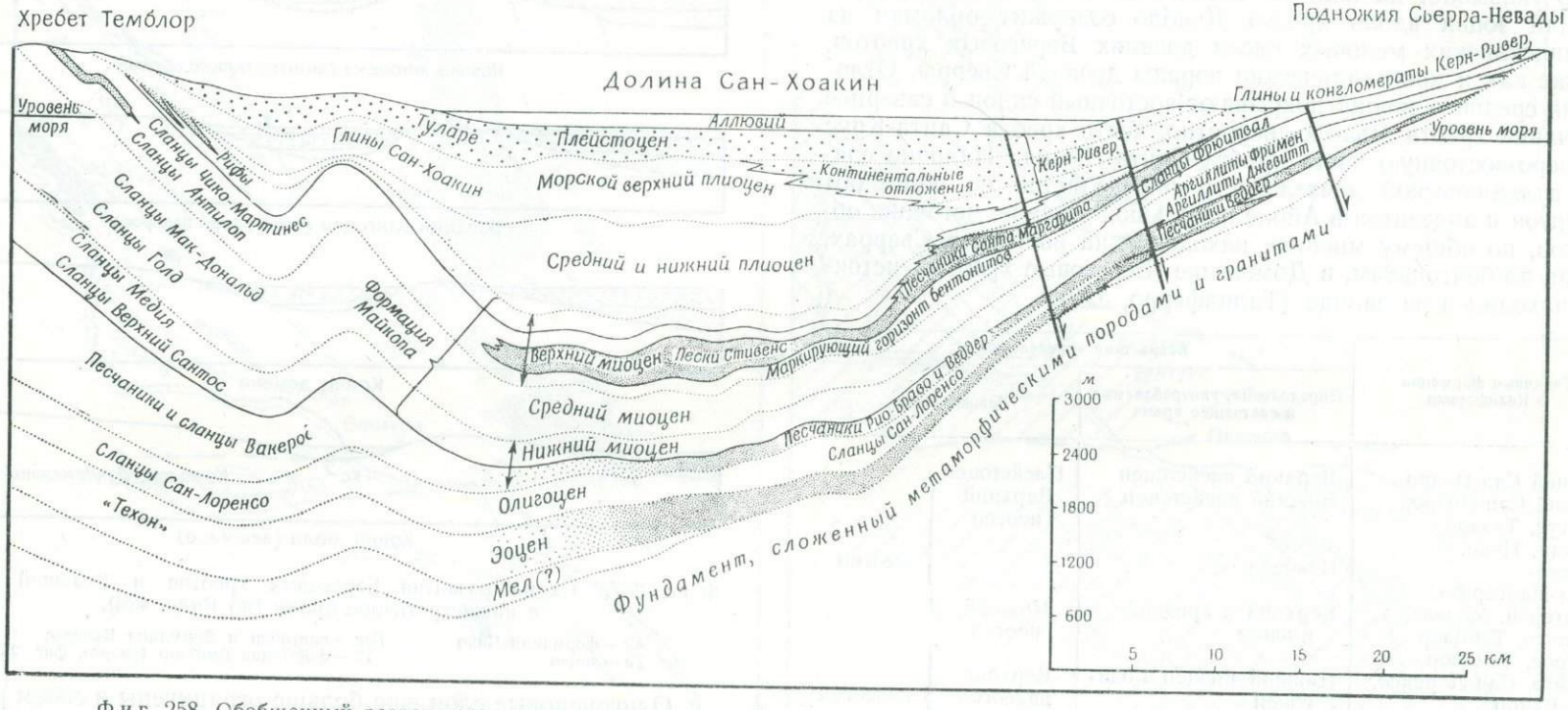
Фиг. 257. Схема развития Береговых хребтов и Большой Долины в нижнетретичное время (по Риду, **486**).

Kc — формация Чико
Te — эоцен
Tov — олигоцен и формация Вакерос
Tt — формация Темблор (разрез, фиг. 255)

Олигоценовые слои еще больше ограничены в своем распространении, чем верхнеэоценовые, но все же заполняют некоторые бассейны. Они в основном залегают с несогласием на эоценовых осадках и, в свою очередь, обычно несогласно перекрываются миоценом.

Осадки, ранее рассматривавшиеся как олигоценовые, в настоящее время относятся к группе Сан-Лоренсо. В олигоцене вулканизм имел место в пределах гор Дьабло и области залива Сан-Франциско, где образовалось более 30 *м* риолитовых туфов формации Киркер.

Случаи трансгрессивного залегания и слабых угловых несогласий, которые известны в эоцене и олигоцене, могут свидетельствовать о покое, в противоположность предшествующим и последующим периодам. Это видимое отсутствие значительного диастрофизма, однако, может быть более кажущимся, чем реальным, поскольку имеется мало фактических данных. Верхнеюрские и меловые несогласия указывают на то, что разамплитуды. Они образовались в течение раннетретичной фазы, в которую было поднято и наклонено к западу плато Меса-Габила (поднятие Дьабло) примерно вдоль линии, соответствующей современному положению разлома Сан-Андреас. В центральных Береговых хребтах этот северо-восточный сброс, ограничивающий поднятия, можно рассматривать как древний Сан-андреасский разлом, поскольку линии простирания этих



Фиг. 258. Обобщенный разрез через южную часть долины Сан-Хоакин (по Хиллу и Экису, **254**) (разрез $K-K'$, фиг. 255).

личные движения земной коры были наиболее сильными в западной прибрежной области (вулканический архипелаг) и сходят на нет к востоку. До некоторой степени это может быть справедливо для эоцена и олигоцена (Талиаферро, *590*).

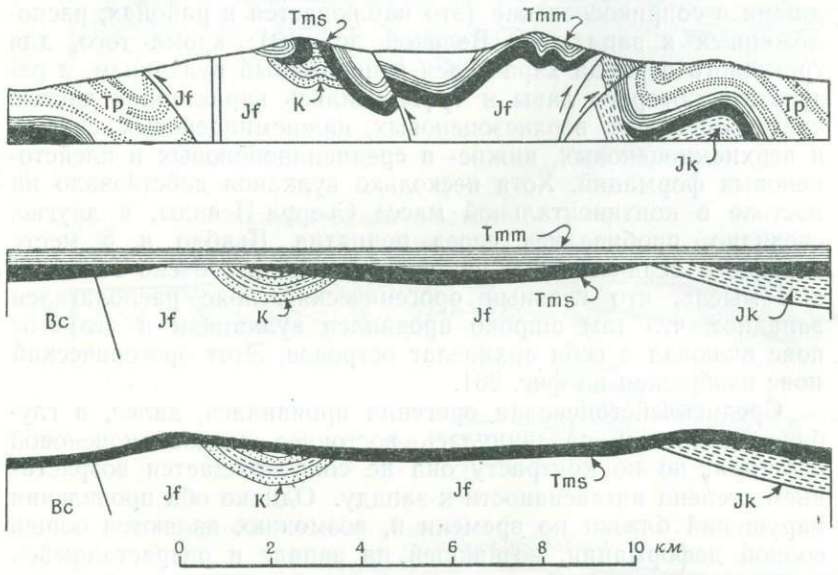
Сформировавшаяся структура, повидимому, является общим результатом нескольких проявлений движений. Хотя имели место как складчатость, так и образование разломов, но в хребте Дьабло преобладают нормальные сбросы большой

элементов здесь совпадают. Юго-западный край поднятия не имеет правильных очертаний и осложнен несколькими небольшими сбросами (см. фиг. 257).

Позднемиоценовая фаза

В центральных Береговых хребтах миоцен начался слабым опусканием; нижнетретичные бассейны были однообразно затоплены, а затем и перекрыты. В начале среднего миоцена

однообразное слабое прогибание сменилось резким погружением, в результате которого местами накопились мощные толщи осадков. Это наводит на мысль о том, что движения были обусловлены сжатием и что участки, разделяющие бассейны, поднялись в то время, когда бассейны испытали прогибание. Думается, что гетерогенный дотретичный фундамент



Фиг. 259. Схема развития хребта Кастл-Маунтин (по Риду и Холистеру, 487).

Идеализированные разрезы, на которых показаны верхнемеловая складчатость (нижний разрез), размыв и отложение сланцеватых глин Мак-Лер (средний разрез), а также складчатость и образование надвигов в верхнем плиоцене (верхний разрез). Краевые надвиги хребта Кастл-Маунтин образовались на месте верхнемиоценовых антиклиналей. Более интенсивное надвигообразование имело место в среднем плейстоцене, отложения которого неизвестны (разрез H—H', фиг. 255). [Индексы автором не разъяснены. — *Ред.*]

препятствовал развитию однотипной складчатости на территории Береговых хребтов. Значительно и длительно существовавший прогиб развился вдоль западного погружавшегося склона Меса-Габила к западу от хребта Санта-Люсия. Прогиб, расположенный к востоку от хребта, продолжал погружаться и расширяться как к северу, так и к югу вплоть до соединения с морем, находившимся на месте современного залива Монтерей.

Гребень антиклинали Коалинга, в настоящее время сложенный франсисканскими отложениями, в миоцене находился выше уровня моря. Результат движений в конце верхнего миоцена не может быть ясно установлен для всех мест, так как возможные признаки движений уничтожены размывом, сопутствовавшим более поздним резким деформациям. Это особенно относится к хребту Санта-Люсия. Однако в северной части Береговых горных хребтов природа верхнемиоценовых деформаций устанавливается хорошо. Фиг. 259 иллюстрирует эволюцию структуры. Пески Санта-Маргарита верхнемиоценового возраста мощностью от 30 до 100 *м* были отложены на сравнительно ровной поверхности комплекса фундамента, состоящего главным образом из франсисканских отложений и остатков ноксвиллских, шастских и верхнемеловых осадков. При отложении или после отложения этих песков возникли пологие антиклинальные складки протяженностью от 9,5 до 13 *км* вдоль двух субпараллельных линий, которые примерно соответствуют современным границам хребта. Максимальные наблюдавшиеся падения их крыльев достигают 11°. Обе антиклинальные гряды были сглажены, возможно, в процессе их поднятия, и затем в этой области последовало отложение глинистых сланцев Мак-Лер. Там, где они перекрывают две антиклинали, они залегают несогласно на песках Санта-Маргарита и на франсискане. В другом месте пески Санта-Маргарита и глинистые сланцы Мак-Лер пластуются согласно, а местами они, повидимому, постепенно переходят друг в друга. В результате верхнеплиоценовых и плейстоценовых деформаций надвиги развились примерно в крыльях антиклиналей.

Позднеплиоценовая и среднемиоценовая фазы

Мощное накопление миоценовых осадков было подчеркнуто главным образом дальнейшим продолжением осадконакопления в том же прогибе в нижне- и среднеплиоценовом времени. Слабые сжимающие движения, которые начались в миоцене, а потом затихли, в верхнем плиоцене достигают максимума; новый пик был в среднем плейстоцене. Последнее возрастание, вероятно, является наивысшим.

Складки и взбросы, обращающие на себя внимание на поперечных разрезах и при полевых наблюдениях, в основном являются результатом этих двух фаз тектонических движений. Поперечные разрезы на фиг. 260 наглядно иллюстрируют деформации сжатия, которым подверглись породы поднятия

Дьабло и залива Сан-Хоакин в центральных Береговых хребтах.

Об относительном значении этих двух фаз мнения расходятся. В некоторых местах устанавливается только одна фаза. Талиаферро (*590*) отмечает, что геологи, работавшие в западной части Береговых хребтов, подчеркивают значение верхнеплиоценовых нарушений, а исследователи, которые работали главным образом на востоке, основную роль приписывают среднеплейстоценовому сжатию.

Области со сравнительно неглубоко залегающим фундаментом или районы, где кристаллические породы были обнажены, характеризуются развитием дизъюнктивных нарушений; там же, где фундамент залегает под мощным покровом отложений (2500—6500 *м*), имеют место складчатость и образование надвигов; исключение представляет лишь восточная часть залива Сан-Хоакин, которая была слабо деформирована и находилась на месте современной Большой долины. Хребты обычно ограничены надвигами, но отдельные надвиги не прослеживаются более чем на 30—40 *км*. Там, где надвиг оканчивается, к нему причленяются кулисообразно другие надвиги. Надвигание происходит как к востоку, так и к западу, причем некоторые структурные комплексы (хребты) ограничены дополнительными, падающими навстречу друг другу, разломами. Надвиги по краям структурных комплексов обычно имеют меньшие углы падения, чем во внутренних частях. Структура, воспроизведенная на поперечных разрезах, напоминает структуру Скалистых гор Монтаны и Альберта. Береговые хребты имеют более разнородный фундамент, который служит локализатором надвигов; слои в фундаменте обычно менее отвердевшие; размеры чешуй несколько более мелкие, и смещения вдоль надвиговых поверхностей обычно небольшие.

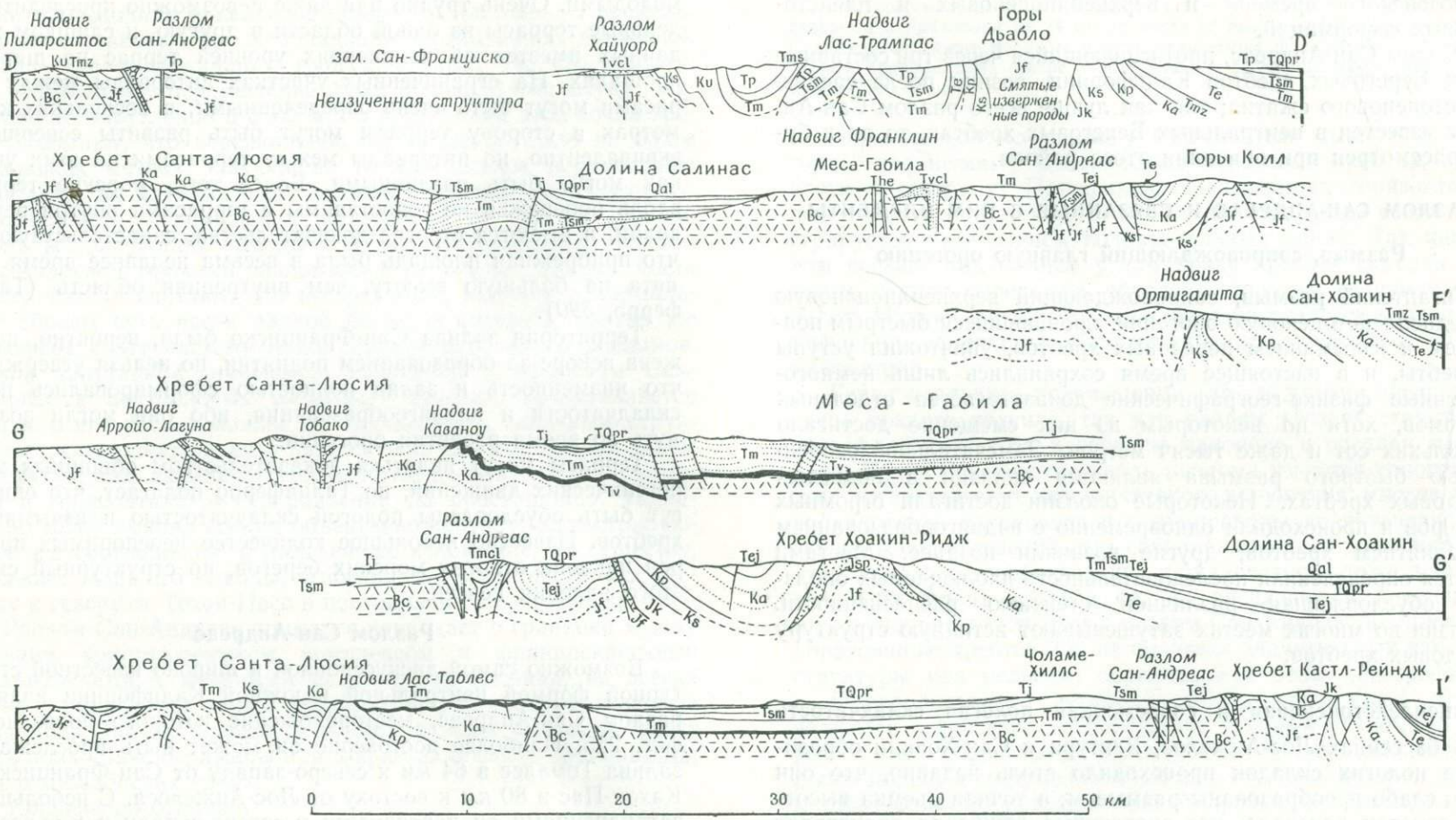
В дополнение к надвигам имеются поперечные разломы; некоторые из них почти целиком пересекают хребет. Они связаны с поднятием хребта Санта-Люсия, потому что в его южной части любой поперечный разлом падает к югу, а вздымание хребта прогрессивно уменьшается в этом направлении (Талиаферро, *590*).

Вулканизм в центральных Береговых хребтах в плейстоцене менее значителен, чем в хребте Сьерра-Невада и в Каскадных горах, для которых типичны сильные проявления вулканизма. Потоки оливиновых базальтов и агломератов встречены в хребтах Санта-Люсия и Дьабло, а также вдоль западного склона долины Санта-Клара.

Третичная история развития структуры была во многом сходна с верхнеюрской и меловой. В области океанического сегмента земной коры, в противоположность выполненным осадками прогибам, не происходило накопления осадков; наибольшей силы орогения достигала на западе, поскольку в западном направлении более резкими становятся угловые несогласия и более значительна разновозрастность пород, приходящих в соприкосновение (это наблюдается в районах, расположенных к западу от Великой долины); кроме того, для третичного периода характерен непрерывный вулканизм, в результате которого лавы и туфы явились характерной частью среднеэоценовых, верхнеэоценовых, нижнемиоценовых, средне- и верхнемиоценовых, нижне- и среднеплиоценовых и плейстоценовых формаций. Хотя несколько вулканов действовало на востоке в континентальной массе Сьерра-Невады, а другие, очевидно, пробивались через поднятия Дьабло и в месте основного осадконакопления, автору кажется очень заманчивой мысль, что главный орогенический пояс располагался западнее, что там широко проявился вулканизм и что этот пояс включал в себя архипелаг островов. Этот орогенический пояс изображен на фиг. 261.

Среднеплейстоценовая орогения проявилась, далее, в глубине страны и продвинулась восточнее верхнеплиоценовой орогении; но по контрасту она не сопровождается возрастанием степени интенсивности к западу. Однако оба проявления нарушений близки по времени и, возможно, являются общей волной деформации, возникшей на западе и разраставшейся к востоку.

Среднеплейстоценовые нарушения сопровождаются окончательным исчезновением третичных прогибов, выполнявшихся осадками, и погружением обширного участка Береговых хребтов в Тихий океан. При рассмотрении тектонической и геологической карт становится очевидным, что море трансгрессировало в пределы части орогенического пояса Береговых хребтов; структуры кажутся прерванными современной береговой линией. Реконструированные подобным образом третичные поднятия и прогибы скрываются в море таким образом, как если бы Береговые хребты были погружены лишь наполовину. Современное детальное картирование дна океана в Калифорнии выявило рельеф, во многом напоминающий Береговые хребты; эти карты могут наилучшим образом объяснить соотношения выраженного в рельефе длительного развития вулканического архипелага палеозойского, мезозойского и в особенности



Ф и г. 260. Поперечные разрезы центральных Береговых хребтов (Талиаферро, **589**).

Bc — граниты, гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы
Jf — франциканские осадочные и вулканические породы (юра)
Jk — ноксвиллские глинистые сланцы и песчаники (юра)
Ks — группа Шаста (нижний мел)
Kp — группа Пачеко
Ka — группа Асунсьон
Ku — нерасчлененные породы (*Kp*, *Ka*, *Ku* — верхний мел)
Tmz — формация Мартинес, палеоцен
Te — эоцен нерасчлененный
Tv — формация Вакерос — нижний миоцен
Tm — сланцеватые глины Салинас, Темблор и т. д. (средний миоцен)
Tmcl — сланцеватые глины Мак-Лер (верхний миоцен)
Tsm — формации Санта-Маргарита, Сан-Пабло и т. д. (верхний миоцен)
Tvcl — вулканические породы, силлы, дайки (миоцен)
Tej — формация Этчегоин
Tj — формация Хакалитос
Tp — формация Пуриска (плиоцен)
TQpr — формации Пасо-Роблес, Санта-Клара, Санта-Бенито, Тулар и т. д. (плиоцен-плейстоцен) (разрезы *D* — *D'*, *F* — *F'*, *G* — *G'* и *I* — *I'*, фиг. 255), [Остальные индексы автором не разъяснены. — *Ред.*]

кайнозойского времени и верхнеплиоценовых и плейстоценовых деформаций.

Разлом Сан-Андреас, протягивающийся через три составные части Береговых хребтов Калифорнии, возник после среднеплейстоценового сжатия; так как лучше всего разлом Сан-Андреас известен в центральных Береговых хребтах, то он и будет рассмотрен при описании этого района.

РАЗЛОМ САН-АНДРЕАС И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ЭЛЕМЕНТЫ

Размыв, сопровождающий главную орогению

Гигантский размыв, сопровождающий верхнеплиоценовую и среднеплейстоценовую орогении, проявившиеся быстрым поднятием и вздыманием передовых хребтов, уничтожил уступы и хребты, и в настоящее время сохранились лишь немногочисленные физико-географические доказательства отдельных разломов, хотя по некоторым из них смещение достигало нескольких сот и даже тысяч метров. Замечательной особенностью быстрого размыва являются оползни в поднятых передовых хребтах. Некоторые оползни достигали огромных размеров и происходили одновременно с надвигообразованием и поднятием хребтов; другие возникли позднее. Местами имеется определенная последовательность наблюдаемых оползней, обусловленная различной степенью расчлененности. Оползни во многих местах затушевывают истинную структуру передовых хребтов.

Верхнеплейстоценовая и современная пологая складчатость

В бассейнах Лос-Анжелос, Вентура и Сан-Хоакин образование пологих складок происходило столь недавно, что они очень слабо преобразованы размывом, а точная съемка высотных отметок показала, что энергичные движения происходят до сих пор. Этот вопрос будет более подробно рассмотрен ниже.

Террасы

Вдоль морского берега и внутри долин в Береговых хребтах хорошо развиты многочисленные террасы. Морские террасы, обнаруженные на высоте 500 *м* над уровнем моря, указывают на поднятие береговых хребтов в самое недавнее время. Они пересекают наклоненные концы смятых в складки плиоценово-плейстоценовых осадков и поэтому являются более молодыми. Очень трудно или даже невозможно проследить отдельные террасы из одной области в другую, и слишком мало данных имеется об изменениях уровней террас на широких площадях. На ограниченных участках интервалы между террасами могут быть очень определенными; в нескольких километрах в сторону террасы могут быть развиты совершенно эквивалентно, но интервалы между террасами на этих участках могут быть различными. Более того, морские террасы вдоль побережья не сопоставимы с террасами внутри речных долин, и имеются строгие доказательства, свидетельствующие, что прибрежная площадь была в весьма недавнее время поднята на бóльшую высоту, чем внутренняя область (Талиаферро, *590*).

Территория залива Сан-Франциско была, вероятно, погружена вскоре за образованием поднятия, но нельзя утверждать, что низменность и залив полностью сформировались после складчатости и надвигообразования, ибо они могли возникнуть во время развития орогении.

Террасы могут являться доказательством обширных эпейрогенических движений, но Талиаферро полагает, что они могут быть обусловлены пологой складчатостью и вздыманием хребтов. Известно небольшое количество неоспоримых примеров наклона отлогих морских берегов, но структурный смысл этого явления неясен.

Разлом Сан-Андреас

Возможно самой дискуссионной и широко известной структурной формой центральной и южной Калифорнии является разлом Сан-Андреас, местоположение которого показано на фиг. 255. Наиболее достоверно он может быть прослежен от залива Томалес в 64 *км* к северо-западу от Сан-Франциско до Кахон-Пас в 80 *км* к востоку от Лос-Анжелоса. С небольшими затруднениями он картируется к северо-западу и юго-востоку от этих пунктов. Его общая выявленная протяженность превышает, таким образом, 800 *км*. Разлом настолько ярко выражен, что был хорошо известен и до землетрясения 18 апреля 1908 года — чудовищной катастрофы в районе Сан-Франциско, связанной именно с этой структурой.

О возрасте разлома Сан-Андреас, перемещениях вдоль него и взаимоотношениях со складками, обусловленными сжатием и дизъюнктивными нарушениями, написано много противоречивых работ. Некоторые убеждены, что впервые этот разлом образовался в верхнем мелу и движения вдоль него периоди-

чески происходили в кайнозое вплоть до настоящего времени. Многие настаивают на преобладании вертикальных движений, другие — на преобладании горизонтальных. Те, кто считает, что вертикальное перемещение имеет большую амплитуду, оценивают ее округленно в 6500 *м*, но противники этой точки зрения полагают, что вертикальное перемещение было не более нескольких метров. Изучавшие горизонтальное перемещение расходятся во мнениях о его величине. Оценка амплитуды горизонтального перемещения колеблется от 30 до 1000 *м*. Столь же запутанны выводы и о взаимоотношениях разлома Сан-Андреас с прочими разломами в Береговых хребтах. Одни исследователи считают, что все разломы, надвиги и нормальные сбросы суть части единой большой системы, другие же включают в эту систему лишь ограниченное число разломов. Самой запутанной проблемой, связанной с разломом Сан-Андреас в центральных Береговых хребтах, представляется вопрос о его расположении по отношению к типичным структурам сжатия, проходящим параллельно или под острым углом к нему и даже имеющим неоспоримые доказательства смещений в горизонтальном направлении по простиранию. Талиаферро (*590*) выявил весьма объективно картину, иллюстрирующую эти соотношения, и дальнейшее изложение, по существу, отражает лишь его выводы, относящиеся, в частности, и к разлому к северу от Техон-Пасс в центральных Береговых хребтах.

Разлом Сан-Андреас примерно совпадает с границей между древним кристаллическим комплексом и францисканскими ноксвиллскими и меловыми слоями. Эта граница, не всегда точная, намечается также образованием глубоких эоценовых разломов. Однако поздние разломы и зоны разломов могут быть полностью выражены или в кристаллическом фундаменте, или в мезозойских слоях.

Талиаферро отмечает:

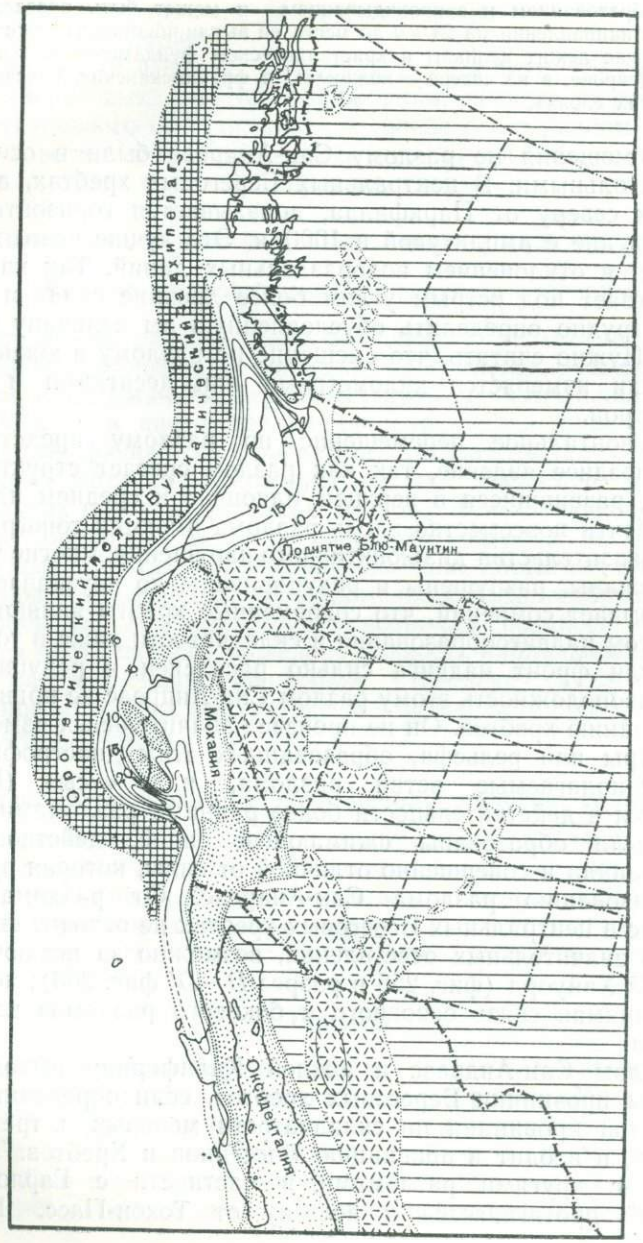
«В качестве конкретного примера может быть упомянут надвиг, по которому францисканские и меловые породы надвинуты на запрокинутые миоценовые и плиоценовые осадки, как бы по падающему к востоку разлому, который является главным надвигом, уходящим под западный склон хребта Каст-Маунтин. Этот надвиг лежит почти в 5 *км* к востоку от разлома Сан-Андреас, на широте Паркфилда, откуда он может быть прослежен к северо-западу в виде непрерывной зоны надвигания и запрокидывания пород. Примерно в 19 *км* к северо-западу от Паркфилда эта зона переплетается с Сан-андреасской зоной, и на расстоянии 5—6,5 *км* эти зоны, собственно, не могут быть отличимы друг от друга потому, что угол их пересечения очень острый. Однако в 24—25,5 *км* к северу от Паркфилда упомянутая зона появляется по другую, западную, сторону Сан-андреасской зоны со всеми характерными для нее признаками — поднятием, надвигообразованием и запрокидыванием — и может быть прослежена в северном направлении на 24 *км* до места ее выклинивания. На юге разлом Сан-Андреас лежит целиком в кристаллическом фундаменте и в его третичном покрове, а на севере — полностью в францисканских, ноксвиллских и шастских слоях».

Перемещения по разлому Сан-Андреас были в основном горизонтальными. В центральных Береговых хребтах, в частности к северу от Паркфилда, доказывается горизонтальное перемещение с амплитудой в 1000 *м*. Это лучше всего демонстрируется отклонением водораздельных линий. Так как разлом срезает под острым углом более древние складки и надвиги, трудно определить обусловленную им величину отклонения. Нужно считать, что смещение по разлому в южной Калифорнии измеряется километрами или десятками и более километров.

Горизонтальное перемещение по разлому представляет очень позднее явление, так как разлом срезает структуры и рельеф, развившиеся в верхнем плиоцене и среднем плейстоцене. Почти повсеместно вдоль разлома имеются топографические доказательства дизъюнктивного нарушения: многие уступы эродированы, разрушены и редуцированы до неузнаваемости. Не вызывает сомнений, что современные хребты являются результатом надвигообразования и складчатости даже в том случае, если фронт надвига сильно расчленен и редуцирован; в противоположность этому разлом Сан-Андреас не приводил к образованию хребтов. Он не произвел значительных изменений структуры или рельефа, образованных этим диастрофизмом.

Предполагаемые ветви разлома, или «усы» (barbs), являются в действительности более ранними разломами, которые были образованы сжимающей силой, действовавшей с юго-запада и совершенно отличной от силы, которая привела к образованию разлома Сан-Андреас. От разлома Сан-Андреас в центральных Береговых хребтах не отходит сколько-нибудь значительных ответвлений, возможно за исключением разлома Хайуорд (фиг. 255 и разрез *D*—*D'* фиг. 260); но даже здесь прямая связь основного и бокового разломов не установлена.

Разлом Сан-Андреас в южной Калифорнии выходит за пределы провинции Береговых хребтов, если определять границу этой провинции по складчатости меловых и третичных осадков, и входит в провинцию Бассейнов и Хребтов. Там он связан с другими разломами, в частности с Гарлокским, который протягивается к востоку от Техон-Пасс. Разлом



Сан-Андреас, по мысли большинства авторов, связан с верхнетретичным надвигообразованием в Долине Смерти и в области Мохавской пустыни, а также, возможно, некоторым образом и с блоковой тектоникой. Поэтому разлом Сан-Андреас в южной Калифорнии будет рассмотрен совместно с верхнетретичной орогенией Большого бассейна.

ЮЖНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ КАЛИФОРНИИ

Основные структурные особенности

Основными геоморфологическими элементами южных Береговых хребтов Калифорнии являются южная часть залива Сан-Хоакин, Салиния, залив Санта-Барбара, Каталина, залив Капистрано и Мохавия (см. фиг. 256). Бассейн Марикопа является южным окончанием залива Сан-Хоакин; бассейн Вентура и поднятие Окридж расположены у восточного окончания залива Санта-Барбара, а бассейн Лос-Анжелос — у северного окончания залива Капистрано. Поднятие Салиния к нижнетретичному времени было разделено пологим прогибом и, возможно, в то же время расширилось. Северная часть его уже была описана под названием поднятия Дьабло и Меса-Габила, а южная часть называется поднятием Сан-Рафаэль (Рид и Холлистер, *487*) (см. фиг. 256, *2*).

Широтная ориентировка залива Санта-Барбара и широтное направление складок и разломов, которые образовались в развитых здесь осадках при сжатии, значительно отличают этот район от расположенных к северу и югу частей Береговых хребтов, имеющих в общем северо-северо-западное простирание структур. Формации и структуры бассейна Сан-Хоакин показаны на фиг. 258. Поперечный разрез бассейна Вентура, приведенный на фиг. 262, восстанавливает условия времени, предшествовавшего главным деформациям. На поперечных разрезах *L*—*L′*, *M*—*M′* и *N*—*N′* фиг. 263 и на фиг. 264 изображены современная структура и основные комплексы отложений в различных частях южных Береговых хребтов.

Фиг. 261. Тектоническая карта западных Кордильер в нижнетретичное время до позднемиоценовых деформаций.

Показаны вулканические плато. Область прогиба оставлена незаштрихованной; линии равных мощностей, проведенные примерно через 1600 *м*; перекрестная штриховка — поля распространения вулканических пород, среди которых имеется некоторое количество осадочных пород; точки — площади поднятий, подвергавшихся размыву и в значительной мере снабжавших осадками прогибы; горизонтальная штриховка — площади в общем стабильные (за исключением Скалистых гор). Ларамийский орогенический пояс в значительной своей части сохранял подвижность на протяжении плиоцена и в эоцене, так как в тихоокеанском прогибе за это время накопилось большое количество осадков.

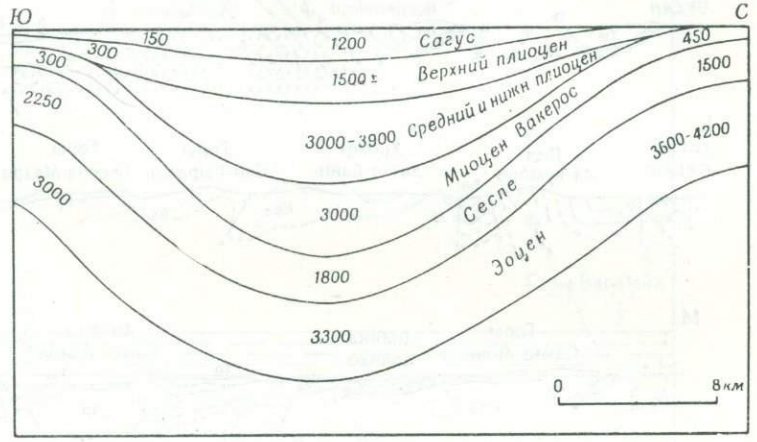
Раннетретичная фаза

Палеоценовое, эоценовое, олигоценовое и нижнемиоценовое время в основном характеризовалось погружением уже упоминавшихся бассейнов; но временами нарушения земной коры приводили к слабым вздыманиям, которые запечатлелись конгломератами и местными небольшими угловыми несогласиями. В течение эоцена имело место максимальное погружение, центром которого был бассейн Вентура. Палеоценовые слои в основном грубы, разнообразны в литологическом отношении, и области распространения их весьма ограниченны. В большинстве мест контакт с меловыми слоями трудно установить, и обе системы кажутся согласно пластующимися. За исключением грубозернистости, палеоценовые слои не многим отличаются от меловых. Только в одном месте было отмечено угловое несогласие порядка 30° (Рид, *486*), что позволяет предполагать локальное развитие пологой складчатости в начале третичного времени.

Эоценовые осадки были в основном более тонкими и состояли из аркозовых песчаников, алевролитовых и песчанистых сланцеватых глин. В бассейне Вентура накопилась толща мощностью 3800 *м*. Возможно, общая мощность палеоценовых и эоценовых слоев формаций Мартинес и Техон была 20 000 футов (6500 *м*) (см. фиг. 265). Эоценовые отложения распространены на гораздо большей площади, чем палеоценовые, но погружение происходило в ранних прогибах и более четко определило их. К концу эоцена и в течение олигоцена участки осадконакопления остались значительными, но фации стали сильно изменчивыми. Они включают конгломераты Пауэй, континентальные красные песчаники нижнего Сеспе, морские песчаники, морские сланцеватые глины Колдуотер и Техон и кремнистые сланцы Крейенхаген.

В олигоценовое и нижнемиоценовое (фиг. 265) время наблюдалось большое увеличение размеров участков суши, на большей части которых формировались красные и зеленые сланцеватые глины континентальной части формации Сеспе. Позднее, в вакеросское время, море затопило большинство низменностей Сеспе. В заливе Сан-Хоакин отложились сланцеватые глины Крейенхаген, которые к югу постепенно переходили в песчаники. Еще далее к югу, в заливе Санта-Барбара, накопились красноцветные слои Сеспе. Рид (*486*) выражал уверенность, что бассейн стал полуоткрытым и постепенно выполнился алевритом и илом с большим содержанием органического вещества, которое в районе Каолинги превратилось в нефть.

Хотя участки суши увеличивались в размерах, а моря уменьшались, прогиб Санта-Барбара оставался строго негативным, и в наиболее глубоких частях его накопились миоценовые и плиоценовые осадки мощностью от 8000 до 10 000 *м*. Поднятие Окридж начало развиваться в конце времени Сеспе, когда замедлился темп местного погружения. Нижнемиоценовые слои включают песчаники Вакерос и сланцеватые глины Ринкон (Темблор). В основании среднего миоцена располагаются известняки. Как средний, так и верхний миоцен состоят преимущественно из кремнистых органических сланцеватых глин, включающих в себя диатомиты, кремни и различные другие кремнистые породы.



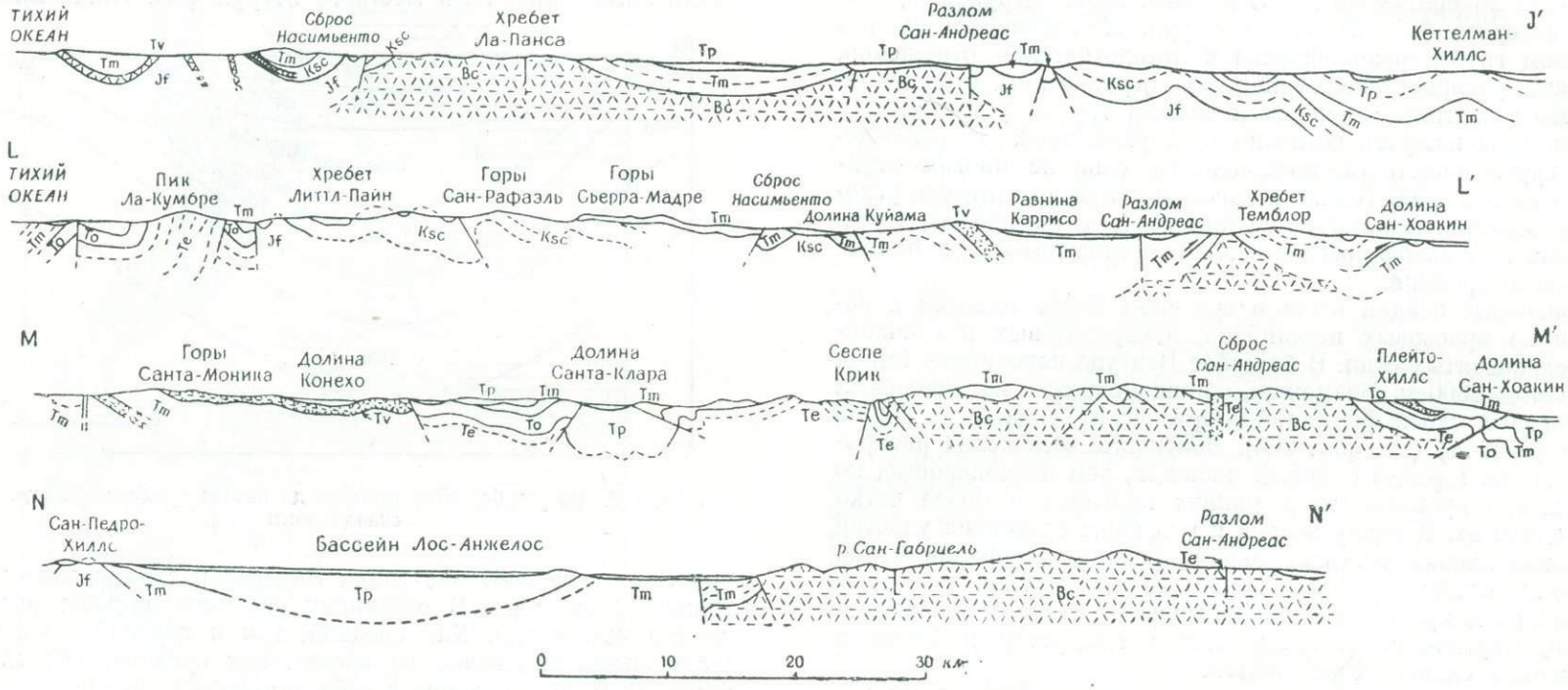
Фиг. 262. Разрез бассейна Вентура до начала среднеплейстоценовой складчатости

Средне- и позднемиоценовая фазы

Позднемиоценовая фаза фиг. 265 недостаточно хорошо известна в южных Береговых хребтах, и о ней свидетельствует только местная пологая складчатость и вулканизм. Вблизи Санта-Барбары у погружающихся концов поперечных складок в широтно вытянутых структурах встречены грубые брекчии средне- и верхнемиоценового возраста. Рид полагает, что

эти брекчии образовались в момент формирования поперечной складчатости. Складчатость, изображенная на фиг. 264, кажется в основном досреднемиоценовой, а вздымание антиклиналей обусловлено было рядом движений от эоценового до миоценового времени. Возможно, что округ Санта-Барбара залива Санта-Барбара имел региональный наклон к югу, осложненный немногочисленными пологими складками северного простирания. Самые значительные поперечные складки находились вдоль оси поднятия Сан-Рафаэль и протягивались к Вентуре (Рид и Холлистер, *487*). Восточнее и западнее Лос-Анжелоса, в Лос-анжелосском бассейне, в верхнемиоценовое время имела место пологая складчатость. Несмотря на проявление складчатости и смену однородных фаций среднего миоцена разнородными фациями верхнего миоцена, границы этих двух бассейнов были одними и теми же (Рид и Холлистер, *487*).

В осевой части поднятия Сан-Рафаэль вулканические породы являлись значительной составной частью отложений среднего и верхнего миоцена, но они не имели особого значения в других местах.

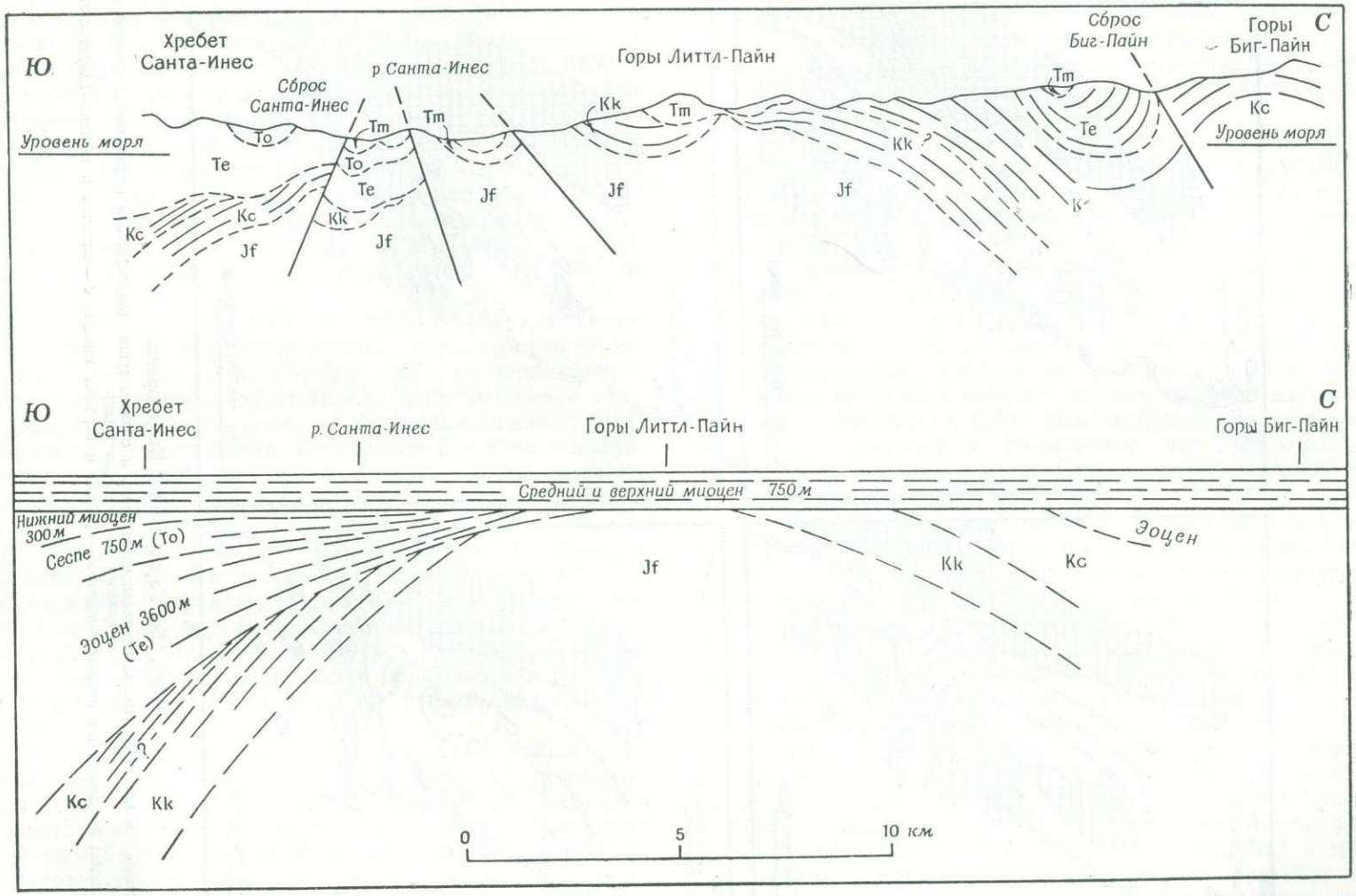


Фиг. 263. Обобщенные поперечные разрезы Береговых хребтов южной Калифорнии (по Риду и Холлистеру, 487).

Bc — граниты и метаморфические породы фундамента; *Jf* — Франciскан; *Ksc* — мел; *Te* — эоцен; *To* — олигоцен; *Tm* — миоцен; *Tp* — плиоцен; *Tv* — вулканические породы (разрезы *J*—*J'*, *L* — *L'*, *M* — *M'* и *N* — *N'*, фиг. 255)

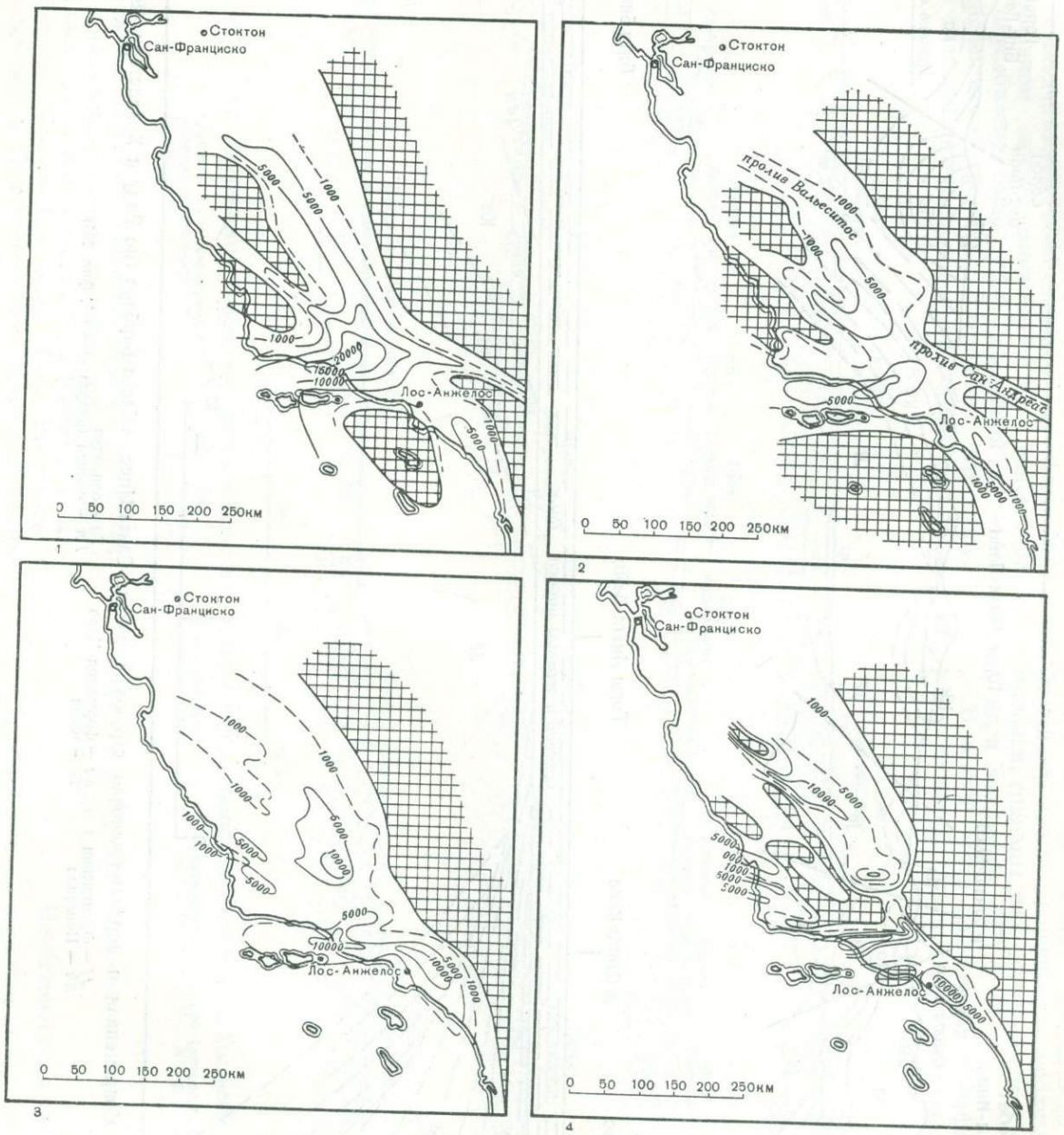
Плейстоценовая фаза

Плиоценовые и плейстоценовые отложения значительной мощности известны только в ограниченной части миоценовых



Фиг. 264. Современная и верхнемиоценовая структура района Санта-Инес — Санта-Барбара (по Риду и Холлистеру, 487).

Jf — Францискан *Kc* — формация Чико *To* — олигоцен
Kk — Ноксвилл *Te* — эоцен *Tm* — миоцен (разрез *O — O′*, фиг. 255)



Фиг. 265. Карты южной Калифорнии.

Показаны бассейны, в которых происходило осадконакопление, и области суши (перекрестная штриховка) в течение третичного времени (по Риду).

1 — палеоцен и эоцен; *2* — олигоцен и нижний миоцен; *3* — средний и верхний миоцен; *4* — плиоцен и нижний плейстоцен.

бассейнов (см. фиг. 255). В южной Калифорнии отложение плиоценовых слоев большой мощности произошло в трех бассейнах — Марикопа, Вентура и Лос-Анжелос. Мощности достигают очень больших величин, возможно от 3000 до 6500 *м* в первом, 6000 *м* во втором и 3000 *м* в третьем бассейне. Фораминиферы в нижнеплиоценовых слоях Вентурского и Лос-анжелосского бассейнов наводят на мысль, что глубина моря во время отложения достигала от 1,5 до 3 *км*.

Отложение нижнеплейстоценовых слоев произошло во всех плиоценовых бассейнах, но только в западных депрессиях накопились морские слои. Восточнее слои становятся континентальными и мощность их колеблется от 300 до 1800 *м*.

Позднемиоценовая орогеническая фаза, описанная Талиаферро в центральных Береговых хребтах, в южных Береговых хребтах, согласно Риду и Холлистеру (*487*), не привела к образованию «значительных нарушений». Трансгрессивное залегание формаций верхнего Пико на формации нижнего Пико представлено в Реппето-Хилле, Вентурском бассейне и долине Сан-Хоакин, но таких нарушений, которые могли привести к образованию углового несогласия, нигде не наблюдалось.

Вдоль обращенного к морю края бассейна Лос-Анжелос имеется заметное угловое несогласие между слоями нижнего Сан-Педро, нижне- и среднеплейстоценового возраста и слоями верхнего Сан-Педро, верхнеплейстоценового возраста (Рид и Холлистер, *487*). По Риду и Холлистеру, в южной Калифорнии явные складки и надвиги скорее всего образовались примерно в то же время (см. фиг. 263 и 264). Это пасаденская орогения по Штилле.

В Вентурском бассейне нижнеплейстоценовая толща мощностью около 1600 *м* была смята так, что слои приобрели углы падения от 30 до 90°. Толща эта срезана размывом и перекрыта фангломератами, мощность которых достигает 100 *м*. Формы *Equus* cf. *occidentalis*, встреченные как над, так и под поверхностью углового несогласия и, очевидно, не переотложенные, указывают на образование структуры в очень короткий период времени (Бейли, *20*).

История развития антиклинали Кеттлман-Хиллс весьма поучительна. Слагающая ее формация Туларе, возраст которой нижнеплейстоценовый и не древнее самых верхов миоцена, смята в складки, повидимому, столь же резкие, как и в подстилающих отложениях. Поэтому антиклиналь была почти полностью сформирована в послетулареское время. После поднятия она была размыта на глубину нескольких сот или даже тысячу метров от кровли пород, залегавших в ее осевой части. По направлению к южному окончанию она была размыта полностью и погребена под аллювием. Затем аллювий был изогнут в новую пологую складку.

Многочисленные угловые несогласия в пределах верхнемиоценового и плиоценового разреза в бассейне Лос-Анжелос указывают на последовательность поднятий вдоль основного структурного направления в течение этого времени (Уислер, *686*).

Современное состояние земной коры в южной Калифорнии является совершенно неустойчивым. Складчатость, надвигообразование и крутые сбросы проявляются не только при землетрясениях; они фиксируются во многих случаях по изгибам трубопроводов, кабелей и мостовых; точная землемерная съемка местами позволяет оценить число и размеры перемещений. Джиллюли (*213*) пересматривает данные о перемещениях и приходит к заключению, что современная эпоха — время типичной орогении. Сейсмичность западных Кордильер будет рассмотрена в главе 30.

Очевидно, что подразделение истории формирования структур южной Калифорнии на фазы не вполне удовлетворительно, потому что деформации продолжались непрерывно, смещаясь во времени и пространстве. Погружение бассейнов, накопление осадков, наклон и размыв слоев, поднятие и срезание антиклиналей — все это происходило совместно. Образование некоторых несогласий происходило в течение очень небольшого отрезка времени, вполне достаточного, однако, для изменения облика фауны. Таким образом, угловые несогласия улавливают и фиксируют поднятие суши в процессе движения почти так же, как находящийся на месте фотограф фиксирует движущийся предмет. Может быть, угловые несогласия нельзя рассматривать как индикаторы отдельных широко распространенных импульсов. При анализе палеозойской и мезозойской орогений в большой системе западных прогибов Кордильер неоднократно теоретически устанавливалось, что деформации в обращенном к океану вулканическом архипелаге продолжались почти непрерывно, и время от времени сжимающие движения распространялись в пределы окаймляющего прогиба и деформировали его осадки с различной интенсивностью и на различном расстоянии. Эти волны деформаций, которые расходились от находящегося в постоянном волнении главного

пояса, вероятно, и составляют наши орогенические импульсы, или фазы, в Береговых хребтах [1].

СЕВЕРНЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ КАЛИФОРНИИ

Общие данные

Северные Береговые хребты, как их обычно определяют, протягиваются от залива Сан-Франциско до Тринидад-Хед и, возможно, простираются за эту гряду. Они ограничены на востоке долиной Сакраменто, а на севере — горами Кламат. Северные Береговые хребты в основном сложены францисканско-ноксвиллскими слоями, но в пределах этих гор могут быть развиты и другие дотретичные формации, и в этом отношении северные Береговые хребты отличаются от центральных и южных Береговых хребтов, которые в значительной части сложены третичными отложениями.

Южное окончание северных Береговых хребтов не очень отличается от северного окончания центральных Береговых хребтов. И там и здесь преобладают третичные отложения, но севернее они сосредоточены в немногочисленных небольших бассейнах и в краевых участках. Большинство холмов и долин, вероятно, подстилается только мезозойскими породами. Сложность структуры мезозойских и кайнозойских пород, во многих местах очень плохая обнаженность и бедность полезными ископаемыми определили слабую геологическую изученность северных Береговых хребтов.

Уивер (*648*) недавно выпустил в свет семь листов карты, покрывающей площадь от залива Сан-Франциско, и указал, что гряды здесь приурочены к трем блокам; один блок располагается западнее линии разлома Сан-Андреас (монтарский блок); другой — франциско-маринский — восточнее разлома Сан-Андреас и западнее разлома Толай (северо-западное продолжение хайуордской системы разломов); к востоку от разлома Толай расположен блок Беркли-Хилл (см. фиг. 255). Все блоки наклонены к северо-востоку. Францисканская группа обнажается в большинстве поверхностных выходов в среднем блоке, а восточный блок сложен толщей морских и пресноводных осадков мощностью свыше 10 000 *м*, сформировавшихся в периоды от юрского до четвертичного времени. В этой толще выделяется горизонт андезитов, риолитов и туфов мощностью 400 *м*.

Уивер (*648*) отмечает, что

«эти осадки накопились в структурном прогибе, размеры и физическая обстановка которого сильно изменились в течение мелового и третичного времени. Нижняя часть разреза мощностью 5500 *м* состоит из сланцеватых глин с подчиненными горизонтами песчаников и конгломератов. В них содержатся аммониты, пелециподы и гастроподы. Эти породы соответствуют юрской и нижнемеловой частям ноксвиллской формации и верхнемеловой части формации Чико. В формации Ноксвилл может быть выделено несколько фаунистических зон, но при картировании эту толщу невозможно расчленить на основании литологических признаков. Формация Чико состоит из переслаивающихся сланцеватых глин и песчаников; мощность ее около 2300 *м*.

Палеоцен представлен формацией Мартинес, а эоцен — главным образом сланцеватыми глинами Капай и песчаниками Доменгин и Маркли. Отложения палеоценовых и эоценовых серий состоят из морских осадков, мощность которых изменяется от 650 до 1600 *м*. Они были отложены в заливах, гораздо меньших по площади, чем моря верхнеюрского и мелового времени. Морские осадочные формации олигоценовых и нижней части миоценовых серий занимают еще более ограниченные площади, чем морские формации палеоцена и эоцена, и вблизи Каркинес-Стрейт мощность их превышает 1600 *м*. Верхнемиоценовые песчаники группы Сан-Пабло распространены гораздо шире, и мощность их достигает 800 *м*. Они характеризуются грубозернистостью и были отложены в умеренно мелководном бассейне, который местами осолонялся или опреснялся. Плиоценовые породы более широко обнажены на севере центральной части области и состоят в основном из измененных потоков андезитов, базальтов, дацитов и риолитов с сопровождающими их туфами и агломератами. Полная мощность этих пород изменяется от 30 до 400 *м*. В пределах планшетов Санта-Роса и Петалума морские песчаники содержат формы беспозвоночных, очень близких к найденным в формации Мерсед в Сан-Франциско. Мощность слоев в округах Марин и Сонома равна 80 *м*. Эти слои несогласно залегают на францисканской группе. Вблизи долины Петалума эти отложения перемежаются с туфами».

Залив Ил-Ривер, севернее мыса Мендосино, — крупнейший участок развития третичных осадков. Мощность слоев плиоценового возраста составляет 2300—3500 *м*. Другой район развития третичных отложений протягивается вдоль побережья у Пойнт-Арена, где мощность миоценовых слоев достигает 100 и более метров. Третий район накопления третичных отложений расположен у озера Клир-Уотер, где была установлена толща нижнеэоценовых осадков мощностью 1300 *м*.

[1] Этот раздел был написан до появления статьи Джиллюли (*213*), в которой он приходит, в общем, к аналогичным заключениям, полагая, что концепции ритмических или периодически повторяющихся орогений придавалось чересчур большое значение.

Раннеплиоценовая фаза

В раннеплиоценовое время, до накопления плиоценовых вулканических пород, область к востоку от разлома Сан-Андреас подверглась складкообразованию и была разбита дизъюнктивными дислокациями, а затем глубоко эродирована. В частности, в это время образовался большой пологий надвиг — взброс Сент-Джон-Маунтин.

Позднеплиоценовая и четвертичная фазы

Плиоценовые вулканические породы были отложены на наклонной поверхности более древних пород; позднее они подверглись умеренной складчатости и были разбиты нормальными сбросами, а местами запрокинуты и разбиты взбросами. После того как плиоценовые слои в заливе Ил-Ривер подвергались складчатости и дизъюнктивным дислокациям в верхнеплиоценовое и плейстоценовое время, северная часть северных Береговых хребтов была деформирована. Эти фазы сходны с фазами, проявившимися на юге в области залива Сан-Франциско. Основной срединный участок в структурном отношении, несомненно, представляется сложным, но резонно полагать, что он также подвергся складчатости в верхнеплиоценовое и плейстоценовое время и, возможно, в течение более ранних фаз.

Позднеплейстоценовые и современные движения

Как и в центральных Береговых хребтах, после деформаций сжатия имели место значительные восходящие движения. По-видимому, происходили как вертикальные и горизонтальные движения по линиям разломов, так и обширные вздымания и погружения.

Возможно, задолго до орогении сжатия горы Кламат выступали к западу в виде полуострова, склоны которого погружались в море, особенно на севере и западе. Надо полагать, что в течение этого времени в горах Кламат была развита широкая эрозионная поверхность (Феннеман, *184*). Затем, в то время как на севере и западе происходили складчатость и надвигообразование, эта поверхность была приподнята, и Кламат стал подобием контрфорса (buttress) по отношению к деформируемым поясам меловых и третичных слоев. По отношению к прогибу граница контрфорса была выдвинута на запад и надвинута на отложения прогиба.

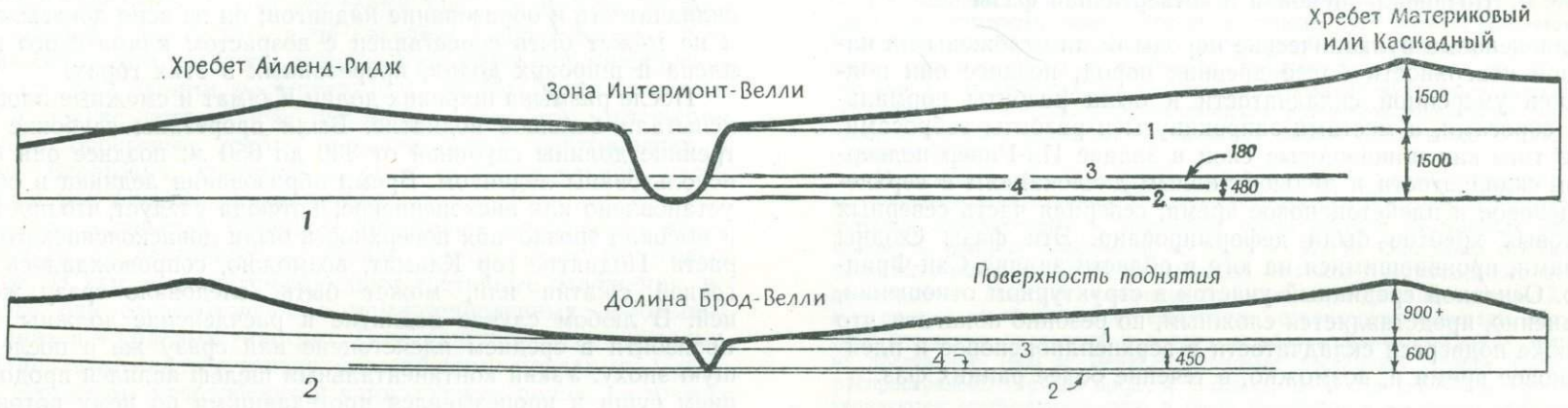
Согласно Феннеману (*184*), высокая поверхность гор Кламат была прорезана широкими долинами, но не в результате единого поднятия, потому что склоны долин изрезаны террасами, и местами дно этих широких долин само по себе становится широкой эрозионной поверхностью. Самые высокие пики гор Кламат подняты на высоту более километра над этими широкими долинами. Собственно в Береговых хребтах имеются остатки эрозионных поверхностей, но эти поверхности, вероятно, были уничтожены при движении сбросовых блоков. Их возраст, хотя и очень предположительно, более молодой, чем складчатость и образование надвигов; он не ясно доказывается и не может быть сопоставлен с возрастом кламатского пенеплена и широких долин, прорезанных в этих горах.

После размыва широких долин Кламат и смежные площади испытали большое поднятие. Были прорезаны глубокие внутренние долины глубиной от 330 до 650 *м*; позднее они были использованы ледником. Время образования ледника в общем установлено как висконсинское, и отсюда следует, что поднятие и высокая эрозионная поверхность были довисконсинского возраста. Поднятие гор Кламат, возможно, сопровождалось орогенией сжатия или, может быть, следовало сразу же за ней. В любом случае поднятие и расчленение должны были произойти в среднем плейстоцене или сразу же в последующую эпоху. Узкий континентальный шельф являлся продолжением суши и прорезывался протекавшими по нему потоками. На фиг. 266, *2* условная линия нулевых отметок фиксирует положение уровня моря того времени. На территории Кламата высота поднятия, вероятно, превышала 650 *м*. Затем последовало опускание более чем на 500 *м*. Нулевая линия указывает положение уровня моря в это время. Самое древнее морское побережье, существование которого установлено на территории Кламата, сформировалось в это время. Наиболее высокие участки его располагаются на 500 *м* выше современного уровня моря. В настоящее время сохранились лишь остатки этого побережья. Глубокие и узкие долины, прорезанные в стадию 2, были частично выполнены аллювием в стадию 3. При последующих поднятиях происходило формирование морского берега на последовательно все более низких уровнях вплоть до образования современной прибрежной равнины, бывшей последним крупным морским побережьем, которое расположено лишь немного выше современного уровня моря.

К северу от гор Кламат, в южном Орегоне, морские террасы постепенно исчезают. То же имеет место и в южном

направлении, в северной Калифорнии. Наиболее близкое к современности погружение может быть установлено к северу от 40° с. ш. в связанных с приливами и отливами устьевых частях рек, которые являются частично затопленными. Амплитуда погружения возрастает к северу по направлению к Британской Колумбии.

Эти весьма значительные современные и верхнеплейстоценовые эпейрогенические движения должны рассматриваться в связи с подводным рельефом открытого моря, так как именно



Фиг. 266. Схемы вертикальных движений земной коры в плиоценовое время в области тихоокеанского побережья.

Вверху схема для побережья Британской Колумбии и юго-восточной Аляски. Разрез проходит в широтном направлении; U-образные долины соответствуют многочисленным большим фиордам, которые пересекают поднятие.

в такой связи может быть установлена причина появления обширных участков континентальных шельфов и темп изменения рельефа.

Разлом Сан-Андреас

Новейшее представление о северо-западном продолжении разлома Сан-Андреас отображено на фиг. 255 и на тектонической карте Соединенных Штатов. Разлом прослеживается на короткое расстояние до острова Пойнт-Арена, а затем вблизи берега продолжается до мыса Мендосино, где, вероятно, разветвляется. Левая ветвь, согласно Шипарду и Эмери (*542*), вероятно, поворачивает к западу и может быть прослежена по подводному каньону и вдоль подводного уступа на 110 *км*.

Эти особенности северных Береговых хребтов будут рассмотрены позднее.

БЕРЕГОВЫЕ КАСКАДНЫЕ ХРЕБТЫ ОРЕГОНА И ВАШИНГТОНА

Геологическое районирование

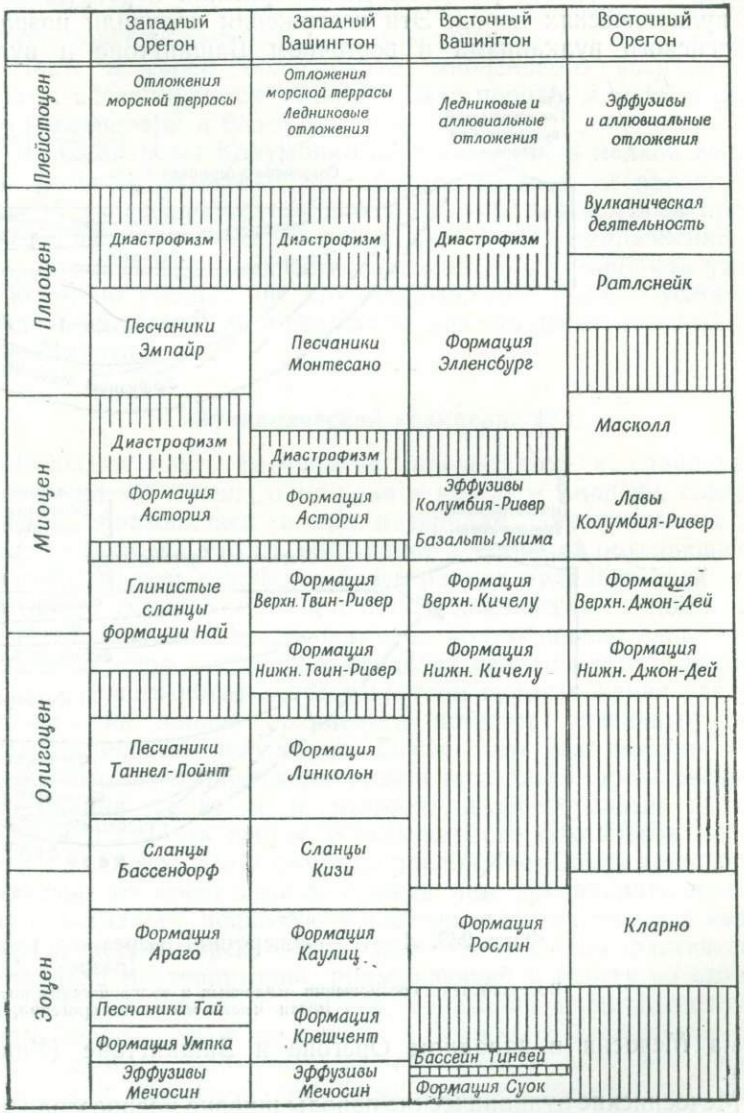
Береговые хребты к северу от гор Кламат в Орегоне и Вашингтоне сходны с Береговыми хребтами Калифорнии как по рельефу, так и в силу того, что они отделены от гор, расположенных в глубине материка, широкой депрессией. Но вместе с тем имеются и различия. На всем своем протяжении Береговые хребты к северу от гор Кламат сложены кайнозойскими породами, тогда как в калифорнийских Береговых хребтах преобладают выходы более древних пород. Горы к востоку от Великой долины, известной под названием депрессии Уилламетт-Пюджет-Саунд, или прогиба Пюджет, сложены третичными отложениями и в структурном отношении должны рассматриваться как системы, связанные с Береговыми хребтами. В Калифорнии расположенный на востоке хребет образует невадский орогенический элемент. В Орегоне и Вашингтоне невадский пояс отклоняется к востоку и в основном погребен под третичными вулканическими породами. Физико-географические провинции изображены на фиг. 255. Физико-геогра-

фические элементы, которые, впрочем, сами по себе ничем особенно не характерны, таковы: Береговые хребты, ограниченные на севере горами Олимпик, и Каскадные горы, увенчанные многочисленными высокими вулканическими пиками (гора Рейнир, гора Худ и гора Шаста). Каскадные горы сложены в основном вулканическими породами, но из-под вулканических пород на севере обнажаются породы невадского комплекса, которые на юге, несомненно, перекрыты. К северу от гор Блю-Маунтин расположено Колумбийское плато, которое подстилается многочисленными базальтовыми потоками; плато Малер, также в основном сложенное вулканическими породами, но более разнообразное в геологическом отношении, находится на юге. Продолжением плато Малер в пределах северо-восточной Калифорнии является выделяющееся в рельефе лавовое поле Модок.

Раннетретичная фаза

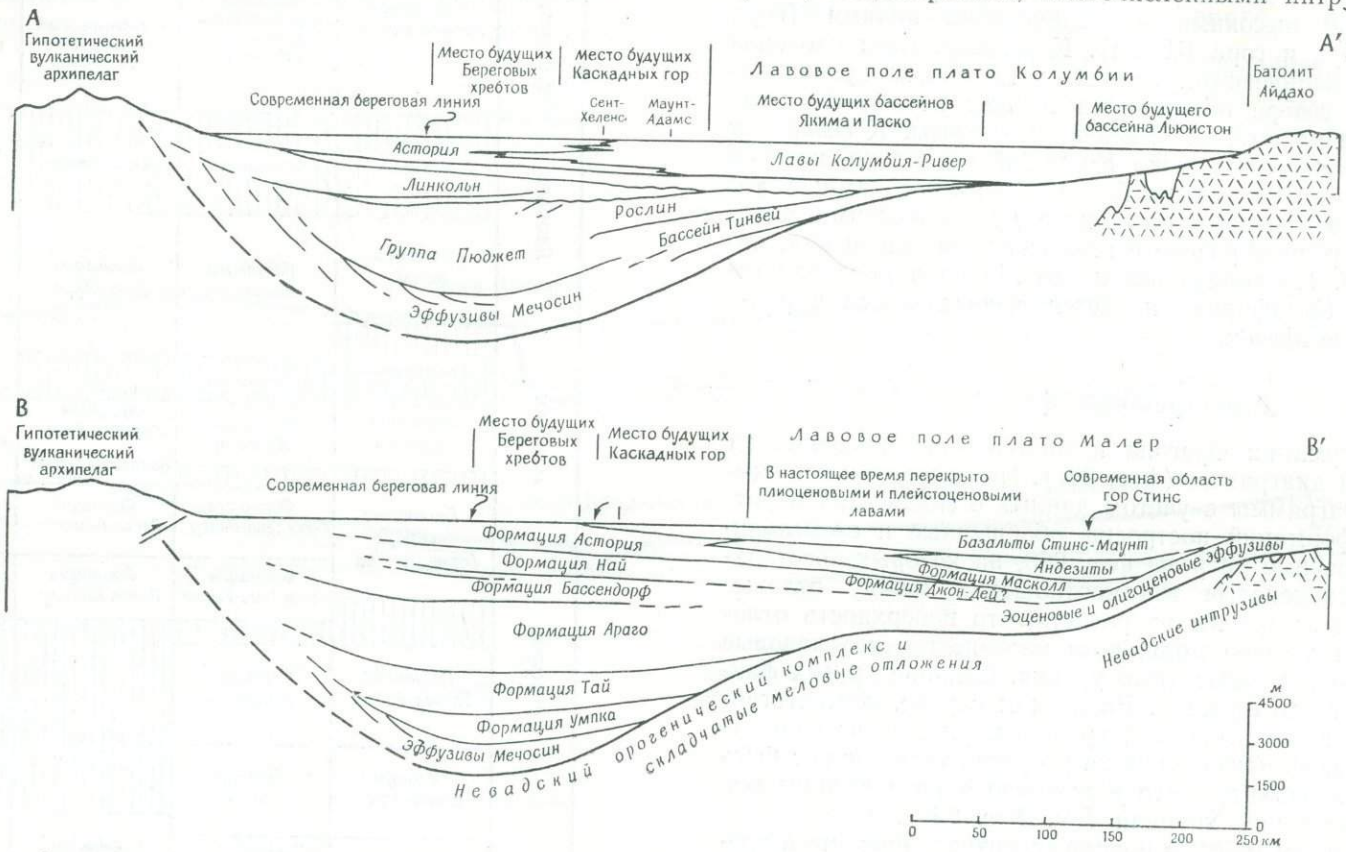
Главные формации Орегона и Вашингтона показаны на корреляционной диаграмме (фиг. 267). На основании сопоставлений этой диаграммы с учетом данных о мощностях и распространении формаций построены обобщенные и схематизированные поперечные разрезы фиг. 268, на которых восстанавливаются домиоценовые взаимоотношения между отложениями. Разрезы построены из расчета, что поверхность отложений отвечала уровню моря, хотя несомненно, что лавовые равнины находились выше этого уровня. Влияние других факторов не может быть учтено. Во всяком случае, соответствовала ли поверхность отложений уровню моря, или не соответствовала, мощность показанных на разрезах толщ может быть изображена в изопахитах, что и выполнено на тектонической карте нижнетретичного времени (см. фиг. 261).

Согласно Уиверу (*648*), в начале третичного времени в пределы восточного и западного Вашингтона протягивалась обширная эрозионная поверхность типа прибрежной равнины. Она в основном была врезана в породы, развитые в невадской орогенической зоне. Первоначально, в эоцене, равнина стала погружаться, и самые ранние отложения выполняли широкие долины этой обширной эрозионной поверхности. Формация Суок в восточном Вашингтоне, возможно, представляет пресноводные отложения, накопившиеся в верхней части одной из этих долин, а формация Солдак гор Олимпик может быть ее морским аналогом. Обе эти формации были в известной мере



Фиг. 267. Характерные стратиграфические разрезы третичной системы Вашингтона и Орегона (по Уиверу, **647**).

смяты в складки и размыты до извержения перекрывающих их вулканических пород. Эти извержения получили название тинвейского вулканизма в восточном Вашингтоне и вулканизма Мечосин в западном Орегоне и Вашингтоне (Уивер, *648*).



Фиг. 268. $A — A'$ — поперечный разрез через штат Вашингтон; $B — B'$ — поперечный разрез через штат Орегон (разрезы $A — A'$ и $B — B'$, фиг. 255).

Восстановлены соотношения осадочных и вулканических пород эоцена, олигоцена, нижнего и среднего миоцена в таком виде, как они могли иметь место до орогении, охватившей эту территорию в верхнемиоценовое время.

Мечосинские вулканические породы широко распространены. Первоначально они слагали обширное лавовое плато, протягивающееся от острова Ванкувер на 800 *км* к югу до гор Кламат и от линии, располагавшейся значительно западнее современного берега, на 240 *км* внутрь континента. Они состоят главным образом из андезитовых и базальтовых потоков с туфами, агломератами, многочисленными интрузивными пробками и дайками. Уивер считает, что более поздние секущие интрузии являлись подводящими каналами для обильного вулканического материала.

К концу эпохи мечосинского вулканизма сформировался узкий вытянутый в меридиональном направлении прогиб, ось которого примерно совпадает с современной депрессией Уилла-

метт-Пюджет-Саунд, причем отложения этого района распространялись к западу в область современных Береговых хребтов. Тогда же возник на западе участок суши, который выступал к югу от острова Ванкувер к заливу Кус. В прогибе отложилось от 2500 до 4500 *м* осадков. Они образуют группу Пюджет области Сиэтл и формацию Каулиц южного Вашингтона. В Орегоне прогиб, вероятно, отходил к западу и протягивался за пределы современного берега у залива Кус. В этом месте он мог иметь в ширину 160 *км*. Осадки к востоку и юго-востоку от залива Кус слагают формации Умпка, Тай и Араго.

Мощность одной только формации Араго достигает здесь 2600 *м*. На фиг. 269 показана формация Араго и несколько вышележащих толщ, слагающих структуру залива Кус. Упомянутое выше прогибание и накопление осадков имели место в верхнеэоценовое время. Вытянутый вдоль побережья полуостров никогда не был высоким и подвергался лишь очень слабому размыву, так как только незначительная часть мечосинских вулканических пород была размыта. В нижнеолигоценовое время полуостров местами погрузился ниже уровня моря, и при этом произошло отложение осадков непосредственно на мечосинские вулканические породы; далее к востоку осадки залегают на верхнеэоценовых слоях прогиба. В конце олигоцена область полуострова испытала такое погружение, что в ее пределах накопилось 2600 *м* песчаников и сланцеватых глин. Кроме того, в области Береговых хребтов поверх толщи песчаников и сланцев мощностью 1300 *м* была отложена формация Астория.

В течение миоценового времени из многочисленных жерл и трещин произошло излияние на поверхность большого количества лавы, особенно в районах Колумбийского плато и современных Каскадных гор. Эти потоки выклиниваются к западу, но севернее Портленда они особенно многочисленны и составляют около 50% формации Астория (Уивер, *648*) (см. фиг. 268).

Базальтовые потоки Колумбийского плато

Колумбийское плато занимает восточный Вашингтон к югу от нагорья Оканоган, западную часть Каскадных гор и протягивается к югу в восточный Орегон примерно на 240 *км*, то есть на расстояние, соответствующее осевой части поднятия гор Блю-Маунтин. На площади 120 000 *кв. км* развиты почти горизонтально залегающие потоки базальтовых лав, пласты пирокластического материала, туфы, и в отдельных местах — осадки континентального происхождения.

Лавы в своем большинстве миоценового возраста, но с ними ассоциируются вулканические породы и туфы как более древние, так и более молодые.

В общем лавы Колумбия-Ривер залегают в мелкой депрессии, которая, возможно, прогибалась по мере их накопления. Прогиб доказывается тем, что мощность лав местами превышает 1300 *м*, а может быть, и 1600 *м*. По направлению же к краям бассейна количество потоков и их мощность уменьшаются; но уменьшение это местами, возможно, обусловлено сводовыми вздутиями и размывом, как это имеет место в горах Блю-Маунтин.

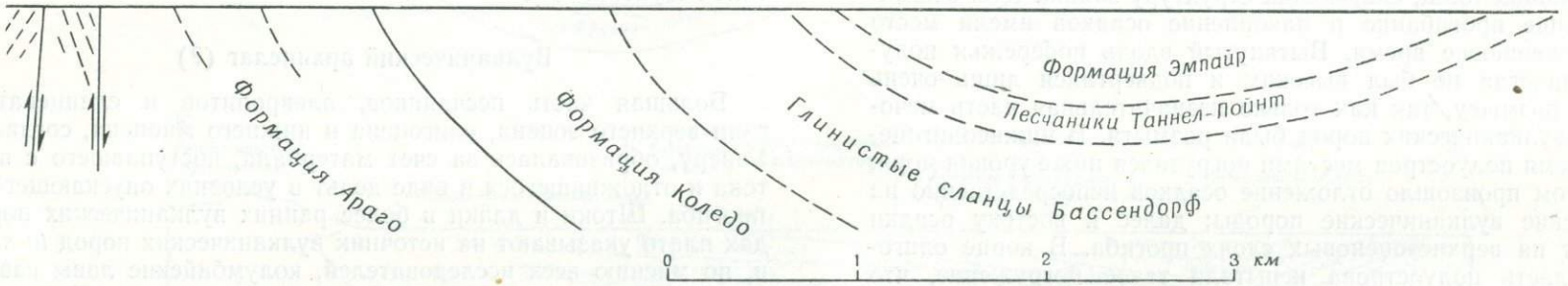
Вулканический архипелаг (?)

Большая часть песчаников, алевролитов и сланцеватых глин верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, согласно Уиверу, образовалась за счет материала, поступавшего с востока и отложившегося в виде дельт в условиях опускающегося прогиба. Штоки и дайки в более ранних вулканических породах плато указывают на источник вулканических пород *in situ*, и, по мнению всех исследователей, колумбийские лавы извергались из жерл и трещин в пределах самого плато. Таким образом, единственным доказательством существования расположенного на западе архипелага остается описанный выше верхнеэоценовый полуостров. После того как история Тихоокеанского вулканического архипелага была прослежена на протяжении палеозоя и мезозоя, целесообразным представляется поставить вопрос о возможности сохранения архипелага в кайнозое. Поскольку мы располагаем лишь единичными фактами, то имеет смысл, прежде чем предпринять попытку изучить область, покрытую в настоящее время морем и являющуюся частью морского дна, заняться анализом фактического материала по территории, примыкающей к берегу со стороны суши. Нужно отметить, что эта территория представляет лишь часть геологической провинции. Возможна следующая трактовка данных. Во-первых, можно предположить, что рассматриваемая территория есть берег залива с океаническим дном, наклоненным в сторону от берега, а площадь, занятая морем, постепенно погружается, причем реки формируют дельты в условиях, характерных для континентального шельфа

прогибающейся области. Другая трактовка признает наличие вулканического архипелага с внутренним прогибом, в котором происходит осадконакопление. В географическом отношении архипелаг является элементом орогенического пояса, расположенным над уровнем моря. В пределах пояса имела место вулканическая деятельность, и в прогиб поступало большое количество вулканического материала. С материка же в основном сносился песчаный и глинистый материал. В области прогиба осадки обоих типов перемежались друг с другом. Прогиб и архипелаг, отделяющий его от океана, представляют наиболее вероятную комбинацию по следующим причинам. Во-первых, большое количество вулканических пород андезитового состава известно только в морских осадочных сериях, связанных с вулканическими архипелагами и смежными прогибами или бассейнами. В случае сноса с берега залива вулканический материал в сколько-нибудь значительных количествах, видимо, должен повсеместно отсутствовать. Во-вторых, перекрытия и угловое несогласие, описанные Уивером (*648*), весьма определенно изображаются на поперечных разрезах, если разрезы эти отражают гипотезу существования орогенического пояса, расположенного за прогибом. В-третьих, карта изопахит нижнетретичных отложений Вашингтона и Орегона становится особенно демонстративной, когда на ней показан архипелаг. В плане прогиб обращен вогнутостью в сторону океана и как бы располагается на пересечении Канадской дуги на севере и Калифорнийской — на юге (см. фиг. 261). Следует напомнить, что батолит Айдахо расположен на пересечении двух гигантских дуг. Таким образом, создается впечатление, что нижнетретичный прогиб является отражением древнего орогенического пояса, окаймляющего его со стороны океана. Громадные излияния базальтовых лав, которые слагают Колумбийское плато, приурочены к той же области пересечения, и эти взаимоотношения могут иметь некоторое генетическое значение. Однако обширные лавовые плато, находящиеся далее к югу, пересекают невадский пояс и уходят за его пределы; наличие этих вулканических пород в известной мере ставит под сомнение однозначную трактовку природы колумбийских базальтов.

Позднемиоценовая фаза

После отложения формации Астория прогиб, в котором в Орегоне и Вашингтоне происходило осадкообразование, подвергся сжатию. Насколько это известно, в результате образовались главным образом открытые складки. Возможно, местами они были настолько сжаты, что крылья их стали крутыми или запрокинутыми. Примеры приведены на фиг. 269 и 270, разрезы $R—R'$ и $S—S'$. Разломов известно немного, и там, где они имеются, они изображены как сбросы нормального типа. Оси складок, о которых известно, что они образовались в позднемиоценовую фазу, показаны на фиг. 271. В пределах Вашингтона эти оси протягиваются, согласно Уиверу, в западно-северо-западном направлении. Оси, показанные Уивером, относятся к очень широким складкам, которые определяются вздутием остров Ванкувер — остров Сан-Хуан — северные Каскадные горы и вздутием Олимпик — Ньюкастл-Хиллс — Каскадные горы, а также разделяющим их погружением пролива Хуан-де-Фука. Подобным образом и Колумбийское лавовое плато в западной части базальтового бас-



Фиг. 269. Структура района залива Кус в Орегоне (по Уиверу, **647**) (разрез $C — C'$, фиг. 255).

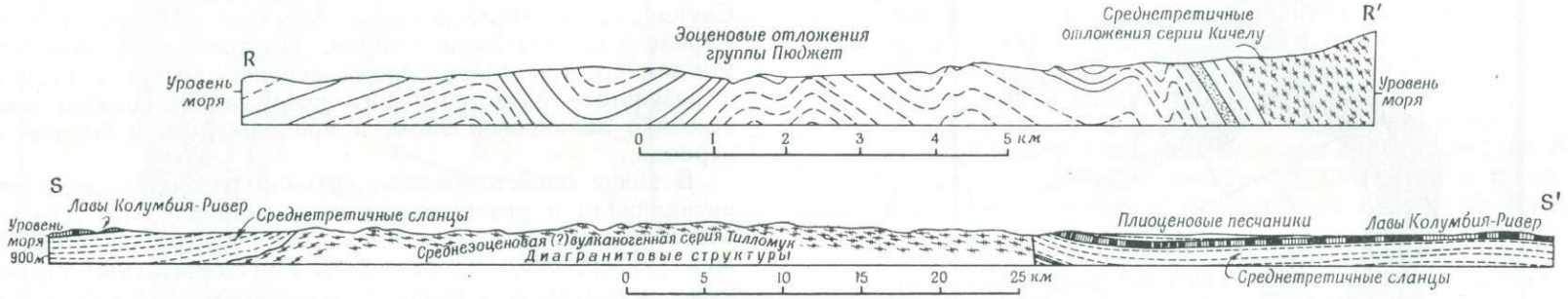
сейна смято в несколько широких антиклинальных и синклинальных складок, протягивающихся в северо-западном направлении. На современной карте Уорена (*638*) сразу же к западу от пролива Пюджет-Саунд (см. фиг. 270, разрез $R—R'$) показано, что небольшие и скученные складки резко изменяют простирание с западно-северо-западного на юго-юго-западное.

Площадь, изображенная на новой карте, однако, так мала в сравнении с площадью всего штата, что значение местного изменения неопределимо. Точная картина тектонического строения штата в миоценовое время еще не выявлена, но сведение воедино всех имеющихся данных наводит на мысль о существовании пояса складчатости небольшой и средней интенсивности, протягивающегося в западно-северо-западном направлении.

В Портлендском районе Береговых хребтов оси пологих складок также вытянуты в северо-западном направлении. У них, возможно, намечается тенденция изгиба в южном направлении, в общем параллельно побережью. Далее к югу, в Орегоне, складки тянутся параллельно берегу. Пояс миоценовых деформаций становится более определенным и в Калифорнии дополняется небольшим количеством складок иных направлений, относящихся к той же фазе (см. фиг. 271). Возможно, пояс сжатия в западном Вашингтоне и Орегоне разветвляется и протягивается на восток к Айдахо и на юг в Юту.

Позднеплиоценовая и нижнеплейстоценовая фазы

Деформация в конце третичного времени в плейстоцене на площади Орегона и Вашингтона носила характер широких сводообразований, погружений и структур коробления; они, следовательно, резко отличаются от сжатой складчатости и надвигов в Береговых хребтах Калифорнии. Главная орогения в южных хребтах, как было установлено раньше, имела место в верхнеплиоценовое и среднеплейстоценовое время, но в Вашингтонских и Орегонских хребтах она по большей части не проявилась.

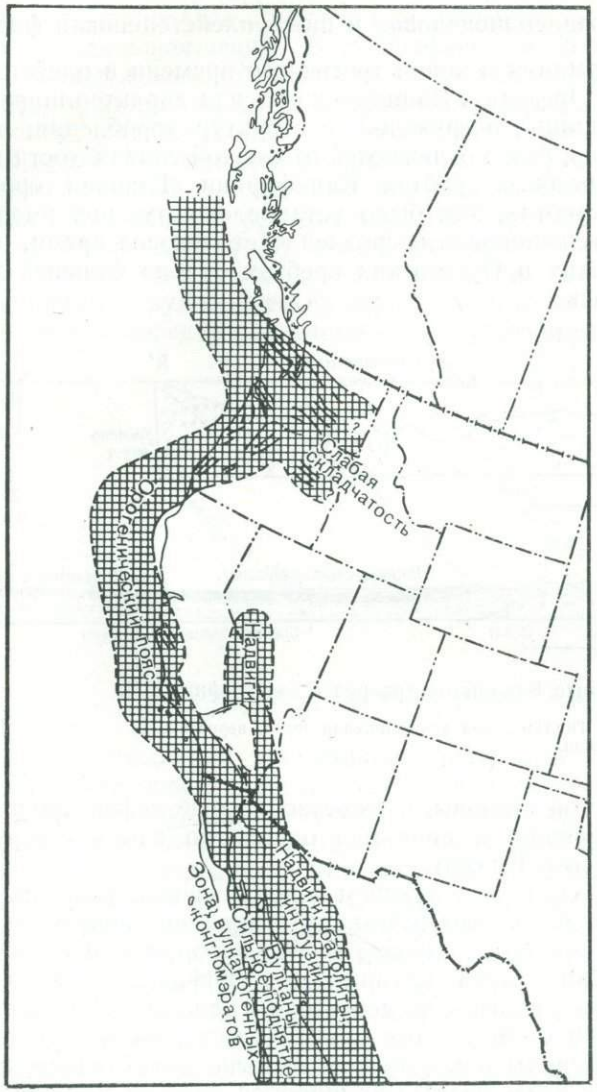


Фиг. 270. $R — R'$ — разрез к западу от Такомы в округе Кинг в штате Вашингтон (разрез $R — R'$, фиг. 255).

$S — S'$ — разрез через Береговой хребет от Кейп-Мирес до реки Уилламетт в Орегоне. Тилламукская вулканическая серия, вероятно, эквивалентна вулканической серии Мечосин.

С другой стороны, верхнемиоценовые деформации, повидимому, проявились примерно одинаково как к северу, так и к югу от гор Кламат.

К выводу о последующем пологом сводообразовании можно прийти дедуктивным путем, на основании следующих соображений. Первое и наиболее веское соображение связано с параллелизмом трех крупных топографических элементов, а именно Каскадных гор, депрессии Уилламетт-Пюджет-Саунд и Берегового хребта. Затем следует учесть, что хребты образовались как своды или широкие, пологие антиклинали, а депрессия — как разделяющая их широкая пологая синклиналь, чему доказательством являются эрозионные поверхности как внутренние, так и прибрежные. Третий отправной пункт рассуждений основывается на факте наличия ледниковых отложений, которые местами очень широко распространялись в



Фиг. 271. Пояса верхнемиоценовой и нижнеплиоценовой орогении в области тихоокеанского побережья.

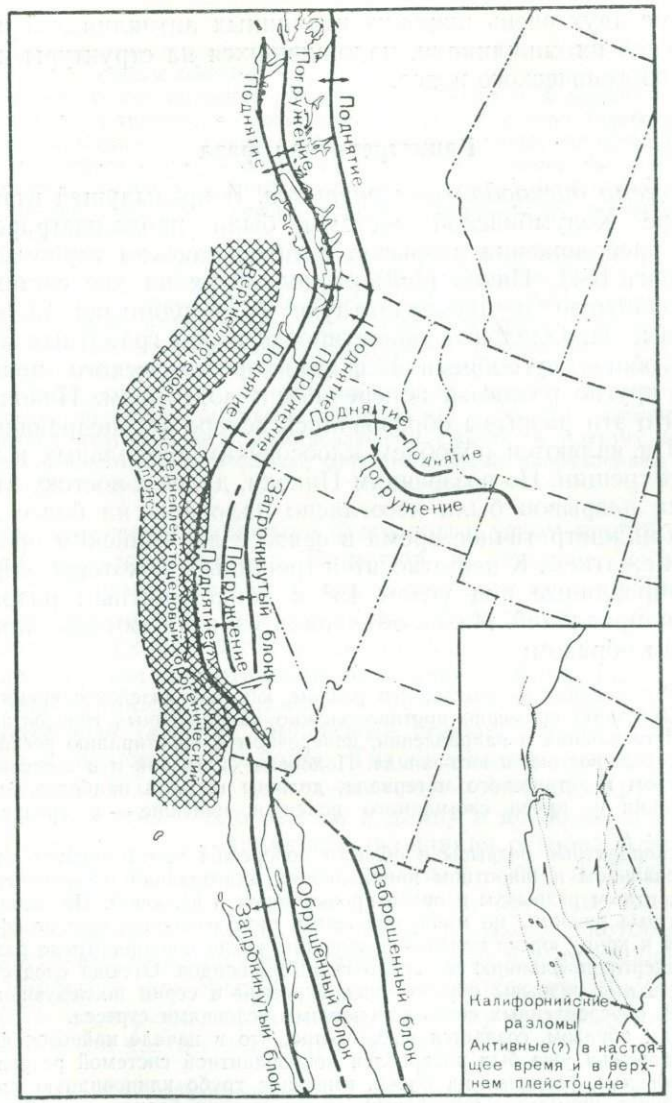
Верхнемиоценовые деформации проявились в Вашингтоне, Орегоне и Береговых хребтах Калифорнии. Нижнеплиоценовые — в Долине Смерти, Мохавской пустыне в Калифорнии и в западной Мексике.

депрессии Пюджет-Саунд, а с образованием ледников связаны вертикальные движения земной коры.

Согласно Уиверу (*646*), плиоценовые отложения там, где они известны, залегают с несогласием на миоценовых и имеют гораздо меньшие углы падения. Таким образом определяется время верхнемиоценовой фазы. Небольшие дифференциальные движения в течение верхнего миоцена и плиоцена позволили водам океана продвинуться в восточном направлении и покрыть небольшие ограниченные участки на западном склоне полуострова Олимпик и в прибрежной части юго-западного Орегона. Все другие участки подвергались размыву, и, вероятно, в это время были врезаны крупные проливы Пюджет-Саунда, такие, как Худ-канал, Адмиралти-Инлет, Джорджия-Стрейт и пролив Хуан-де-Фука. Морские воды, заполнившие эти долины, в настоящее время получили доступ в эти прогибы в результате плейстоценового погружения, которое предшествовало ледниковой эпохе и продолжалось в течение этого периода.

В конце плейстоценового времени развились две широкие антиклинали и разделяющая их синклиналь, что определило обособление Береговых и Каскадных хребтов и прогиба Пюджет (Уивер, *646*, см. фиг. *272*). Меридиональные структуры были, вероятно, наложены на миоценовые складки северо-западного простирания. Каскадные горы почти достигли современной высоты, и в этом хребте образовался ряд величественных вулканических конусов, таких, как гора Бейкер, гора Рейнир, гора Адамс, гора Сент-Хеленс, гора Худ и многочисленные более мелкие конусы южного Орегона. История развития этих вулканов изложена в работе Ховела Вильямса, вышедшей в свет в 1948 г.

Представляется вероятным, что эрозионная поверхность, образовавшаяся после миоценовой складчатости, была полого изогнута, так же как породы, находившиеся ниже во время верхнеплиоценового сводообразования. Эта эрозионная поверхность была интенсивно расчленена там, где поднятие было значительным. Феннеман (*184*) утверждает, что остатки высокой поверхности в Каскадных горах и поверхность вершин в Береговых хребтах являются единым целым, и отсюда следует, что поверхность от обоих хребтов понижается в сторону депрессии Уилламетт-Пюджет-Саунд. То обстоятельство, что отметки этой поверхности в Каскадных горах выше, указывает лишь на более значительное последующее поднятие этой гряды соотносительно с Береговыми хребтами.



Фиг. 272. Тектоническая карта верхнеплиоценовых и четвертичных движений земной коры в области тихоокеанского побережья.

Перемещение блоков по разломам в западной Мексике является продолжением перемещений по разломам, образовавшимся ранее и уже изображенным на предыдущей тектонической карте (см. фиг. 271), и обусловлено глубокими деформациями земной коры; последующие же погружения и поднятия вызваны изостатическими колебаниями, связанными с образованием ледников, а активные (?) разломы в Калифорнии представляют, вероятно, нарушения, по которым в настоящее время происходят перемещения.

Стрелки показывают направление горизонтального перемещения, установленного по сейсмологическим данным.

После поднятия эрозионной поверхности и ее глубокого расчленения многочисленными потоками наступила ледниковая эпоха, в которой выделяется два этапа. При наступлении последнего этапа ее долины, как на западном, так и на восточных склонах Каскадных гор, были выполнены льдом, который двигался вниз к менее поднятым участкам и образовывал конечные морены. Долинные ледники северного Вашингтона попадали в бассейн Пюджет-Саунд и соединялись там с другими долинными ледниками и с широким ледником поднюжий, который двигался к югу между островом Ванкувер и материком. Это большое ледяное поле раскалывалось на два языка; один протягивался западнее через прогиб пролива Хуан-де-Фука, другой двигался в южную часть бассейна Пюджет-Саунд, где он образовал конечную морену, простирающуюся от южного выступа гор Олимпик на восток до Каскадных гор.

После отступления льда земная кора в пределах бассейна Пюджет-Саунд и вдоль побережья Вашингтона и Орегона испытала поднятие в пределах от 6 до 65 *м*. О наиболее современном погружении под уровень моря близ устья реки Колумбии уже упоминалось; влияние приливов и отливов здесь сказывается в восточном направлении вплоть до Каскадных гор.

ТИХООКЕАНСКАЯ СИСТЕМА БРИТАНСКОЙ КОЛУМБИИ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЛЯСКИ

Физико-географические районы

Тихоокеанский горный пояс Британской Колумбии и юго-восточной Аляски рассматривался в разделах, посвященных истории развития структуры в палеозое и мезозое. Структуры невадской орогении преобладают над всеми более поздними структурами; кроме этих структур, в Британской Колумбии и юго-восточной Аляске должна быть выражена только пологая нижнекайнозойская складчатость. Вся последующая история сводилась в основном к вертикальным движениям суши и размыву. Современный рельеф этой области изображен на фиг. 151.

Сразу же к западу от ларамийских Скалистых гор в Альберте и Британской Колумбии располагается центральное

плато, а западнее этого плато — континентальный Береговой, или Каскадный, хребет, который изрезан многочисленными крупными фиордами; за ним следует межгорный долинный пояс, в значительной степени затопленный морем, затем гряда островов и, наконец, континентальный шельф, наклоненный к океаническим глубинам (см. фиг. 165).

Трехчленное в долготном направлении деление тихоокеанской системы в Британской Колумбии и юго-восточной Аляске соответствует подобному же делению в Соединенных Штатах.

Эта система характеризуется относительно низкими отметками — море покрывает значительную часть «большой долины» и внешнюю часть области, или «Береговой хребет», который расчленен трансгредирующим морем на серию больших островов. Географические названия выделенных элементов по существу, однако, не соответствуют им, так как континентальный хребет, сравнимый в геологическом отношении со Сьерра-Невадой, называется обычно Береговым хребтом, а это наименование, если его применять, должно быть оставлено для цепи островов. Пикок (*463*) настаивал на том, чтобы континентальный хребет называли Каскадным хребтом, что, бесспорно, гораздо логичнее.

Континентальный, или Каскадный, хребет главным образом состоит из гранитов, пород невадского орогенического пояса. Но этот хребет в отличие от Каскадных гор южного Вашингтона и Орегона не создан в результате плиоценовой и плейстоценовой вулканической деятельности. Межгорный долинный пояс содержит некоторое количество третичных осадков и вулканических пород лишь в одном районе — в мелкой и широкой синклинали; иначе говоря, пояс не располагался в области третичного осадконакопления. Развитые в пределах пояса породы и структуры являются невадскими, как и в континентальном хребте. Цепь островов также сложена невадскими породами, за исключением узкого прогиба, выполненного верхнемеловыми слоями на восточном склоне острова Ванкувер, острове Королевы Шарлотты и под проливом Джорджия. Третичные бассейны, в которых происходило осадконакопление, немногочисленны, а поздняя орогения сжатия почти отсутствует. Нужно отметить, что трехчленное в долготном направлении деление рельефа местности не обусловлено интенсивным орогеническим сжатием в течение третичного времени, как в Береговых хребтах Вашингтона, Орегона и Калифорнии, но в большей степени вызвано вертикальными перемещениями в форме двух очень широких и длинных антиклиналей и разделяющей их синклинали, наложившихся на структуры невадского орогенического пояса.

Раннетретичная фаза

Система дискордантных разрывов. В предыдущей главе на примере Колумбийской системы была проиллюстрирована схема расположения разрывов в тихоокеанском горном поясе (см. фиг. 154). Пикок (*463*) разделяет их на две системы — конкордантную и дискордантную. Конкордантная включает разрывы, параллельные ориентировке зерен гранитных интрузий и общей дугообразной форме орогенического пояса, а также другие разрывы, поперечные к долготным. Пикок считает, что эти разрывы образовались вскоре за внедрением интрузий и являются подобием клоосовских продольных и поперечных трещин. По воззрениям Пикока, далее к востоку вторая система разрывов была несогласно наложена на более древнюю в нижнетретичное время в связи с ларамийским орогеническим сжатием. К ней относятся трещины и некоторые сбросы, ориентированные под углом 45° к конкордантным разрывам обоих направлений. Пикок объясняет эти взаимоотношения следующим образом:

«...Это наводит на мысль, что разлом, как и в визейское время, подвергся действию примерно противоположно направленных горизонтальных сил, действовавших в направлении, поперечном к простиранию региона, то есть с северо-востока и юго-запада. Подобные силы, как и в эксперименте со сжатием пластического материала, должны вызвать наиболее сильные деформации у краев сжимаемого пояса и меньшие — в средней его части.

Дискордантные разрывы в области побережья протягиваются почти в меридиональном и широтном направлениях диагонально по отношению к конкордантным разрывам и ориентировке зерен в регионе [1]. Поскольку дискордантные разломы не минерализованы, они, очевидно, еще не сформировались к концу юрско-меловой революции, когда конкордантные разрывы уже подверглись влиянию минерализующих флюидов. Отсюда следует, что дискордантные разрывы образовались первыми в серии последующих нарушений, обусловленных соответствующими условиями стресса.

Таким образом, создается впечатление, что в начале кайнозоя фундамент побережья уже был раздроблен конкордантной системой разрывов и, таким образом, разделен на блоки, имеющие грубо клиновидную или напоминающую прямоугольник форму. Стороны этих блоков ориентированы в общем в северо-западно — юго-восточном и северо-восточно — юго-западном направлениях. Чтобы вызвать образование новых разрывов в этих уже

[1] Повидимому, речь идет об ориентировке зерен гранита в интрузивных телах. — *Прим. ред.*

раздробленных структурных элементах, необходимо было, чтобы стресс был ориентирован особым образом.

Растяжение или кручение должны были привести к расширению уже существовавших трещин, а сжатие, если исключить случай только что упомянутого стресса, — к сдвигам вдоль уже образованных поверхностей скалывания. Особым направлением сжатия, которое привело бы к образованию новых разрывов, могло быть лишь направление, нормальное к сторонам самих блоков, а именно — северо-восточно — юго-западное и северо-западно — юго-восточное

Характер деформации в нижнем эоцене, как это следует из рассмотрения структур, точно удовлетворял условиям этих особых случаев и, что еще более вероятно, — одному из них. Область Кордильер была сжата горизонтальными силами, направленными навстречу друг другу и поперек общего ее простирания с северо-востока и с юго-запада. Существовавшие уже трещины этого направления не должны были заметным образом реагировать на эти деформации. При условии простейшего горизонтального рельефа разрушение произошло бы вдоль вертикальных плоскостей максимального скалывания диагонально к действовавшему сжатию и поэтому меридиональным и широтным и, в общем, соответствующим направлениям дискордантной системы».

Верхнемеловые слои были отложены в узком прогибе вдоль западного склона острова Ванкувер и севернее у острова Грахама. Вероятно, в самом конце мелового времени они были размыты. Возможно, дискордантная система разрывов была обусловлена скорее этой фазой складчатости, проявившейся поблизости, чем ларамийской орогенией в Каскадных Скалистых горах, как считал Пикок.

Эоценовый бассейн. Эоценовые породы распространены в пределах отдельных районов Тихоокеанского горного пояса Британской Колумбии и юго-восточной Аляски. Крупнейший из них, имеющий около 320 *км* в длину и до 30 *км* в ширину, протягивается от юго-западного окончания острова Адмиралти приблизительно параллельно проливам Кеку и Кларенс до острова Заремво (Баддингтон и Чапин, *88*) (см. фиг. 153). Имеются незначительные по площади выходы, которые свидетельствуют, что эоценовые породы были распространены более широко и непрерывно, чем в настоящее время. Баддингтон (*87*) по стратиграфическому признаку подразделяет отложения на три части следующим образом:

«Группа слоев, обнаруженная в Порт-Камден, на острове Куйю, в заливе Гамильтон и на острове Куприянова, и, повидимому, являющаяся древнейшей, представлена толщей песчаников мощностью 450 или более метров, переслаивающихся с конгломератами. Вторая группа состоит в основном из риолитовых вулканических пород и скопления лавовых валунов порой с некоторым количеством ассоциирующих с ними базальтовых и андезитовых вулканических пород. Поскольку в Порт-Камден они определенно залегают на песчаниках, нужно полагать, что это более высокий горизонт, чем серия песчаников. Третья группа состоит главным образом из базальтовых и андезитовых лав, нескольких риолитовых потоков и немногочисленных прослоев брекчий и конгломератов с глыбами лавы. Эти образования залегают на породах двух других групп, а в нескольких местах создается впечатление слабого углового несогласия между покрывающими и подстилающими комплексами. Возможно, что дальнейшие исследования покажут, что верхняя группа относится уже не к эоцену.

Самый полный разрез эоценовых пород известен в Порт-Камдене и на острове Куйю. Примерно в 10 *км* к югу от западного мыса у входа в бухту Порт-Камден горы вдоль берега сложены песчаниками, конгломератами и вулканическими породами риолитового состава, среди которых известны силлы базальтов; простирание пород северо-западное, а падение юго-восточное под углом 8—10°.

Мощность отложений от их основания, обнажающегося западнее мыса, который расположен у входа в бухту Порт-Камден, до пункта, расположенного западнее острова Кам, в том виде, как она дана ниже, рассчитывалась на основании среднего угла падения (8°) с учетом силлов базальтов. К юго-западу от острова Кам падения и простирания пластов весьма изменчивы; вероятно, повторяются в разрезе одни и те же слои, а вулканические породы базальтового состава и конгломераты находятся во взаимоотношениях, наводящих на мысль о возможности слабого углового несогласия. Поэтому риолитовые брекчии и туфы, конгломераты с лавовыми гальками и базальтовые потоки к юго-западу от острова Кам не учтены при общей оценке мощности».

РАЗРЕЗ ЭОЦЕНОВЫХ ПОРОД У ПОРТ-КАМДЕНА И ОСТРОВА КУЙЮ

Наименование пород	Мощность, *м*
Конгломераты с лавовыми валунами, переслаивающиеся с туфами и брекчиями главным образом риолитового состава	330
Риолитовые брекчии и туфы	165
Песчаники с прослоями конгломератов вблизи кровли	400
Базальные конгломераты с прослоями песчаников	50
Угловое несогласие	
Верхнетриасовые вулканические породы андезитового состава	

Возраст пород определяется по находкам эоценовой (возможно, верхнеэоценовой) флоры (Баддингтон и Чапин, *88*).

Баддингтон выражает уверенность, что накопление осадков происходило в погружающемся прогибе между горными хребтами, сходными по рельефу с современными. Горы высотой в 650 *м* были погребены под третичными лавами. На дне долины у устьев бурных рек распространены пласты грубых конгломератов, которые являются по природе аллювиальными конусами. Песчаные отложения, вероятно, образовались за счет переплетающихся аллювиальных конусов, распространявшихся к

центру прогиба и долины; они сформировали пологий склон подножий, подобных уже известным в настоящее время выходам у подошвы Сьерра-Невады в долине Сан-Хуан. Извержение андезитовых и базальтовых лав происходило главным образом из трещин, но местами и из отдельных вулканов. Обилие даек и силлов в породах смежной области наводит на мысль о преобладании трещинных излияний.

Так как прогиб, в котором отлагались эоценовые осадочные и вулканические породы, совпадает с осевой частью пояса межгорной долины, представляется возможность заключить, что образование большой депрессии частично произошло в среднем эоцене. Возможно, что дискордантная система разрывов связана с этим погружением. Если бы большой прогиб и смежные параллельные своды были структурами сжатия, то и система разрывов, ориентированных косо по отношению к прогибу и сводам, могла оказаться результатом воздействия тех же сжимающих сил; условия верхнемеловой складчатости представляются в равной мере приемлемыми для складчатости среднего эоцена.

Из анализа условий распространения верхнетретичных осадков в юго-восточной Аляске и Британской Колумбии явствует, что эоценовый прогиб пролива Фредерик-Саунд перестал погружаться в послеэоценовое время; по крайней мере в нем накопилось так много средне- и верхнеэоценовых отложений, что они не были размыты впоследствии. Так как нижнетретичный прогиб Вашингтона и Орегона у южного конца острова Ванкувер отгибается к западу в сторону океана и так как никаких других эоценовых отложений не известно на всех цепях островов и в межгорном поясе долин, то взаимоотношения между двумя прогибами могут быть установлены лишь предположительно. Казалось бы, что большой Вашингтонско-Орегонский прогиб, содержащий толщу осадков мощностью 10 000 *м*, должен был продолжаться к северо-западу на значительное расстояние, быть может, с некоторыми осложнениями, но не выклиниваясь. Если это имело бы место, то, вероятно, прогиб следовал бы в общем направлению ориентировки зерен в породах невадского орогенического пояса и поэтому изгибался бы к северо-западу и проходил по западному берегу острова Ванкувер мимо острова Королевы Шарлотты и островов Баранова и Чичагова к заливу Якутат. Вероятно, морской связи этого прогиба с прогибом области Фредерик-Саунд не было, потому что все осадки в нем континентального происхождения.

Верхнетретичная фаза

Севернее пролива Кросс-Саунд от Айси-Пойнт через залив Литуйя до залива Якутат и по ту сторону последнего расположена узкая прибрежная долина; ее, вероятнее всего, подстилают слои плиоценового возраста. Они состоят из конгломератов, песчаников, сланцеватых глин и полого наклонены в сторону моря, хотя местами были отмечены углы падения до 55° (Баддингтон и Чапин, *88*). Эти слои представляют собой прибрежные шельфовые отложения, материал которых образовался за счет размыва смежных гор. На острове Сенотаф в заливе Литуйа были обнаружены аггломератовые лавы и песчаники. В песчаниках и глинистых сланцах содержатся немногочисленные пласты угля. Возможно, что мощность этой серии пластов достигает нескольких тысяч метров.

Изучение этого пояса плиоценовых слоев в связи со структурой приводит к единственному заключению — земная кора в период накопления плиоценовых осадков погружалась по линии, параллельной современной береговой линии, причем временами на западе рельеф был очень резким.

Эоценовые осадки области пролива Фредерик-Саунд были изогнуты в виде свода, вытянутого поперек главной оси прогиба. О других осях поперечной складчатости упоминают Баддингтон и Чапин (*88*), касаясь области залива Эсквибел; возможно, эти оси того же возраста, что и свод Фредерик-Саунд (см. фиг. 152). Эти пологие поперечные складки моложе эоцена, но их взаимоотношения с плиоценовыми отложениями неизвестны. Время образования этих складок, видимо, предшествует главному эрозионному циклу, и на подобном основании они могут условно считаться среднетретичными.

Северный из островов Королевы Шарлотты — остров Грахам — на четыре пятых сложен отложениями плиоценового возраста. Древнейшей является формация Сконун мощностью более 330 *м*, сложенная песками, гравием, глинами, тонкими пластами известняка, конгломератами и лигнитами. Самой молодой является формация Массет, мощность которой, повидимому, местами достигает более 1600 *м*. Она представлена потоками базальтов и аггломератами с небольшим количеством туфов. В формации Сконун найдены окаменелости, напоминающие формы, известные в формации Эмпайр Орегона (Маккензи, *386*). Возраст формации Эмпайр — нижнеплиоценовый и, таким образом, вероятнее всего, что и формация Сконун относится к нижнему плиоцену, хотя не исключена возможность,

что слои Сконун являются миоценовыми. У Сконун-Пойнт была отмечена простирающаяся в широтном направлении антиклиналь с падением крыльев до 60°; но в большинстве описанных выходов пласты залегают полого. Обе формации несогласно залегают на меловых и юрских породах, и представляется вероятным, что более молодые массетские вулканогенные породы перекрывают пески Сконун.

Все известные выходы плиоценовых и верхнемиоценовых отложений Тихоокеанского побережья в Мексике, Калифорнии, Орегоне, Вашингтоне, Британской Колумбии и юго-восточной Аляске отмечены на фиг. 273. Палеогеографические карты Калифорнии (Рид, *486*), Орегона и Вашингтона (Уивер, *646*) уже составлены; они служат путеводителями при интерпретации плиоценовой географии на юге в пределах Калифорнийского полуострова и на севере в пределах Британской Колумбии и юго-восточной Аляски.

Плиоценовый прогиб, вероятно, окаймлял с юга и запада остров Ванкувер и протягивался подобным же образом вдоль западной части островов Королевы Шарлотты, но у северного конца этого острова ветвь прогиба протягивалась к юго-востоку через северное окончание острова Грахам и ту область, где в настоящее время находится пролив Диксон-Энтранс и пролив Хекат-Стрейт. Прогиб, выполненный осадками в районе, расположенном к северу от острова Грахам в направлении к Айси-Пойнт и заливу Литуйа, должен, видимо, окаймлять цепи островов и располагаться ниже уровня моря в пределах континентального шельфа.

Четвертичная фаза

Переходя от движений земной коры и осадкообразования в плиоцене к истории формирования рельефа, которая расшифровывается методом анализа эрозионных циклов, необходимо предварительно остановиться на главных особенностях рельефа в плиоцене. Представляется резонным предположить, что слабо выраженный пояс межгорной долины в юго-восточной Аляске сформировался в эоцене и с тех пор существовал все время, несмотря на последующее разрушение поднятий, размыв и погружения. Возможно, образование пояса происходило в более позднее, чем это принято считать, время, и такое предположение выдвигается потому, что в пределах пояса неизвестны выходы более молодых третичных отложений. Пояс межгорной долины в Британской Колумбии, возможно, заложен в верхнем мелу; если же это и не имело места, то область данного пояса, вероятно, была зоной погружения в плиоцене. Более правильная конфигурация пояса межгорной долины в Британской Колумбии по сравнению с соответствующей областью юго-восточной Аляски наводит на мысль и о более юном возрасте его (см. фиг. 151). Оба эти пояса безусловно расходятся у прогиба Диксон-Энтранс. Выше уже отмечалось, что плиоценовый прогиб обходил гряду островов юго-восточной Аляски со стороны моря и что оба пояса были разновозрастными депрессиями с неясными взаимоотношениями; скорее они были параллельны друг другу и лишь отчасти накладывались друг на друга. Плиоценовые движения были незначительны, так как плиоценовые отложения слабо деформированы. Поэтому вполне

Фиг. 273. Сопоставление миоценовой и плиоценовой геологических структур побережья Аляски с геологической структурой в области побережья Британской Колумбии, штатов Вашингтон, Орегон, Калифорния и Мексики.

Точки — площади распространения миоценовых и плиоценовых отложений; штриховка — поясы верхнеплиоценовой или плейстоценовой орогении сжатия. Орогенические поясы Аляски и Калифорнии, быть может, соединяются под водой в области континентального шельфа.

понятно, что даже нижнетретичная эрозионная поверхность могла выдержать плиоценовые движения и остатки ее могли сохраниться к началу плейстоцена. Плейстоценовый размыв начался образованием обширной эрозионной поверхности, но история этой древней поверхности бесспорно весьма запутана.

Современные типичные долины или фиорды в пределах побережья, согласно Пикоку (*463*), представляют собой существенно простые глубокие врезы в поверхность плато со средними отметками от 1000 до 1300 *м*. В тех местах, где материк достигает большой высоты, склоны более крупных поперечных долин круто поднимаются до отметок 1300—1600 *м*, а затем плавно расширяются до уровня вершин на высоте от 2300 до 3300 *м*. Если эти формы являются существенно доледниковыми, то уровень 650—1300 *м* соответствует побережью континента, а горизонт 1300—1600 *м* во внутренней части хребта соответствует поднятому базальному уровню. Насколько теперь это известно, в конце предледникового времени побережье, очевидно, располагалось на 300 *м* выше, чем в настоящее время. Таким образом, мы приходим к заключению, что предледниковый цикл начался в верхнем плиоцене обновлением предшествовавшего цикла региональным вздутием на 1000—1600 *м* у побережья и на 1600—2000 *м* во внутренней части тихоокеанского горного пояса. Это поднятие, повидимому, охватило область, которая, по существу, представляла размытые горы с пологими склонами, поднимавшиеся на 1600 *м* над базисом эрозии; основание их у берега было сглажено, а внутренние части находились в зрелой стадии расчленения. Некоторые авторы пришли к заключению, что побережье в начале плейстоцена находилось на значительно большей высоте, чем в настоящее время. Заключение это подкрепляется тремя аргументами. Типично выраженный затопленный характер побережья свидетельствует, что в сумме плейстоценовые и современные движения свелись к значительному опусканию. Видимое отсутствие неперенесенных ледниковых отложений на внешней части побережья указывает на то, что в ледниковый период береговая линия находилась на некотором расстоянии за современным берегом и поэтому суша достигала большей высоты, чем теперь. Если фиорды являются затопленными речными долинами, которые были лишь незначительно углублены ледником, то доледниковый нулевой уровень должен был находиться гораздо ниже современного.

Хотя первые два аргумента не являются решающими, а третий, если мы допустим значительное переуглубление ледником, не обоснован, все же заключение представляется, по существу, оправданным и подкрепленным фактом наличия подводных долин в пределах континентального шельфа (см. фиг. 266).

29

СИСТЕМЫ КАЛИФОРНИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СОНОРЫ

КАЛИФОРНИЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Топография

Калифорнийский полуостров равен по протяженности штату Калифорния, но втрое уже его (см. фиг. 249 и 274). Северная часть полуострова гористая, причем отдельные пики поднимаются более чем на 3000 *м*. Они образуют Полуостровной хребет, который является продолжением хребтов южной Калифорнии к западу от бассейна Солтон. Большая часть этой гористой области сложена гранитами и метаморфизованными породами невадского типа. Южная половина полуострова имеет более низкий рельеф и сложена главным образом конгломератами, песчаниками, аггломератами и лавовыми потоками, возникшими после нижнего или среднего миоцена (см. фиг. 275, 276 и 277). В пределах полуострова и к юго-востоку от залива Себастьян-Вискайно, на высоте около 260 *м* над уровнем моря, расположена обширная пустыня, образовавшаяся за счет четвертичного аллювия.

В северной части полуострова третичные породы протягиваются в виде двух узких полос по обе стороны невадского ядра. Однако непосредственно к югу от 30° с. ш. тихоокеанская полоса третичных отложений, вероятно, представленных только конгломератами и вулканическими породами верхнего миоцена, приобретает поперечное простирание и протягивается к восточному берегу. К югу от 29° с. ш. по направлению к южному окончанию полуострова невадские породы обнажаются на островах, окаймляющих с обеих сторон полуостров, и в районе западного мыса Сьерра-Вискайно. Наконец, большая часть южного окончания полуострова Сьерра-Виктория сложена невадским комплексом (см. фиг. 274).

Стратиграфия

Бил (*48*) отмечает:

«Породы Калифорнийского полуострова представлены: 1. Неизмененными осадочными породами морского происхождения, отложившимися в периоды от мела до плейстоцена. 2. Серией осадочных пород, вероятно, мелового возраста, в той или иной степени измененных. 3. Эффузивными породами, главным образом андезитами и базальтами. 4. Интрузивными породами, в основном кварцевыми диоритами и гранодиоритами и более древними породами, возраст которых точно не известен.

Меловая система представлена формациями Сан-Фернандо и Росарио. Формация Сан-Фернандо в возрастном отношении соответствует нижнему мелу и самому началу верхнего мела... Она состоит из сланцев, конгломератов, кварцитов, известняков и песчаников; среди них известны также эффузивные и интрузивные породы, количество которых изменяется от места к месту.

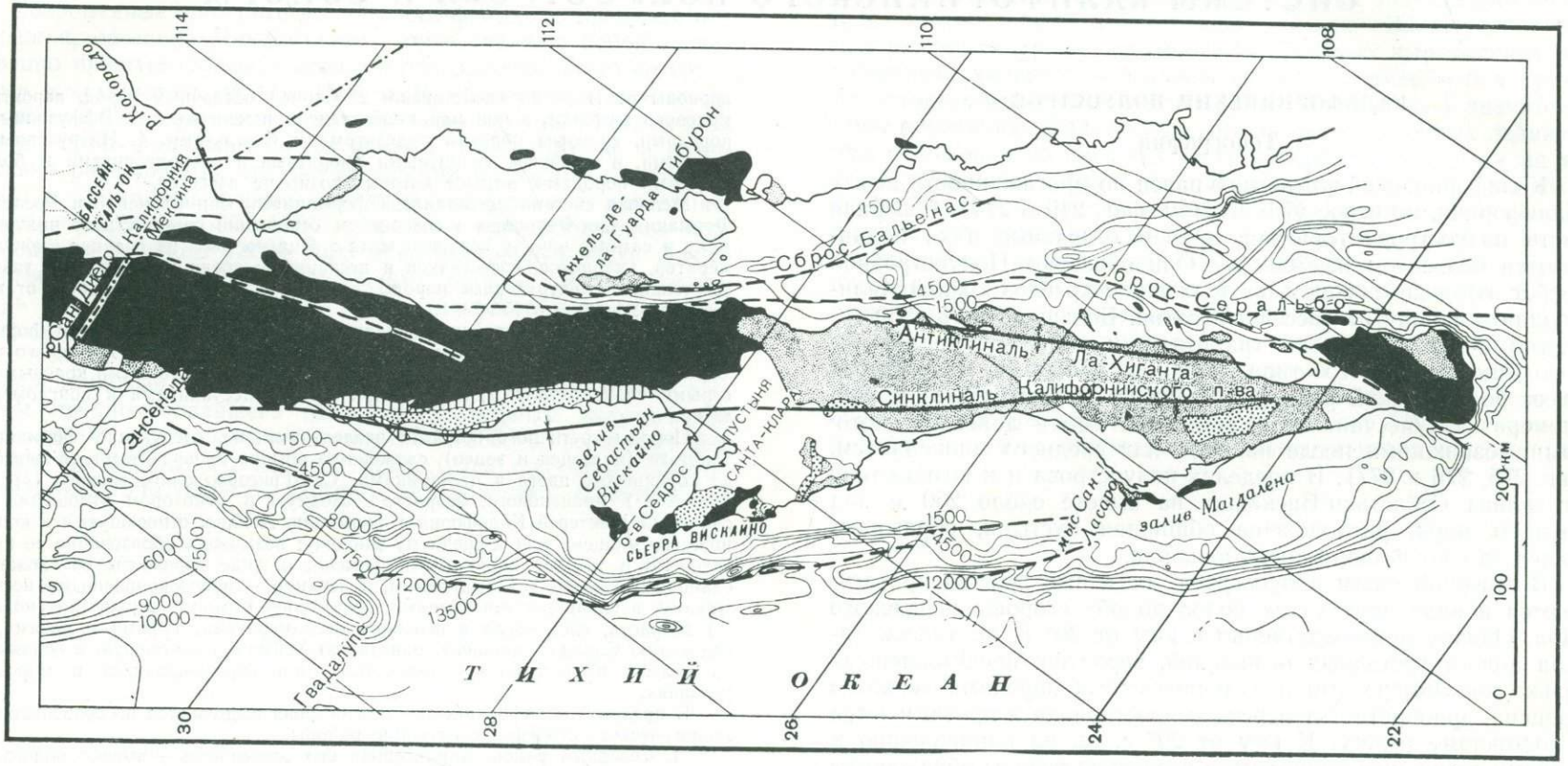
Более молодая формация Росарио (верхний мел) залегает на формации Сан-Фернандо с угловым несогласием. В пределах тихоокеанского побережья у Росарио эта формация представлена неизмененными красными и серыми сланцеватыми глинами, коричневыми песчаниками и конгломератами...

Породы третичного возраста разделяются на следующие формации: Тепетате (палеоцен и эоцен), сложенную обычно алевролитами от желтого до коричневого цвета и песчаниками; Сан-Григорио олигоценового (?), до нижне (?) миоценового, возраста... сходную в некотором отношении со сланцами Монтерей Калифорнии; формацию Исидро, относящуюся к концу нижнего миоцена или к среднему миоцену; возможно, образование ее происходило в течение всего этого времени, нижние горизонты ее сложены сланцами, отчасти диатомитовыми, а верхние — светлоокрашенными песчаниками и сланцеватыми глинами; формацию Комонду верхнемиоценового (?) возраста, сложенную в основном аггломератами, туфами и лавами, и формацию Салада (плиоцен), описанную Хеймом и состоящую в основном из желтых песчаников и сланцеватых глин, образовавшихся в морских условиях.

В пределах калифорнийского полуострова выделяются по особенностям геологического строения следующие районы.

1. Северный район. Характерная его особенность — высоко поднятый и наклоненный на запад блок кристаллических пород, образование которого обусловлено поднятием вдоль его восточного края по глубокому разлому. В осевой части гор располагается гранитное ядро, окаймленное с обеих сторон гнейсами и кристаллическими и метаморфическими сланцами, вероятно, докембрийского возраста. Комплекс пород фундамента на западном склоне перекрывается неравномерно метаморфизованными породами мелового возраста, которые, в свою очередь, перекрываются неметаморфизованными осадочными меловыми и третичными породами морского происхождения. На восточном склоне не известны обширные выходы этих пород. Кристаллические породы преобладают, но количество их уменьшается в пределах поднятия к югу от 28° с. ш. у южной границы северного района.

2. Район западного мыса (28° с. ш. и 114° з. д.). Для этого района наиболее типичной особенностью является протягивающаяся в северо-западном направлении гряда Сьерра-Вискайно, ограниченная на севере и востоке пустыней Десьерто-де-Санта-Клара. Кристаллические породы, включая небольшие участки выходов франциканской формации, слагают



Фиг. 274. Геологическая и тектоническая карта Калифорнийского полуострова и Калифорнийского залива (по Билу, **48**).

Черное — невадские кристаллические породы; штриховка — формация Сан-Фернандо (нижний мел) и Росарио (верхний мел); жирные точки — палеоцен и эоцен; мелкие точки — олигоцен — плиоцен.

комплекс фундамента Сьерра-Вискайно и островов, расположенных далее к северо-западу. Третичные и, возможно, некоторые меловые осадочные породы залегают на этом фундаменте, падая в общем к северо-востоку в сторону синклинали, скрытой под пустыней, и к югу в направлении океана. Характерной особенностью юго-восточной части этой площади являются проявления вулканизма.

3. Южный и центральный районы. Здесь преобладают вулканические породы третичного возраста, перекрывающие некоторые более ранние формации морского происхождения, но там, где эти отложения обнажаются, они обычно занимают осевые части синклиналей[1] и ими отчасти сложены горные цепи, которые соответствуют антиклиналям. Кристаллические породы, вероятно поднятые по разломам, обнажены на юго-западном берегу залива Магдалена, но только небольшие выходы этих пород приурочены к сравнительно пониженным участкам вдоль поднятого побережья Калифорнийского залива.

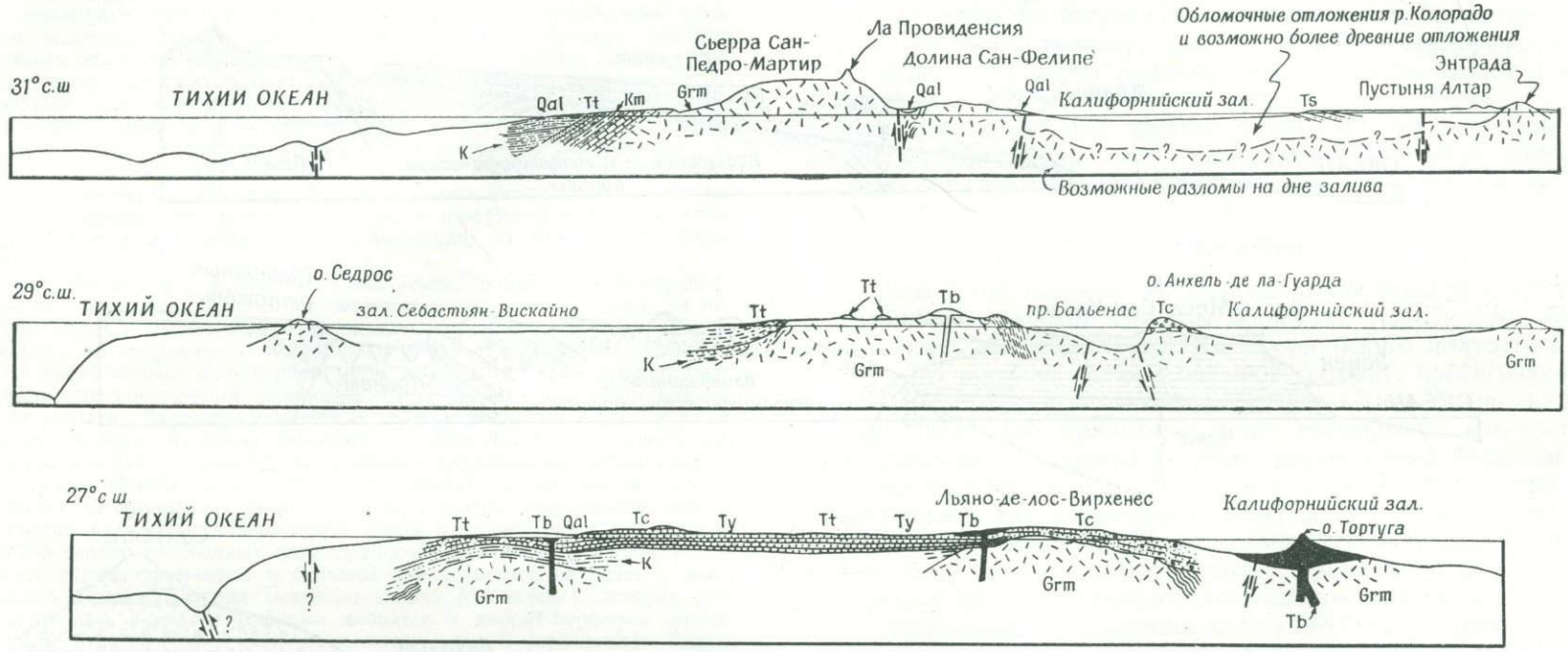
4. Область Южного мыса (24° с. ш. и 110° з. д.). По особенностям геологического строения напоминает обособленный структурный блок и почти нацело сложена гранитами и метаморфическими породами, хотя в

[1] Нижнего структурного яруса. — *Прим. ред.*

пределах восточной высокой гряды известно некоторое количество морских отложений третичного возраста.

5. Острова, смежные с полуостровом. Сложены в основном вулканическими породами и гранитами».

и сдавленных сланцев. Граниты в естественных выходах являются «белыми роговообманковыми гранитами, сходными с гранитами Сьерра-Невады Калифорнии»; Эммонс и Меррил при исследовании района, расположенного на 30° с. ш., обнаружили породы типа, ранее описанного Линдгреном, а



Ф и г. 275. Поперечные разрезы через Калифорнийский полуостров (по Билу, **48**).

Grm — кристаллические породы невадского комплекса, различные диориты, кристаллические сланцы, гнейсы
Tb — кайнозойские лавовые излияния и интрузии, главным образом андезитовые и базальтовые
Km — формация Сан-Фернандо — меловые метаморфические породы, известняки, глинистые сланцы и интрузивные породы
K — формация Росарио — верхнемеловые морские песчаники и темные глинистые сланцы
Tt — алевролиты и песчаники Тепетате (палеоцен — эоцен)
Ty — песчаники, алевролиты и туфы Исидро (миоцен)
Tc — вулканические и обломочные породы Комонду (верхний миоцен)
Ts — формация Салада (плиоцен)

Метаморфические и интрузивные породы

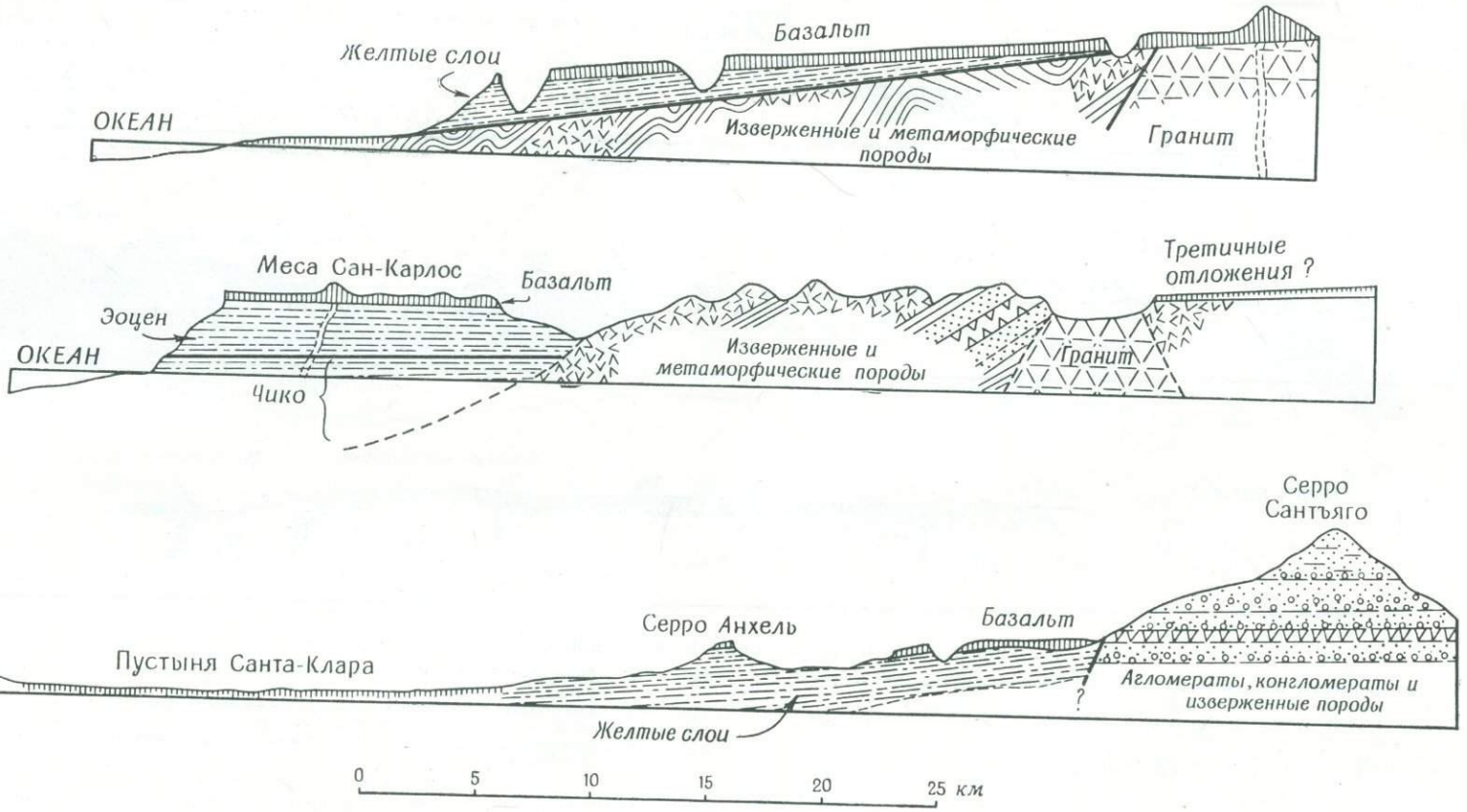
Бил (*48*) следующим образом характеризует метаморфические и интрузивные породы, более древние, чем частично метаморфизованная формация Сан-Фернандо (нижний мел и низы верхнего мела):

«Линдгрен отмечает, что основная масса Калифорнийского полуострова у 32° с. ш. представляет собой громадное плато, сложенное гранитами; лишь местами выделяются небольшие участки сильно метаморфизованных

восточней описали метаморфические сланцы, выходы которых позволили сделать вывод о сходстве пород обоих участков по структурным и литологическим признакам. Согласно Герши, зона гранитов северного участка окаймляется со стороны залива древними кристаллическими сланцами, которые не известны со стороны Тихого океана; а в грядах среди пустыни, к западу от устья Колорадо, имеются крупные зоны различных кристаллических сланцев, протягивающихся к юго-востоку вдоль побережья залива почти до 28° с. ш.

Метаморфические породы, которые картировались вместе с интрузивными гранитами, представлены гнейсами, метаморфическими и кристаллическими сланцами и другими метаморфическими разностями; они

обнажаются с обоих флангов и на самом батолите, который намечает ось северной части полуострова, и известны далее к северу по обе стороны батолита в округах Сан-Диего, Империал и Риверсайд в Калифорнии. Линдгрен при описании метаморфических сланцев в пределах западного склона хребта на широте Энсенады установил, что «хотя граниты очень



Фиг. 276. Поперечные профили через центральную часть Калифорнийского полуострова.

широко развиты, а метаморфические породы слагают небольшие участки, но представляется очевидным, что метаморфические сланцы лишь слегка погружены в граниты и повсеместно сохраняются на последних в виде разобщенных фрагментов».

Вышеупомянутые кристаллические сланцы, пронизанные многочисленными интрузиями, наблюдались и в полосе пустынь, у наиболее глубоко врезанной части залива. Почти вертикально залегающая толща, состоящая из сильно метаморфизованных глинистых и слюдяных сланцев мощностью повидимому, более чем в 1600 *м*, наблюдалась в Арройо-Каламахуе (планшет Санта-Мария). Эта толща протягивается, повидимому, почти непрерывно вдоль берега залива, от полосы пустынь до 28° с. ш., так как, по данным Эммонса и Меррила, близ 30° с. ш. внутренний хребет образован гранитами, гнейсами и «сильно измененными осадочными породами, примыкающими к ним с северо-востока и залегающими почти вертикально или круто падающими к востоку; они имеют северо-западное простирание, иногда несколько отклоняющееся к западу от главной оси Калифорнийского полуострова».

...Вудфорд и Гаррис (*690*) при тщательном изучении гранитов и связанных с ними метаморфических пород, обнажающихся на 31° с. ш., отме-

тили, что кристаллические породы представлены штоками и батолитами кварцевого диорита.

Они отметили, что изверженные породы северо-западной части Калифорнийского полуострова являются типичными кварцевыми диоритами, в противоположность гранодиоритам или кварцевым монцонитам — наиболее распространенной породой в Сьерра-Неваде.

...В некоторых местностях района Западного мыса гранитоиды представлены зеленовато-серыми диоритами и красными гранитами, местами прорванными большими интрузиями серпентинита. По данным Ханна, кремнистые сланцы, повидимому франциканского возраста, встречаются на островах Сан-Роке, Асунсьон, Сан-Бенито и, возможно, Сан-Херонимо, далеко на севере, сразу же к северу от 30° с. ш. Этот исследователь, отмечает также Ханн, утверждает, что «францисканские кремнистые сланцы, песчаники и конгломераты» имеются на острове Седрос. У мыса Сан-Иполито, на южном берегу, в районе Западного мыса, встречаются кварциты, кремнистые сланцы, кремнистые известняки и изверженные породы, которые картировались как формация Сан-Фернандо, но могут быть более древними.

В этой области, как и близ мыса Асунсьон, граниты и метаморфические породы прорваны дайками серпентинита; последние, однако, не вызвали изменений в близлежащих эоценовых песчаниках, которые обычно погружаются по направлению к кристаллическим породам; это указывает на доэоценовый возраст даек серпентинита и на то, что эоценовые отложения заняли свое современное положение относительно кристаллических пород в результате сбрососбразования. У мыса Сан-Пабло, в 25 *км* к северо-западу от мыса Асунсьон (планшет Скаммон-Лагун), зеленовато-черные породы в верхней части берега, вероятно, представляют собой (Гирши и Де Кевен) амфиболиты и габбро (?), прорванные во многих местах пегматитами; те же авторы указывают, что у южной оконечности «интенсивно смятой в складки палеозойской цепи» острова Седрос они наблюдали дайки сильно измененных глаукофаносодержащих диабаз-порфиритов.

Те же авторы упоминают о большой перидотитовой интрузии у мыса Сан-Ласаро и мыса Энтрада (планшет залива Магдалена), которая разбита трещинами, прорвана дайками диоритов и диорит-порфиров широтного простирания и обычно полностью превращена в серпентинит. Гирши и Де Кевен указывают на андезитовые и базальтовые породы третичного возраста, лежащие выше базального комплекса, выходящего вдоль залива Магдалена. Линдгрен установил, что остров Санта-Маргарита сложен главным образом кристаллическими сланцами с небольшим количеством хлоритовых и тальковых сланцев и серпентинита. Многочисленные находки пород францисканского облика дают основание считать, что францисканская формация Калифорнии протягивается на юг, по крайней мере, до Западного мыса, а может быть, и до залива Магдалена».

О метаморфических породах невадского комплекса Калифорнийского полуострова легче судить, сравнивая их с северным продолжением той же полосы в Калифорнии.

Южно-калифорнийская область была описана в главе 16, к которой читатель может обратиться для ознакомления с деталями. Вкратце же укажем, что Ларсен считает вероятным присутствие в этой области многочисленных тел метаморфизованных пород, более древних, чем граниты. Первоначально осадки представляли собой глинистые сланцы, песчанистые глины и песчаники. Глинистые метаосадочные породы расположены главным образом по западному краю главных батолитов и внутри них; они имеют, вероятно, большей частью триасовый возраст. Кварциты и грубые серицитовые сланцы расположены по восточному краю и имеют, повидимому, каменноугольный возраст. Массив слабо метаморфизованных вулканических пород раннемелового возраста входит в состав доинтрузивного комплекса на западе.

Батолиты и более древние метаморфические породы перекрыты верхнемеловыми отложениями, и момент внедрения главной интрузии должен быть отнесен к нижнему мелу.

Структура

Невадская система. Метаморфические породы и гранитные батолиты невадской системы образуют, повидимому, базальный комплекс вдоль всего Калифорнийского полуострова. На фиг. 274 показан единый большой батолит, протягивающийся от середины полуострова до пустыни Санта-Клара, а другие многочисленные гранитные тела составляют юго-восточное продолжение невадской системы, заканчиваясь большим батолитом в районе южного мыса, к югу от Ла-Пас. Острова как восточного, так и западного побережий состоят целиком или частично из пород невадского комплекса. Невадский комплекс уже был описан выше, поэтому нижеследующее описание структур коснется кайнозойских складок, разломов и поднятий.

Антиклинали и синклинали. Бил (*48*) закартировал длинную пологую антиклиналь и почти столь же длинную пологую синклиналь в южной половине полуострова (см. фиг. 274). Структура, известная под названием синклинали Калифорнийского полуострова, протягивается от 31° с. ш. к югу на 1000 *км* до перешейка Ла-Пас. Бил (*48*) отмечает:

«На протяжении первых 200 *км* она (синклиналь) следует вдоль тихоокеанского побережья сначала по морю, а затем на суше, причем морские отложения полого наклонены к ее оси. На 29°31′ с. ш., у залива Сан-Карлос, синклиналь покидает полуостров и пересекает залив Себастьян-Вискайно; затем она вновь вступает на полуостров в северо-западной части пустыни Санта-Клара и далее протягивается по пустыне, почти по прямой линии, по направлению к Ла-Пас. Начиная от южной оконечности пустыни (27° с. ш.) большая часть морских отложений полого наклонена к оси синклинали, но в пределах значительной части этого участка морские отложения перекрыты мощной толщей Комонду и более молодыми обломочными вулканическими породами. В этой большой синклинали были найдены многочисленные локальные складки, то пологие, то острые и узкие».

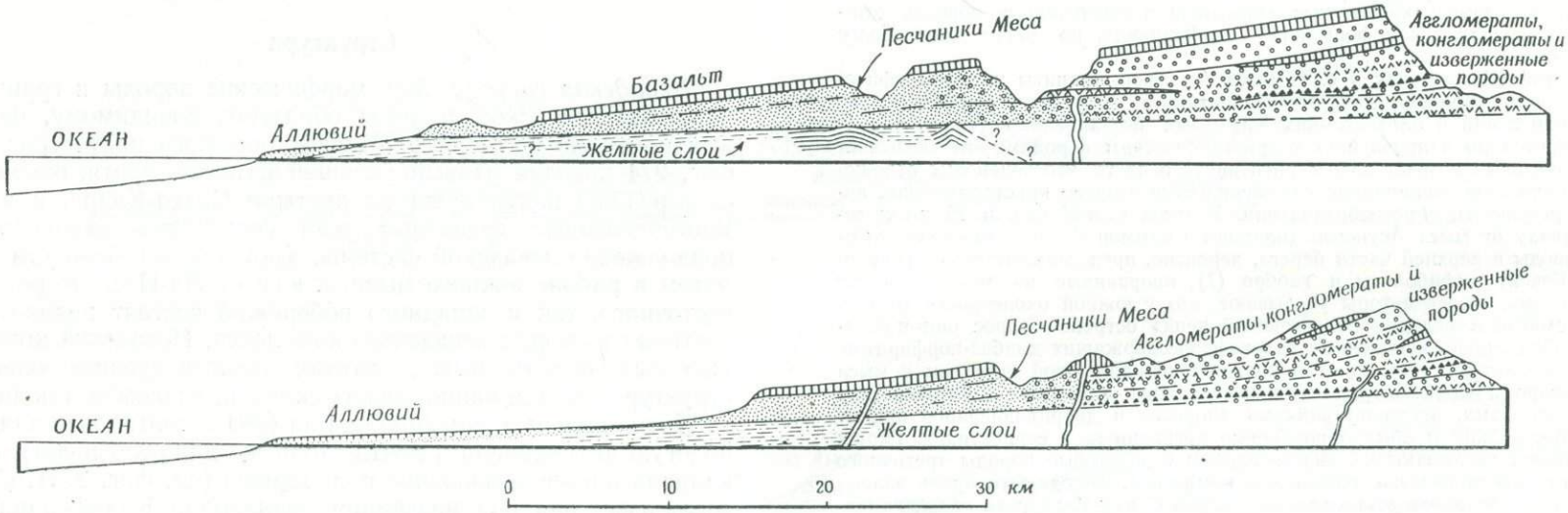
Антиклиналь Ла-Хиганте, проходящая вдоль восточного берега, протягивается от Санта-Росалии к юго-востоку на расстояние около 320 *км* до залива Ла-Пас.

«Детальное картирование, несомненно, покажет, что область, по которой проходит осевая линия, имеет общее антиклинальное строение, и обнаружит, по всей вероятности, что это поднятие состоит из нескольких обособленных антиклиналей и что сбрасообразование было одним из факторов поднятия. Почти на всем протяжении поднятие области привело к образованию больших береговых уступов, круто поднимающихся на сотни метров над заливом или над узкой прибрежной равниной.

Залив Консепсьон имеет, несомненно, антиклинальное строение, так как породы формации Комонду на обоих его берегах полого наклонены в противоположные стороны; те же породы близ Агуахе, у южного конца залива, образуют хорошо выраженную антиклиналь и несколько более мелких складок, углы падения крыльев которых достигают 30°. К северу от Лорето (планшет Комонду) горы с отметкой 800 *м* были с силой приподняты вверх, отчего плиоценовые отложения оказались наклоненными отсюда во все стороны. Эта область составляет часть другой антиклинали, расположенной к востоку от главного поднятия; но в нескольких километрах к юго-западу граниты выходят на поверхность на оси антиклинали Ла-Хиганте, причем породы Комонду сводообразно перекрывают этот выход.

К юго-востоку от Агуа-Верде (планшет Санта-Крус) горы, расположенные за Пунта-Сан-Марсиаль, имеют антиклинальное строение, а к востоку от Ранчо-Каррисалито (планшет Санта-Каталина) формация Исидро образует свод над небольшим массивом кристаллических пород».

Сбросы. Большой уступ, обращенный к востоку, который тянется вдоль Сьерра-Хуарес и гор Сьерра-Сан-Педро-Мартир, соответствует зоне сбросов, которую Бил назвал зоной Сан-Педро-Мартир (см. фиг. 274). Этот уступ сравнивают с уступом Сьерра-Невада, а зону сбросов считают непрерывной, тянущейся вдоль восточного берега хребта Калифорнийского полуострова в южную Калифорнию. Бил (*48*) оценивает амплитуду вертикального смещения примерно в 1600 *м* на 31° с. ш.

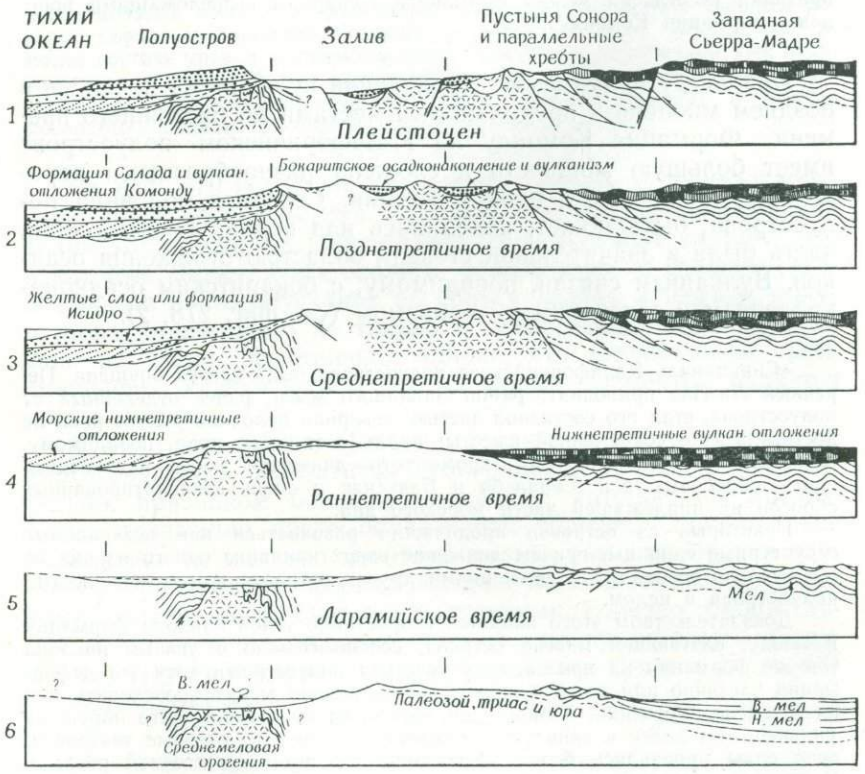


Фиг. 277. Разрезы через отдельные участки северной и центральной частей Калифорнийского полуострова.

Западный склон Сьерра-Виктория в районе южного мыса значительно круче, чем восточный; Бил считает, что склон этот отвечает сбросу Ла-Пас. Рельеф дна залива далее к северу свидетельствует о продолжении этого сброса. Бил отмечает, что Сьерра-Виктория протягивается на север, пересекая Калифорнийский полуостров наискось, и является обособленной единицей. Необходимо для дальнейшего изучения этой структуры исследовать сброс Ла-Пас, которому Бил приписывает дотретичный возраст.

Рельеф дна Калифорнийского залива описан ниже; установлено, что топография дна определяется здесь сбросовыми опусканиями. Главное наблюдавшееся здесь нарушение — разлом Серальбо.

Дартон (*142*) считал, что главная орогения Калифорнийского полуострова в третичное время выразилась в поднятии



Фиг. 278. Развитие провинций западной Мексики от верхнего мела до настоящего времени (сильно схематизировано).

длинного блока на восточном берегу и в опускании залива (см. фиг. 277 и 278). Такова, повидимому, общая картина, но Бил упоминает еще о трех других структурных элементах, а именно о длинных пологих складках и диагональном сбросе Ла-Пас, о главных разломах, намеченных рельефом дна вдоль западного побережья полуострова, и о региональных поднятиях и погружениях позднекайнозойского времени.

Тектоническая история

Нижеследующее резюме о тектонической истории Калифорнийского залива представляет собой выдержки из статьи Била (*48*):

«*Меловая фаза.* Наиболее древние меловые отложения на Калифорнийском полуострове представлены формацией Сан-Фернандо, которая, насколько известно, отлагалась лишь на западных склонах полуострова. Ее нижняя стратиграфическая граница неизвестна. Область, в пределах которой развита эта формация, вероятно, подвергалась эрозии в продолжение длительного времени, предшествовавшего отложению толщи Росарио, и была в это время широко интрудирована; интрузии местами почти совершенно стерли следы осадочного происхождения этой толщи. В отложениях более молодой формации Росарио не наблюдается секущих интрузий того же типа.

Во время отложения формации Росарио обширные участки формации Сан-Фернандо и более древних метаморфических пород находились над уровнем моря. Эрозия, как прибрежная, так и речная, коснулась главным образом этих пород; отложения формации Росарио также находились частично над уровнем моря во время образования осадков той же серии.

После отложения формации Росарио слои местами были нарушены, но в них не наблюдается ни резких складок, ни сбросов. Это структурное явление свидетельствует о сжатии и складкообразовании, происходивших в то время, когда осадки испытывали небольшую нагрузку и не были окончательно уплотнены.

...Диастрофическая деятельность проявилась не только в слабой складчатости и частичном размыве отложений формации Росарио, но выразилась также в образовании обширной суши, простиравшейся вдоль западного побережья на юг до 28° с. ш., так как вышележащие слои эоцена к северу от этой параллели были отложены в море, трансгредировавшем в область с сильно расчлененным рельефом и разнообразными породами, обнаженными на поверхности.

Раннетретичная фаза. Палеоцен и эоцен ознаменовались значительным погружением, во время которого море с несколькими группами островов покрыло западные склоны полуострова... Повидимому, море сначала захватило прибрежные районы в северной части полуострова, примерно от 31° с. ш. до 27° с. ш. Южный берег моря у полуострова располагался, повидимому, вблизи перешейка Ла-Пас, и море, быть может, переходило через перешеек, достигая современного, более низкого залива.

Соседняя суша была, вероятно, не особенно высока, достаточно обводнена и поэтому несла большие реки; климат был тропическим, на что указывает характер фауны.

Поднятие, наметившееся к концу эоцена, знаменует собой начало эпохи размыва и локального складкообразования в породах формации Тепетате. Контакт между эоценом и вышележащими миоценовыми породами оказывается почти согласным близ оси синклинали Калифорнийского полуострова; но у Западного пояса несогласие между формацией Тепетате и

миоценом выражено более ясно; это указывает на то, что движение, начавшееся раньше, вдоль поднятия западного побережья, продолжалось и в послеэоценовое время.

Если песчаники Санта-Хертруда, к востоку от пустыни Санта-Клара, действительно имеют тепетатский возраст, то они, вероятно, представляют собой крайний восточный участок распространения этой формации в данной области. Эти песчаники непосредственно перекрыты вулканическими породами верхнего миоцена, что указывает на послеэоценовое, донижнемиоценовое поднятие, происходившее вдоль оси полуострова, неподалеку от восточного берегового поднятия.

После отложения формации Тепетате и до миоценового времени, повидимому, проявился довольно значительный вулканизм, так как гранитоиды, подстилающие слои Исидро в районе Южного мыса, прорваны и местами перекрыты вулканическими породами; кроме того, к востоку от лагуны Сан-Игнасьо светлый базальный конгломерат формации Исидро, залегающий на породах Тепетате с легким несогласием, содержит гальки вулканических пород.

Среднетретичная фаза. Опущенная в раннем и среднем миоцене область, повидимому, захватывала синклинальную зону, протягивающуюся от пункта, расположенного северо-западней Пурисмы, к югу, к перешейку Ла-Пас; область эта, повидимому, была ограничена на западе приподнятой зоной развития гранитов залива Магдалена, поднимавшейся в виде цепи островов среди моря. На востоке море, вероятно, занимало восточное побережье полуострова, от мыса Сан-Марсиаль до Ла-Паса и протягивалось дальше в пределы смежного залива... Эта предполагаемая трансгрессия моря на восток, насколько мы знаем, является первым третичным морем, занимавшим часть побережья залива, за исключением периода отложения слоев Корнваллиус.

Погружение формации верхнего Исидро в южных областях явилось, повидимому, продолжением того погружения, которое позволило отложиться нижней пачке сланцеватых глин. Оно было более значительным и гораздо более распространенным, чем предыдущее. Район Пурисмы снова был погружен под воду. Область Сан-Игнасьо, значительная часть пустыни Санта-Клара, район Западного мыса и частично остров Седрос испытали первое миоценовое погружение. Северная граница моря, вероятно, располагалась в это время севернее 28° с. ш. Восточная граница моря протягивалась вдоль западного берега Сьерры, начинаясь немного западнее Лас-Трес-Вирхенес, а затем, пересекая полуостров, направлялась к берегу залива, достигая его близ мыса Сан-Марсиаль.

Некоторые структурные соображения указывают, что значительная часть низовьев залива была занята морем Исидро. Например, район Южного мыса являлся, вероятно, приподнятым блоком начиная с раннемелового времени, так как, повидимому, в эоценовое, а возможно, и в меловое время перешеек Ла-Пас являлся крайней южной границей вторжения моря, и мы не знаем осадков, которые отлагались бы на ней до времени Исидро.

Сброс Ла-Пас имеет большое значение для геологической истории залива и полуострова. Опускание его западного крыла дало возможность отложиться третичным, а возможно, и меловым толщам к северо-западу от перешейка Ла-Пас, а продолжение сброса на север, возможно, способствовало отделению полуостровного структурного блока от материкового массива.

После отложения формации Исидро область полуострова была приподнята; ее западный край, возможно, в общих чертах совпадал с западным береговым поднятием, а восточная сторона была связана с древним заливом, частично проходя вдоль него; но часть прибрежной островной области, примерно от 27°30′ с. ш. до Ла-Пас к западу от сбросовой зоны Сеpальбо, все еще была частью суши. Северная половина, находившаяся под водой во время Исидро, была в дальнейшем приподнята; области развития формации Исидро были приподняты настолько, что подверглись значительной эрозии, особенно вдоль побережья полуостровной области.

Синклиналь и некоторые другие районы, повидимому, подверглись лишь незначительной эрозии, так как во многих местах почти отсутствуют признаки несогласия между формацией Исидро и вышележащими породами формации Комонду».

Позднетретичная фаза. Проявления вулканизма начались в позднем миоцене и продолжались местами до настоящего времени. Формация Комонду на Калифорнийском полуострове имеет большую мощность и сложена разнообразными породами вулканического происхождения. Северная половина полуострова, быть может, находилась над водой, но его южная часть была в значительной степени областью отложения осадков. Вулканизм связан, повидимому, с бокаритским осадконакоплением и сонорским вулканизмом (см. фиг. 278, *2*).

«Синклиналь Калифорнийского полуострова была слегка опущена. Перешеек Ла-Пас приподнят; район Западного мыса, ранее отделенный от полуострова, стал его составной частью; северная половина полуострова не достигала еще современной высоты; вдоль восточного края, повидимому, возникали сбросы и складки, кроме того, движения могли происходить вдоль сбросовых зон Сеpальбо и Бальенас и вдоль незакартированных сбросов на прилежащей части морского дна.

Некоторые из островов продолжали развиваться как независимые структурные единицы, причем движение вверх или вниз одного из них не обязательно совпадало с движениями других островов или с подвижками полуострова в целом.

Доказательством этого является возрастание углов наклона формации Комонду, слагающей многие острова, соотносительно с углами наклона той же формации на прилежащих участках полуострова, хотя эта деформация частично или даже в значительной степени могла происходить и в плейстоцене. Формация Комонду на восточном побережье часто нарушена сильнее, чем далее к западу; это говорит о том, что главные тектонические силы проявились более эффективно именно на восточной стороне. Если же это так, представляется вероятным, что те же силы могли впервые вызвать наклон пород, слагающих полуостров, к западу (Бил, 48)».

Плиоценовая история сложна и не вполне понятна. Характер плиоценовых отложений свидетельствует местами об осадконакоплении на уровне моря; однако в настоящее время эти отложения наблюдаются на высотах свыше 300 *м*, что свидетельствует о позднеплиоценовом и плейстоценовом поднятии.

Местами поднятие считают послекомондуским, но доплиоценовым.

«Большое значение имеет область развития хорошо известного морского плиоцена близ Санта-Росалии, который был приподнят примерно на 150 *м*, а возможно, и больше. По данным Вильсона, нижележащая формация Комонду встречается в ряде сбросовых блоков, разграниченных разломами с юго-западным падением. Так как эти сбросы имеют, вероятно, доплиоценовый возраст, то юго-западная Сьерра, сложенная главным образом породами формации Комонду и поднятая более чем на 1600 *м*, могла достичь уровня посткомондуского поднятия и деформации уже в доплиоценовое время. Можно сомневаться в том, чтобы сколько-нибудь значительное изменение относительных высот районов Комонду и Салада могло быть вызвано эрозией и деформацией» (Бил, 48).

На фиг. 278 показано, что послесаладский и послебокаритский диастрофизм вызван сжатием, причем Калифорнийский залив тогда еще не существовал. Однако Бил считает, что некоторые сбросы образовались, повидимому, в среднетретичное время и что опускание по сбросу залива и подъем полуострова имели место не только в плейстоцене, как это показано на схеме. Несомненно, однако, что значительная часть смещения, образовавшего эти основные элементы, является послесаладской.

Четвертичная фаза. Подводные каньоны побережья континента считались результатом субаэральной эрозии, а следовательно, признаком большого поднятия, которое, по мнению Била, произошло после образования сбросов. Однако такое объяснение не вызвано необходимостью, так как, будучи глубоко погруженными, формы рельефа мало изменяются, а потому каньоны могут быть очень древними. Гораздо основательней доказано существование большого плейстоценового погружения. Изучение террас и морских раковин привело Била (*48*) к следующему утверждению:

«Представляется почти несомненным, что уровень моря поднялся по крайней мере на 500 *м*; Витич полагал, что поднятие достигало 1000 *м*. Если погружение в 500 *м* было равномерным на всем протяжении Калифорнийского полуострова, то протяженность последнего составляла тогда лишь около двух третей современной его длины, включая полоску островов, протягивающуюся к юго-востоку.

Джонсон в своем очерке фауны и флоры Калифорнийского полуострова отмечает: «По каким-то причинам фауна и флора испытали кризис в плейстоценовое время, причем почти все позвоночные, за небольшим исключением, погибли». Эта массовая гибель могла быть вызвана затоплением полуострова, на которое указывает также нахождение морских раковин на значительных высотах».

Последующее поднятие, также значительное, возможно, продолжается в отдельных местах до настоящего времени.

«Вулканическая деятельность проявлялась в плейстоцене и продолжалась до настоящего времени. Остров Тортуга, самый молодой остров в заливе, в результате извержения поднялся со дна залива с глубины 2000 *м* и достиг высоты более чем 300 *м*.

Слабо эродированная поверхность острова и отсутствие на нем растительности указывают на его молодость. Гора Лас-Трес-Вирхенес являлась действующим вулканом в историческое время. На западном склоне Сьерры имеется много четвертичных кратеров и конусов, а лавовые потоки Сан-Кинтина, по данным Вудфорда, частично являются историческими.

Серро-Прието близ озера Волкано (планшет Мехикали) — прекрасный маленький кратер, образовавшийся, по всей вероятности, в недавнее время.

Движение вдоль линий древних сбросов продолжалось в четвертичное время, причем, вероятно, образовалось также много новых разломов в земной коре. Неясно, произошло ли это в раннем или в позднем плейстоцене, но можно предположить, что большая часть их образовалась во время Калифорнийской плейстоценовой революции. Движение продолжается до настоящего времени вдоль некоторых сбросовых зон как в Калифорнии, так и на Калифорнийском полуострове. Существование сбросовых зон, окаймляющих полуостров, весьма отчетливо доказывается современными движениями, хотя тектоническая деятельность вдоль некоторых зон была почти непрерывной начиная с очень отдаленного времени.

Четвертичное поднятие увеличило высоту гор полуострова, омолодило реки в районах с низким рельефом и подвергло эрозии обширную область, покрытую слабо консолидированными прибрежными отложениями, в результате чего развился береговой склон, который с известного расстояния кажется плоской поверхностью, но на самом деле покрыт сложной сеткой небольших гребней и узких ущелий. Недавняя эрозия прорезала глубокие каньоны в породах, слагающих полуостров, и уменьшила высоту его гор, в то время как речное осадкообразование местами наполовину погребло некоторые хребты под шлейфами обломочных пород, снесенных с этих же хребтов. Деятельность ветра проявилась в образовании некоторых форм рельефа в районах с рассеченным рельефом; характер топографии был смягчен приносом эолового материала в обширных низменных пустынных районах; огромные песчаные дюны, так называемые «меданос», очень многочисленны и покрывают обширные области в пустынных районах.

«У верховья Калифорнийского залива река Колорадо образует огромную дельту, по которой она текла попеременно то в залив, то на север в Салтонское море, превращая современный бассейн Салтон в пресноводное озеро. Индейцы племени Коауила сложили легенды об этих изменениях».

КАЛИФОРНИЙСКИЙ ЗАЛИВ

Шипард и Эмери (*542*) и Бил (*48*) считают, что Калифорнийский залив представляет собой опущенный по линиям сбросов прогиб, осложняющий поднятие Калифорнийского полуострова. Кинг (*318*) предположил, что существует связь между сбросами прилежащей области Сонора и сбросами Калифорнийского залива. Бил описывает затопленный рельеф следующим образом:

«Северная четверть залива имеет небольшую глубину, нигде не превышающую 200 *м*. Наиболее глубокие части залива, к югу от 30° с. ш., расположены к западу от его центра; повидимому, прежде чем дно было деформировано многочисленными сбросами, оно имело почти такую же форму, как и выдвинутый к западу блок полуострова, что позволяет предположить расширение структуры хребтов и бассейнов области Сонора.

Восточная часть залива, повидимому, не была нарушена сбросами; дно залива полого спускается от побережья Соноры до неправильных обрывов близ центра залива. Из этих последних наиболее значительным является большой подводный утес, высотой почти в 2000 *м*, расположенный между 25° и 26° с. ш. На участке от 24-й до 27-й параллели имеется множество неровностей подводного рельефа, расположенных между сбросовой зоной Серальбо и восточным побережьем полуострова, но большинство из них лежит к западу от сбросовой зоны Серальбо.

От 30 до 40 островов различного размера — то крупных, подобно острову Анхель-де-ла-Гуарда, протяженностью в 75—80 *км*, то очень мелких — поднимаются над поверхностью залива, достигая иногда поразительной высоты. Другие острова, такие, как Консаг, Сан-Педро-Мартир, Серальбо и Санта-Каталина, похожи на клинья, поднявшиеся с гранитного дна залива, или на штоки или шпоры, еще прикрепленные к гранитному батолиту.

Южная половина залива в значительной своей части занята крупной депрессией морского дна, протягивающейся на 400 *км* к юго-востоку от пункта, расположенного восточнее острова Тортуга. Местами депрессия расширяется до огромных размеров, местами становится узкой; при этом замыкающий депрессию контур лежит на глубине 1800 *м*. Эта огромная опущенная зона занята тремя обособленными более мелкими бассейнами, причем самый большой и глубокий (3700 *м*) лежит в центре залива, между 25 и 26° с. ш.

Хорошо выраженная депрессия длиной около 250 *км*, природа которой может быть объяснена лишь сбросовыми явлениями, отделяет группу островов Анхель-де-ла-Гуарда от Калифорнийского полуострова.

Наиболее глубокая часть этой впадины глубиной 1700 *м* прилегает к острову Саль-си-Пуедас. Контур, замыкающий депрессию, лежит на глубине 400 *м*, образуя тем самым длинный узкий бассейн глубиной около 1350 *м*, расширяющийся в северной части. Линия, образующая восточную границу грабена, называется сбросовой зоной Бальенас; ее северо-западное продолжение лежит гораздо западнее, чем это показано, и соединяется с северо-западным продолжением сбросовой зоны Серальбо (см. фиг. 278, где сброс, или сбросовая зона, показана как западная граница депрессии, которую считают грабеном).

Конфигурация дна залива, повидимому, ясно свидетельствует о существовании сброса к востоку от острова Серальбо (см. фиг. 278). На дне моря к северу и востоку от этого острова расположен погребенный остров, в три раза длиннее острова Серальбо; гребень острова находится приблизительно на глубине 330 *м*, поднимаясь на 800 *м* над его основанием. Топографически этот находящийся под водой остров некогда являлся, повидимому, частью острова Серальбо, а оба они вместе входили в состав области Южного мыса, но сейчас подводный остров отделен от Серальбо глубоким, узким бассейном, дно которого расположено на 2000 *м* ниже уровня моря, а относительная глубина достигает 1600 *м*. Непосредственно северо-западнее острова Серальбо расположен подводный холм меньших размеров, почти такой же, как Серальбо; его гребень лежит на глубине 600 *м* и первоначально мог являться частью того же горного массива. Если будут получены данные о строении дна залива к востоку и северо-востоку от области Южного мыса, то окажется, вероятно, что глубокий бассейн, расположенный непосредственно к востоку от Сан-Хосе-дель-Кабо, был создан образованием меридионального сброса, параллельного сбросу Ла-Пас, и что глубокие узкие бассейны, расположенные севернее, обязаны своим происхождением сбрососбразованию с простиранием СЗ—ЮВ, то есть направлением структур, параллельным впадине Калифорнийского залива.

В поисках причины существования широких и глубоких бассейнов в заливе южнее 28° с. ш. можно предположить, что они, вероятно, представляют собой структурно опущенные клинообразные блоки, ограниченные сбросами. Пролив Бальенас и депрессия, расположенная к востоку от острова Серальбо оба являются, повидимому, грабенами и могли образоваться тем же путем. Если бы они представляли собой глубокие впадины с открытыми концами, а не удлиненные бассейны с крутыми бортами, то их необычная длина могла бы являться результатом эрозионной деятельности подводных течений в заливе. Однако, повидимому, большие глубины этих бассейнов могут быть логично объяснены лишь тем, что они являются вершинами структурно опущенных клиньев».

Третичные отложения в бассейне Салтон и далее к северо-западу могут достигать большой мощности; Бил предполагает, что подстилающие породы у северного конца залива могут лежать на 8—10 тыс. *м* ниже уровня моря. Общепризнано, что дельта Колорадо весьма способствовала заполнению впадины и обмелению дна до его современного уровня.

ЗАПАДНАЯ СЬЕРРА-МАДРЕ

Раннетретичная фаза

Кинг (*318*) считает, что Западная Сьерра-Мадре начинается от границы Мексика — США, в месте соединения горных цепей, которые в южной части Нью-Мексико и в Аризоне более или менее обособлены. К югу от границы равнины между хребтами становятся у́же, и вулканические породы выходят на поверхность, образуя широкое плато (см. фиг. 159).

Западный угол этого плато, имеющий высоту 2000 и более метров, спускается к Калифорнийскому заливу крутыми уступами, прорезанными наиболее значительными ущельями. Западнее собственно Сьерра-Мадре высокие хребты разделены узкими, длинными долинами. Еще западнее низкие горы, окаймляющие залив, разделены широкими равнинами, как это имеет место в провинции Бассейнов и Хребтов юго-западной части Соединенных Штатов.

Эти три геоморфологические зоны были названы Кингом провинцией Западная Сьерра-Мадре, провинцией параллельных хребтов и долин и провинцией Сонорской пустыни.

Обычно считалось, что Западная Сьерра-Мадре является в структурном отношении простым плато, сложенным горизонтально залегающими лавами, покрывающими фундамент из осадочных пород и древних гранитов; однако недавние исследования Кинга (*318*) значительно дополнили прежние сведения об этом районе и выявили его сложную тектоническую историю. Породы, изученные Кингом, сильно нарушены складками и сбросами и прорваны многочисленными интрузиями довольно большого размера. Намечается несколько периодов нарушений, но лишь третичные движения могут быть расшифрованы с достаточной долей вероятности. Два угловых несогласия в третичных отложениях отмечают время интенсивных горообразовательных движений. Структуры, образованные третичными фазами деформации, имеют общее северо-северо-западное простирание и образуют замечательный ряд вытянутых гребней и коренных выходов.

О результатах ларамийской складчатости уже говорилось в связи с Мексиканской геосинклиналью (см. фиг. 278).

Раннетретичные вулканические породы выходят на поверхность на значительной площади в западной Сонore, но своего наибольшего развития достигают в разрезе плато Западной Сьерра-Мадре (см. фиг. 278, *4*). В разрезе плато, подстилающие мезозойские породы, вероятно, сильно деформированы, так как резкие нарушения наблюдаются вдоль западного края плато, на небольших участках внутри плато и в породах невадского типа Калифорнийского полуострова. Более поздние или послевулканические нарушения, хорошо выраженные на западе, в зоне параллельных хребтов и в Сонорской пустыне, мало затронули эту область. На значительных площадях мощность вулканических пород превышает 1500 *м*, причем породы эти залегают горизонтально или слегка наклонно. Они представлены потоками лавы или пирокластическими толщами, причем в северной Сонore преобладают базальты (Имли, *272*), а более кислые породы встречаются в большом количестве в центральной Сонore (Кинг, *318*). Слои вулканических пород были затем, повидимому, эпейрогенически подняты на тысячи метров, так как эрозионная поверхность смогла достичь здесь стадии зрелости. Теперь эта поверхность глубоко рассечена современным циклом эрозии (Кинг, *318*) (см. фиг. 278, *3*).

В западном направлении плато постепенно теряет свою структурную простоту. На барранкском разрезе, где огромные ущелья рассекают уступы, обращенные к западу, не только вершины плато сильно разрушены эрозией, но и вулканические породы также разбиты сбросами, возникшими в более поздние фазы нарушений.

Среднетретичная фаза

Параллельные хребты и долины. После раннетретичных извержений наступила фаза интенсивного горообразования, которая известна главным образом в зоне параллельных хребтов и долин и в Сонорской пустыне. В области плато Сьерра-Мадре вулканические породы были только слабо смяты в складки, а на обширных пространствах они остались почти горизонтальными. Эта слабая складчатость резко отличается от сильных нарушений в подстилающих меловых и других мезозойских породах, когда эти последние удается наблюдать; она говорит о том, что в пределах собственно Сьерра-Мадре ларамийская орогения была сильнее среднетретичной.

Далее к западу, например в зоне параллельных хребтов, наблюдаются складки и взбросы, которые могут быть отнесены к среднетретичной фазе нарушений, которая здесь вытесняет ларамийскую. Горы, вероятно, начали приобретать свою современную форму именно в это время.

Хребты большей частью ограничены разломами. К северу от 28° с. ш. разломы представляют собой крутые и пологие надвиги. На юге преобладают крутые, нормальные сбросы. Не все они, однако, возникли в среднетретичную фазу нарушений; некоторые из них являются позднетретичными.

Среднетретичная орогения сопровождалась большими интрузиями гранитов и других изверженных пород, которые поднимались, прорывая палеозойские и мезозойские породы, а местами внедрялись в раннетретичные вулканические толщи. Сбрасообразование частично началось именно в это время, так как некоторые взбросы, нарушающие раннетретичные вулканические породы барранкского разреза, прорезаны гранитными интрузиями (см. фиг. 278, *3*).

Зона Сонорской пустыни. Севернее 28°31′ с. ш. большая часть отдельно стоящих горных хребтов в зоне Сонорской пустыни сложена палеозойскими и мезозойскими осадочными породами. Южнее, в незакартированной области, которая протягивается до побережья, они сложены вулканическими породами и гранитами. Хребты, состоящие из осадочных и вулканических пород, повидимому, являются лишь изолированными глыбами, включенными в обширный батолит или группу смежных

батолитов (Кинг, *318*). Они, вероятно, представляют собой нижнюю часть кровли на конечной стадии внедрения интрузии. Почти все негранитные породы на хребтах прорезаны апофизами гранита.

Гранитные интрузии осложнили предгранитную структуру осадочных и вулканических пород, метаморфизуя и дробя их у самого контакта и сильно разбивая трещинами на некотором расстоянии от него. В толщах чередования компетентных и некомпетентных слоев, которое отмечается в некоторых частях разреза палеозоя и в формации Барранка юрского возраста, наблюдается такое разнообразие углов падений и такое количество небольших сбросов, что очень трудно выделить главные структурные элементы. Лишь в наиболее массивных, устойчивых формациях, таких, как пермские известняки и верхняя часть формации Барранка, ясно различаются структурные признаки, но и то лишь на некотором расстоянии от ближайшего контакта с гранитами (Кинг, *318*). Несмотря на эти сложные соотношения, Кинг установил некоторые наиболее крупные черты структурного плана. Горы частично являются несомненно горстовыми. Некоторые из них до настоящего времени сохранили форму приподнятых сбросовых блоков, хотя и значительно измененных эрозией. Некоторые из депрессий опущены по разломам; в Сонорской пустыне наблюдаются и явления надвигания.

Калифорнийский полуостров. Строение третичных отложений на Калифорнийском полуострове является результатом орогении, происходившей на востоке, в Соноре. Это особенно относится к «желтым слоям» (yellow beds), по терминологии Дартона. Они имеют большую мощность и становятся более грубообломочными в восточном направлении. Исходя из тех соотношений, которые описывает Дартон, «желтые слои» являются отложениями, отвечающими по времени главной орогении южной части Калифорнийского полуострова; если они соответствуют верхам нижнего миоцена и среднему миоцену формации Исидро, в понимании Била, то тем самым датируют среднетретичную орогению, отмеченную Кингом в Соноре.

В самой Соноре наиболее молодой формацией, отложившейся после эпохи нарушений, является формация Бокарит позднеплиоценового или четвертичного возраста. Она залегает в депрессиях между хребтами и, по всей вероятности, отложилась через некоторое время после орогении (см. фиг. 278, *2*). «Желтые слои» были местами смыты, эродированы, а затем перекрыты песками, конгломератами, аггломератами и базальтовыми потоками. Так как эти венчающие разрез отложения имеют миоценовый (?) и плиоценовый возраст (Бил, *48*), то представляется вероятным, что «желтые слои» образовались за очень короткий срок, а затем сразу же были несколько деформированы. Поэтому как орогения, в результате которой произошло их отложение, так и движения, которые нарушили их залегание, могут быть отнесены к одной и той же фазе до тех пор, пока не будут получены дополнительные данные.

Позднетретичная или раннеплейстоценовая фазы

После среднетретичной орогении в зоне параллельных хребтов и долин и в Сонорской пустыне в структурных депрессиях между приподнятыми горными хребтами отлагалась формация Бокарит. На некоторое возобновление вулканической деятельности указывают базальтовые потоки в нижней части формации. Базальты то покрываются конгломератами, то переслаиваются ими, причем конгломераты, несомненно, отлагались в аллювиальных конусах выноса у подножий гор. Сходные отложения, покрывающие «желтые слои» Калифорнийского полуострова, уже упоминались выше. Бил выделяет там две формации — нижние, вулканогенные породы Комоду и вышележащую формацию Салада; эти толщи, повидимому, сходны с формацией Бокарит и могут быть с ней сопоставлены. Следующая структурная фаза наступила позднее формации Бокарит и имеет иной облик. Возобновилась вулканическая деятельность, и формация Бокарит была смята в пологие складки и поднята.

Кинг (*318*) отмечает:

«К северу от 28-й параллели породы каждого из высоких горных хребтов, располагающихся к западу от гребня Сьерра-Мадре до центральной Соноры, были надвинуты на запад, образуя покровы, которые частично перекрывают формацию Бокарит, лежащую в расположенных далее к западу долинах. На востоке наблюдается несколько более мелких надвигов. Крупные надвиги и слабые изгибы, присущие этой орогенической эпохе, свидетельствуют, что породы в горах уже были консолидированы предшествующим складкообразовательным процессом и внедрением магматических пород, а потому не могли больше отвечать на боковое сжатие образованием складок. Более широкое развитие явлений надвигания к северу от 28-й параллели вызвано, вероятно, более значительными мощностями палеозойских и мезозойских осадочных пород в этом районе.

Нормальные сбросы, широко развитые к югу от 28-й параллели, а также далее к западу, в центральной Соноре, связаны в известной степени с надвигами. У Ла-Колорадо сбросы пересекают поверхность надвига, но как здесь, так и на юге они имеют те же северо-западные простирания, что и надвиги, а поэтому могли быть обязаны своим происхождением

одним и тем же силам. Локализация надвигов к северу от 28-й параллели, а нормальных сбросов — к югу от нее, в провинции параллельных хребтов и долин, указывает на то, что горообразовательные силы, хотя и являлись в основном силами сжатия, все же создавали местами отдельные области растяжения.

В позднейшее геологическое время вдоль гребня Сьерра-Мадре образовалась зрелая эрозионная поверхность с низким рельефом. Затем область была сильно приподнята; реки, стекающие на запад, глубоко врезались в эту поверхность, образуя шумные водопады западного склона Сьерра-Мадре. Нам точно неизвестно время образования этого поднятия, но превышение высот над низменностью, расположенной к западу от поднятия, доказывает, что эта поверхность была приподнята благодаря сбрососообразованию в западной части плато. Сбрососообразование могло иметь место частично после бокаритских надвигов или могло быть возобновленным более поздним процессом, идущим в том же направлении (см. фиг. 278, *1*)».

Считают, что Калифорнийский залив является сбросовой депрессией. Бил полагает, что рельеф его дна и склонов свидетельствует о сбрососообразовании; необходимость наличия области, которая являлась бы источником третичных конгломератов и песков Калифорнийского полуострова, также указывает на существование зоны проседания (см. фиг. 274).

Кинг не мог точно определить величину поднятия лав Западной Сьерра-Мадре, но считал, что это поднятие было вызвано сбрососообразованием в послебокаритское время. Поэтому кажется вероятным, что поднятие Сьерры совпало с опусканием залива и что оно являлось частью одной и той же системы блоковых разломов. Относительное смещение, считая от дна залива до гребня Сьерры, составляет около 4000 *м*.

В западной Мексике можно выделить те же три продольные геоморфологические зоны, что и в Калифорнии, Орегоне, Вашингтоне, Британской Колумбии и юго-восточной Аляске, что является результатом действия в позднем плиоцене и плейстоцене сил, повсеместно смявших земную кору и создавших две широкие антиклинали и разделяющую их синклиналь; однако здесь, в западной Мексике, на границах поднятий и депрессий развились разломы, а сами блоки были разбиты многочисленными более мелкими расколами. Характер подстилающих пород и предшествующая история осадконакопления и структур в каждом из Береговых хребтов Тихого океана отличаются рядом типичных особенностей; кроме того, древние структуры не везде параллельны молодым. Однако на всем протяжении, от юго-восточной Аляски до оконечности Калифорнийского полуострова, то есть на расстоянии 11 000 *км*, протягивается зона плейстоценовых и даже более поздних пологих складок и сбросов. Эта зона почти полностью определила очертание современных берегов и главные черты рельефа Береговых хребтов Тихого океана.

Широко распространенное складко- и сбрососообразование не только контролировало рельеф Береговых хребтов, но и изменило обстановку к западу от современной береговой линии. Здесь на протяжении долгого времени существовал и вулканический архипелаг и орогеническая зона. Большая часть последней находится в настоящее время под водой, и характер края континента изменился, превратившись из области развития архипелагов, разделенных глубокими прогибами, в область с правильной береговой линией и довольно сложным рельефом дна.

Прежде чем завершить обзор горных систем западной Мексики, следует выявить ассоциацию сбросов с крутыми углами или рифтов, возможно, того же типа, что и в провинции Бассейнов и Хребтов, с пологими разломами. Представления Кинга уже были рассмотрены выше. Безусловно крутые сбросы в одном районе имеют примерно тот же возраст, что и надвиги в другом, но их пространственные взаимоотношения менее ясны. Они имеют одно и то же северо-западное простирание и местами встречаются вместе; но обычно нормальные сбросы развиты к югу от 28-й параллели, а надвиги — к северу от нее. Такие же соотношения нормальных (?) сбросов и надвигов наблюдаются в области Большого бассейна Калифорнии и Невады. Они изучены здесь лучше, чем в западной Мексике, и будут описаны ниже более подробно.

Со времени послебокаритской орогении область Соноры была относительно стабильной; размыв глубоко врезался в горные хребты и плато. Однако недавнее поднятие участков прибрежной области у Калифорнийского залива и землетрясение 1887 г., затронувшее северную часть области (Кинг, *318*), заставляют предположить, что произошло некоторое возобновление движений.

30

СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ СИСТЕМА ЦЕНТРАЛЬНЫХ КОРДИЛЬЕР

Для структурных целей, повидимому, удобнее подразделять средне- и позднечетвертичные горные системы на три части, а именно: на систему Бассейнов и Хребтов южного Орегона восточной Калифорнии, Невады, западной Юты и северо-западной Аризоны; систему Сонора-Чиуауа, включающую пустыни западной и южной Аризоны, Нью-Мексико и центральной Мексики, и, наконец, систему больших депрессий (рвов) (trenches) центральной Юты, восточного Айдахо, западного Вайоминга, западной Монтаны и Британской Колумбии. Первые два подразделения обычно включаются географами в провинцию Бассейнов и Хребтов, а третья не отделялась от Ларамийских Скалистых гор, на складки и надвиги которых наложены ее депрессии; система Бассейнов и Хребтов образована впадинами и хребтами меридионального направления, причем большинство хребтов, повидимому, ограничено крутыми разломами. Для провинции в целом характерны, как указывает Феннеман (*184*) «изолированные, почти параллельные горные хребты, обычно представляющие собой блоки, ограниченные разломами, и разделяющие их равнины, которые сложены большей частью субаэральными отложениями, образованными в результате разрушения горных хребтов. Эти отложения, хотя они местами отсутствуют, часто достигают большой мощности и обычно не уплотнены».

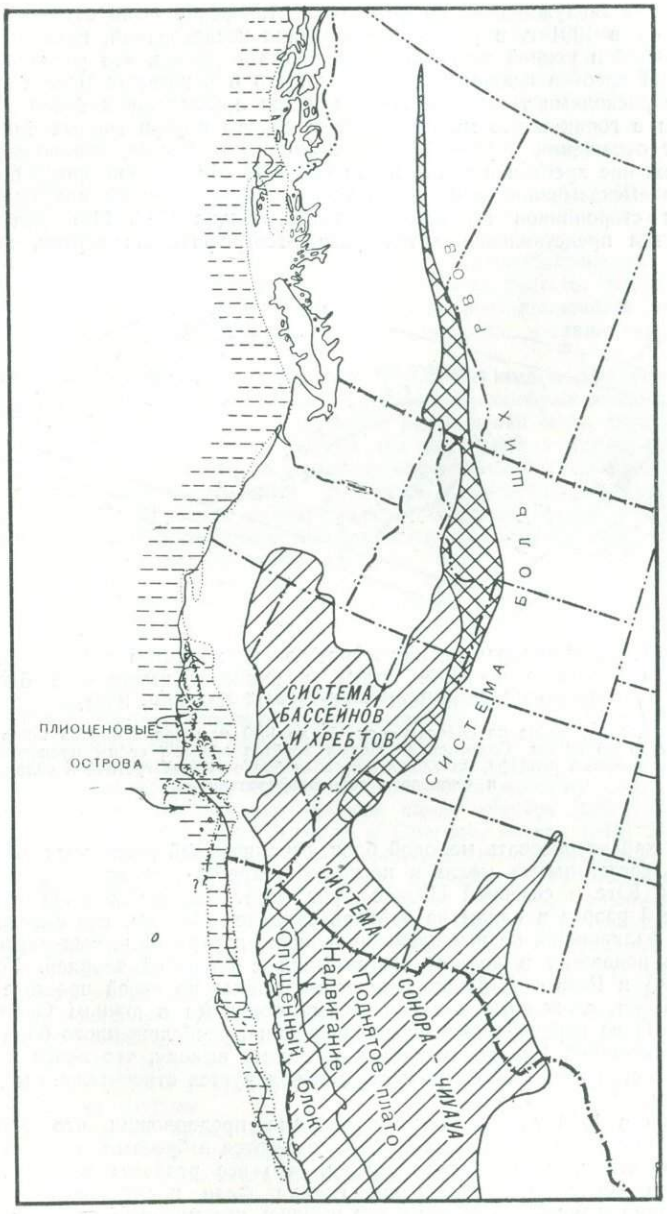
Границы системы Бассейнов и Хребтов показаны на фиг. 279. Большой бассейн с внутренним дренажем, пустыня Махава и прогиб Солтон являются главными районами, входящими в эту систему. Провинция Бассейнов и Хребтов ограничена на западе Сьерра-Невадой, на востоке — горами Вэсеч и Высоким плато Юты, а на севере — плато Малер и лавовыми равнинами Снейк-Ривер. Суживающаяся южная оконечность, как это окончательно установил Нолан (*451*), ограничена на западе разломом Сан-Андреас, а на востоке — рекой Колорадо. Физико-географическая провинция Большого Бассейна, называемая Феннеманом Сонорской пустыней, включает обширные области на обоих берегах реки Колорадо; система Бассейнов и Хребтов, повидимому, протягивается, не прерываясь, до полосы пустынь южной Аризоны. Хребты пустыни Аризоны, Нью-Мексико и отчасти Центральной Месы в северной части внутренней Мексики до известной степени похожи на хребты Большого Бассейна; они грубо параллельны и разделены бассейнами, заполненными частично или полностью аллювием. В южной Аризоне они протягиваются в северо-западном направлении, пересекая южные и юго-западные части штата. Вместе с тем горстовые хребты Аризоны и Нью-Мексико протягиваются на юг, в Мексику, через штат Чиуауа к Дуранго, Коауиле, Сакатекас и Сан-Луи-Потоси (см. фиг. 159).

Фактический материал по этой обширной области сводится к немногим детальным исследованиям в далеко отстоящих друг от друга районах. Значительная часть области еще не была описана, поэтому нет полной уверенности в том, что везде, где обнаруживается система Бассейнов и Хребтов она может быть вызвана средне- и позднечетвертичными деформациями.

Литературы по структуре пустынных хребтов западной части Центральной Месы Мексики почти не существует.

Большие депрессии центральной Юты, восточного Айдахо, западного Вайоминга и Монтаны, а также Британской Колумбии являются, повидимому, долинами сбросового происхождения и имеют средне- и позднетретичный возраст.

Они протягиваются узким поясом от высоких плато северной Аризоны и центральной Юты через горы Вэсеч в Юте и далее, на север, вдоль границы Айдахо и Вайоминга, к хребту Тетон и горам Джексон-Холл северо-западного Вайоминга, а затем на северо-запад более широкой полосой — через западную Монтану до больших депрессий (рвов) Британской Колумбии (см. фиг. 279). Многое здесь еще требует разработки, но, повидимому, уже сейчас имеется достаточно данных для того, чтобы расположить эти большие долины в единую структурную систему и чтобы рассматривать их все вместе, как единое целое.



Фиг. 279. Тектоническая карта западной Кордильеры в позднем миоцене, плиоцене и начале плейстоцена.

Прерывистая штриховка — отложения вдоль побережья Тихого океана (поздний миоцен и плиоцен). Косая штриховка — области системы Бассейнов и Хребтов системы Сонора — Чиуауа. Перекрестная штриховка — система больших рвов. Отложения миоценовых и плиоценовых бассейнов обычны во всех трех сбросовых зонах.

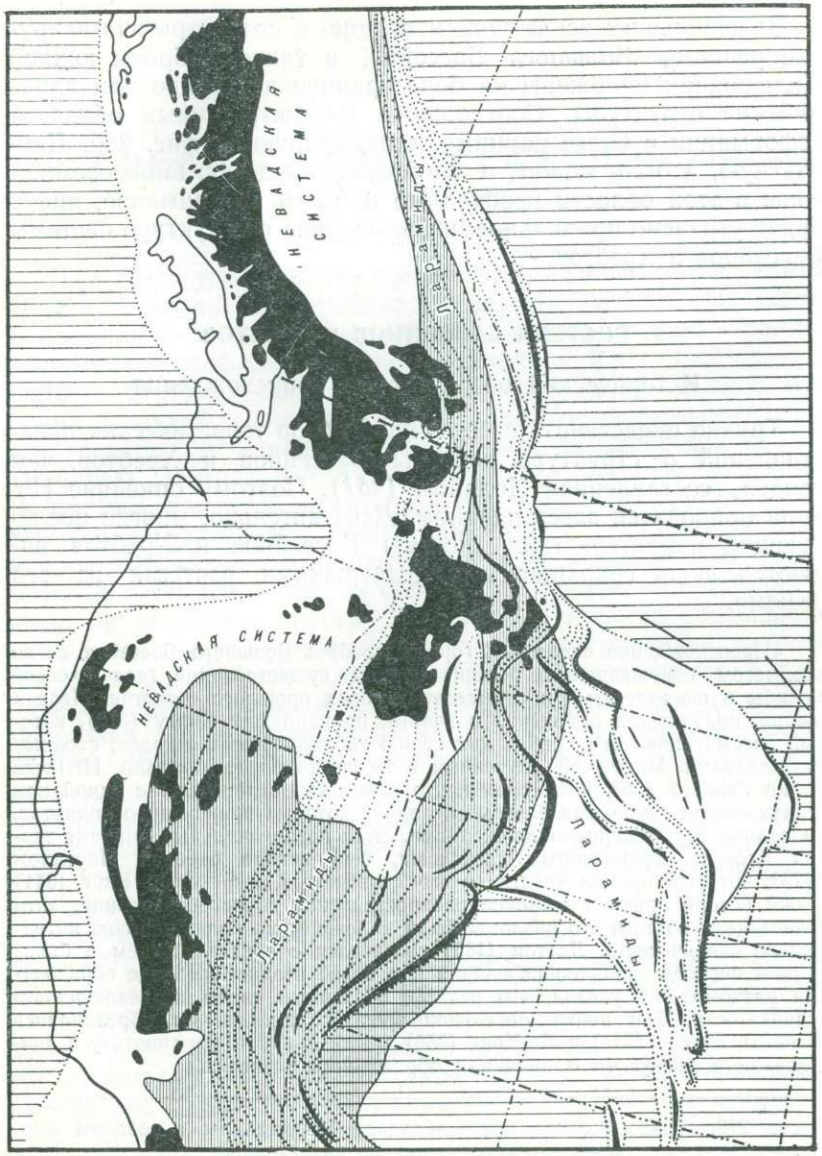
За небольшим исключением, средне- и позднетретичные крутые разломы Большого Бассейна, а также взбросы южной Калифорнии наложены на более ранние невадские или ларамийские структуры. Соотношение позднетретичных областей деформации с более ранними иллюстрируются фиг. 280. Двукратную, а быть может, и многократную деформацию земной коры в этой области необходимо принять во внимание, иначе будет утрачено правильное представление о структуре системы Бассейнов и Хребтов.

СИСТЕМА БАССЕЙНОВ И ХРЕБТОВ

Исторический обзор теории происхождения

Трудно представить себе лучший обзор теоретических представлений о структуре системы Бассейнов и Хребтов, чем сводка, составленная Ноланом (*451*). Поэтому описание Нолана приводится здесь целиком. Действительно, многие последующие характеристики системы Бассейнов и Хребтов являются лишь сокращенными выдержками, взятыми из его резюме.

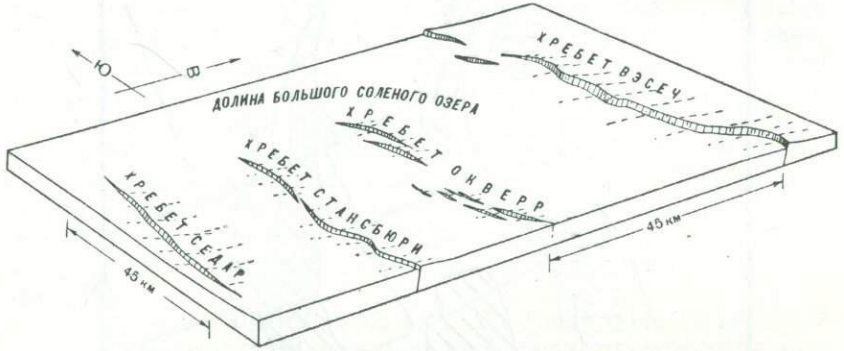
«Происхождение отдельных горных хребтов Большого Бассейна стало предметом обсуждения в ранний период существования геологической службы в шестидесятых и семидесятых годах прошлого столетия. Первая теория, получившая освещение в печати, принадлежит Кингу (**310**), который рассматривал эти хребты как серию эродированных складок, сходных со складками Аппалачей, изученных в то время более детально. Немного позже Гилберт (**203, 204**) указал, что блоки гор ограничены с одной или с двух сторон глубокими разломами, вдоль которых происходило поднятие, вызванное вертикальными движениями. Этот первоначальный вариант теории блоков, ограниченных расколами, был вскоре одобрен Пауэллом (**473**), который принял участие в его дальнейшей разработке; Кинг (**311**) также вскоре признал широкое распространение сбрасообразования, хотя и настаивал на том, что разломы были наложены на более раннюю интенсивную складчатость. Даттон (**163**) согласился с представлением о более раннем периоде складкообразования и о более позднем периоде образования разломов, но указал, что рельеф, обязанный своим происхождением складчатости, был почти уничтожен эрозией, прежде чем образовались расколы. Рассел (**511**) и Ле-Конт (**350**) также приняли эту гипотезу и участвовали в дискуссии о причинах образования разломов.



Фиг. 280. Соотношение орогении Бассейнов и Хребтов с невадской и ларамийской (ср. с фиг. 176).

Первое заслуживающее внимания противоречие было отмечено Спарром (**561**) в 1901 г. в результате широких исследований, проведенных в центральной и южной части этого района. Он указал, что расколы вдоль подножий хребтов исключительно редки, что в некоторых местах ненарушенные расколами третичные породы долин примыкают к более древним породам в горах и что многочисленные сбросы внутри горных блоков не находят отражения в рельефе. Поэтому Спарр решил, что современное расположение хребтов и долин почти целиком обусловлено эрозией.

Это высказывание вызывало в течение нескольких лет возражения со стороны сторонников гипотезы разломов. Девис (**144, 145**) дедуктивно разработал представление о тех физико-географических чертах, которые



Фиг. 281. Блок-диаграмма, иллюстрирующая характер деформации земной коры в позднетретичное время и раннеплейстоценовые блоковые сбросы области Вэсеч — Большой Бассейн, Юта.

Максимальное опускание по сбросам — от 150 до 1500 *м*; ширина блоков между сбросами — от 25 до 50 *км*. Современная форма хребтов обязана своим происхождением сочетанию древнего рельефа, унаследованного от более ранней третичной складчатости, и блокового сбрасообразования.

должны характеризовать молодой блок, ограниченный разломами, и нашел, что эти черты имеют место в нескольких хребтах, исследованных им в западной Юте и северной Неваде (фиг. 281). Лоудербек (**371**) составил детальный разрез в одном из районов западной Невады, где базальтовый покров, излившийся на пенепленизированную поверхность, был расколот и испытал подвижки в полном соответствии с блоковой теорией. Уорринг (**633, 634**) и Рассел (**513**) описали великолепные по своей простоте сбросовые блоки, сложенные вулканическими породами в южном Орегоне, а Рейд (**491**) на основании исследования района, расположенного близ озера Тахо, в западной Неваде, пришел к крайнему выводу, что почти каждый линейно вытянутый элемент рельефа контролируется относительно молодым разломом.

Бекер в 1913 г., повидимому, впервые предположил, что разломы, ограничивающие некоторые из хребтов, являются взбросами, а поэтому вызваны сжатием. Ранее предполагали, что все разломы являются нормальными сбросами. Наблюдения Бекера были произведены в южной Калифорнии и в южной Неваде, где имелись несомненные доказательства,

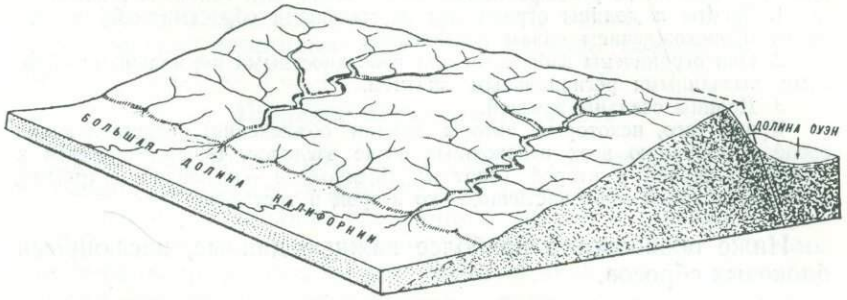
свидетельствующие о том, что поверхности разломов вертикальны или даже наклонены в сторону хребтов и что осадочные породы на краях разломов, примыкающих к долинам, смяты в складки и местами опрокинуты. Кейс также представил возражения против гипотезы, выдвинутой Гилбертом; он считал, что долины были в значительной степени выработаны ветровой эрозией, хотя и соглашался с тем, что дефляция шла главным образом путем удаления мягкого материала, заполнявшего депрессии, которые могли быть созданы в результате сбрососообразования.

Лаудербек (**372**) в ответ на вызов, брошенный в работе Кейса, пересмотрел доказательства существования сбросов в Сьерра-Неваде и на прилежащих хребтах западной Невады и пришел к выводу, что эти хребты возникли в результате сравнительно недавнего сбрососообразования. В более поздних работах (**373, 374**) Лаудербек предложил считать, что сбрососообразование началось в позднеплиоценовое или постплиоценовое время, и описал различные особенности поверхностей разломов, а также самих сбросовых блоков.

Одновременно Фергюсон (**186, 187**) установил, что в обширной области на западе центральной Невады блоковое сбрососообразование началось в допозднемиоценовое время, и наметил, по меньшей мере, четыре этапа сбрососообразования, из которых только два последних находят отражение в современном рельефе. Это было первое определенное указание на обязательную одновозрастность всех разломов, ограничивающих блоковые сбросы. Девис (**146**) почти одновременно с Фергюсоном указал, что разница во времени сбрососообразования является главным фактором, обусловившим различие физико-географического облика различных хребтов. В этой же работе Девис согласился с предположением, выдвинутым Мак-Ки (**402**), о том, что сбросовые поверхности представляют собой кривые поверхности, выполаживающиеся на глубине, и высказал мысль, что уклон порядка 30—40° граней фронтальных уступов приблизительно соответствует уклону более глубоких частей сбросовых поверхностей, которые почти вертикальны там, где они пересекают досбросовую поверхность.

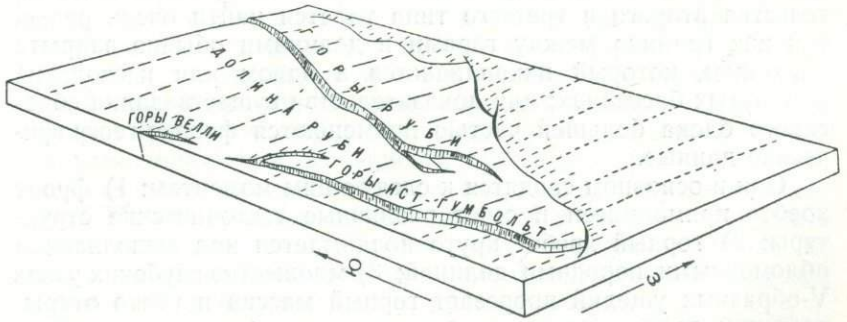
С 1928 г. вышло несколько работ, посвященных детальным исследованиям в различных частях Большого Бассейна, проливших свет на различные особенности блоковых сбросов. Посмертная работа Гилберта (**206а**) содержит данные главным образом физико-географического порядка, указывающие на наличие обычных сбросов вдоль хребтов Вэсеч и Хоуз в штате Юта и в районе озера Кламат, в Орегоне. Рассел (**516**) и Фуллер и Уотерс (**647**) описали сбросы в третичной вулканической области южного Орегона и северо-восточной Калифорнии, причем обе работы ясно показывают, что заключение Смита о взбросовом характере разломов этого района лишено оснований. Джиллюли (**207**), базируясь на исследованиях, произведенных в центральной Юте, установил, что углы наклона сбросов круче, чем это утверждали Девис и Гилберт, и что они образовались в различное время не только в Большом Бассейне в целом, но даже в пределах отдельных хребтов. Он отмечает, что сбросы образовались между олигоценом и поздним плиоценом, и что одной изостазией нельзя объяснить наблюдаемых перемещений. Лонгвелл (**366**) установил, что раннеплиоценовые блоковые сбросы в районе Боулдер-Дам, по всей вероятности, выполаживаются на глубине.

Однако многие продолжают оспаривать гипотезу Гилберта. Уиллис (**674**) и Лоусон (**349**) высказали предположение, что восточный фронт Сьерры, который обычно считается самым западным из блоковых сбросов, скорей является краем крутого надвига; однако ни один исследователь не пытался распространить это объяснение на другие многочисленные хребты Большого Бассейна. Берки (**53**) относит область Большого Бассейна к выделенным им «зонам расколов с малой подвижностью» и считает, что для этой сети разломов характерно поднятие отдельных хребтов в течение периода сжатия. Блекуолдер (**69**) вновь напомнил о концепции Спарра, согласно которой межгорные долины были прорезаны в мягких породах и некоторые границы между долинами и прилежащими хребтами, сложенными более прочными породами, могли представлять собой древние



Фиг. 282. Обобщенная диаграмма участка наклоненного блока Сьерры (по Маттесу, **394**).

Большие сбросовые разломы, отделяющие на востоке блок Сьерры от блока долины Сузи, показаны косой линией; высота и наклон блока Сьерры сильно преувеличены; характерно расположение рек: главный поток стекает вниз с западного склона, но многие из его притоков расположены под прямым углом к этому потоку. На переднем плане участок Большой Долины Калифорнии, мощные песчаные и илистые отложения которой, снесенные с приподнятых частей блока Сьерры, погребли его опущенные части. На заднем плане участок долины Оуэн, покрытый более тонким слоем осадков.



Фиг. 283. Блок-диаграмма, показывающая характер деформации земной коры в хребте Руби — Ист-Гумбольт, Невада (по Шарпу, **538**).

Вид на юго-запад; длина блока около 80 *км*, ширина — около 50 *км*; максимальное опускание по сбросам — около 2000 *м*. Опускание по сбросам происходило в четыре приема, от верхнего миоцена до плейстоцена.

сбросы. Блекуолдер называет также вновь вышедшие на поверхность уступы «уступами линий сбросов».

Вышеприведенный обзор, хотя по необходимости и не полный, позволяет отметить три главные гипотезы, выдвинутые с целью объяснения генезиса современного рельефа Большого Бассейна. Эти гипотезы таковы:

1. Хребты и долины ограничены нормальными сбросами, обязанными своим происхождением силам растяжения.
2. Они ограничены взбросами или поверхностными нормальными сбросами, вызванными региональным сжатием.
3. Долины созданы эрозией.

Кроме того, некоторые авторы давали объяснения, представляющие собой комбинацию всех изложенных выше взглядов. Бечер склонялся к принятию первой и второй гипотезы. Блекуолдер — к первой и третьей, Кейс, по крайней мере частично, — ко второй и третьей».

Ниже обобщаются наиболее важные данные, касающиеся блоковых сбросов.

Доказательства существования разломов

Для доказательства положения, согласно которому отдельные хребты Большого Бассейна ограничены блоковыми разломами, применяются четыре группы данных: физико-географические данные, топографические данные, данные о выходе на поверхность плоскости сбрасывателя и данные о присутствии молодых сбросовых уступов вдоль склонов хребтов. Доказательства второго и третьего типа удается найти очень редко, так как граница между горами и долинами обычно закрыта аллювием, который накапливается в одном или нескольких замкнутых бассейнах; для доказательства существования сбросового блока большей частью применяются физико-географические данные.

Они в основном сводятся к следующим моментам: 1) фронт хребта прямолинеен и сечет различные тектонические структуры; 2) горный хребет круто поднимается над выполненной обломочными породами долиной; 3) множество глубоких узких V-образных ущелий прорезает горный массив и резко открывается к долине, заканчиваясь конусом выноса, причем треугольные грани вытянуты вдоль фронта гор. Крупных долин, прорезающих хребты, обычно нет; «зрелый» тип рельефа или небольшие вершины, сложенные вулканическими породами, характерны для гребней или западных склонов хребтов; вдоль фронта гор часто встречаются оползни; по фронту некоторых хребтов наблюдаются висячие долины; наконец, наиболее низкая отметка долины расположена у подножья уступа фронта хребта.

Блекуолдер (*69*) пересмотрел все эти критерии и отметил, что некоторые из них в равной степени применимы к уступам, вновь вышедшим на поверхность, то есть к уступам линий сбросов. Несомненными признаками настоящего сбросового уступа он считает следующие: 1) отсутствие зависимости между прочностью пород и формами рельефа; 2) наличие уступов; 3) аллювиальные отложения на опущенном блоке имеют наибольшую мощность близ линии разлома; 4) озеро или впадина, расположенное у самого подножья обрыва; 5) конусы выноса ненормально малы; 6) часты сильные землетрясения; 7) смещение более древней топографической поверхности; 8) нарушения в современных или позднеплейстоценовых отложениях; 9) небольшие уступы у основания склона; 10) разорванные террасы в каньонах и 11) несомненная поверхность сброса составляет часть уступа. Нолан (*451*) указывает, что некоторые из этих признаков не представляют никакой ценности, так как встречаются очень редко (например, 10-й признак) или требуют подкрепления трудно доступными данными (3-й признак); наконец, имеются и просто бездоказательные признаки (6-й признак).

Другие исследователи, вероятно, будут считать не менее вескими доказательства, не отмеченные в этом перечне.

При критическом подходе к физико-географическим данным они, несомненно, могут являться сами по себе достаточно убедительными, характерными и определяющими. Однако во многих местах применение признаков этого типа не позволяет отличить сбросовые уступы от уступов линий разломов; была даже тенденция непременно считать сбросовым блоком каждый приподнятый блок или блок более или менее прямолинейных очертаний.

Стратиграфические доказательства наличия сбросов вдоль края хребтов обычно трудно получить, так как осадки долины часто скрывают опущенный блок. Стратиграфические доказательства сбросообразования были найдены у озера Гумбольт и в прилежащих хребтах в Неваде (Лаудербек, *371*); в районе озера Тахо, в Калифорнии — Неваде (Рейд, *491*); на хребте Окирх в Юте (Джиллюли, *207*); на хребте Уорнер в Калифорнии (Рассел, *516*); на хребте Вэсеч в Юте (Ирдли, *166*); на хребте Дин-Крик в Юте (Нолан, *450*); в районе Боулдер-Дам в Неваде (Лонгвелл, *366*) и в Комсток-Лод в Неваде (Джианелла, *200*). В других местах сбросообразование вдоль фронта хребта было установлено на основании присутствия параллель-

ных ступенчатых сбросов на самом хребте (Фуллер и Уотерс, *197*).

В некоторых местах нет никаких признаков существования сброса на контакте между породами, слагающими крутые склоны, и третичными осадочными породами, лежащими в долинах. Однако Фергюсон и Каткарт (*189*) считали подобные случаи в центральной Неваде результатом осадконакопления на поверхности опущенного блока, перекрывшего выход сброса на поверхность.

Подлинные выходы на поверхность сбросов, ограничивающих хребты, стали доступны благодаря искусственным выемкам, однако в некоторых местах они были вскрыты эрозией. Сброс Вэсеч был обнаружен Паком (*454*) и Ирдли (*166*), некоторые сбросы вдоль западной оконечности хребта Окверр были обнаружены Джиллюли (*207*), несколько плиоценовых сбросов в южной Неваде были прослежены Лонгвеллом (*366*), а дополнительные сбросы в центральной Неваде были установлены Фергюсоном. В районе, изученном Лонгвеллом, обнаружена значительная вертикальная амплитуда сброса, причем здесь, по крайней мере, наклон сбрасывателя с подъемом становится круче; в других районах преобладают довольно крутые углы наклона разломов, колеблющиеся от 50 до 70° и направленные в сторону долины.

Небольшие уступы, созданные недавним сбрасообразованием, которые Гилберт (*207*) называл «предгорными уступами» или «уступами подножий», а Лонгвелл (*366*) — «веерообразными уступами», тесно связаны с уступами, ограничивающими многие из хребтов бассейна.

Это впервые было отмечено Расселом (*511*), и с тех пор молодые уступы обычно считались доказательством наличия длительно существующих сбросов. В Большом Бассейне их было обнаружено множество: в бассейнах Лахонтан и Бонневил — Расселом (*512*) и Гилбертом (*206*, *206а*, *207*); вдоль Сьерра-Невады — Хоббсом (*257*), Лаусоном (*348*) и Кнопф (*324*); в центральной Неваде — Джианеллой и Каллаханом (*201*); в южной Неваде — Лонгвеллом (*364*); в южном Орегоне и северо-восточной Калифорнии — И. Расселом (*511*) и Р. Расселом (*516*). В некоторых местах эти обрывы, несомненно, образовались между твердыми породами хребта и гравийными отложениями долины. Однако их часто находят среди гравийных толщ на некотором расстоянии от фронта хребта; в плане они имеют менее правильную форму, чем уступ склона хребта. Хотя большинство молодых уступов расположено близ фронта гор или непосредственно на нем, некоторые из них находятся также в межгорных долинах (Джианелла и Каллахан, *201*; Джианелла, *199*) и внутри горных цепей (Каллахан и Джианелла, *108*). Со многими из них связаны горячие источники или вулканические конусы (Кнопф, *324*).

Природа блоковых разломов

Некоторые новейшие заключения, касающиеся природы движений по разломам в провинции Бассейнов и Хребтов, могут быть суммированы следующим образом: вдоль уступа хребта проходит зона разломов, причем отдельные разломы могут быть сравнительно короткими; в этой зоне часто встречаются как сбросы, расположенные кулисообразно, так и ступенчатые сбросы. Хотя вдоль отдельных разломов может происходить заметное изменение простирания, все же большинство главных отклонений и неправильностей вдоль фронта хребтов является результатом именно кулисообразного расположения разломов. Движение отдельных сбросов является нормальным, и разломы наклонены под умеренными до крутых углами (от 50 до 80°) в направлении к долине или к относительно опущенной стороне. Однако движение не являлось простым поднятием или опусканием, так как обе стенки блока были активными, как это видно по тем наклонам, которые они испытали. Предполагают, что амплитуда или степень этих наклонов была максимальной непосредственно у самого разлома. Некоторые разломы явно контролировались ранее существовавшими структурными линиями, в особенности более древними разломами; возобновление движения по разломам, повидимому, происходит часто. Не все разломы имеют одинаковый возраст, и даже в одном отдельно взятом хребте максимальное движение по одному из сбросов могло происходить значительно раньше или значительно позже, чем по соседнему сбросу.

Недавно проведенное картирование хребта Вэсеч (Ирдли, *167*, *168*) показало, что главный сброс — сброс Вэсеч длиной 40 *км* со смещением от 330 до 2000 *м* — образует восточную границу нарушенной разломами части Большого Бассейна. Местами его смещение распределено по нескольким ступенчатым разломам с опущенными западными крыльями.

Это крутой нормальный сброс, падающий к западу под углом от 50 до 70°. Группа более мелких сбросов, расположенных квазикулисообразно, пересекает мощные отложения пенсильванского бассейна западной части центральной Юты

(фиг. 281). Главные блоки, заключенные между разломами, повидимому, были смещены к востоку на 2—4°. Разломы провинции Бассейнов и Хребтов не связаны линейной зависимостью ни с докембрийской, ни с ларамийской системой структур. Единичные признаки влияния более древней структуры на направление более молодых разломов носят чисто местный характер. Точно так же ни кристаллические породы нагорья северной Юты, ни интрузии поднятия Коттонвуд, ни позднедокембрийские бассейны не оказали сколько-нибудь заметного влияния на направление или наклон разломов. Мощные толщи пенсильванских пород могли оказать некоторое влияние, так как разломы имеют кулисообразное расположение в области пенсильванского бассейна. Вне пределов области развития мощных пенсильванских отложений такого расположения разломов вдоль разлома Вэсеч не наблюдается. Ширина наклоненных сбросовых блоков колеблется от 7 до 50 *км*, но четыре наиболее значительных блока этой области, блоки хребтов Вэсеч, Окверр, Стансбюри и Седар, имеют довольно однообразную ширину от 28 до 37 *км* (см. фиг. 281).

Хребет Сьерра-Невада представляет собой сдвинутый к западу сбросовый блок (см. фиг. 282). Разломы, ограничивающие восточный фронт хребта, на плоскости карты наклонены. Вдоль огромного обрыва, обращенного к долине Оуэн, в южной его половине имеется, возможно, только один разлом или, быть может, серия близко расположенных параллельных разломов; но далее к северу ряд последовательных смещений фронта хребта указывает на существование прерывистых разломов северного простирания, замещающих друг друга через некоторый промежуток и раскалывающих край блока, который имеет северо-западное простирание. Из окрестностей озера Тахо, которое лежит в прогибе, образованном оседанием большого блока, расходятся к северу длинные линии разломов, и каждому из них соответствует свой уступ. Далее к северу восточный край блока Сьерры становится все более неправильным, и нарушения образуют полосу, которая постепенно расширяется, достигая максимума 80 *км*. Некоторые уступы измеряются немногими сотнями метров, а самый высокий из них не превышает 650 *м* (Маттес, *394*). Майо (*395*) закартировал разломы фронта Сьерра-Невады от Маунт-Лайел до Маунт-Уитни и рассмотрел их в свете гранитной тектоники. Он считает, что прежнее представление об едином большом разломе было неверно и что на самом деле существует зона более мелких разломов. Неясно, однако, связаны ли все эти разломы с интрузиями Невады, или с орогенией провинции Бассейнов и Хребтов. Большинство разломов, наблюдаемых Майо в свежих дорожных выемках, оказалось взбросами, но он нашел также доказательства горизонтального перемещения, заметного в трех местах, где русла потоков были сдвинуты на расстояние нескольких сот метров. Он считает, однако, что это горизонтальное перемещение было относительно незначительным. Горизонтальное движение, обнаруженное сейсмологами и описанное позже, должно быть, является результатом весьма недавней деятельности.

Природа сил земной коры

Наклон поверхностей разломов в сторону долин и местные стратиграфические доказательства опускания долинных блоков по отношению к горным блокам заставляют предполагать, что образование разломов вызвано растяжением; однако подвижки обоих блоков — как долинного, так и горного — и местами ясные свидетельства движения горных блоков, отмечаемые Нолаком, лишают эту интерпретацию твердых оснований. Нолан считает, что блоки разломов являются составной частью земной коры и что их наклон, результаты которого наблюдались в этом районе, немыслим, если он не сопровождается либо пластичным течением, либо широко распространенным дроблением на сравнительно небольших глубинах. Поэтому трудно представить себе, чтобы раскалывание и наклон блоков могли развиться в результате простого растяжения. Точно так же поднятие горного блока не могло бы быть осуществлено региональными силами растяжения.

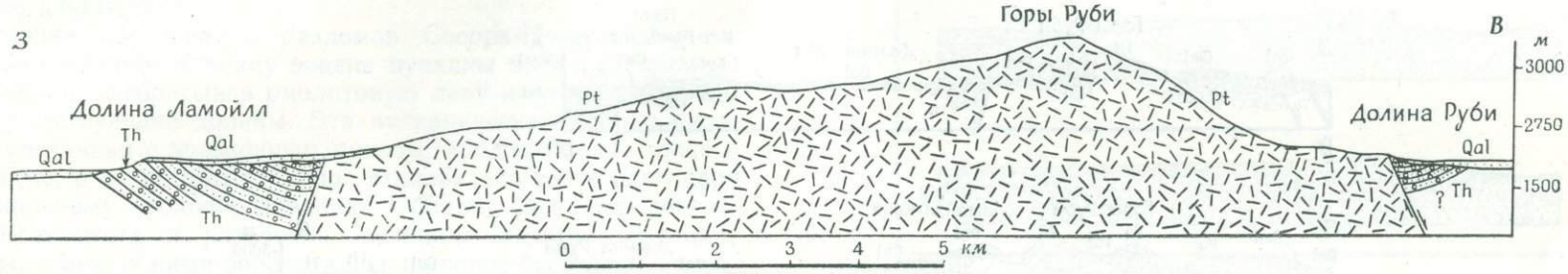
Нолан также считает, что общее удлинение земной коры в результате блокового сбрасообразования непременно указывает на растяжение. Имеющихся данных недостаточно для доказательства наличия удлинения земной коры в данном районе. Если подтвердится предположение Девиса (*146*), что кривые поверхности разломов становятся более пологими на глубине, то тогда станет очевидным, что наклон блоков мог быть вызван их вращением на подобных кривых поверхностях, а также, что сокращение, вызванное наклоном блоков, могло быть и бóльшим, чем растяжение, связанное со сбрасообразованием. Простые опыты, которые могут быть осуществлены с помощью ножниц и картона, показывают, например, что сокращение земной коры явится результатом нормального сбрасообразования в том случае, если радиус кривизны поверхности разлома меньше, чем ширина смещенного блока.

Возраст образования блоковых разломов

Период, в продолжение которого происходило образование блоковых разломов, трудно установить точно, поскольку мало имеется хорошо датированных выходов третичных и четвертичных отложений в пределах провинции.

Кроме того, следует учесть дополнительные осложнения, которые вызываются тем фактом, что большинство, если не все обрывы вдоль фронта хребтов, не является настоящими сбросовыми уступами, а лишь уступами вдоль линий разломов.

Очевидно, однако, что образование разломов не может быть отнесено к одному только сравнительно короткому периоду.



Фиг. 284. Профиль через горы Руби, Невада, показывающий соотношение миоценовой формации Гумбольт с пограничными сбросами (по Шарпу, **539**).

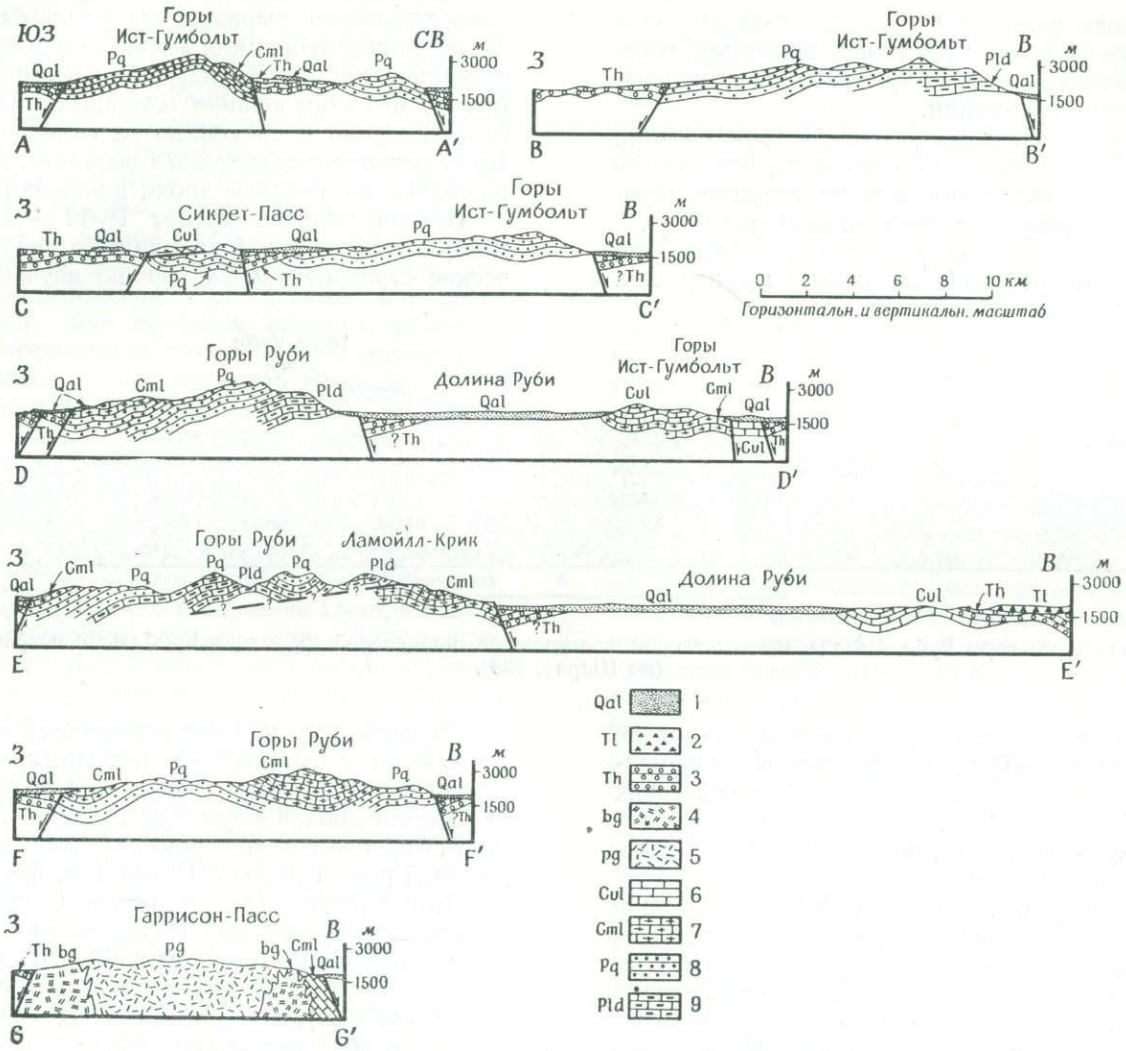
Кроме хорошо известного переменного характера движения по многим из разломов, Девис (*145*) уже давно указывал на различные стадии развития рельефа в пределах смежных горных хребтов. Позднее он вновь вернулся к этой проблеме и пришел к выводу, что главная причина различий заключается в разновременности образования разломов.

Фергюсон (*187*) и Фергюсон и Каткарт (*189*) в дополнение к представленным физико-географическим доказательствам разновременности образования блоковых разломов установили, что образование сходных разломов, хотя и не находящих отражения в современной топографии, не только предшествовало, но и следовало за отложением осадков формации Эсмеральда (поздний миоцен и ранний плиоцен). Вывод об одинаковом характере более ранних и последующих блоковых разломов основывается на том, что формация Эсмеральда, примыкающая к более ранним, доэсмеральдовским разломам, сложена материалом, сходным с современными отложениями конусов выноса вдоль уступов хребтов; кроме того, некоторые топографически выраженные разломы следуют линиям этих более ранних разломов. Уэстгейт и Кнопф (*657*, стр. 44) обнаружили в районе Боулдер-Дам признаки, свидетельствующие о том, что образование блоковых разломов предшествовало, сопровождало и следовало за отложением формации Мудди-Крик условно плиоценового возраста. Джианелла (*200*) также различал две главные эпохи движения в районе Комсток-Лод.

Весьма типичен хребет Руби — Ист-Гумбольт на севере центральной части провинции Бассейнов и Хребтов. Геологическое строение хребта хорошо изучено. По данным Шарпа (*538*), хребет сложен домиоценовыми изверженными, метаморфическими и осадочными породами, образующими сложную структуру. В смежных бассейнах залегают нарушенные слои верхнемиоценовой формации Гумбольт. Структура пограничной части горного блока хорошо обнажена, так как она рассечена долиной реки Гумбольт-Ривер (см. фиг. 283, 284 и 285).

Этот хребет является горстом, наклоненным к западу и ограниченным сбросами, поверхности которых наклонены в сторону бассейнов под углами 60—70°. Смещение на пограничных восточных разломах по меньшей мере втрое больше (1800—2000 *м*), чем на западных (700 *м*). Северная оконечность гор образована пересечением восточных и западных пограничных разломов. Структура домиоценовых пород не совпадает ни с простиранием, ни с формой хребта.

Было установлено пять периодов образования разломов в провинции Бассейнов и Хребтов (см. фиг. 286): 1) поздне-

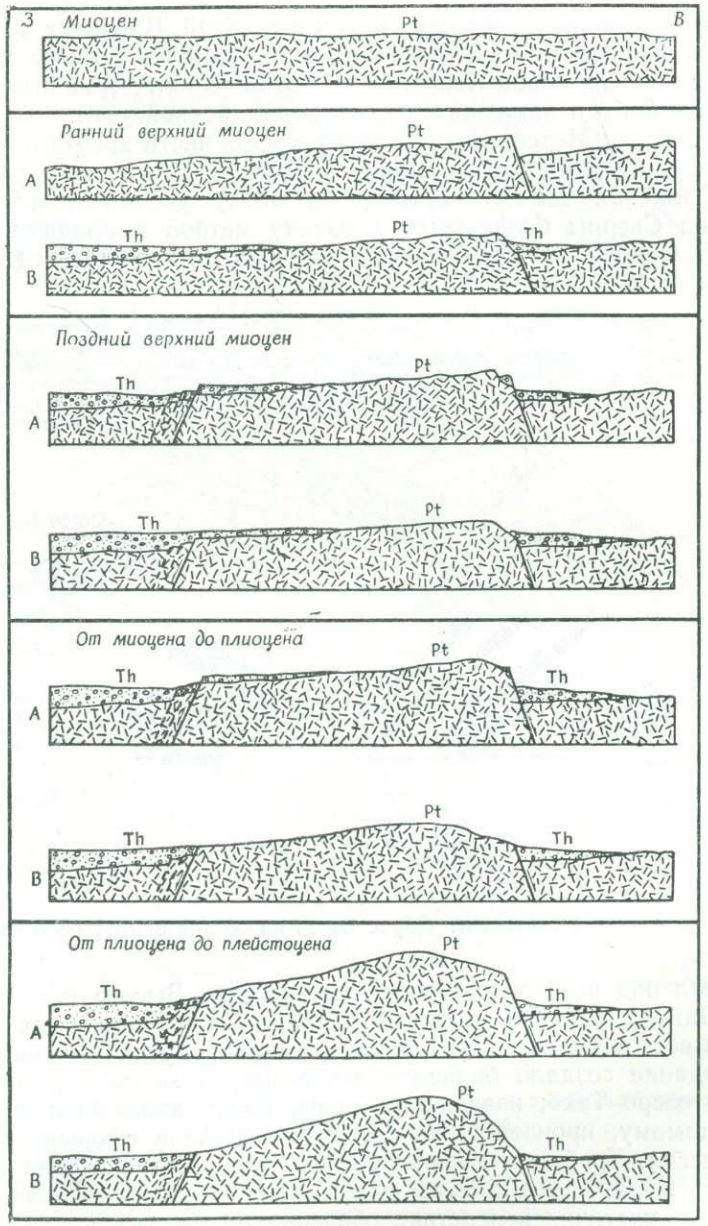


Фиг. 285. Структурные профили через хребет Руби — Ист-Гумбольт (по Шарпу, **540**).

среднемиоценовые, с незначительными подвижками (под вопросом); 2) позднемиоценовый, соответствующий времени отложения формации Гумбольт с более значительным перемещением; 3) относящийся к самому концу миоцена до плиоцена, образовавшийся после отложения формации Гумбольт, но ранее образования плиоценовых (?) лав; величина перемещения неизвестна; 4) образовавшийся в эпоху от плиоцена до плейстоцена, более поздний чем плиоценовые (?) лавы; формирование его шло до среднего или позднего плейстоцена — то есть до периода последнего, главного поднятия хребта; перемещение значительное; 5) незначительное перемещение, возникающее в послеранневисконсинское время (эпоха от плейстоцена до наших дней).

История образования разломов Сьерра-Невады изучена довольно хорошо. К концу эоцена вулканы время от времени действовали, выбрасывая риолитовую лаву и грязь, заполнявшие существующие долины. Эта вулканическая деятельность, тесно связанная с эрозионным циклом, продолжалась также в олигоцене; в то же время Сьерра становилась выше благодаря вертикальному сводообразованию. Область, лежащая восточнее, была смята и разорвана, возникли первые невысокие хребты, а между ними образовались широкие бассейны, в которых сформировались мелкие озера.

По данным Маттеса (*394*), нарушения эти, наконец, прекратились, после чего наступил период относительного спокойствия, в течение которого большая часть обломков риолитов и других пород была снесена со Сьерры и отложилась у ее западного крыла и в бассейнах к востоку от нее. Затем, вероятно во второй половине миоцена, вулканическая деятельность и движения земной коры начались снова с большой интенсивностью. Извержения этого времени дали большей частью андезитовую лаву коричневых, красноватых и серых оттенков. Этот материал устремился вниз по долинам, покров за покровом, загромождая русла потоков и заставляя воды искать новые пути. В северной половине хребта извержения были особенно частыми и сильными; они нагромоздили толщу мощностью более 300 *м*, причем эти отложения перекрыли весь район, за



Фиг. 286. Разрезы, показывающие развитие сбросового блока хребта Руби (по Шарпу, **538**).

Для каждой стадии показан неэродированный и эродированный блок.

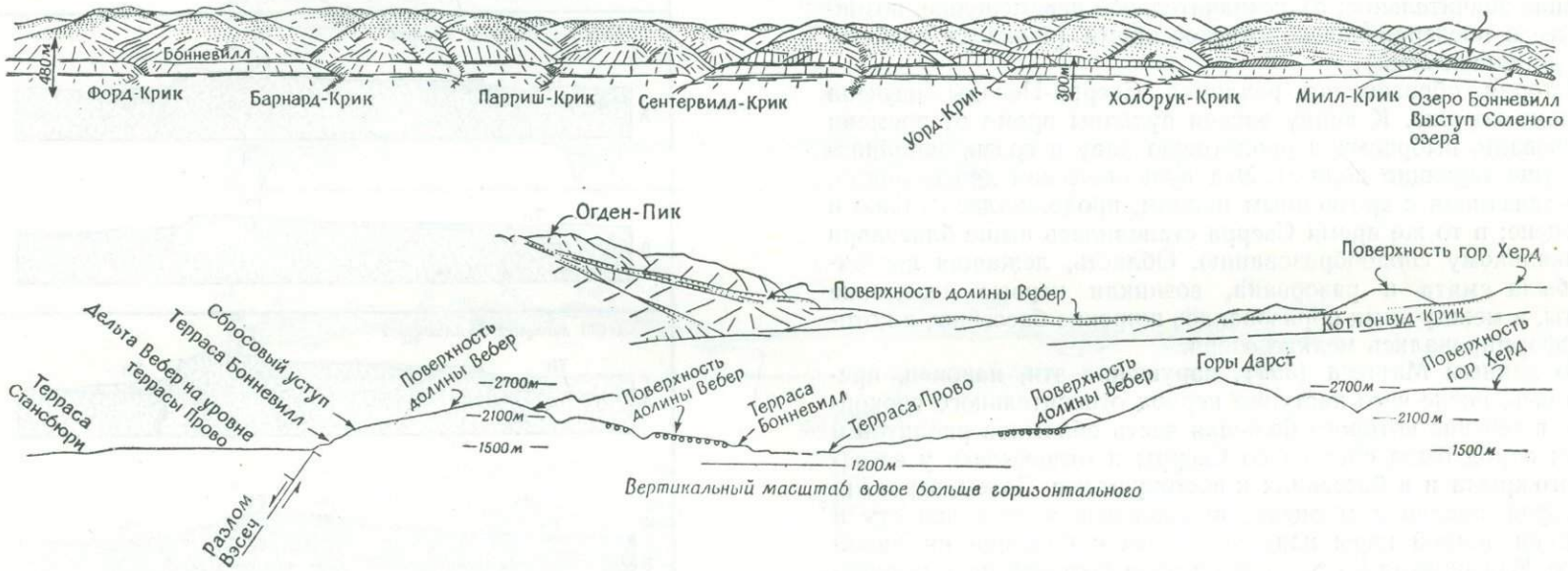
Th — миоценовая формация Гумбольт
Pt — дотретичные породы

исключением самых высоких пиков и гребней. В южных частях хребта лавовые потоки были менее обширными и менее мощными; они заполнили только дно некоторых долин и не вызвали сколько-нибудь заметного перемещения речной сети. Только бассейн реки Мерсед-Ривер в центральной части хребта не был затронут вулканическими извержениями.

Движения земной коры в эту эпоху увеличили высоту района Сьерры более чем на тысячу метров и придали ему облик горного хребта или, вернее, пояса гор, который господствовал над всей окружающей местностью. Высота пика Маунт-Лайел, вероятно, достигала 2300 *м*. Вдоль некоторых участков восточной окраины началось мощное сбрососбразование, проседание создало большую депрессию, в которой расположено озеро Тахо; извержение лавы, подпруживающей озеро, повидимому, произошло не раньше, чем была сформирована депрессия. Хребты и долины района Большого Бассейна оказались выраженными более резко, частично благодаря складчатости, частично вследствие образования разломов.

Затем наступил другой продолжительный период покоя, или относительного покоя, который охватил весь плиоцен. Лишь время от времени происходили слабые извержения, а в это время воды на покрытых лавой участках хребта перераспределялись, образуя новые реки и прорезая новые каньоны; некоторые каньоны достигали глубин более 300 *м*.

Затем в начале четвертичного периода начался большой подъем и наклон блоков, что придало Сьерра-Неваде ее современный высокогорный рельеф. Вершины пиков были подняты на высоту почти вдвое большую, чем раньше, пик Маунт-Лайел достиг более чем 4000 *м* над уровнем моря. В то же время происходило дробление и образование разломов и расколов, достигавших огромных размеров. Долина Оуэн и другие пустынные районы, примыкающие к хребту с востока и с юга, оказались отодвинутыми назад или испытали лишь слабое поднятие по сравнению с горным блоком; таким образом, Сьерра-Невада приняла свою нынешнюю внушительную форму с пологим западным склоном, резко выраженным гребнем и кру-

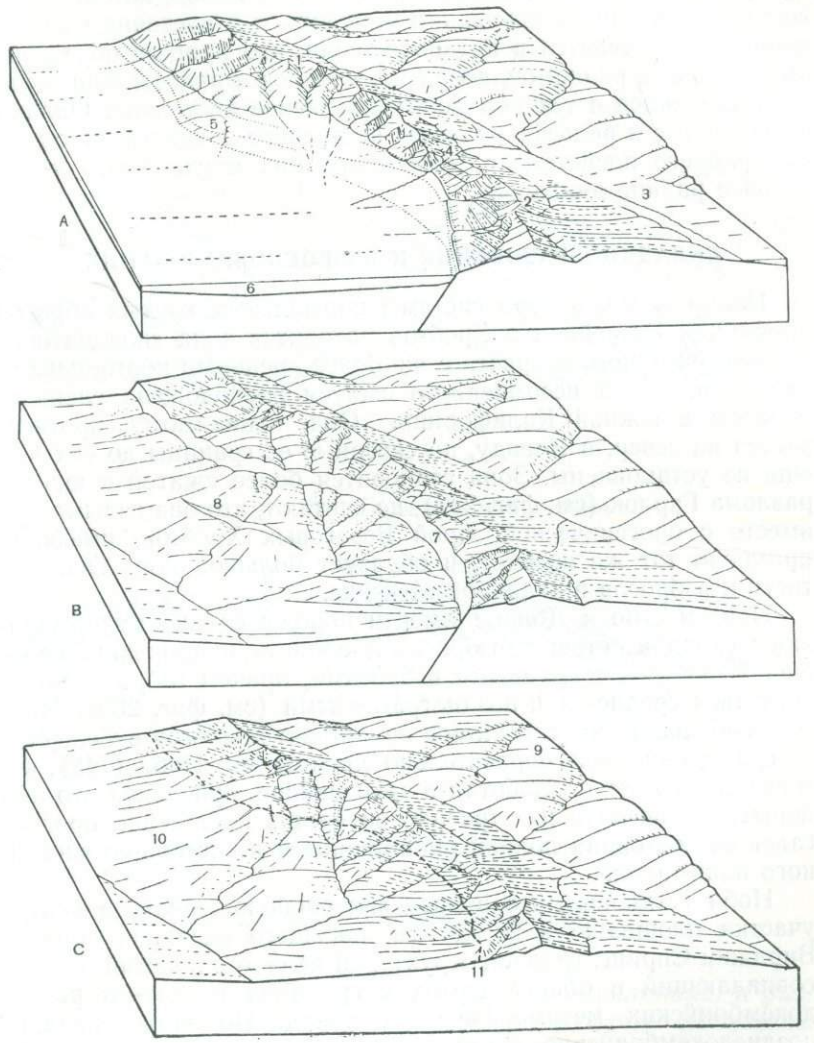


Фиг. 287. Сброс Вэсеч на севере центральной части хребта Вэсеч и его соотношение с эрозионными поверхностями.

тым обрывом, обращенным к востоку. Как это ни странно, вулканизм, сопровождавший это большое поднятие, и расколы земной коры были незначительными. Хотя расплавленное вещество неоднократно пробивало себе дорогу вверх по расколам в зоне разломов или близ этих зон, а также сквозь трещины в блоке Сьерры, вулканические конусы и лавовые потоки оказались менее значительными по сравнению с третичными.

На севере центральной части гор Вэсеч разлом Вэсеч раскалывает и смещает поверхность горных подножий плиоценового возраста. Считают, что движение началось в самом конце плиоцена, а максимум смещения был достигнут в раннем плейстоцене (Ирдли, *168*) (см. фиг. 287 и 288). Свежие обрывы в аллювии и среди конечных морен также говорят о послевисконсинских движениях.

Достоверность новейшего образования разломов была поставлена под сомнение Блекуолдером (*69*) главным образом потому, что средне- или позднетретичные осадочные толщи выходят на поверхность во многих межгорных долинах и найдено лишь малое количество материала, образование которого могло быть связано с эрозией, последовавшей за позднеплиоценовым или плейстоценовым сбрасообразованием. Блекуолдер считает, что современные хребты являются результатом эрозии мягких и легко поддающихся разрушению третичных пород. Лонгвелл (*366*) доказал, что вдоль реки Колорадо имело место обнажение древних обрывов и что этот процесс мог идти и в других частях провинции в результате перехвата одного бассейна другим. Решить вопрос о том, насколько широко это явление распространено, можно лишь после более детальных топографических и геологических исследований в долинах; однако крупнейшие смещения базальтов и других лав, заведомо более молодых, чем позднетретичные осадки, вместе с многочисленными обрывами новейшего происхождения доказывают, что значительная часть уступов фронта гор образовалась не в результате эксгумации. Блекуолдер предполагал либо прямой сток в море, либо полное превращение речного гравия в пыль, с последующим уносом его ветрами, чтобы объяснить, почему могло быть унесено огромное количество обломков, образовавшихся в результате широко распространенной эксгумации. Ни одно из этих предположений не может сейчас быть доказано, хотя кажущееся отсутствие плиоценовых осадков в большей части провинции и существование обширных областей со зрелым рельефом близ вершин многих хребтов может указывать на внешний сток в плиоценовое время.



Фиг. 288. Соотношение сброса Вэсеч с эрозионной поверхностью к северу от Огдена, Юта.

A: *1* — Бен-Ломонд; *2* — пик Эйри; *3* — долина Огден; *4* — перевал Эден; *5* — Плезент-Вью; *6* — аллювий. *B*: *7* — сброс Вэсеч; *8* — сброс Плезент-Вью; гипотетический облик без учета сбрасообразования и эрозии. *C* — досбросовый рельеф; *9* — поверхность гор Херд; *10* — поверхность Вебер-Велли (поверхность подножья); *11* — положение сброса Весеч

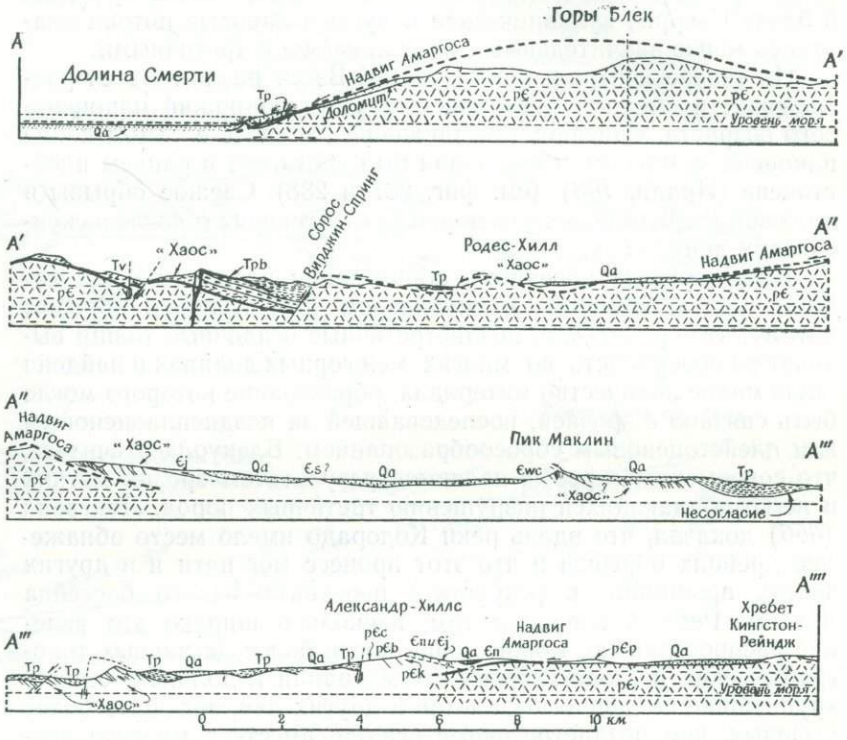
Нолан считает, что наиболее надежный вывод, который может быть сделан на основании имеющихся в настоящее время данных, заключается в предположении, что процесс образования блоковых разломов, вероятно, начался в раннем олигоцене и продолжался с тех пор более или менее постоянно. Однако выраженные в рельефе разломы не древнее позднего плиоцена или раннего плейстоцена, хотя вдоль них могли иметь место и более ранние движения.

СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ И ВЗБРОСООБРАЗОВАНИЕ

Повидимому, внутри системы нормальных крутых сбросов провинции Бассейнов и Хребтов находится зона складчатости и взбросов одного возраста с наиболее древними нормальными сбросами. Зона несомненного сжатия расположена главным образом в южной Калифорнии. Она, повидимому, протягивается на север, в Неваду, но северные ее границы до сих пор еще не установлены. Зона становится более сжатой к югу от разлома Гарлок (см. фиг. 271), но считают, что она вздымается вместе с орогенической зоной Береговых Хребтов, имеющей примерно тот же возраст, и образует большой пояс складчатости и взбросов в западной Мексике.

Повсеместно в Долине Смерти породы сильно деформированы складчатостью и взбросами; области наибольших нарушений связаны с крупными взбросами, причем взбросы могут считаться средне- или позднетретичными (см. фиг. 289). Многие особенности этих разломов не находят аналогов в Северной Америке; они столь поразительно сложны, что Нобл (*448*), который много лет проработал в этом районе, признался что при попытке объяснить их строение он «лишь постепенно продвигался от состояния полной растерянности к состоянию частичного понимания».

Нобл установил, что в пределах расположенного в центре участка площадью в 25 *кв. км*, носящего название области Вирджин-Спринг, главной структурой является пологий надвиг, совпадающий в общих чертах с границей позднe- и раннедокембрийских метаморфических пород. По этому надвигу позднедокембрийские, кембрийские и третичные породы испытали относительное перемещение на запад; амплитуда перемещения неизвестна. Породы покрова разбиты на бесчисленное количество блоков и пластин, которые надвинуты друг на друга, образуя исключительно сложную мозаику. Это скопление блоков названо «хаосом Амаргоса», а плоский надвиг, на поверхности которого залегает этот «хаос», получил наименование надвига Амаргоса. Этот «хаос» блоков подразделяется на фации Вирджин-Спринг, Калико и Джубили. Для фации Вирджин-Спринг характерны блоки позднедокембрийских и

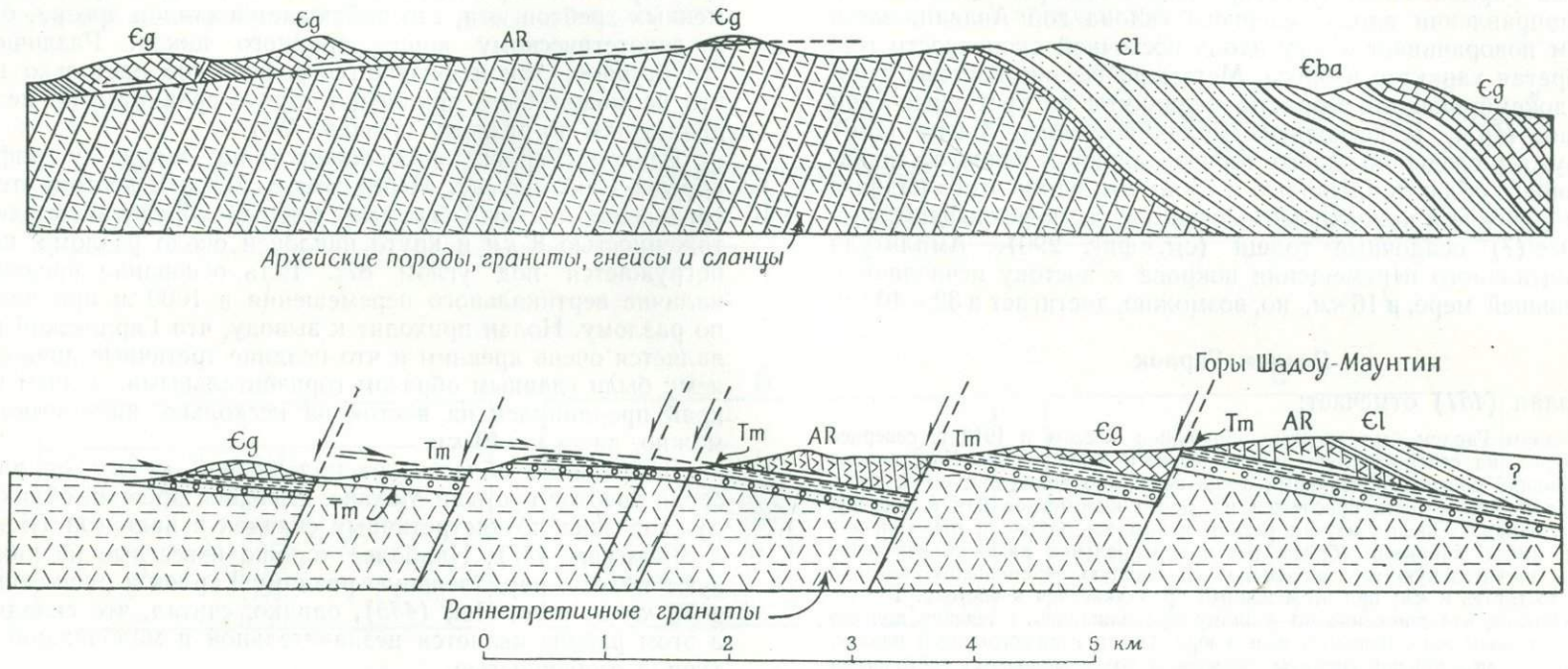


Фиг. 289. Поперечный профиль через Долину Смерти (по Ноблу).

Tp — плиоценовый (?) фангломерат
Tv — нерасчлененные вулканические породы
Єwc — формация Вуд-Каньон (кварциты, сланцы и известняки с фауной)
Єs — кварцит Стерлинг
Єj — формация Джони (кварциты, сланцы и доломиты)
Єn — доломиты Нундей
pЄ — древний докембрийский базальный комплекс
pЄk — формация Кингстон-Пик (конгломераты, кварциты и сланцы)
pЄb — доломиты Бек-Спринг
pЄc — формация Кристал-Спринг (кварциты, сланцы и доломиты)

кембрийских доломитов, мраморов, песчаников, кварцитов, глинистых сланцев и сланцеватых глин. Фация Калико почти целиком состоит из блоков третичных вулканических пород,

а фация Джубили содержит гораздо больше малоуплотненных и раздробленных пород, чем предыдущие фации. Неправильные блоки состоят из гранита, красных третичных конгломератов, риолита, риолитовых туфов, андезитовых порфиритов, кварцевого латитпорфира, загипсованных глинистых сланцев,



Фиг. 290. Поперечные разрезы через планшет Айвенпа, Невада; показана обширная надвиговая чешуя. Верхний профиль проходит через юго-западный борт долины Мескит.

Cba — сланцы Брайт-Энджел
Cg — формация Гудспринг. Нижний профиль проходит через горы Шадоу и холмы, расположенные западнее
Tm — миоценовый (?) гравий, сланцы и вулканические пеплы
AR — архейские граниты, гнейсы и метаморфические сланцы

из фангломератов и потоков базальтовых лав. Эти породы нарушены складками и разломами столь недавнего происхождения, что они еще отражаются в рельефе. Структура Долины Смерти представляет собой, повидимому, широкую синклиналь, осложненную нормальными сбросами. Фангломераты Фьюне-

пресноводных известняков и фангломератов третичного возраста, а также из различных докембрийских и кембрийских пород.

Надвиг и «хаос» Амаргоса смяты в несколько погружающихся антиклиналей северо-западного простирания, вдоль гребней которых, из-под надвигов, выходят верхние докембрийские породы. На смятые в складки и эродированные надвиговые чешуи и «хаос» несогласно ложатся фангломераты Фьюнерал, имеющие, вероятно, позднеплиоценовый возраст; они состоят

рал смяты в складки, наклоненные внутрь синклинали, и разбиты крутыми разломами, поверхности которых наклонены к широкой долине и имеют восточное падение.

Эти разломы, таким образом, моложе плиоценовых фангломератов Фьюнерал. Весьма свежие обрывы в четвертичном аллювии указывают на недавние движения по разломам.

В этом районе нет признаков невадской орогении, которая известна западнее и севернее. Здесь имеются, однако, большие

надвиги, по которым более древние палеозойские породы надвинуты на более молодые; быть может, они являются проявлением ларамийской орогении, изученной Лонгвеллом (*363*) и другими в более восточных районах (Нобл, *448*).

«Хаос» Амаргоса заканчивается далеко на юге, у широтного разлома Гарлок. Нобл (*447*) проследил этот разлом в восточном направлении вдоль северного склона гор Ававац, здесь разлом поворачивает к югу вдоль восточной оконечности гор, приобретая характер взброса. Метаморфические породы, вероятно докембрийского возраста, надвинуты на третичные слои (Нолан, *450*). В нескольких милях восточнее Хьюит (*250*) обнаружил следы большого горизонтального надвига, захватывающего область площадью в 75 *кв. км*; вдоль этого надвига докембрийские и нижнепалеозойские породы перекрывают миоценовые (?) осадочные толщи (см. фиг. 290). Амплитуда горизонтального перемещения покрова к востоку исчисляется, по меньшей мере, в 16 *км*, но, возможно, достигает и 32—40 *км*.

Разлом Гарлок

Нолан (*451*) отмечает:

«Разлом Гарлок был впервые обнаружен Хессом в 1910 г. севернее Рандсбурга, на северо-востоке района Керн, в Калифорнии. Хесс описал выступающий обрыв с признаками очень недавнего движения; он отметил, что разлом может быть прослежен на много километров как к востоку, так и к западу. Гьюлин изучал разлом в том же районе и отметил, что разлом имеет характер сброса, почти вертикальное падение, ветвление и очень значительную горизонтальную слагающую перемещения, которая может достигать 8 *км*; при этом южный край двигался к востоку. Тот же автор считает, что движение по разлому продолжалось в течение долгого времени и, возможно, началось еще в юре. Почти горизонтальный надвиг, по которому мезозойские граниты перекрыты более молодыми третичными породами, рассечен сбросом (рифт) под острым углом.

Нобл (**447**) проследил разлом Гарлок на протяжении 320 *км*, от точки его соединения с рифтовым разломом Сан-Андреас, в западном углу пустыни Мохаве, до гор Ававац, южнее Долины Смерти. На всем этом протяжении разлом сохраняет характер рифта и имеет много общих черт с лучше изученной структурой Сан-Андреас. Нобл считает, что разлом Гарлок имеет дотретичный возраст; этот автор первый обратил внимание на значение разлома, являющегося границей между молодыми, линейно вытянутыми горными цепями, расположенными к северу от него, и неправильными бесформенными хребтами, расположенными южнее».

К северу от разлома развита мощная толща палеозойских пород, сильно смятых в складки и разбитых трещинами, но слабо метаморфизованных; в то же время к югу от разлома дотретичные породы метаморфизованы очень сильно. Определимые окаменелости были найдены лишь в нескольких местах, и вся масса сланцев и гнейсов без достаточно веских оснований была отнесена к докембрию. Независимо от возраста, приписываемого этим метаморфическим породам, совершенно ясно, что области, примыкающие с двух сторон к разлому Гарлок, имеют весьма различную тектоническую историю (Нолан, *451*). Молодые горы на севере также резко отличаются от древних бесформенных хребтов юга, где наблюдается стадия эрозии, близкая к гипотетическому концу аридного цикла. Различие как структурное, так и физико-географическое настолько велико, что не может быть приписано только сравнительно недавним движениям по разлому (Нолан, *451*).

Разлом Гарлок заканчивается на западе у рифтового обрыва Сан-Андреас. Менее чем в 30 *км* к востоку от места соединения аллювий был смят в куполообразную складку протяженностью 8 *км* и круто наклонен около разлома, который погружается под углом 87°. Есть основание предполагать наличие вертикального перемещения в 1600 *м* при движении по разлому. Нолан приходит к выводу, что Гарлокский разлом является очень древним и что поздние третичные движения по нему были главным образом горизонтальными, причем южный край продвинулся на восток на несколько километров, возможно, даже на 40 *км*.

В пределах области, расположенной к югу от разлома, среди хребтов пустыни Мохаве, имеющих древний облик, обнаружена зона позднетретичных складок и надвигов (Бекер, *29* и Линдгрен, *357*). Наиболее хорошо известные из них образуют полосу, параллельную разлому Гарлок и расположенную в 30 *км* от него. Пак (*455*), однако, считал, что складчатость в этом районе является незначительной и маловажной структурной особенностью.

Повидимому, наиболее правильно считать, что разлом Гарлок являлся в позднетретичное время линией, по которой южный блок двигался к востоку с незначительной внутренней деформацией по отношению к восточному фронту гор Ававац, где земная кора была раздроблена, образуя узкий пояс надвигов. К северу от разлома Гарлок земная кора испытала сильное сжатие, здесь развились явления надвигания в западном направлении.

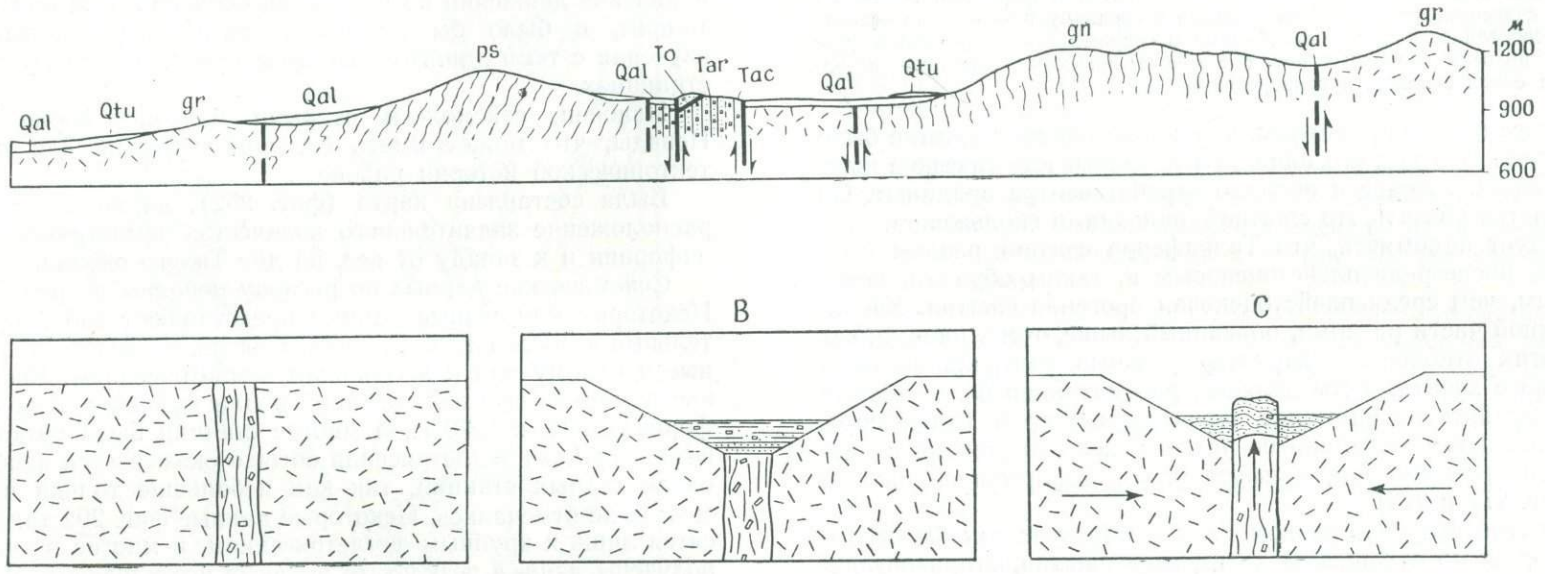
Соотношение с разломом Сан-Андреас

Южная часть разлома Сан-Андреас, которая заходит в провинцию Бассейнов и Хребтов, до сих пор не рассматривалась. Она протягивается от гор Техачапи на южной оконечности

Сьерра-Невады к югу, до Мексиканской границы (Нобл, *447*), и отмечена близ Палмдейла (см. на фиг. 291).

Нобл отмечает, что эта часть представляет собой сбросовую мозаику расщепленных блоков, длинные оси которых простираются параллельно простиранию главного разлома. Область разломов обычно описывается как рифтовая зона или ее считают почти вертикальной зоной разрыва, движение вдоль которой было главным образом горизонтальным. Комплекс особенностей рельефа указывает, что северо-восточная часть переместилась относительно юго-восточной очень недавно, а некоторые стратиграфические черты были использованы в качестве доказательства таких же перемещений, в сумме достигающих 40 *км* (Нолан, *451*). Но направление истинного смещения отчетливо не доказывается, и как Нобл (*447*), так и Симпсон (*544*) считают возможным движение в обратном направлении.

Наиболее древние подвижки, возраст которых удалось установить, наблюдались у Сан-Бернардино и Палмдейла (Уоллес, *629*) и имеют позднеплиоценовый или плейстоценовый возраст; с другой стороны, Нобл считает, что разлом мог образоваться еще в конце мезозоя.



Фиг. 291. Поперечный профиль и схемы происхождения сброса Сан-Андреас, севернее Лос-Анжелоса (по Уоллесу, **629**).

Диаграммы *A, B, C* демонстрируют теорию происхождения хребта в центре прогиба.

ps — метаморфические сланцы Пелона
To, old — древние аркозы (возраст неясен)
Tar — красные аркозовые конгломераты формации Анаверде
Tac — аркозовые конгломераты формации Анаверде
Qal — аллювий
Qtu — террасовые отложения
gr — гранит
gn — гнейсовый комплекс

A — сбросовая зона; *B* — долинная эрозия вдоль сбросовой зоны, затем накопление в долине третичных отложений; *C* — боковое давление, выталкивание вверх и поднятие центрального блока, сложенного третичными отложениями.

Детали суммированы Ноланом (*451*) следующим образом:

«Вдоль трещинной зоны гор Сан-Габриэль и Сан-Бернардино наблюдались как крутые взбросы, так и пологие надвиги, которые были описаны Ноблом, Симпсоном, Вудфордом и Гаррисом, а также Хиллом. Надвиги с пологими углами имеют более восточное простирание, чем сам обрыв, но изгибаются, сливаясь с рифтом, и область их распространения тесно связана с ним. Повидимому, эти надвиги несколько древнее, чем последнее

горизонтальное движение по разлому; однако поскольку они захватывают позднетретичные толщи, то должны быть примерно синхроничны наиболее поздним периодам тектонической деятельности».

Необычные соотношения вдоль разлома были описаны Уоллесом следующим образом (см. фиг. 291):

«Краевые зоны сложены главным образом древними кристаллическими породами. Прогиб подстилается длинной узкой полоской отложений, которые выходят на поверхность в его центральной части, образуя низкий хребет. Большая часть этих отложений относится к формации Анаверде, которая считается переходной от нижнего к среднему плиоцену на основании палеоботанических данных. Данные о современном соотношении этой длинной полоски осадочных пород с кристаллическими породами, развитыми на обоих склонах, противоречивы».

Уоллес объясняет это тем, что в зоне разлома сжатие было так велико, что под его влиянием началось пластическое истечение пород, которое и подняло «хребет центра впадины». Он не пытается увязать это сжатие с явлениями скольжения.

Следует напомнить, что Талиаферро считает разлом Сан-Андреас послесреднеплейстоценовым и, таким образом, более молодым, чем среднеплейстоценовая орогения сжатия. Характер южной части разлома, описанный выше, очень напоминает во многих отношениях характер разлома центральной части Берегового хребта, и мы должны, рассматривая более южный район, принять во внимание вероятность теории Талиаферро. Горизонтальные движения по разлому нелегко увязать с идущей одновременно под прямым углом деформацией сжатия (см. фиг. 271 и 272).

С другой стороны, разлом Гарлок образует как бы огромную прорезь по отношению к структуре сжатия, и горизонтальное движение по нему увязывается во времени и пространстве со складками и надвигами. Если образование разлома Сан-Андреас может быть исключено из среднетретичной орогении, то механически проблема будет сильно упрощена. Прежде чем продолжать обсуждение этой проблемы, необходимо рассмотреть сейсмические данные по южной Калифорнии.

СЕЙСМИЧНОСТЬ В КАЛИФОРНИИ

Распространение землетрясений

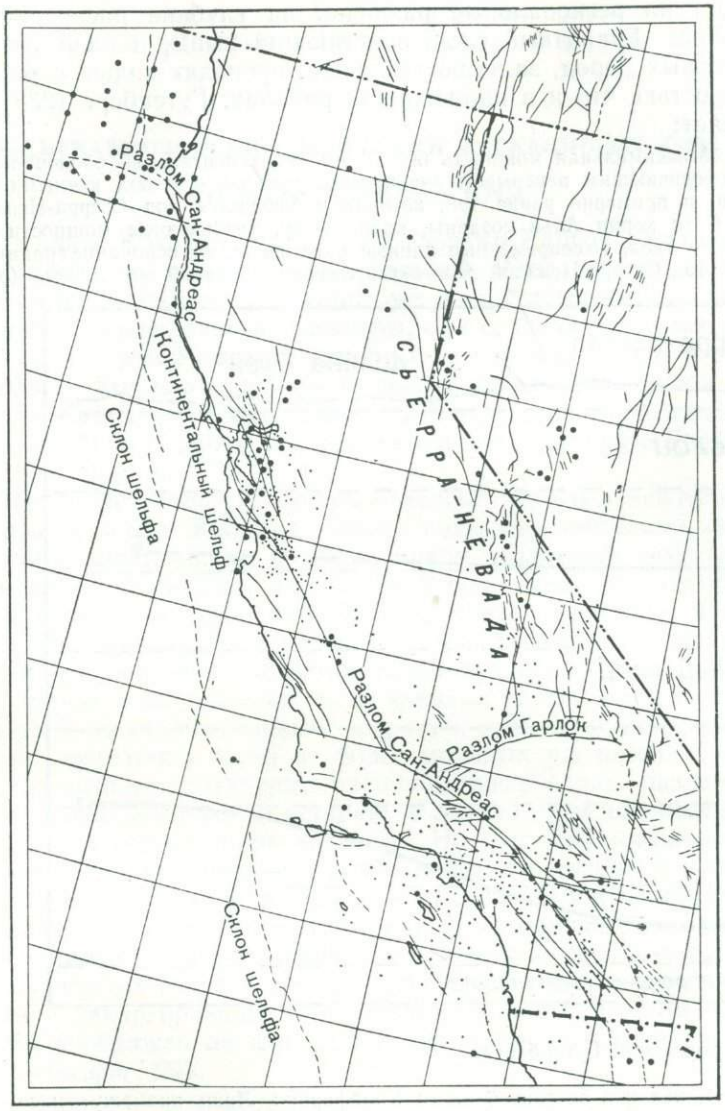
Калифорния является районом частых землетрясений, а потому здесь проводились интенсивные сейсмологические исследования. Были получены многочисленные данные, касающиеся земной коры в этой области; некоторые данные имеют большое тектоническое значение. Принято считать, что распространение землетрясений должно указывать на положение современных активных разломов и что изучение этого фактора позволяет отделить молодые разломы типа Сан-Андреас и связанные с ним второстепенные структуры от более древних надвигов, вызванных позднеплиоценовой и среднеплейстоценовой орогенией сжатия. Сейсмолог может также различить направление движений по разломам, особенно если они горизонтальны, и было бы интересно сравнить результаты этого изучения с теми данными, которые приведены на предыдущих страницах.

Наконец, сейсмологи открыли большие корни Сьерра-Невады, что может иметь большое значение для познания тектонической истории района.

Была составлена карта (фиг. 292), на которой нанесено расположение значительного количества землетрясений в Калифорнии и к западу от нее, на дне Тихого океана.

Сейсмические данные по региону неполны по ряду причин. Некоторые нанесенные данные представляют собой предварительные и последующие толчки. Неясно, относятся ли эти данные к одному или к нескольким землетрясениям. Кроме того, инструментальные наблюдения начали публиковаться в Калифорнии лишь с 1930 г., а многие станции были созданы еще позже. Густота землетрясений обычно оказывается наибольшей около старых станций, так как небольшие толчки в других местах не отмечались. Некоторые данные фиг. 292 также относятся лишь к крупным землетрясениям, и многие из них были получены лишь в результате полевых исследований. Ясно, что подлинное изучение распределения землетрясений различной интенсивности вряд ли еще возможно, и при составлении карты 292 такая попытка не предусматривалась. Задача увязки землетрясений с определенными разломами встречает, таким образом, затруднения в самом начале.

Установлено, что некоторые области сравнительно свободны от землетрясений, поэтому пятнистое расположение последних подтверждается, по крайней мере, частично. Прибрежная область между округом Гумбольт и заливом Сан-Франциско сравнительно свободна от эпицентров землетрясений, в то время как район к востоку от залива Монтерей был весьма активным (Бейерли и Вильсон, *101*). Относительное спокойствие районов, расположенных между Сан-Франциско и округом Гумбольт, наблюдаемое в настоящее время, противоречит описаниям



Фиг. 292. Землетрясения и сбросы Калифорнии и западной Невады.

Показаны главным образом сбросы, движения по которым, вероятно, происходили в позднем плиоцене и позже. Крупные точки — землетрясения силой более 5 баллов; мелкие точки — землетрясения менее 5 баллов.

сильных землетрясений, происходивших здесь прежде (землетрясение в Форт-Техон в 1857 г. и землетрясение в Сан-Франциско в 1908 году). Бейерли (*102*) предполагает, что в этом районе имеется весьма эффективное трение по разлому Сан-Андреас, предупреждающее многие мелкие землетрясения и как бы накапливающее силы для более значительных подвижек. Возможно, говорит он, что именно здесь имеется наиболее сильное давление, направленное перпендикулярно разлому.

Землетрясения, за некоторыми местными исключениями, не могут считаться приуроченными к линиям разломов. Многие из них были отмечены в таких местах, где полевыми работами не обнаружено никаких разломов.

Гутенберг (*228*) подытожил данные по южной Калифорнии и пришел к выводу, что наиболее сильные толчки имели место на определенных небольших участках недалеко от главных разломов. В каждой группе эпицентры расположены друг за другом субпараллельными ветвями, так же как и вдоль главного разлома.

Как видно из изложенного, сейсмические данные не могут, повидимому, быть использованы ни для отделения разломов системы Сан-Андреас от более древних надвигов орогении Береговых хребтов, ни для того, чтобы доказать обособленность системы Сан-Андреас как структурной единицы.

Направление движения по разломам

Несколько лет тому назад стало известно, что первый импульс, вызванный прямыми продольными волнами землетрясения, производит около разлома уплотнение частиц в двух диагонально противоположных квадрантах земной коры и разрежение с увеличением объема в двух других квадрантах. Гутенберг изучил лучшие сейсмограммы первых импульсов для южной Калифорнии и установил постоянство их положения; он доказал, что блоки земной коры движутся так, как это показано на фиг. 272. Это совпадает с результатом интерпретации большинства геологических наблюдений.

Горизонтальные срезающие стрессы земной коры в Калифорнии, как это ясно показывают стрелки, должны существовать (см. фиг. 272) и непрерывно создавать напряжения в пределах всего региона. Когда бывает достигнут предел прочности наиболее слабой зоны, происходит землетрясение.

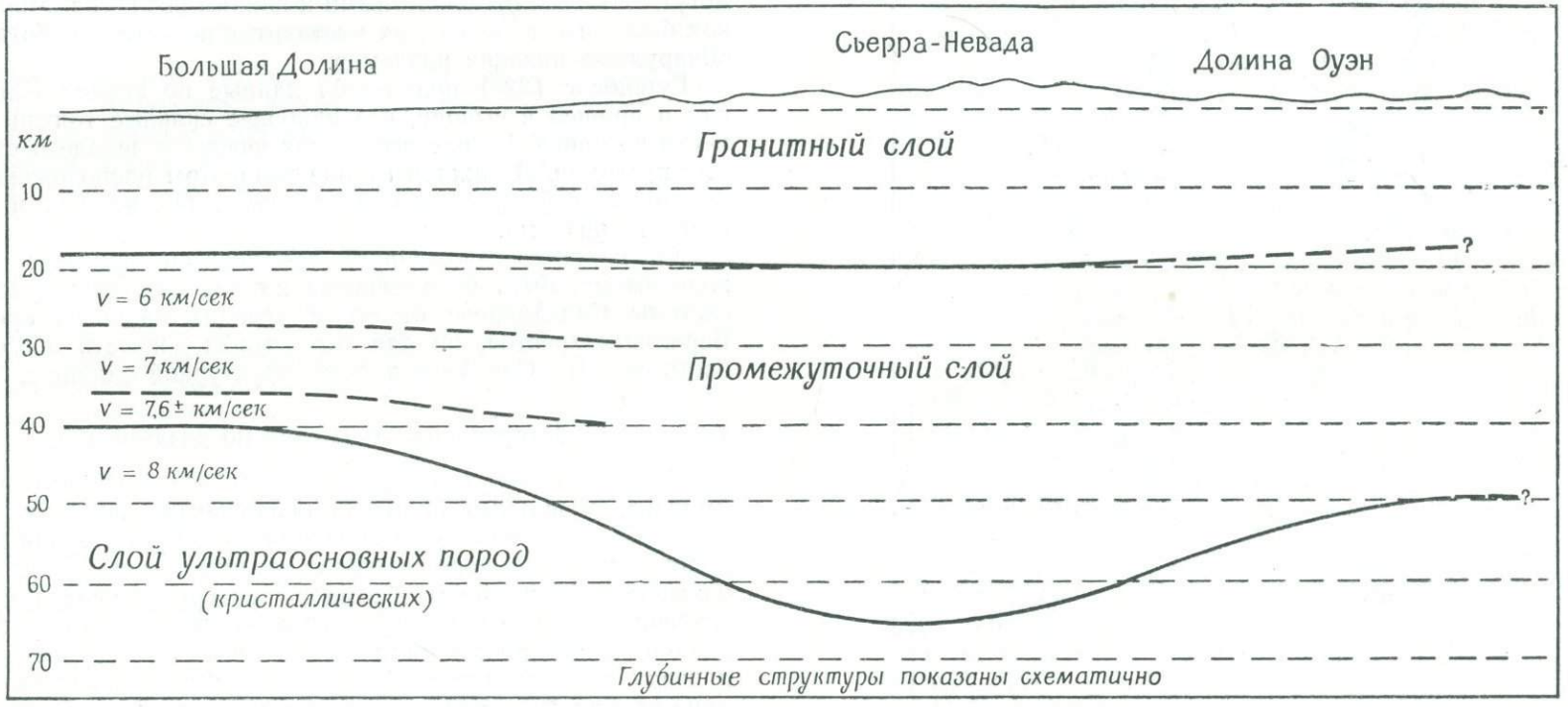
В продолжение исторически известного времени было лишь несколько сильных толчков, а в среднем в день происходит один толчок, достаточно сильный, чтобы его можно было ощутить близ эпицентра.

Корни Сьерра-Невады

После изучения сейсмограмм землетрясений в Найлсе и Паркфилде Бейерли и Вильсон (*99*) впервые указали на возможное существование барьера под горами Сьерра-Невада. Позже Гутенберг описал эту структуру более подробно, охарактеризовав ее как большие корни глубиной более 60 *км*. Он изобразил ее так, как показано на фиг. 293. Гутенберг считает, что корни развиваются в «промежуточных слоях», которые проводят волны со скоростями, указывающими на региональные различия на глубине расположения корней. Гранитный слой, залегающий выше, и слой ультраосновных пород, залегающих ниже, проводят волны с той же скоростью, что и в прилежащих районах. Гутенберг (*228*) отмечает:

«Максимальная мощность 60—70 *км* «континентальной оболочки» над мохоровичикским перерывом значительно меньше, чем под южными Альпами, и примерно равна той, которая наблюдается под Сьерра-Невадой.

Если корни Альп созданы, повидимому, увеличением мощности гранитного слоя, то современные данные указывают, что основание гранитного слоя под Сьерра-Невадой залегает примерно на такой же глубине (около 20 *км*), как и в остальной части Калифорнии. Лишь промежуточные слои имеют под Сьеррой большую мощность. Что касается других континентальных областей, то мохоровичикский перерыв находится в среднем на глубине около 50 *км* под областью гор средней высоты и на расстоянии около 40 *км* от берега океана. Исключительно малая величина — 30 *км* — была обнаружена в Новой Зеландии».



Фиг. 293. Корни Сьерра-Невады, в интерпретации Гутенберга.

Под Атлантическим и Тихим океанами гранитные слои практически отсутствуют (Дж. Т. Вильсон, устное сообщение).

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ДЕПРЕССИИ В СКАЛИСТЫХ ГОРАХ

Высокогорное плато Юты

От плато Коконино, к югу от Большого Каньона Колорадо в Аризоне, на север, до центральной Юты, протягивается система внушительных сбросовых уступов, с которыми местами связаны моноклинальные флексуры; они создали вдоль восточного края плато Колорадо группу более мелких плато и разделяющих эти плато долин. К северу от границы штата их комплекс называется высоким плато Юты и давно описан Даттоном (*163*). В северной Аризоне он известен как плато Кайбаб, Канаб и Шайвиц [1].

Обычно разломы и флексуры отделяют хребты и межгорные долины от плато Колорадо, сложенного горизонтально залегающими пластами, но далее к западу разломами захвачены слои, смятые в складки ларамийской орогенией. Это в особенности характерно для плато Вэсеч в центральной Юте и для зоны, протягивающейся вдоль разлома Харрикейн в южной Юте и северной Аризоне, которые были описаны выше.

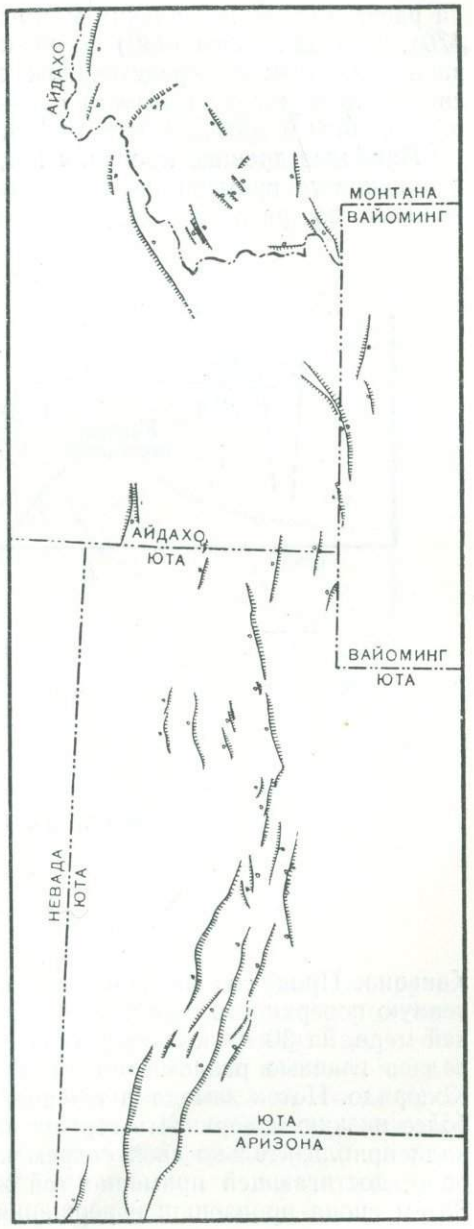
В самом деле, большая часть крупных моноклиналей плато Колорадо имеет ларамийский возраст и прежде их не отграничивали достаточно четко от более молодых разломов. Кроме того, некоторые структуры, расположенные вдоль разломов, имеют продолжительную историю, а детали строения молодых разломов известны лишь частично. На фиг. 294 изображены наиболее крупные разломы, которые были отнесены к послеларамийскому времени. Кроме того, существует множество мелких разломов, не показанных на карте; возможно, существуют и некоторые большие разломы, не изображенные на карте либо потому, что их возраст неясен, либо вследствие того, что они не были закартированы как послеларамийские. Разлом Харрикейн изображен на фиг. 295 и 196, разломы Севьер и Тушар — на фиг. 295.

[1] Эти плато описаны в работе Райса (Raisz) «Landforms map of the United States»; краткое физико-географическое описание дается в работе Феннемана (Fenneman) «Physiography of the Western United States» и в труде Даттона (Dutton) «The tertiary history of the Grand Canyon District, 1882».

Широкое поле вулканических пород занимает центральную часть высокогорного плато и соединяется на западе с другими вулканическими областями Большого Бассейна. Вулканические породы большей частью представлены грубыми пирокластическими разностями среднего состава; по возрасту они предшествуют образованию разломов.

Было высказано предположение, что эти породы были выброшены перед самым образованием разломов и что последние явились результатом их извержения; но распространение вулканических пород и разломов не совпадает, так что эта предполагаемая причинная связь не особенно вероятна.

Разломы местами разрезают поверхность с сильно рассеченным рельефом, перемещая ее

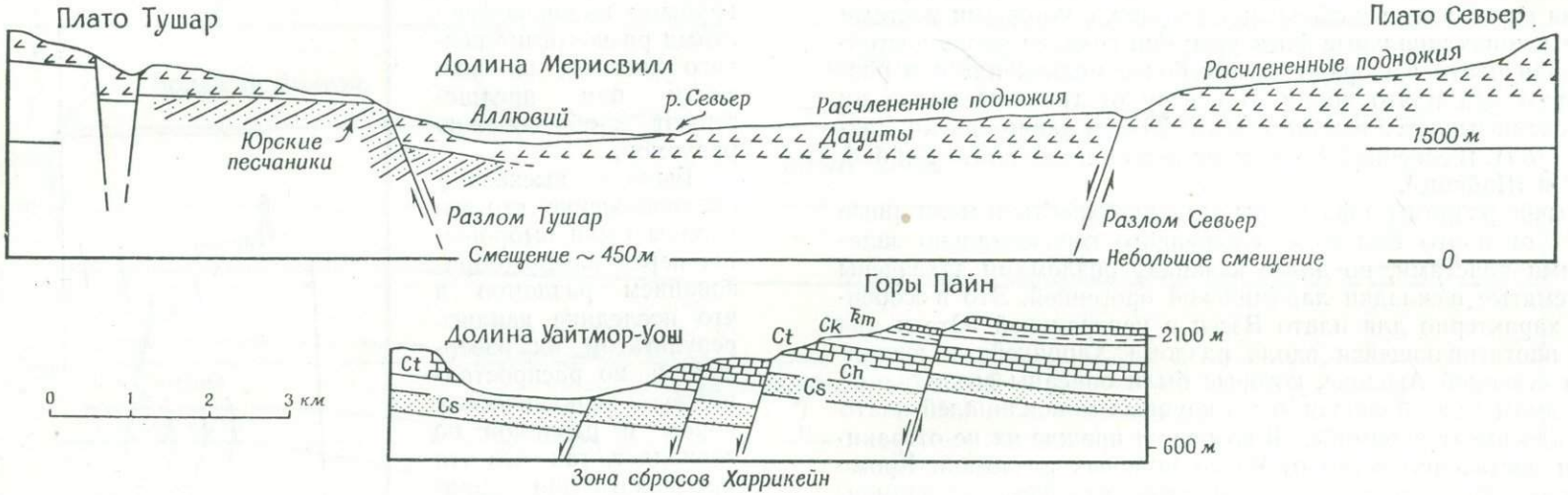


Фиг. 294. Разломы зоны «Больших рвов» северной Аризоны, Юты, Вайоминга, Айдахо и юго-западной Монтаны.

Штрихи направлены в сторону опущенного крыла; показаны только сбросы, позднекайнозойский возраст которых доказан безусловно.

на расстояние от нескольких метров до 1,5 *км* (Ирдли и Бетнер, *170*). Работы Коонса (*330*) по разломам Харрикейн и Торовип, расположенным непосредственно к северу от Большого Каньона, свидетельствуют о сложности проявлений вулканизма, сбросообразования и эрозии в этом районе.

Наиболее древние излияния позднемиоценового или раннеплиоценового времени предшествовали наиболее ранним движениям по разлому Харрикейн и образованию Большого Каньона. Продукты их излились на обширную полого наклоненную поверхность горного подножья, протягиваясь, по крайней мере, на 30 *км* к северу от реки Колорадо. Затем образовались главные разломы со смещением более 600 *м* у реки Колорадо. Поток замедлил течение, эрозия образовала новую, более низкую поверхность горных подножий, и местность приняла приблизительно свой современный облик, с рекой Колорадо, достигающей примерно той же глубины, что и сейчас. Затем снова произошли извержения; они носили местный характер и у разлома Торовип заполнили внутреннее ущелье до высоты 200, а может быть, и 400 *м*. Лавы были полностью размыты, прежде чем более поздние их потоки снова запрудили долину. Все они также были почти полностью последовательно эродированы. Повторные движения вдоль разлома Торовип происходили в послеайовско-висконсинское время, а совсем недавно возобновившаяся вулканическая деятельность образовала один лишь маленький конус и поток лавы.



Ф и г. 295. Верхняя схема: сбросы Севьер и Тушар высокого плато Юта (по Ирдли и Бетнеру).

Нижняя схема: сброс Харрикейн в северной Аризоне.

Tm — формация Моенкопи
Ck — известняки Кайбаб
Ct — формация Торовип
Ch — глинистые сланцы Эрмит
Cs — песчаники Супай

Хребет Вэсеч

Позднекайнозойское образование крутых разломов вдоль западного фронта хребта Вэсеч, а также разломы, расположенные непосредственно к западу от него, были уже описаны как часть провинции Бассейнов и Хребтов. Зона больших депрессий включает эти разломы и тем самым входит в состав провинции Бассейнов и Хребтов. Разломы хребтов Седар, Стенсбюри и Оквепр, расположенных непосредственно к западу от

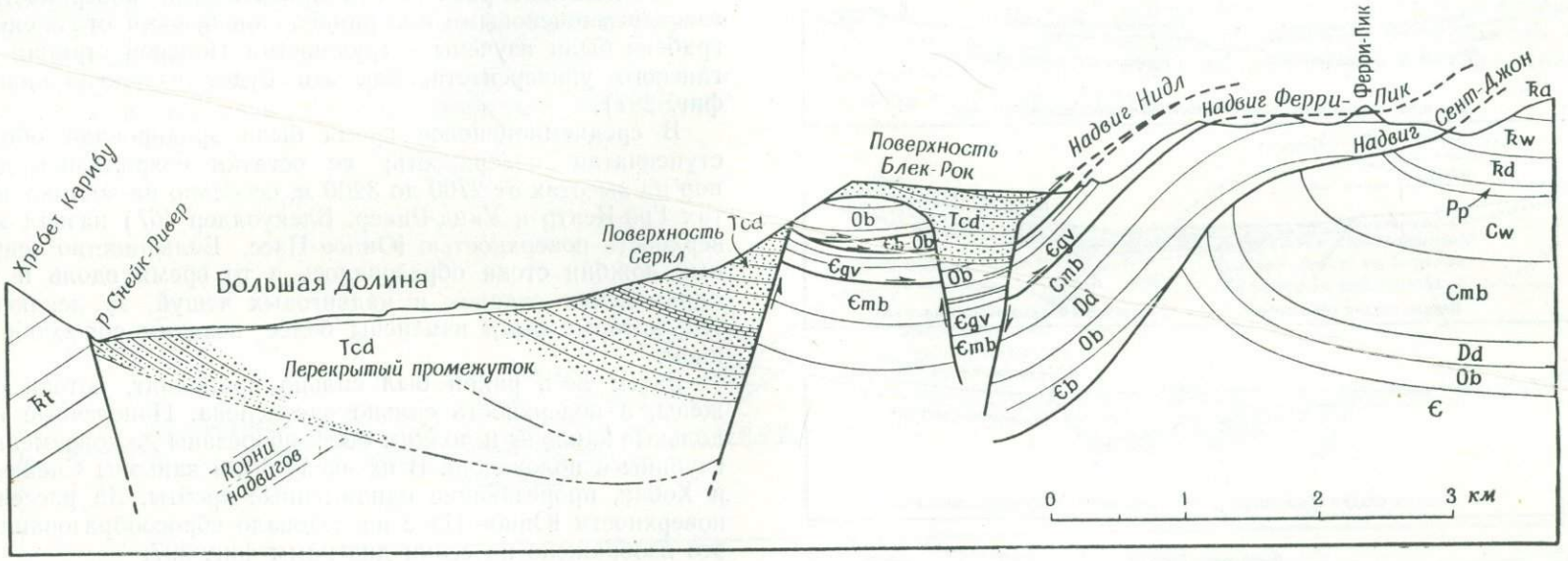
хребта Вэсеч, несколько обособлены от других разломов Большого Бассейна на западе и принадлежат, повидимому, также к зоне депрессий (см. фиг. 281 и 294).

Крутые позднекайнозойские разломы района Вэсеч не связаны линейной зависимостью с докембрийскими или ларамийскими системами структур. Древние структуры оказывали на направление молодых разломов лишь чисто местное влияние.

ных блока: Вэсеч, Окверр, Стенсбюри и Седар; угол наклона здесь 2—4° к востоку.

Западный Вайоминг и юго-восточный Айдахо

Для центральной части Скалистых гор западного Вайоминга и юго-восточного Айдахо характерны ларамийские складки и разломы, уже описанные ранее.



Фиг. 296. Позднетретичные сбросы около Элпина, Айдахо и Вайоминга и их соотношение с ларамийской структурой.

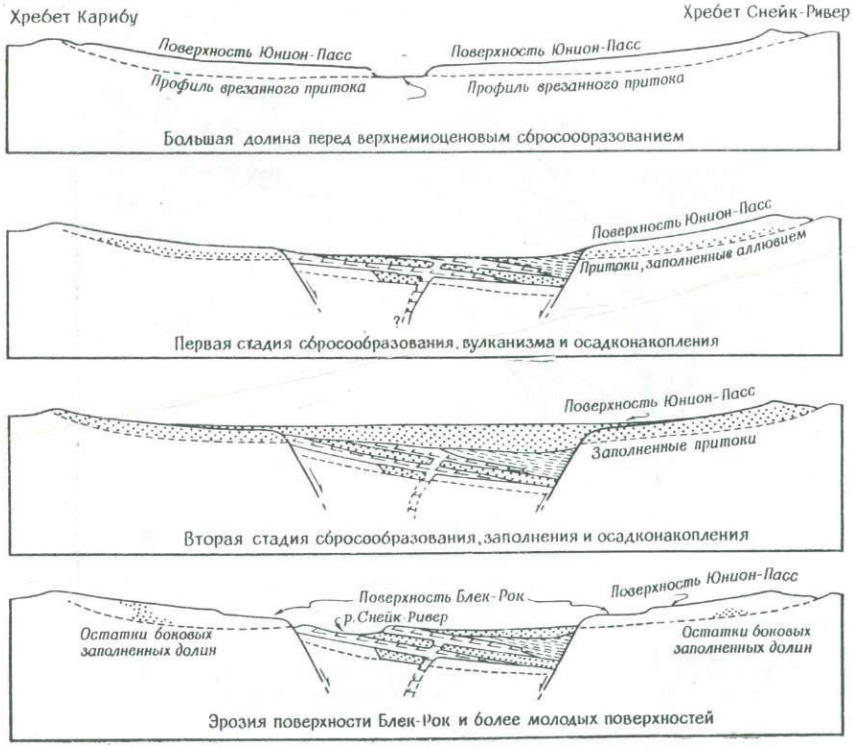
Cgv — формация Гро-Вентр
Cb — известняки Бойсен
Ob — доломиты Бигхорн
Dd — формация Дерби
Cmb — известняки Медиссон и Бразер
Cw — формация Уэллс
Pp — формация Фосфория
Rd — формация Динвуди
Rw — формация Вудсайд
Rt — формация Тайнс
Tcd — конгломерат Кемп-Девис (верхний миоцен или нижний плиоцен)

Точно так же ни нагорье северной Юты, ни интрузии поднятия Коттонвуд, ни позднедокембрийские бассейны не оказали сколько-нибудь заметного влияния на направление или наклон разломов. Мощные толщи пенсильванских пород могли оказать некоторое влияние, так как разломы в области пенсильванского бассейна имеют кулисообразное расположение. За пределами области развития мощных пенсильванских осадков такой характер структур вдоль разлома Вэсеч не наблюдается. Ширина наклоненных сбросовых блоков от 7 до 40 *км*, причем довольно однообразную ширину порядка 30—40 *км* имеют четыре глав-

Но на ларамийскую структуру наложено несколько крутых разломов меридионального простирания, которые определили очертания главных межгорных долин и их глубину. Ввиду того, что в северной Юте, юго-восточном Айдахо и юго-западном Вайоминге более молодые структуры параллельны более древним, их не удавалось четко выделить. Но на северной оконечности этой зоны ларамийские структуры, примыкая к хребтам Снейк-Ривер, Хобак и Тетон, отклоняются к северо-западу, и более поздние крутые разломы секут их под острыми (до прямых) углами.

Заполнение бассейнов осадками также является результатом образования разломов и помогает отличить молодые бассейны от более древних.

Прямой сбросовый уступ молодого облика протягивается вдоль восточного берега озера Бер-Лейк в северной Юте и юго-восточном Айдахо. Он послужил причиной образования депрес-



Фиг. 297. Схема позднекайнозойской эволюции рва Большой Долины в Вайоминге и Айдахо.

сии озера Бер-Лейк (Мансфилд, *391*). Соотношение тех отложений, которые Мансфилд называет «формацией Солт-Лейк», с образованием разломов неясно. Действительно, «формация Солт-Лейк» на новой геологической карте Айдахо (1947 г.) объединяет, повидимому, несколько разновозрастных третичных толщ и должна быть детально изучена на месте, прежде чем можно будет установить ее связь с каким-либо бассейном.

Долина Стар в западном Вайоминге и ее северное продолжение в Большой Долине и долина Сван между хребтами Карибу и Снейк-Ривер ограничены с одной, а местами с обеих сторон разломами позднемиоценового и раннеплиоценового возраста.

Соотношения разломов с эрозионными поверхностями и с позднемиоценовыми или раннеплиоценовыми отложениями в грабене были изучены сотрудниками Полевой станции Мичиганского университета, как это будет изложено ниже (см. фиг. 297).

В среднемиоценовое время была эродирована обширная ступенчатая поверхность; ее остатки сохранились до сих пор на высотах от 2700 до 3200 *м*, особенно на востоке, в хребтах Гро-Вентр и Уинд-Ривер. Блекуолдер (*67*) назвал эту поверхность поверхностью Юнион-Пасс. Большинство современных ложбин стока образовалось в то время вдоль и вкрест ларамийских складок и надвиговых чешуй, за исключением тех, которые были изменены более поздним сбрососообразованием.

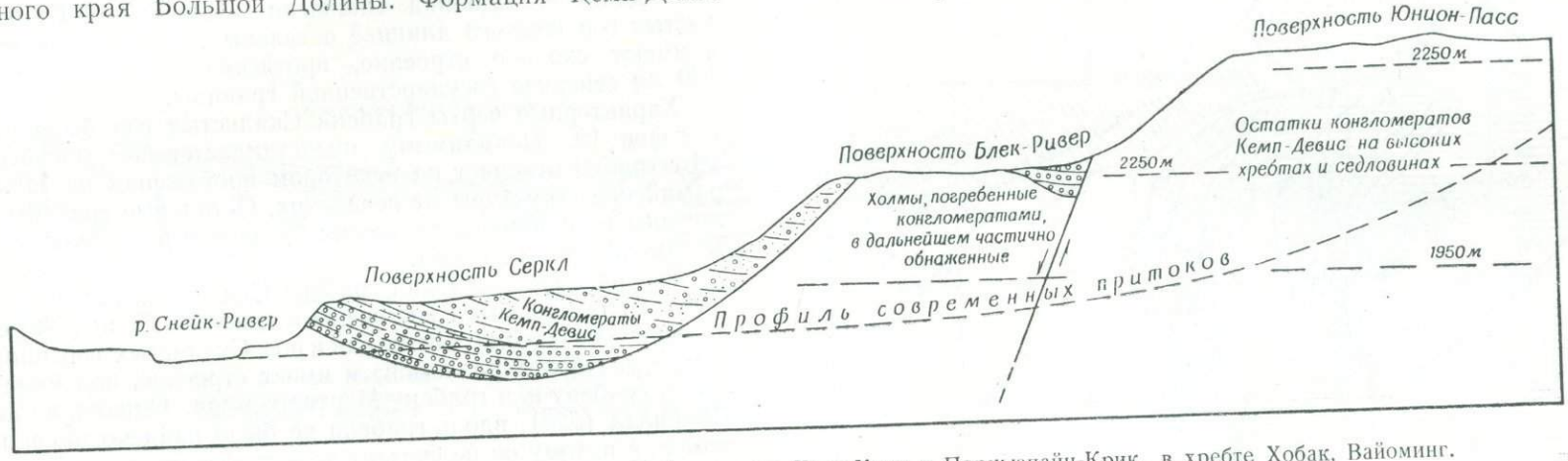
Затем весь район был сильно приподнят, потоки омоложены, а поверхность сильно расчленена. Поперечные и продольные каньоны и долины были прорезаны до современной их глубины и положения. В их числе были каньоны Снейк-Ривер и Хобак, прорезающие одноименные хребты. За рассечением поверхности Юнион-Пасс последовало сбрососообразование, как это изображено на серии диаграмм фиг. 297.

В Большой Долине, к западу от хребта Снейк-Ривер, сбрососообразование и последующее осадконакопление происходило двумя стадиями, и между обеими половинами толщи, выполняющей долину, образовалось несогласие. Осадки не только заполнили грабен, но и накопились на досбросовой поверхности выше сбросового уступа, и каньоны, впадающие в грабен, которые перед этим были врезаны в поверхность Юнион-Пасс, заполнялись осадками. В верховьях каньонов грубообломочный материал накапливался на высоте 2700 *м*. Осадконакопление в долинах сопровождалось вулканической деятельностью, и в состав отложений вошло большое количество туфогенного материала; несколько мощных силлов прослаивается осадочными толщами. Затем последовал еще один эрозионный цикл, образовавший поверхность Блек-Рок на высоте около 2500 *м*. Это было также подножье, которое граничило с долиной-грабеном,

срезавшим наискось как наносы бассейна, так и коренные породы.

Реки были снова омоложены, возможно даже неоднократно, и были прорезаны современные долины примерно на 300 *м* ниже поверхности Блек-Рок. Древние сбросовые уступы, которые были погребены под осадками бассейна, оказались частично, но весьма заметно обнаженными под поверхностью Блек-Рок. Тот из них, который проходит вдоль западного края Большой Долины, имеет все физико-географические особенности молодого сбросового уступа, являясь, однако, уступом вдоль старой линии.

Разлом Хобак в одноименном хребте очень похож на разлом восточного края Большой Долины. Формация Кемп-Девис



Фиг. 298. Разрез через депрессию сброса Хобак, между Хорс-Крик и Поркьюпайн-Крик, в хребте Хобак, Вайоминг.

верхнемиоценового или нижнеплиоценового возраста накапливалась на опущенном блоке рядом со сбросовым обрывом и была позже частично размыта и снесена (см. фиг. 196 и 298).

Долина Джексон-Хол, расположенная между хребтами Тетон и Гро-Вентр, является результатом проседания по разлому Тетон (Хорберг, *260*), и история долины подобна истории депрессии разлома Хобак. Считают, что поверхность Юнион-Пасс была разбита и повернута таким образом, что на ней накапливались долинные отложения на стороне хребта Гро-Вентр, затем она была приподнята и наклонена к западу в сторону Тетона. Отложения бассейнов, представленные главным образом конгломератами, туфами и лавами, возможно, подверглись складкообразованию после своего отложения, но этот момент истории не вполне ясен (см. 203, *1*).

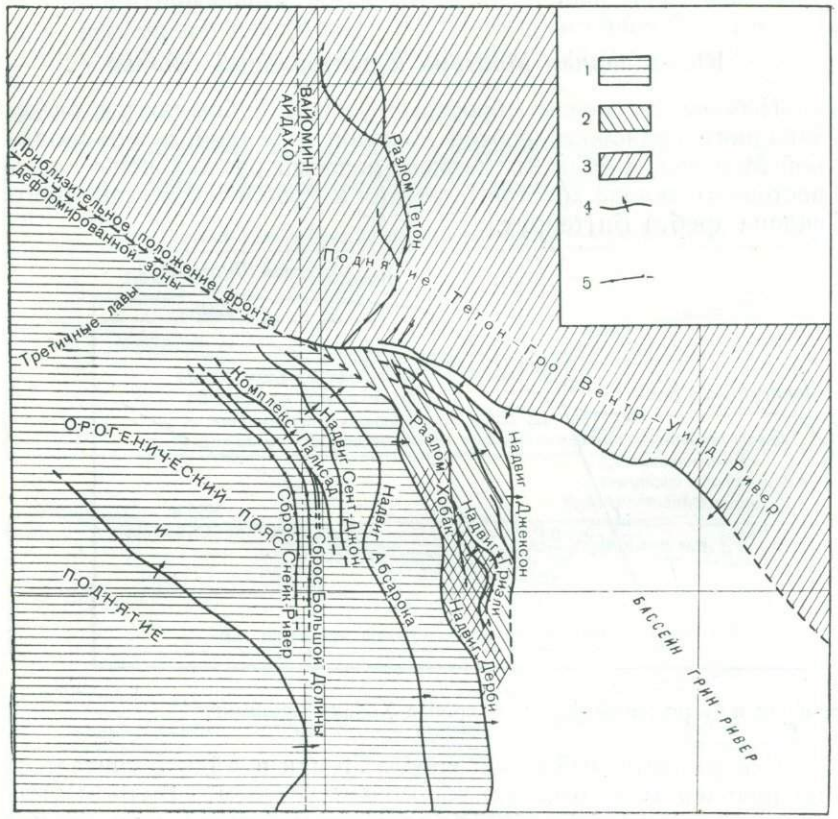
Характер соотношения разломов Большой Долины, Хобак и Тетон с ларамийскими структурами, которые они секут, изображен на фиг. 299.

Юго-западная Монтана и центральный Айдахо

Небольшие свежие сбросовые уступы наблюдаются вдоль западного подножья хребтов Медисон и Тендой, в юго-западной Монтане, а обрывы главного разлома расположены вдоль восточного склона хребтов Блектайл и Руби и северо-западного склона хребта Биттеррут.

Северо-восточный склон хребта Лемхи в Айдахо считается, по крайней мере отчасти, сбросовым уступом. Быть может, существуют и другие сбросы, но автор наблюдал лишь те, которые здесь упомянуты. Они еще не изучены детально, но склон этих хребтов удивительно сходен с классическим уступом Вэсеч в штате Юта. Осадки бассейнов широко распространены в обширных межгорных долинах, они частично были отложены до образования разломов, а затем смещены, отчасти же являются их прямым следствием. Во время эрозионного цикла, который следовал за сбрасообразованием, осадки бассейнов частично были удалены с поверхности коренных пород, которые они местами перекрывали или с которыми граничили по линии

сброса; образовались уступы сбросовых линий, как это изображено на фиг. 297. Осадки бассейна, в которых была найдена фауна, представлены верхним эоценом, средним олигоценом,



Фиг. 299. Соотношение позднетретичных сбросов с элементами ларамийской структуры в северо-западном Вайоминге и восточном Айдахо.

Ларамийская орогения: 1 — палеоценовая фаза; 2 и 3 — эоценовая фаза, первая и вторая стадии; 4 — линия надвига. Среднетретичные нарушения: 5 — крутые сбросы.

нижним миоценом, самыми верхними горизонтами миоцена или нижним плиоценом; они содержат большое количество вулканического пепла, а местами — даже силлы и потоки лавы (см. фиг. 300).

Северо-западная Монтана, Британская Колумбия и Юкон

К северу от Мисулы, в Монтане, хребты, сложенные главным образом белтскими слоями, смятыми в складки и разбитыми надвигами, и межгорные долины образуют довольно правильную систему северо-северо-западного простирания. В частности, большие долины продолжаются в пределах Британской Колумбии вместе с грабеном Скалистых гор, протягивающимся к югу до Калиспелла, а возможно, до Мисулы.

К западу от грабена Скалистых гор расположен хребет Парселл; к западу от этого последнего — долина Селкирк, а еще западнее — долина Оканаган—Лейк-Велли. Грабен Скалистых гор немного длиннее остальных; другие грабены, хотя и имеют сходное строение, протягиваются не более чем на 160 *км* севернее государственной границы.

Характерные черты грабена Скалистых гор были описаны в главе 19. Повидимому, представляется несомненным, что этот грабен отделяет на некотором протяжении на западе ларамийские структуры от невадских. Остальные грабены расположены в провинции невадских батолитов и связанных с ними метаморфических пород.

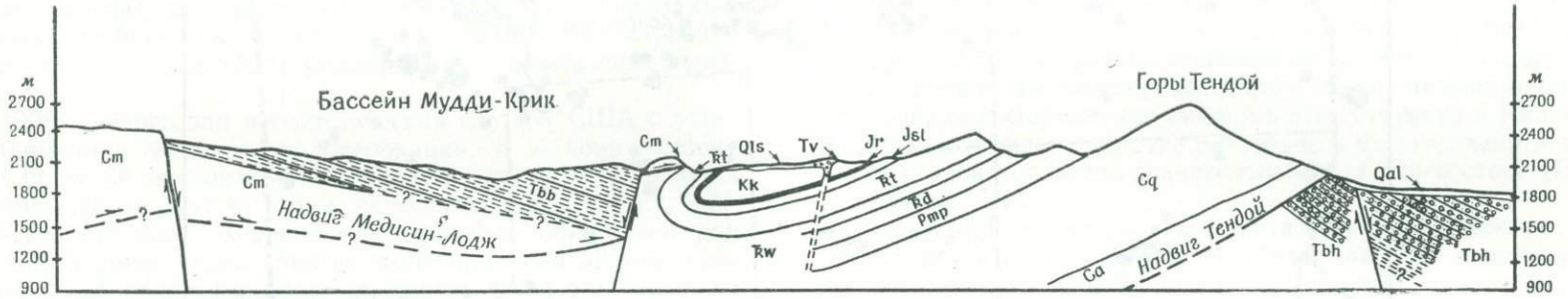
Теории происхождения грабена Скалистых гор, предложенные до сих пор, были изложены в главе 19. Дели (*140*) считал, что грабен Парселл, так же как и ров Скалистых гор, приурочен к зоне «глубоких разломов» и имеет строение, подобное Рейнскому грабену или грабену Мертвого моря. Однако, по данным Шофилда (*520*), вдоль грабена не было найдено никаких разломов, а потому он не считает этот грабен связанным со структурными особенностями. На его карте мало заметна связь между грабеном и такими невадскими структурными особенностями, как расположение изверженных пород или простирание белтских отложений.

Что касается грабена Оканоган, то Шофилд в более поздней работе считает, что во время невадской орогении образовалась древняя эрозионная поверхность; при ларамийской орогении, происходившей западнее, поверхность Оканоган была поднята, речная сеть омоложена, и в раннемиоценовое время образовался грабен. Автор не объясняет, почему долина так широка имеет такие крутые склоны и большую длину. Речная сеть, по Шофилду, оказалась наложенной на невадские структуры области Парселл, использовав древнюю меловую сеть, а потому долина и приняла прямое направление предкового потока. Спор-

ные вопросы не получили достаточного разрешения в интерпретации Шофилда, и, кроме того, установленная им хронология событий так плохо увязывается с хронологией, принятой для районов, расположенных южнее, что с его теорией вряд ли можно согласиться.

бенов; некоторые разломы имеют сложное строение. Эти разломы мало исследованы.

В заключение следует сказать, что большие грабены Канады являются прекрасным объектом для дальнейших исследований.



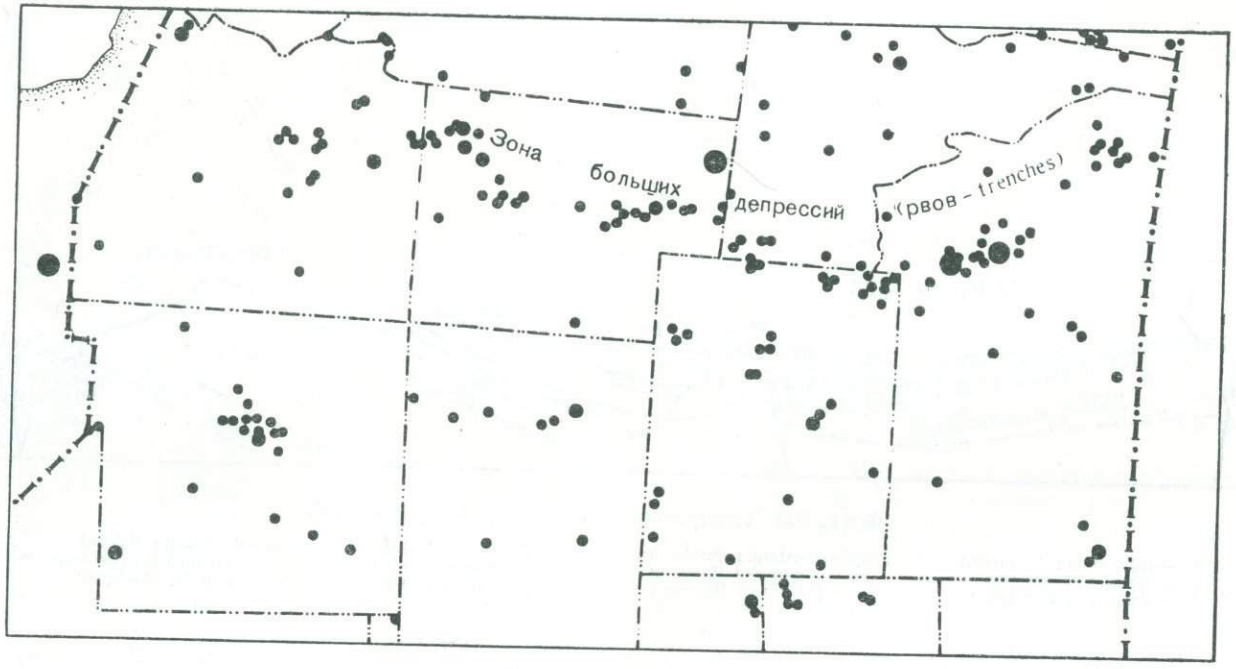
Фиг. 300. Поперечное сечение через горы Тендой.

Cm — известняки Мединсон
Ca — формация Амсден
Cq — кварциты Квадрант
Pmp — формация Фосфория
Kd — формация Динвуди
Kw — формация Вудсайд
Kt — формация Тейпс
Jsl — формация Саутус
Jr — формация Ридрон
Kk — формация Кутней
Tbb — четвертичные отложения
Qls — слои Мудди-Крик

Очень убедительным доказательством связи грабенов Айдахо, Вайоминга и юго-западной Монтаны с крутыми разломами является нахождение в них третичных отложений. В долине Оканоган обнаружены массивные конгломераты, песчаники и глинистые сланцы с потоками базальтов (Шофилд), отнесенные к позднему эоцену. Во рве Скалистых гор, недалеко от Кренбрука, встречаются миоценовые илы и глины (Армстронг, *17*), а в долине Флатхед Дели обнаружил верхнеэоценовые отложения. Сотрудник Канадской геологической службы Армстронг сообщил автору о нахождении разломов вдоль гра-

Сейсмичность зоны грабенов

После того, как были написаны последние страницы о зоне больших депрессий (рвов), протягивающихся от Аризоны до Юкона, наше внимание привлекли карты землетрясений, составленные Вулардом (фиг. 301). Поразительно, что главные толчки концентрируются в зоне рвов. Это совпадение не только говорит в пользу существования здесь зоны разломов, но и указывает на то, что некоторые разломы живут в настоящее время.



Фиг. 301. Схема расположения эпицентров землетрясений в области Скалистых гор, иллюстрирующая совпадение зоны концентрации сейсмической активности и зоны грабенов.

31

ПОДВОДНАЯ СИСТЕМА ТИХОГО ОКЕАНА

ОТКРЫТИЕ СИЛЬНО РАССЕЧЕННОГО ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА

До 1925 г. считали, что дно океана повсеместно представляет собой однообразную равнину. Были известны континентальные шельфы, поднимающиеся над средним уровнем дна, и большие глубины ниже отметок дна шельфа, но строение этих элементов подводного рельефа было совершенно неизвестно.

В 1925 г. Береговая и геодезическая служба США с успехом применила технику эхолотирования, и к концу сезона 1940 г. более 58 звуковых линий, расположенных в среднем на расстоянии 25 *км* друг от друга, пересекли залив Аляску; вместо бесструктурного океанического дна был обнаружен ряд настоящих горных цепей. Метод эхолотирования широко применялся у побережья Калифорнии, причем была опубликована серия детальных топографических карт этой области, на которых показаны бассейны, банки, хребты и обрывы, по размеру близкие к соответствующим элементам рельефа прилежащих участков суши. Результаты всех современных подводных наблюдений океанического дна приведены в новой тектонической карте Соединенных Штатов. Для того чтобы разобраться в наиболее крупных чертах строения океанического дна вдоль западного побережья Северной Америки, приведена фиг. 302.

ВИДИМЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПОДВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Бассейны, банки и хребты на дне у побережья Калифорнии

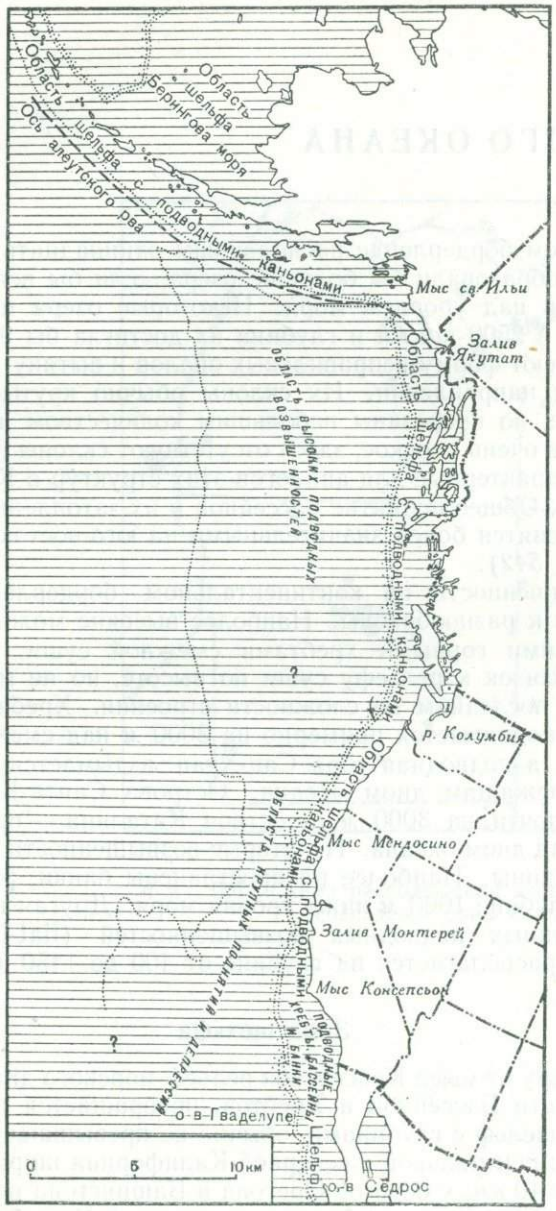
Подводный рельеф в полосе шириной 250 *км* вдоль берега южной Калифорнии образован бассейнами, банками и хребтами, которые могут быть сравнены с рельефом прилежащей суши. Шипард (Шипард и Эмери, *542*) называет их континентальным бордерлендом. Большой уступ на внешней окраине бордерленда по крутизне и высоте идентичен сбросовому уступу восточного склона Сьерра-Невады.

На этом бордерленде расположены одиннадцать бассейнов, которые образовали бы большие озера, если бы вся местность поднялась над уровнем моря. Некоторые озера покрыли бы площадь в 2500 *кв. км* и глубина их достигла бы 960 *м*. Бассейны имеют форму неправильных овалов и вытянуты в северо-западном направлении. Их склоны обычно крутые, длинные и прямые, но прорезаны небольшим количеством долин. Дно бассейнов очень плоское, здесь отсутствуют склоны горных подножий, характерные для аналогов этих структур в Калифорнии и Неваде. Общее поднятие бассейнов и их затопленные основания становятся более значительными на юго-востоке (Шипард и Эмери, *542*).

Возвышенности на континентальном бордерленде многочисленны и разнообразны. Наиболее высокие можно сравнить с короткими горными хребтами смежной суши. Подводный рельеф близок к рельефу суши по высоте, но не может сравниться с последним по сложности строения. Хребет Сан-Бернардино поднимается примерно на 3000 *м* над смежными бассейнами, а подводная гора Сан-Хуан вздымается на 3300 *м* над прилежащим дном океана. Острова Санта-Крус поднимаются почти на 3000 *м*, а остров Каталина — примерно на 2000 *м* над дном океана. Некоторые возвышенности имеют плоские вершины. Наиболее распространены банки, расположенные на глубине 1000 *м* ниже уровня моря. Другая группа плосковершинных подводных возвышенностей (flat-topped seamounts) располагается на глубине от 400 до 1450 *м*.

Зона шельфа

К северу от мыса Консепсьон рельеф морского дна, типичный для области Бассейнов и Хребтов, превращается в континентальный шельф с глубинами, обычно не превышающими 170 *м*. У берегов центральной и северной Калифорнии ширина шельфа достигает 40 *км*; у берегов Орегона и Вашингтона величина эта несколько уменьшается. Бордерленд южной Калифорнии после



погружения к югу вновь поднимается и примыкает к шельфу залива Себастьян-Вискайно центральной части Калифорнийского полуострова; ширина шельфа на этом участке — 130 *км*. От острова Седрос к югу протягивается отчетливо выраженный шельф; прямой уступ шельфа выдерживается повсеместно вплоть до южной оконечности Калифорнийского полуострова (см. фиг. 274). Зона шельфа продолжается довольно последовательно вдоль побережья Британской Колумбии и юго-восточной Аляски, вплоть до залива Якутат, где она поворачивает к юго-западу, проходя вдоль Алеутских островов и юго-восточной Аляски. Шельф представляет собой погруженную поверхность с большими ледниковыми долинами (см. фиг. 151); глубина его обычно не достигала здесь 170 *м*.

Край шельфа

От залива Якутат в Аляске до Калифорнийского полуострова зона шельфа и бордерленды с рельефом области Бассейнов и Хребтов ограничены со стороны океана склоном огромного размера. Уклон там, где он наиболее крут, достигает 100 *м* на каждые 2000 *м*. Местами склон настолько крут, что может быть сравним с уступом Сьерра-Невады, поэтому Шипард (Шипард и Эмери, *542*) считает его сбросовым уступом.

Порой он менее крут и происхождение его, повидимому, не связано с разломами. Местами, наконец, наблюдаются неправильности, которые могут быть объяснены кулисообразным положением разломов.

Одним из наиболее поразительных открытий, обязанных применению эхолотирования, было выявление каньонов, прорезающих шельф и его внешний склон. Некоторые каньоны являются подлинными ущельями. Для них характерен V-образный профиль. Вдоль побережья Калифорнии имеется шестьдесят шесть таких подводных каньонов, расположенных на расстоянии от 16 до 80 *км* и более друг от друга.

Верховья большей части крупных каньонов отдалены на 5—8 *км* от современной береговой линии, но иногда они начинаются на расстоянии километра от берега. Некоторые более мелкие каньоны расположены на расстоянии 50 *км* от берега. Продольные градиенты велики, их вполне можно сравнить с уклоном дна каньонов, которые прорезаны в сбросовых усту-

Фиг. 302. Главные подразделения дна океана у западного побережья Северной Америки.

пах. Градиенты, равные в среднем примерно 4°, возрастают близ верховий и уменьшаются в низовьях и в наиболее длинных каньонах. Дно каньонов опускается, как и у типичных горных каньонов, по крайней мере, до глубины 2000—3000 *м*, причем более пологий внешний склон местами позволяет предполагать существование неглубоких бассейнов.

Шипард считает, что некоторые небольшие подводные каньоны у побережья южной Калифорнии заканчиваются выпуклыми дельтоподобными устьями. Глубина каньонов различна. Длинный каньон Аргельо бассейна Санта-Барбара начинается четырьмя верховьями с глубинами 100 *м*. Эти неглубокие ущелья прорезают склон шельфа в местах, где он имеет глубину 1000 *м*. Каждый из отвержков достигает в длину около 25 *км*. Они сливаются в один каньон, который на протяжении еще 25 *км* имеет глубину порядка 660 *м*. На глубине около 1600 *м* V-образный поперечный профиль расширяется, хотя глубина самого каньона в этом месте превышает 330 *м*. Каньон поворачивает к югу и может быть прослежен до отметки 3900 *м* ниже уровня моря. Шипард указывает, что расширение каньона и его поворот к югу на глубине 1600 *м* свидетельствуют, возможно, о том, что его низовья имеют иное происхождение, чем верхняя часть.

С другой стороны, большой подводный каньон Монтерей начинается в заливе Монтерей отвержками глубиной 660 *м* в 1,5 *км* от верховьев. Главный каньон достигает 1000—1300 *м* глубины и прорезает край шельфа в виде узкой V-образной долины до глубины 3000 *м*, где он расширяется и становится более мелким. Здесь он поворачивает к югу и может быть хорошо прослежен далее, до отметки 3600 *м* ниже уровня моря.

Шипард считает, что глубина 2000 *м* является критической и что именно на этой глубине происходит изменение характера каньонов или их разделение. Судя по наблюдениям над множеством более маленьких каньонов, предположение это основательно; однако для только что описанного каньона Монтерей глубина 2000 *м* не имеет сколько-нибудь определенного значения. Поворот больших каньонов к югу, как считает Шипард, вызван их впадением в троги (прогибы) меридионального простирания.

На внешнем склоне континентального шельфа имеются длинные отрезки, не рассеченные подводными каньонами. Один из них расположен к северу от каньона Аргельо, между 34° и 35°40′ с. ш.; другой — между каньоном Ил, у побережья мыса Мендосино, и рекой Колумбия. Эти отрезки частично характеризуются пологими склонами, и Шипард отмечает, что каньоны на пологих подводных склонах встречаются реже, чем на крутых. Меррей (*441*) указывает, что континентальный шельф к северу от Алеутских островов

«приблизительно ограничен контуром в 100 фатомов (182 *м*). Максимальной ширины 200 *км* шельф достигает близ острова Кодьяк. К северо-востоку и юго-западу от него шельф сужается до нескольких километров и сливается с главными структурами суши. Береговая линия обычно неправильная и обрывистая, хотя местами здесь разбросаны отдельные участки с низким рельефом. Лишь две главные реки — Суситна, впадающая в залив Кука, и Купер, впадающая в Тихий океан, западнее мыса св. Ильи, — отлагают осадки на шельфе или в континентальных водах. Эти реки, берущие начало с ледников, хотя и невелики по сравнению с Юконом и другими всемирно известными реками, все же являются значительными переносчиками осадочного материала. Над поверхностью шельфа выступают многочисленные острова, большие и малые. Остров Миддлтон, юго-восточнее полуострова Кенай, высотой всего лишь 40 *м*, расположен близ края шельфа.

Остров Кодьяк, расположенный на одной линии с полуостровом Кенай, со своей изрезанной береговой линией и высотой 1500 *м* является самым обширным и высоким. К юго-западу от Кодьяка через шельф протягиваются три небольшие группы островов, расстояние между которыми равно примерно 35 *км*. Высота Шумагинской группы достигает 700 *м*.

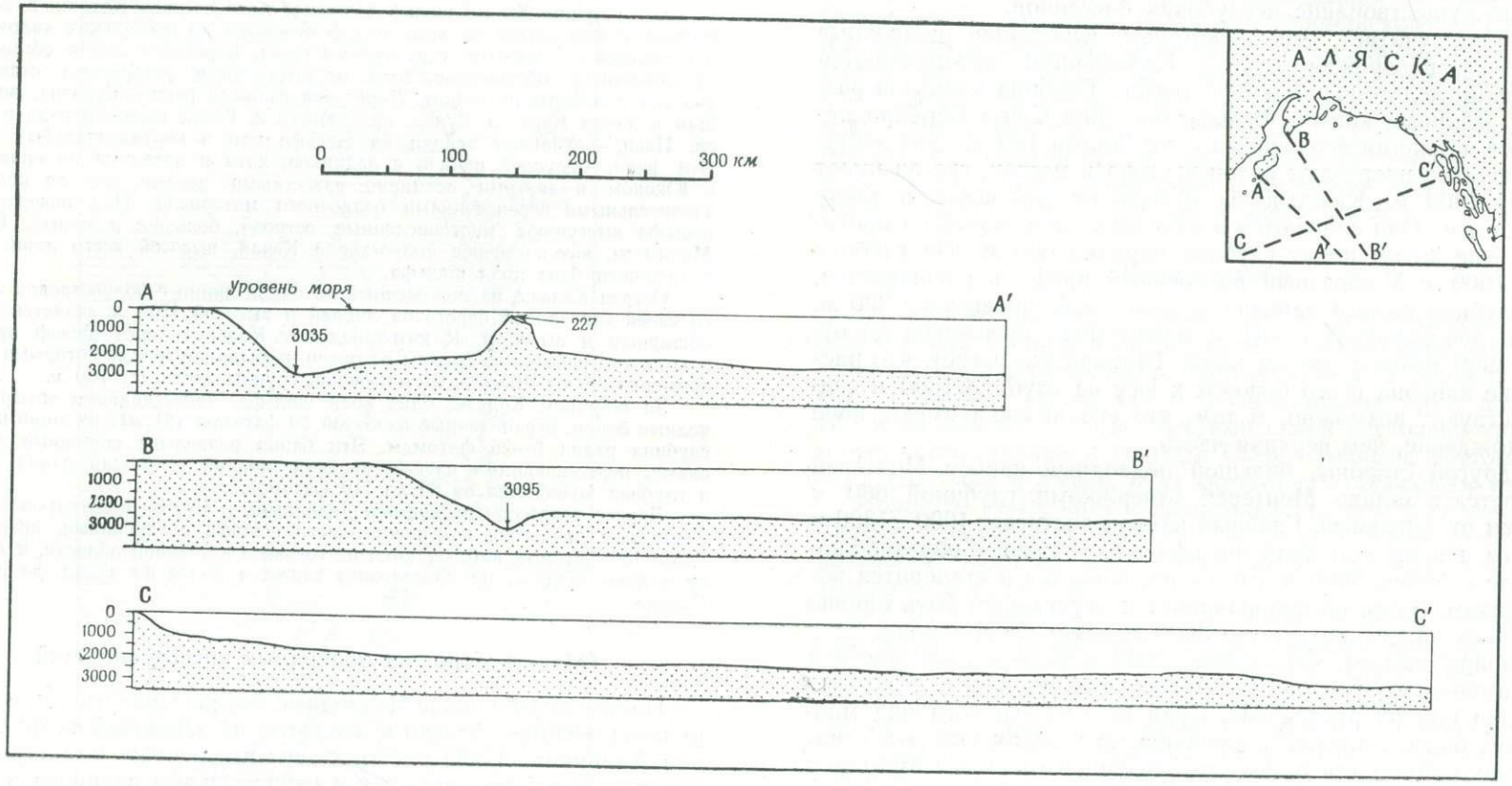
За островом Кодьяк, близ края шельфа, протягиваются четыре подводные банки, ограниченные изобатой 50 фатомов (91 *м*); их минимальная глубина равна 8—25 фатомам. Эти банки разделены широкими депрессиями, пересекающими шельф; средняя ширина депрессий равна 16 *км*, а глубина колеблется от 60 до 110 фатомов.

Другие депрессии расходятся радиально, к югу от полуострова Кенай. Замкнутые депрессии континентального шельфа с глубинами, превышающими 100 фатомов, наблюдаются не только в изученной области, к востоку от острова Кодьяк, но прослежены также и далее на запад, до острова Санак».

Область больших подводных возвышенностей

Настоящие большие подводные возвышенности были обнаружены в заливе Аляски и показаны на «Ледовой карте Северной Америки». Горы расположены поодиночке или группами; они имеют как плоские, так и неправильные вершины и круто поднимаются на высоту 1,5—3 *км* над окружающим пологим океаническим дном. Наиболее высокой из известных сейчас подводных гор (возвышенностей) является возвышенность Паттон (фиг. 303 и 304). Она поднимается на 4150 *м*, и вершина ее расположена на глубине 445 *м*. Подводная возвышенность Миллер поднимается более чем на 3300 *м* над дном (Мюррей, *441*). Линии профилей эхолотирования слишком редки и не позволяют изучить детали строения, облик и простирание

этих подводных возвышенностей, но, повидимому, две указанные возвышенности — Паттон и Миллер — имеют эллиптическую форму и северо-западное простирание и повсеместно резко обрываются, подходя к впадине. Меррей считает, что имеется достаточно данных, позволяющих заключить, что «очертания



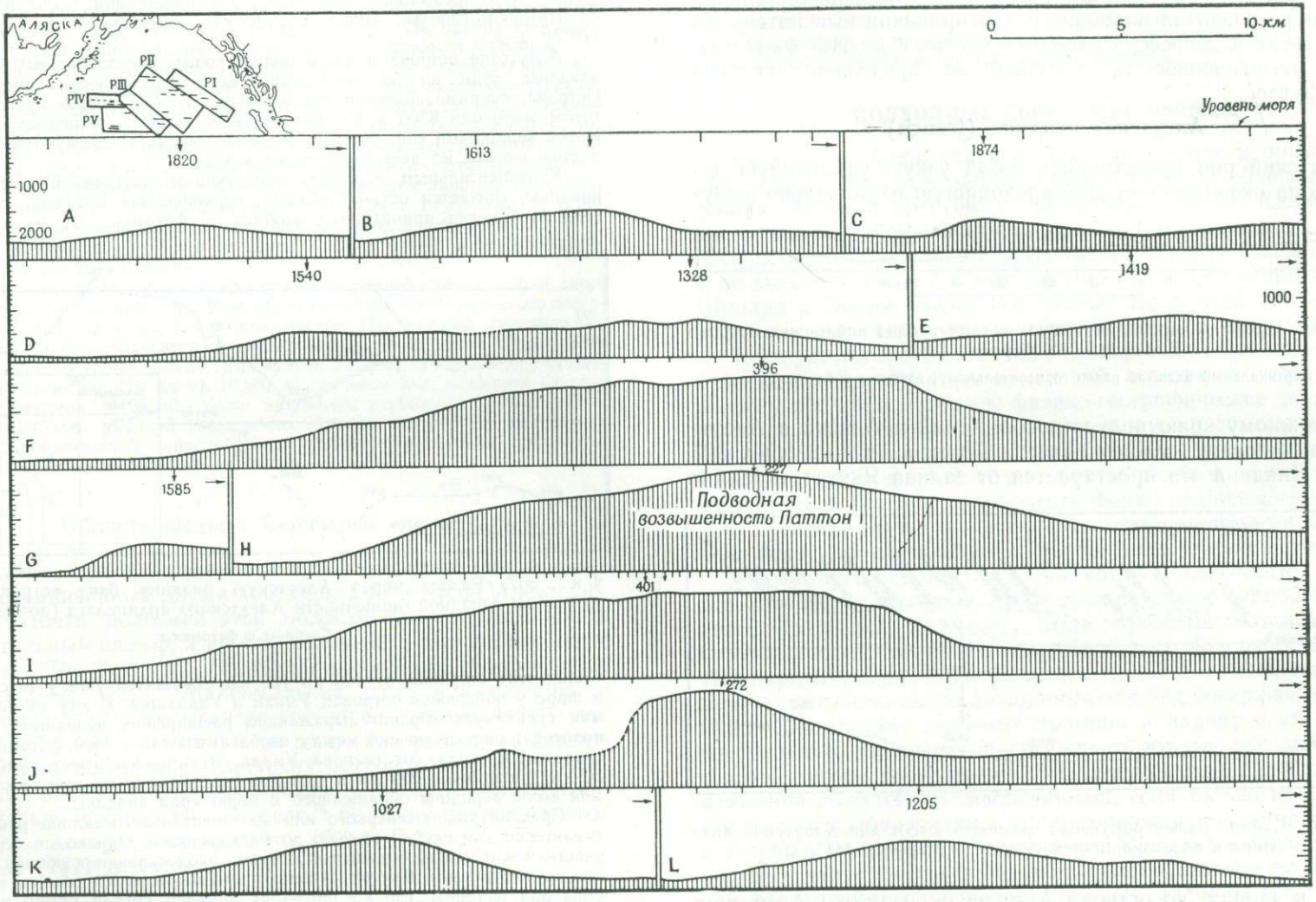
Фиг. 303. Разрезы через Алеутский прогиб (ров) и залив Аляску (по Меррею, 440).
Глубины в фатомах.

гор отчетливо перпендикулярны общему юго-западному направлению впадины и полуостровов материка».

Область крупных поднятий и депрессий

К югу от побережья Орегона, за изобатой 10 000 футов на расстоянии нескольких сот миль к западу от Калифорнийского полуострова, на дне океана имеются формы рельефа, которые пока еще изучены настолько слабо, что не могут быть точно описаны. Топография их приблизительно такая же, как и у подводных возвышенностей залива Аляски, и они могут иметь ту же форму и простирание; условно эти элементы рельефа окон-

турены в виде больших полукруглых поднятий и депрессий. Поднятия на карте имеют более пологие склоны, чем расположенные севернее подводные возвышенности, и скорее характеризуются округлыми, а не вытянутыми контурами. Однако основываться на их округлой форме при разработке теории происхождения крайне рискованно, так как эти поднятия могут



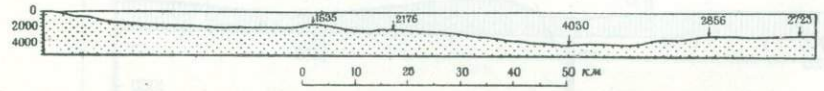
Фиг. 304. Профили глубинных промеров подводной возвышенности Паттон (см. линии PI—PIV на врезке в верхнем левом углу).

Вертикальный масштаб равен горизонтальному (по Меррею, 438); глубины в фатомах.

оказаться эллиптическими или иметь форму блоков. Возможно, что по мере развития подводного картирования выяснится, что эти поднятия и депрессии являются частью большой зоны подводных возвышенностей, лежащей за пределами изобаты 10 000 футов.

Алеутская впадина (trench)

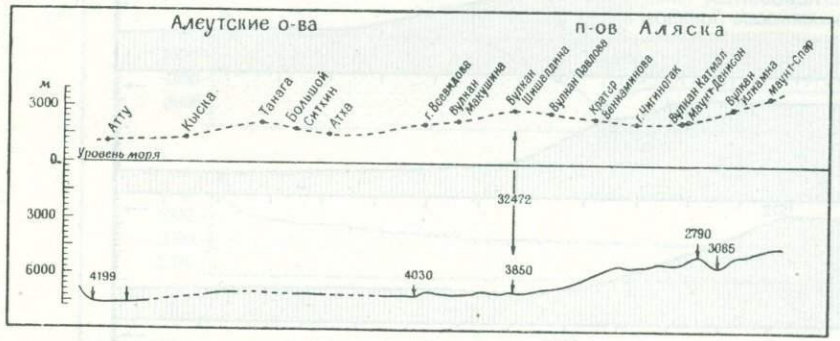
Алеутский ров представляет собой узкую удлиненную депрессию на океаническом дне, проходящую параллельно выпу-



Фиг. 305. Профиль через Алеутскую впадину, близ побережья острова Уналашка (по Меррею, **438**).

Вертикальный масштаб равен горизонтальному; глубины в фатомах.

клому южному краю полуостровов Кенай и Аляска и Алеутскому архипелагу северной части Тихого океана (фиг. 305 и 306). Впадина эта простирается от залива Якутат, в заливе



Фиг. 306. Схема, иллюстрирующая разность высот дна Алеутской впадины и возвышенностей суши (по Меррею, **441**).

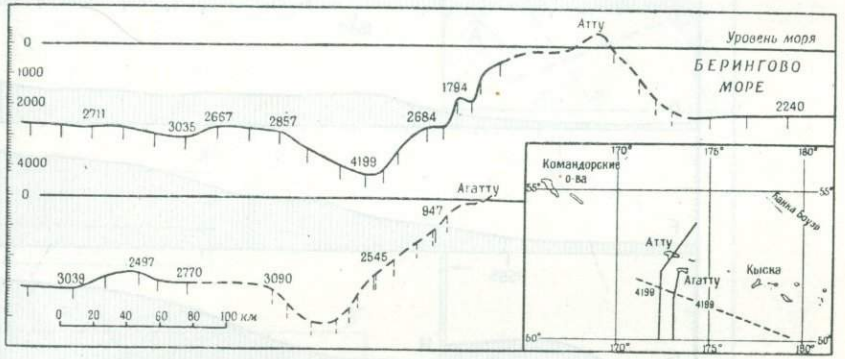
Аляска, к западу, до острова Атту на оконечности Алеутских островов, то есть на протяжении 2200 статутных миль. Глубина ее превышает 8000 *м*.

Меррей (*441*) отмечает:

«Полуострова, острова и рвы имеют дугообразную форму. Одни только Алеутские острова образуют дугу радиусом 760 статутных миль; длина дуги превышает 1400 миль. Эти расстояния были измерены на 30-дюймовом глобусе. Центр окружности расположен на 62°41′ с. ш. и 178°21′ з. д.

Алеутские острова и часть полуостровов, расположенных к северу от впадины, судя по их характеру, имеют вулканическое происхождение. Острова, поднимающиеся с максимальных глубин (около 4600 *м* в Беринговом море или 8300 *м* на дне впадины, южнее), являются в настоящее время вершинами гор, которые, в свою очередь, поднимаются над поверхностью океана на несколько тысяч метров.

Континентальным склоном, включающим внутренний северный край впадины, считается обычно область, ограниченная изобатой 100 фатомов (182 *м*) (иногда принимается изобата 50 фатомов — 91 *м*) и дном рва.



Фиг. 307. Разрез через Алеутскую впадину близ островов Атту и Агатту на западной оконечности Алеутского архипелага (по Меррею, **441**).

Глубины в фатомах.

Склон этот шириной от 100 до 120 *км* становится уже у мыса св. Ильи и шире у побережья островов Умнак и Уналашка. К югу от острова Уникак существует хорошо выраженное расширение, названное «Алеутской полосой»; оно заключено между изобатами 2000 и 2500 фатомов и протягивается к западу от острова Умнак. Эта полоса имеет приблизительно 30 *км* в ширину и 250 *км* в длину и расположена на несколько сот фатомов выше вершины обращенного к морю края впадины.

Средний уклон северного или континентального склона равен 3—4° и характерен для глубин от 2000 до 4000 фатомов. Однако на ограниченных участках или между смежными линиями эхолотирования обнаружены и более крутые уклоны. Крутые склоны, превышающие 30°, обычно встречаются близ дна впадины, где на профилях замерен крутой уступ; такой уступ имеется, повидимому, у мыса св. Ильи.

Наблюдение показало, что склоны южной и северной стороны острова Умнак весьма отличны друг от друга в отношении рельефа и крутизны склонов. Северная сторона острова характеризуется длинными долинами и гребнями в наиболее глубоких частях. Например, максимальное расстояние от берега изобаты 100 фатомов на северной стороне острова Умнак равно 75 *км*, в то время как на юге оно едва достигает 8 *км*.

Дно впадины, расположенное на расстоянии от 30 до 150 *км* от края континентального шельфа, ондулирует, но постепенно опускается на протяжении 300 *км* от мыса св. Ильи до острова Умнак. На многих профилях сходящиеся края склонов впадины сближаются в основании континентального склона на близкое расстояние, определяемое одним или двумя промерами, или даже совсем соединяются со склоном. Пологий склон рва заканчивается приблизительно на глубине 2000 фатомов за мысом св. Ильи. Однако ров протягивается и дальше, пересекая континентальный склон, а затем, повидимому, соединяется с депрессией, протягивающейся через континентальный шельф к заливу Якутат. Изобата 100 фатомов на шельфе нанесена здесь весьма приблизительно, так как она основывается лишь на немногих, далеко отстоящих друг от друга промерах. Отмель с глубинами от 8 до 16 фатомов полностью перегораживает поперек вход в залив Якутат.

Однако внутри залива, на расстоянии 7 *км* от входа в него, обнаружены глубины до 167 фатомов.

Вертикальное соотношение между гребнем предполагаемых гор и дном впадины показано на фиг. 307. Разница в отметках, приблизительно составляющая 9000 *м*, сохраняется почти повсеместно. Наибольший диапазон высот в Алеутской дуге отмечается несколько восточнее поперечного профиля с максимумом на острове Унимак, где вулкан Шишалдин (3170 *м*) поднимается на протяжении 180 *км* на 10 800 *м* над дном рва, лежащим на глубине 3850 фатомов (6495 *м*). Если прибавить глубину в 3850 фатомов к отметке наиболее высокой горы обеих Америк — вершины Мак-Кинли (6700 *м*), расположенной лишь в 320 *км* к северу от залива Кука, — то максимальная разница составит 14 470 *м*».

Область шельфа Берингова моря

Берингово море представляет собой замкнутый треугольный бассейн, ограниченный двумя континентами и дугой Алеутских островов. Почти половина этой области представляет собой континентальный шельф, а другая половина лежит на глубинах от 1600 до 2240 фатомов. Наибольшие глубины расположены в юго-западной части. Максимальная известная глубина — 2240 фатомов — отмечена северо-восточнее острова Атту и находится приблизительно на 3,2 *км* выше дна рва, проходящего вдоль южного побережья Алеутских островов (см. фиг. 302). В пределах обоих участков Берингова моря дно, повидимому, весьма ровное; исключение составляет большая подводная возвышенность, которой оканчивается банка Боуэрс.

Меррей (*441*) отмечает:

«Эта банка является гребнем величественной изогнутой горной цепи, радиус дуги которой равен примерно 200 *км*. Она достигает около 60 морских миль (110 *км*) в ширину и 300 миль (550 *км*) в длину, если включить в ее пределы банку Петрель и остров Семисопочный, которые составляют ее прямое продолжение. Поднимаясь с глубины 2100 фатомов до 74 фатомов от поверхности, банка достигает высоты в 2026 фатомов (3687 *м*).

Хребет банки Боуэрс не сопровождается сколько-нибудь значительными депрессиями ни вдоль выпуклой, ни вдоль вогнутой стороны, но небольшие неровности порядка 200 или несколько более фатомов еще могут быть обнаружены в промежутках между теми редкими промерами, которые уже были проведены до настоящего времени».

ПОДВОДНЫЕ СБРОСОВЫЕ ОБРЫВЫ

Шипард и Эмери считают, что ряд крутых и прямолинейных уступов, которые наблюдаются в области подводных бассейнов, банок и хребтов у побережья южной Калифорнии, представляет собой сбросовые уступы. Они отмечают, что эти уступы вполне сравнимы с уступами на суше как по длине, так и по высоте и что они имеют обычно аналогичное простирание. Шипард и Эмери указывают также, что в этой области происходили многочисленные землетрясения (см. фиг. 292).

Если уступы были рассечены субаэральной эрозией, а затем погружены без заметных изменений, то для их установления должны быть использованы физико-географические доказательства, применимые при определении наземных разломов. С другой стороны, если уступы были созданы подводными сбросами, то приподнятый блок мог и не быть расчлененным, а опущенный мог и не приобретать форму подошвы гор, вызванную в условиях суши отложением аллювия; точно так же могли и не возникать правильно расположенные треугольные грани.

Существует теория, согласно которой некоторые, если не все, подводные каньоны, прорезающие склон (каньоны Коронадо, Каталина, Редондо), были промыты потоками в то время, когда область поднималась над поверхностью моря (Шипард и Эмери, *542*). Если эта гипотеза справедлива, то и сами уступы должны были подниматься над поверхностью моря. Однако отсутствие глубоких промоин и наряду с этим широкое развитие каньонов подтверждают мнение тех же авторов о возможности образования этих уступов под водой. Оба заключения кажутся противоречивыми, если только не признать, что каньоны образовались до погружения под уровень моря, а уступы — после этого погружения. Во всяком случае, многие считают, что происхождение подводных каньонов не получило еще достаточного объяснения; пока эта задача не будет решена, интерпретация подводного рельефа не выйдет из стадии предварительных изысканий. Но, повидимому, сейчас мы должны считать, что рельеф дна океана у побережья Калифорнии был образован орогенией сжатия Береговых хребтов и более поздним (?) сбрасообразованием (Сан-Андреас), а, возможно,

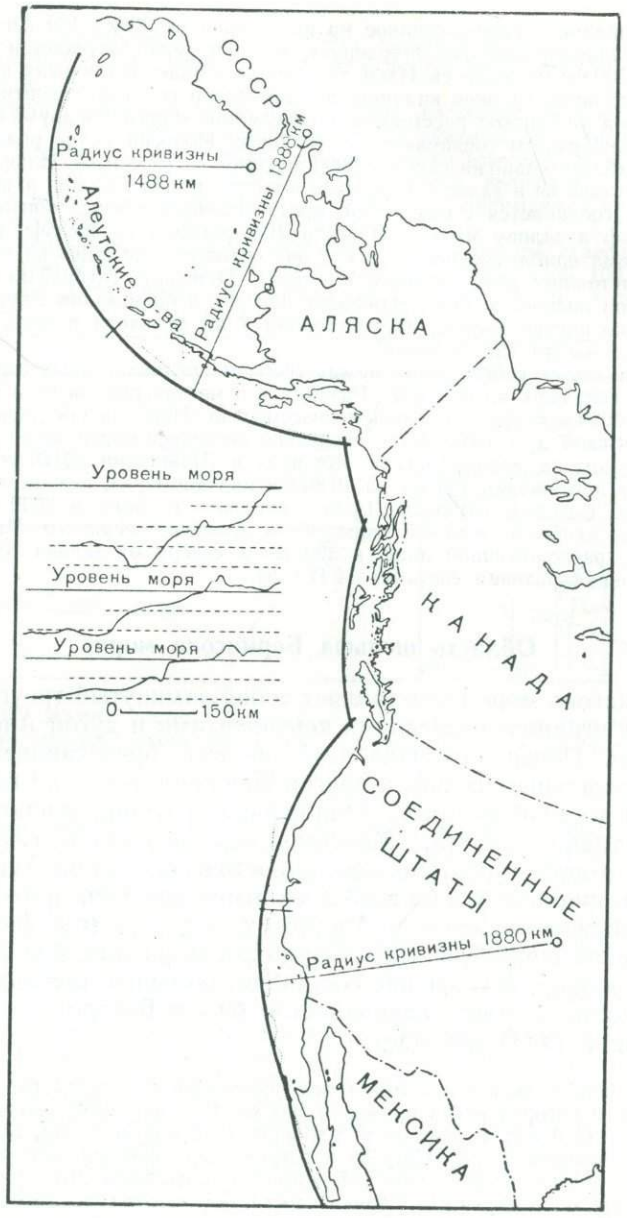
также и отдельными эпизодами наземного расчленения морской абразии и вулканическими извержениями. Возможно также, что часть наиболее западных подводных банок и депрессий примыкает на западе к зоне орогении Береговых хребтов, а потому является следами более древних эпох орогении.

Вопрос этот требует дальнейших исследований, и многие стороны проблемы должны быть предварительно продуманы.

ЗНАЧЕНИЕ СКЛОНА ШЕЛЬФА

Континентальный склон шельфа представляет собой большой уступ между шельфом и абиссальным дном океана. Он протягивается от Алеутского рва до окончания Калифорнийского полуострова и далее. Высота уступа обычно 3000 *м*, и местами он так же крут, как склон Сьерра-Невады. В силу своего сходства со сбросовым уступом Сьерра-Невады склон этот также считали сбросовым уступом, особенно на участке вдоль побережья южной Калифорнии. Эпицентры землетрясений не расположены на одной линии вдоль уступа, а потому не особенно подтверждают эту точку зрения (Гутенберг и Рихтер, *229*). Уступ имеет неровность и смещения, которые Шипард и Эмери объясняли прерывистыми сбросами в обширной зоне разломов. Его очертания в виде прямых пересеченных полос те же авторы объясняют весьма недавними сбросовыми движениями. Однако следует помнить, что склон шельфа протягивается от залива Якутат до оконечности Калифорнийского полуострова и даже далее; какое бы объяснение происхождения ни предлагалось для части склона шельфа, оно должно быть пригодным и для всего склона. Поэтому в первую очередь должны быть рассмотрены общие, а не местные его особенности.

Чем бы ни была создана поверхность шельфа — размывающей деятельностью волн и текущей воды или морским или аллювиальным осадконакоплением,—но во всех случаях высота склона шельфа настолько велика, что разрушающие или созидательные процессы на его поверхности не могут оказать большого влияния на формирование склона. Многим представляется, что склон шельфа — тектоническая структура. Изучение фиг. 308 показывает, что склон имеет более правильные очертания, чем современная береговая линия, и что часть его,



Фиг. 308. Карта, показывающая дугообразный характер склона континентального шельфа и его соотношение с Алеутской впадиной.

от Калифорнийского полуострова до реки Колумбия, имеет дугообразную форму. Дуга эта имеет тот же радиус кривизны, что и значительная часть Алеутского архипелага (фиг. 308). Главная топографическая особенность этого склона — отсутствие впадины у его подножья. Если бы впадина Алеутского архипелага после того, как прекратилось воздействие создавших ее сил сжатия, была бы уничтожена изостатическим поднятием, то остался бы огромный дугообразный уступ, сходный с уступом тихоокеанского континентального шельфа (ср. фиг. 303, разрезы $B — B'$ и $C — C'$). Выводы из этой гипотезы напрашиваются сами собой, и ниже мы вкратце коснемся их.

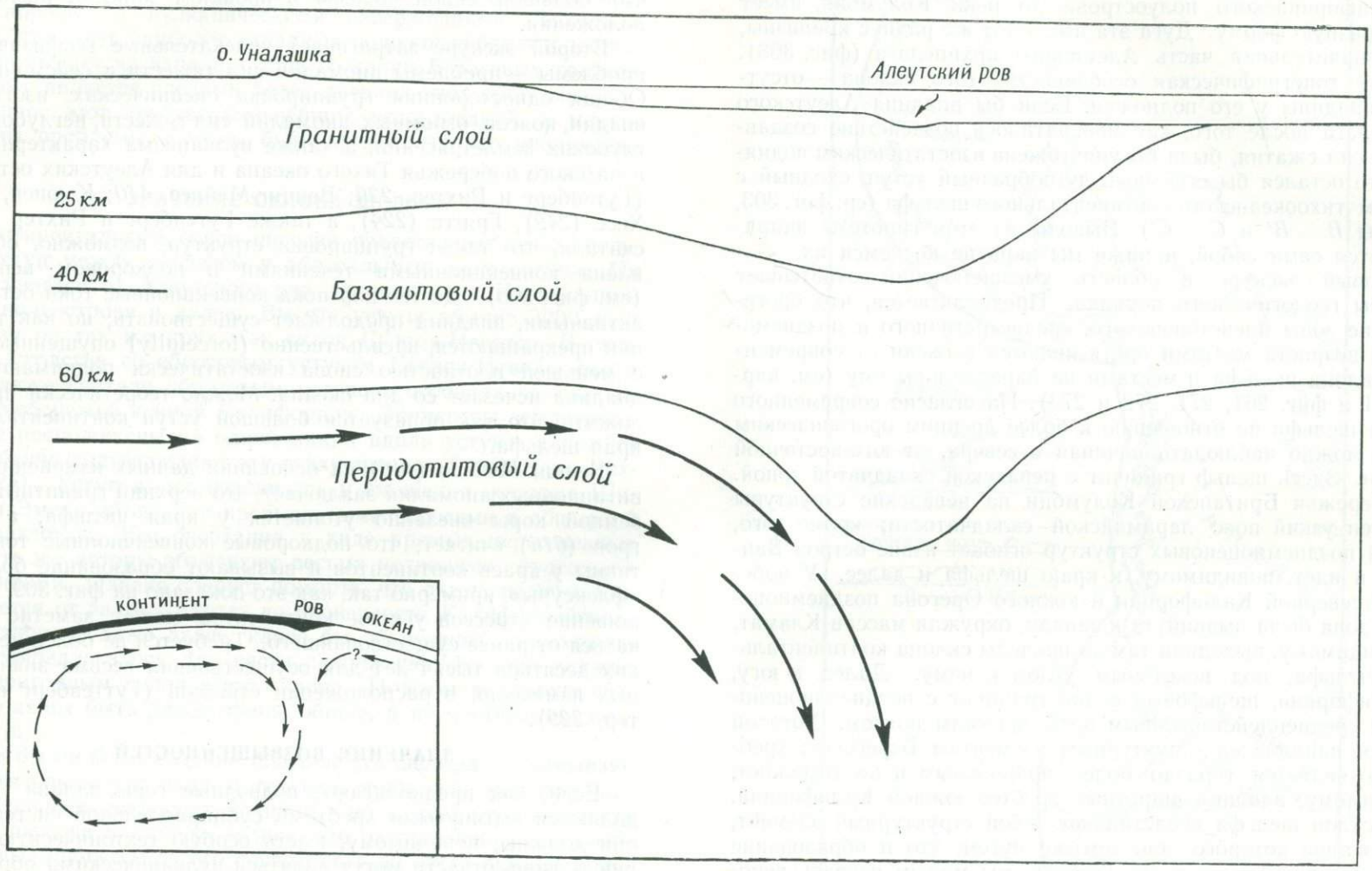
Первый экскурс в область умозаключений охватывает вопросы геологического порядка. Предполагается, что орогенические зоны плейстоценового, среднетретичного и позднемелового возраста местами протягиваются в океан от современного склона шельфа и местами не параллельны ему (см. карту XVI и фиг. 261, 271, 272 и 273). Насогласие современного склона шельфа по отношению к более древним орогеническим зонам можно наблюдать начиная с севера, от юго-восточной Аляски. Здесь шельф граничит с невадской складчатой зоной. У побережья Британской Колумбии на невадские структуры наложен узкий пояс ларамийской складчатости; кроме того, полоса позднемиоценовых структур огибает извне остров Ванкувер и идет, повидимому, к краю шельфа и далее. У побережья северной Калифорнии и южного Орегона позднемиоценовая зона была выдвинута к западу, окружая массив Кламат, и, повидимому, выходила там за пределы склона континентального шельфа, под некоторым углом к нему. Далее к югу, в Калифорнии, шельфовый склон граничит с позднеплиоценовым и среднеплейстоценовым орогеническим поясом. Хотя он отчасти параллелен структурным элементам Береговых хребтов, но является гораздо более правильным и не отражает, повидимому, влияния широтных хребтов южной Калифорнии. Если склон шельфа представляет собой структурный элемент, образование которого шло тем же путем, что и образование орогенических зон на суше, которые мы можем изучать непосредственно, то этот элемент следует признать наиболее молодым; исключением, может быть, являются поздние эпохи сжатия среднеплейстоценового времени. Это заключение, согласно которому современный большой склон шельфа — уступ высотой около 3300 *м* и длиной 4800 *км* — является молодой структурой, которая местами несогласна, а местами наложена на более древние орогенические зоны, приводит к логическому выводу, что большой склон шельфа в прошлом занимал различные положения.

Второй экскурс затрагивает увлекательные геофизические проблемы — проблемы аномалии сил тяжести и сейсмичности. Общая односторонняя группировка океанических изогнутых впадин, поясов огромных аномалий сил тяжести, неглубоких и глубоких землетрясений, а также вулканизма характерна для азиатского побережья Тихого океана и для Алеутских островов (Гутенберг и Рихтер, *229*; Венинг-Мейнес, *410*; Кьюнен, *333*). Хесс (*249*), Григгс (*224*), а также Гутенберг и Рихтер (*229*) считали, что такая группировка структур, возможно, обусловлена конвекционными течениями в подкоровом веществе (см. фиг. 309). До тех пор пока конвекционные токи остаются активными, впадина продолжает существовать; но как только они прекращаются, насильственно (forcefully) опущенные слои с меньшей плотностью снова изостатически поднимаются, и впадина исчезает со дна океана. Можно теоретически предположить, что так образуется большой уступ континентального края шельфа.

Венинг-Мейнес (*410*) на основании данных изменения гравитационных аномалий заключает, что верхний гранитный слой земной коры внезапно утоняется у края шельфа, а Умбгров (*616*) считает, что подкоровые конвекционные токи активны у краев континентов и вызывают образование большой «флексуры» примерно так, как это показано на фиг. 309. Соотношение стрессов у края континентов может заметно отличаться от ранее существовавшего. Требуется не более нескольких десятков тысяч лет для осуществления весьма значительных изменений в расположении стрессов (Гуттенберг и Рихтер, *229*).

ЗНАЧЕНИЕ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

Если, как предполагают, подводные горы залива Аляски являются вытянутыми хребтами субпараллельной системы, то они должны, повидимому, иметь особую тектоническую историю и лишь отчасти могут являться вулканическими образованиями. Летопись тектонической истории отметила бы здесь деформацию земной коры при складкообразовании, формировании надвигов и сбросовых блоков. Какого бы происхождения ни были подводные возвышенности — тектонического или вулканического, — их облик отчасти обусловлен постумными эрозионными процессами. Мы практически ничего не знаем о процессах выветривания и переноса, происходящих в пределах



Ф и г. 309. Край континента и подкоровые течения.

На врезке показан тот же континентальный край в соотношении с более значительным сегментом земной коры. Вертикальный масштаб равен горизонтальному.

крупных форм рельефа на больших глубинах. У нас отсутствуют данные наблюдений, на которых можно было бы основываться. Было обращено внимание на течения, вызванные большими плотностями, идущие вниз по подводным каньонам, на гравитационные оползни и явления оползания. Течения, связанные с большими плотностями, требуют наличия близкой береговой линии и не могут иметь места на подводных возвышенностях, но данные промеров на подводных возвышенностях залива Аляски недостаточны для построения сети изобат в масштабе, позволяющем фиксировать мелкие детали. Однако подводные возвышенности побережья Калифорнии были оконтурены с достаточной точностью, что позволяет отметить многочисленные неровности (Шипард и Эмери, *542*); некоторые неровности были интерпретированы как подводные оползни и конусы выноса. Скорость процесса, если он действительно имеет место, неизвестна.

Если подводные возвышенности действительно имеют главным образом тектоническое происхождение, то они могут рассматриваться как остатки древнего вулканического архипелага, лежащего к западу от юго-восточной Аляски и Британской Колумбии. Их можно считать горами палеозойского или раннемезозойского возраста, которые сохранились, так как были погружены глубоко под уровень океана, а поэтому избегли абрадирующего воздействия мелких вод и субаэральной эрозии. Однако поскольку наши сведения о подводных возвышенностях ограничиваются исключительно данными о их рельефе, гипотеза об их генетической связи с древним архипелагом должна считаться чисто умозрительной.

Овальные поднятия за склоном шельфа, у берегов Калифорнии, в частности подводные возвышенности Сан-Хуан, Гид и Пайонир, могут, по мнению Шипарда и Эмери, оказаться вулканическими конусами, так как они не представляют собой вытянутой цепи и протягиваются под углом к сбросовым уступам вообще. Кроме того, следует отметить, что с поверхности одного из них была поднята драгой вулканическая порода. Необходимо детальней закартировать область крупных поднятий и депрессий, и только после этого может появиться гарантия плодотворности дальнейшего обсуждения проблемы.

АЛЕУТСКАЯ ВПАДИНА И СОВРЕМЕННАЯ ОРОГЕНИЯ

Происхождение Алеутских островов и большого рва будет рассмотрено в следующей главе, посвященной Аляске. Здесь следует только подчеркнуть, что, как уже было отмечено, факт пересечения залива Аляска системой подводных возвышенностей указывает на их более юный возраст; исходя из геофизических соображений, можно заключить, что большая впадина свидетельствует о современной орогении.

32

АЛЯСКА

ОБЗОР И СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Литература по Аляске легко поддается обозрению. Недавно вышедшая работа Смита (*552*) содержит сводную геологическую карту Аляски и карты, на которых изображены главные и второстепенные геологические подразделения, освещенные в печатных работах Геологической службы Соединенных Штатов. Работа Смита обобщает все стратиграфические исследования по этой огромной территории до 1938 г. В ней рассмотрены также изверженные породы, вулканы и ледники. Статья Мерти (*416*) о структуре Аляски представляет собой сводку всех имеющихся данных о физико-географической истории района. В работах Смита и Мерти содержится большая часть фактического материала, необходимого для последующего синтеза тектонической истории Аляски. Практически все работы по аэрофотосъемке, структурные и стратиграфические исследования, а также изучение ледников были осуществлены небольшой группой геологов Геологической службы США за период с 1900 г. Результаты их работ опубликованы в ста двадцати пяти выпусках изданий Геологической службы. Почти все работы носят исследовательский характер, но все же обширные участки этой территории до сих пор в геологическом отношении не изучены. Не всегда принимаются во внимание размеры Аляски, составляющей одну треть территории Соединенных Штатов. Детального картирования не проводилось нигде, за исключением одного-двух горнопромышленных районов и участков предполагаемых нефтеносных структур.

Сотрудники Геологической службы Соединенных Штатов придавали большое значение сбору фактического материала, и при обобщении имеющихся данных особое внимание уделялось вопросам стратиграфии. Ниже мы попытаемся охватить более широкий круг вопросов. Следует учесть, что на палеотектонических картах стратиграфические данные интерпретируются у́же, чем это допустимо в настоящее время. Однако для Аляски на основании хорошо изученных соотношений в районах, расположенных южнее, в Кордильерах, могут быть проведены некоторые параллели и установлены некоторые закономерности, основывающиеся на более ограниченных и отрывочных наблюдениях. То, что фактические данные сводятся к картам, на которых показано распространение стратиграфических единиц, упрощает наши задачи изложения вопросов геологического строения Аляски. Однако читатель должен иметь в виду недостаточную геологическую изученность Аляски. Мы рекомендуем для ознакомления с деталями упомянутую выше работу Смита (*552*).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Аляска подразделяется с севера на юг на следующие главные геоморфологические провинции: Арктическая прибрежная равнина, хребет Брукса, плато и низменность Центрального Юкона, Аляскинский и связанный с ним Береговой хребты, полуостров Аляска и архипелаг Александра (см. фиг. 310). Они входят в состав большой западной Кордильеры континента, но лишь в некоторых отношениях соответствуют тектоническим провинциям юго-восточной Аляски — Британской Колумбии и Калифорнии — Невады. Как сходство, так и различия совершенно ясны.

Большой хребет Брукса (Брукс-Рейндж) протягивается с востока на запад через северную Аляску и включает несколько меньших гряд: горы Де-Лонг, Берд и Эндикотт. Их вершины представляют собой обширную эрозионную поверхность, наибольшие высоты которой достигают 1600—2000 *м* над уровнем моря. Исследователи, пересекавшие хребет Брукса в его центральной части, отмечают, что этот хребет — горный массив с резкими очертаниями, который отчетливо поднимается над плато Юкона на юге и над узким плато Анактувук на севере. Река Колвилл дренирует значительную часть северных склонов этого хребта и горное подножье Арктической прибрежной равнины. Хребет Брукс сложен главным образом

смятыми в складки породами палеозоя; но вдоль его края встречаются поднятые слои триасового, юрского и мелового возраста. Хребет почти целиком покрыт полями снега, который не тает круглый год; здесь имеются также ледники. Эрозионные черты рельефа, судя по описаниям, имеют отчетливо юный облик, и, повидимому, со времени исчезновения ранее существовавших гораздо более обширных смежных полей и долинных ледников произошли не очень значительные изменения.

Арктическая прибрежная равнина сложена почти горизонтально залегающими триасовыми, юрскими и меловыми толщами; мощность одних только меловых отложений достигает 5000—8000 *м*. Вдоль северного склона хребта Брукс известны пологие складки, весьма благоприятные для скопления нефти (Рид, *485*). Прибрежная равнина кажется с воздуха черной плоской пустыней с замерзшими озерами и реками и покрытыми снегом низинами.

Центральное, или Юконское, плато среднего и верхнего течения бассейна реки Юкон представляет собой широкую рассеченную поверхность, соединяющуюся на севере с хребтом Брукс, а на юге — с Аляскинским и Береговым хребтами. Каждая из этих больших горных цепей имеет около 500 *км* в длину. Плато теряет типичные морфологические черты в бассейне низовьев Юкона, где для него характерны плосковерхие, расположенные на низких отметках водораздельные поверхности, расчлененные широкими заливами, напоминающими эстуарии.

Несколько второстепенных хребтов и пиков поднимается над общим уровнем поверхности нагорья. Река Юкон создала полосу меандр шириной около 60 *км*, которая местами суживается. Близ устья очень низкая полоса аллювиальных отложений отделяет долину Юкона от реки Кускоквим; для обеих рек типичны широкие дельты.

Центральное плато было сперва расчленено, а затем во время максимального оледенения — занесено аллювием, главным образом илом. С тех пор Юкон и его притоки выполняют главным образом функции размыва и выноса ила.

Полуостров Сьюард представляет собой особую тектоническую единицу и будет описан отдельно. Обычно его включают в состав провинции Центрального плато.

Береговые хребты юго-восточной Аляски и Британской Колумбии протягиваются на северо-запад, где их продолжением служат хребет св. Ильи, горы Врангеля и хребты Нутцотин и Аляскинский, которые в совокупности образуют большую дугу, приблизительно параллельную берегу залива Аляски. Аляскинский хребет продолжается на юго-запад до Алеутского хребта, который образует как бы позвоночник полуострова Аляски. Гора Мак-Кинли в Аляскинском хребте (6187 *м*) является высочайшей вершиной Аляски. Хребет св. Ильи и его береговая ветвь, горы Чугач, заняты наиболее крупным ледяным полем Северной Америки; несколько пиков поднимается на высоту более 4000 *м*, в том числе гора Логан с отметкой 5488 *м*. Гора Санфорд в хребте Врангеля достигает 4939 *м*. Средний уровень Алеутского хребта — 2000 *м*. В этом хребте имеется несколько действующих и потухших вулканов. Знаменитая долина Десяти Тысяч Дымов и большой кратер Аниакшак расположены на юго-западном окончании Алеутского хребта.

Прилежащие к океану горные дуги, которые правильнее называть береговыми хребтами, протягиваются через залив Кука и район залива Принца Уильяма. Горы Кенай, образующие полуостров Кенай, восточнее залива Кука, соединяются с хребтом Чугач, проходящим вдоль берега, а этот последний граничит с хребтом св. Ильи.

Некоторые исследователи объединяют хребет св. Ильи с Береговыми хребтами, но геологические данные еще настолько скудны, что положительно разрешить этот вопрос пока не представляется возможным. На западе хребет Кенай находит, повидимому, свое продолжение в низких горах острова Кодьяк, а далее — в скрытых или погребенных элементах шельфа между Алеутскими островами и Алеутской впадиной.

Депрессии пролива Шелихова и залива Кука и депрессии реки Суситна отчетливо разделяют зону внутренних хребтов от внешних. Долины реки Купер и ее притока, реки Читина, образуют депрессию такого же рода. Хребет Талкитна разделяет обе депрессии и образует как бы перемычку между двумя большими горными системами.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ И СВЯЗАННАЯ С НЕЙ ОРОГЕНИЯ

Палеозойские породы Аляски выходят главным образом на хребте Брукс, полуострове Сьюард, Центральном плато и полуострове Александр. На Аляскинском хребте, Нутцотине и хребте Врангеля также развиты палеозойские породы; они протягиваются полосой вдоль части долины рек Купер и Читина. Высокая гора Мак-Кинли, в Аляскинском хребте,

сложена главным образом нарушенными палеозойскими толщами.

Для детального знакомства с палеозойскими породами Аляски необходимо обратиться к работе Смита (*552*); особое внимание следует обратить на приложенную к ней большую корреляционную таблицу. Весь комплекс пород палеозоя хорошо развит в районе Танана — Юкон, на Центральном плато; краткое резюме по ним приводится ниже.

Данные по изверженным породам района Танана — Юкон были обобщены Мерти (*417*). Основные лавы типа базальтов и диабазов изливались в палеозое, по крайней мере, в течение пяти геологических эпох. Первая эпоха относится к среднему ордовику, вторая — к среднему девону, а три последние — к карбону. Интрузии кристаллических пород того же характера сопровождали излияния лав, но объем этих пород сравнительно невелик. Среди каменноугольных лав встречено небольшое количество риолитов, дацитов и туфов, но, вообще говоря, лавы кислого и среднего состава встречаются редко. Ультраосновные породы внедрялись в продолжение верхнего девона.

Мерти считает, что вулканизм, проявившийся в каменноугольный период, был здесь сильнее, чем когда-либо в другое время, и что наибольшей интенсивности он достигал в Аляскинском хребте. Излияния основных лав сопровождались эпейрогеническими движениями, которые продолжались до триаса включительно.

Совершенно ясно, что вышеупомянутые породы представляют собой комплекс вулканического архипелага, который был ранее выделен и описан в западной Кордильере юго-восточной Аляски, в Британской Колумбии, Вашингтоне, Орегоне, Калифорнии и Неваде (см. фиг. 13 и 20). Присутствие основных интрузивов в вулканическом комплексе заставляет думать, что эта зона являлась скорее краем архипелага, чем участком прилежащей впадины.

В северной Аляске палеозойские породы представлены главным образом песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, являясь типичным континентальным комплексом, который также был ранее изучен в Кордильерах Канады и Соединенных Штатов. Среди осадочных пород этого комплекса вулканические породы не встречаются. Ниже приводится корреляционная таблица, заимствованная из работы Смита (*552*).

Если провести линию, отделяющую комплекс вулканического архипелага от континентального комплекса, то она будет

НЕКОТОРЫЕ РАЗРЕЗЫ ПАЛЕОЗОЯ АЛЯСКИ

Возраст и местоположение	Породы	Мощность, *м*
Пермь		
Округ Кандик	Известняки Конгломераты, глинистые сланцы, песчаники } известняки Такандит	
Миссисипий		
Округ Поркьюпайн	Темные сланцы и известняки, частично такие же, как в формации Калико-Блафф	?
Округ Койукук — Мелози	Зеленокаменные породы, немного риолитов; прежде были отнесены к группе Канути	?
Округ Юкон—Танана	Глинистые сланцы, песчаники, конгломераты. Формация Нейше-Ривер	1200—2000
	Потоки лавы и связанные с ними осадочные породы. Группа Рампарт, вулканические породы Серкл . .	1500—3000
	Известняки, глинистые сланцы, метаморфические сланцы. Формация Калико-Блафф	4000
	Известняки	
	Нерасчлененные кристаллические сланцы, глинистые сланцы, кремнистые сланцы, кварциты	
	Кремнистые сланцы с небольшим количеством известняков и глинистых сланцев. Кремнистые сланцы Лайвенгуд	1200—2000
Округ Уайзмен — Ченделар	Разрез такой же, как в северной Аляске	
Округ Маршалл	Потоки андезитовых и базальтовых лав и туфы	?
Округ Шинджек	Темные известняки, слегка окремненные, светлеющие при выветривании, с глинистыми и песчаными прослоями	Около 2000
	Кварциты, конгломераты, сланцы с кремнистым цементом	
Округ Чизана	Глинистые сланцы, сланцы и конгломераты, конгломераты } формация Уэллсли	
Верхний девон		
Округ Уайзмен — Адатна	Кварциты, песчаники, сланцы, немного конгломератов, грубых песчаников, известняки	?

Продолжение

Возраст и местоположение	Породы	Мощность, *м*
Округ Уайзмен — Ченделар	Кварциты, кремни, черные известковые сланцы, нечистые известняки. Прежде относились к формации Вест-Форк	?
Округ Игл	Базальтовые лавы и пирокластические породы зеленокаменного облика; вулканогенные породы Вудшоппер	Около 3000
Средний девон		
Округ Поркьюпайн	Темные глинистые сланцы и базальты	
	Массивные светлые серо-голубые известняки; известняки Селмон — Трут	100
Округ Кандик	Аргиллиты, кремнистые сланцы, кремнистые грубые песчаники. Тонкие прослои темносерых известняков, кремнистых и глинистых сланцев	300
	Литографские известняки, темносерые кристаллические известняки .	150
Центрально-Восточный округ	Глинистые сланцы, кремнистые сланцы, кремни, кварциты. Изредка известняки и конгломераты . . .	?
Округ Уайзмен — Ченделар	Сланцы с небольшим количеством известняков	
Округ Кантишна — Ненана	Массивные известняки	Около 3000
	Известковистые глинистые сланцы, в верхней части известковистость возрастает	
	Черные конгломераты, белые конгломераты, сланцы и граувакки . . .	
Округ Чизана — Ток	Кристаллические известняки с черными глинистыми сланцами и прослоями сланцеватых песчаников	?
Округ Шинджек	Кварциты, песчаники, сланцеватые песчаники и глинистые породы	?
Средний силур		
Округ Поркьюпайн	Черные трещиноватые сланцы, слегка кремнистые известняки. Буроватые доломитизированные известняки	Более 800

Продолжение

Возраст и местоположение	Породы	Мощность, *м*
Округ Шинджек — Алатна	Сланцы, кристаллические сланцы, тонкослоистые известняки	?
Округ Кандик	Массивные, несколько кремнистые известняки Скагит	?
	Массивные, белые до кремовых известняки	?
Округ Причер — Толована — Хот-Спринг	Известняки и доломитовые известняки, несколько перекристаллизованные. Известняки Толована . .	Более 1000
Нижний силур		
Округ Руби	Нерасчлененные известняки	?
Средний ордовик		
Округ Поркьюпайн	Серые известняки	200
Округ Руби	Доломитизированные известняки, выше известняки; на карте не разделены	1500
Округ Причер	Вулканические туфы и связанные с ними изверженные породы . .	?
	Черные сланцы, ниже переходящие в кристаллические сланцы	?
Верхний кембрий		
Округ Кандик	Известняки с темносерыми до черных сланцами и кремнистыми сланцами в верхней части	?
	Известняки	?
Средний кембрий	Верхняя пачка известняков	
	Тонкие прослои сланцев и кварцитов	
	Нижняя пачка известняков	?

иметь характер, показанный на фиг. 310. Изгиб современных горных систем оказал влияние на изгиб этой линии, но имеется много данных, свидетельствующих, что зоны нарушений протягиваются приблизительно параллельно более ранним изогнутым зонам осадконакопления.

Расположение коренных выходов и геосинклинальные мощности палеозойских толщ указывают, что в палеозое Аляска, в целом, была областью опускания и осадконакопления, являясь продолжением геосинклинали Кордильер.

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ТАБЛИЦА ОТЛОЖЕНИЙ АЛЯСКИ

Возраст	Районы	Описание пород	Мощность, м
Миссисипий	Центрально-западная область	Массивные, светлые, полукристаллические известняки в значительной степени окремненные; известняки Лисборн	
		Песчаники, сланцы, тонкозернистые известняки, местами кремнистые сланцы, конгломераты; формация Ноатак	более 1600
	Округ Каннинг	Серые и черные известняки, несколько брекчированные, сильно окремненные, частично соответствуют известнякам Лисборн	1000
		Черные известняки, сланцеватые глины, глинистые сланцы и песчаники; возраст не ясен; залегают несогласно на сильно метаморфизованных кристаллических сланцах	?
Верхний девон	Округа Колвилл и Ноатак	Кварциты, песчаники, глинистые сланцы с подчиненными конгломератами, грубыми песчаниками и известняками	?
Средний девон	Округа Каннинг и Лисборн	Известковые песчаники и сланцевые глины, конгломераты, известняки	?
		Черные сланцы, сланцеватые глины и подчиненные песчаники; на карте не подразделены	330
Силур	Округ Ноатак—Кобук	Массивные, несколько кремнистые известняки; известняки Скагит	более 2000

В начале девона у северного разветвления реки Чендалар, вдоль южного склона хребта Брукс, произошло внедрение гранитов (Мерти, *417*). Это пока единственная точно установленная палеозойская гранитная интрузия, и она расположена в области развития материкового комплекса слоистых пород. Нижний девон отсутствует, и отложения среднего девона несогласно залегают на силуре. Породы под поверхностью несогласия метаморфизованы сильнее, чем вышележащие. Это свидетельствует о неспокойном состоянии земной коры в геосинклинали, и такое же состояние обнаруживается в палеозойских толщах архипелага Александр, расположенного несколько ближе к континенту, чем прогиб, где отлагался вулканический комплекс.

Имеются и другие многочисленные несогласия внутри вулканического комплекса.

ТРИАСОВАЯ И ЮРСКАЯ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬ И СМЕЖНЫЕ БАССЕЙНЫ

В триасе, а также и в юре из палеозойской геосинклинали возникла большая геоантиклиналь, разделившая два прилежащих бассейна осадконакопления на северный и южный (см. фиг. *311*). В южном бассейне накапливались главным образом осадки вулканического комплекса, в то время как в северном прогибе отлагались известняки, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы континентального комплекса. На картах нанесены линии, демонстрирующие эту структуру, но Мерти (*416*) описывает ее как область эпейрогенического поднятия и размыва.

Эта геоантиклиналь в общем параллельна геоантиклинали Кордильер Канады и Соединенных Штатов, уже описанных выше и изображенных на палеотектонических картах XI, XII и XIII.

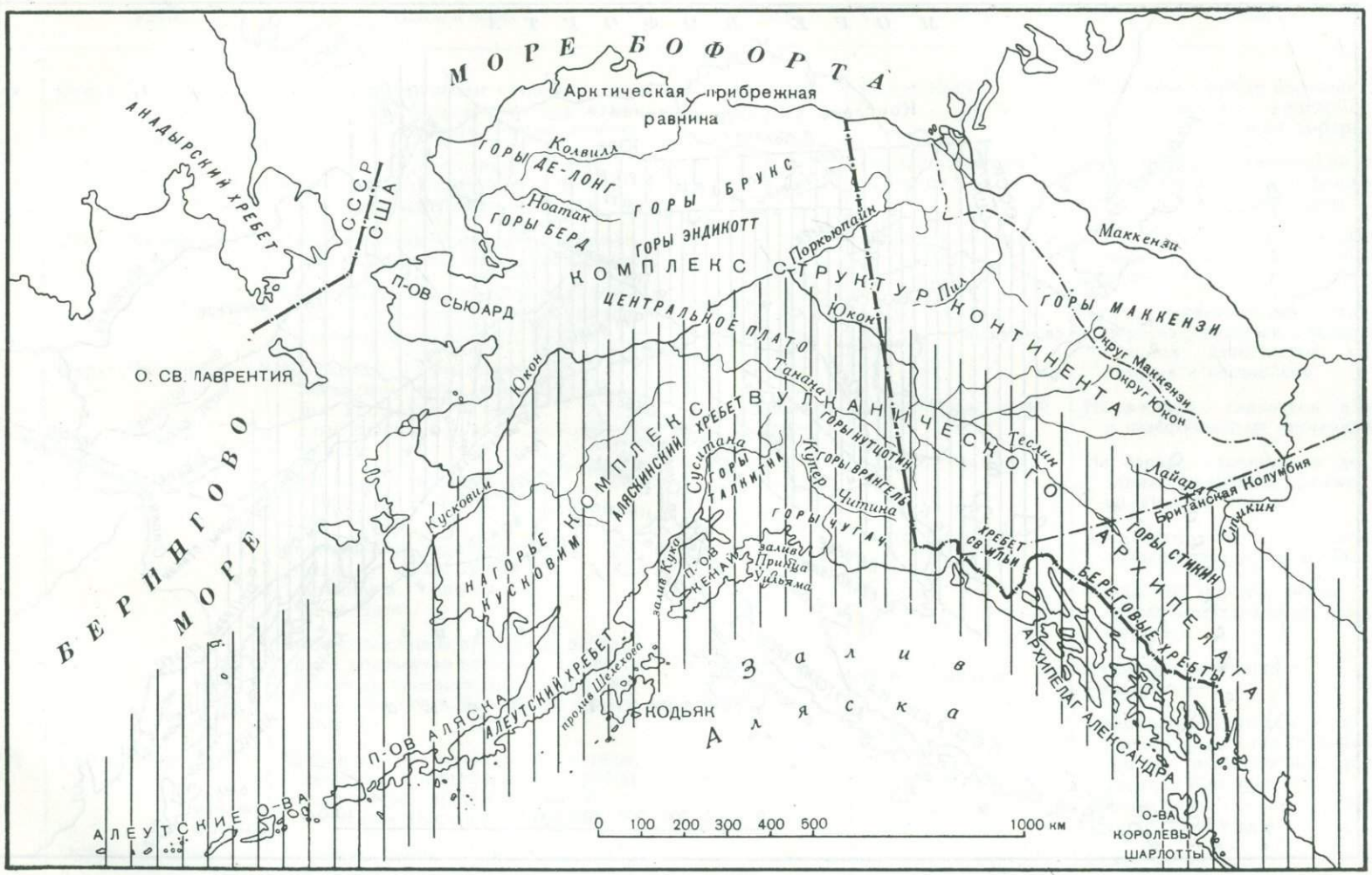
Мощность осадков триаса и юры в северном бассейне неизвестна. До настоящего времени здесь не обнаружено столь значительных мощностей, как в прогибе Айдахо и Юты, вдоль края геоантиклинали, примыкающего к континенту.

Ниже приведен разрез триасовых и юрских отложений вулканического комплекса в районе залива Кук (по корреляционной таблице Смита) (*552*).

Геоантиклиналь в центре палеозойской геосинклинали Кордильер Соединенных Штатов и Канады столь отчетливо выражена, что ее присутствие в Аляске подтверждает соображения о существовании здесь столь же широкой палеозойской геосинклинали.

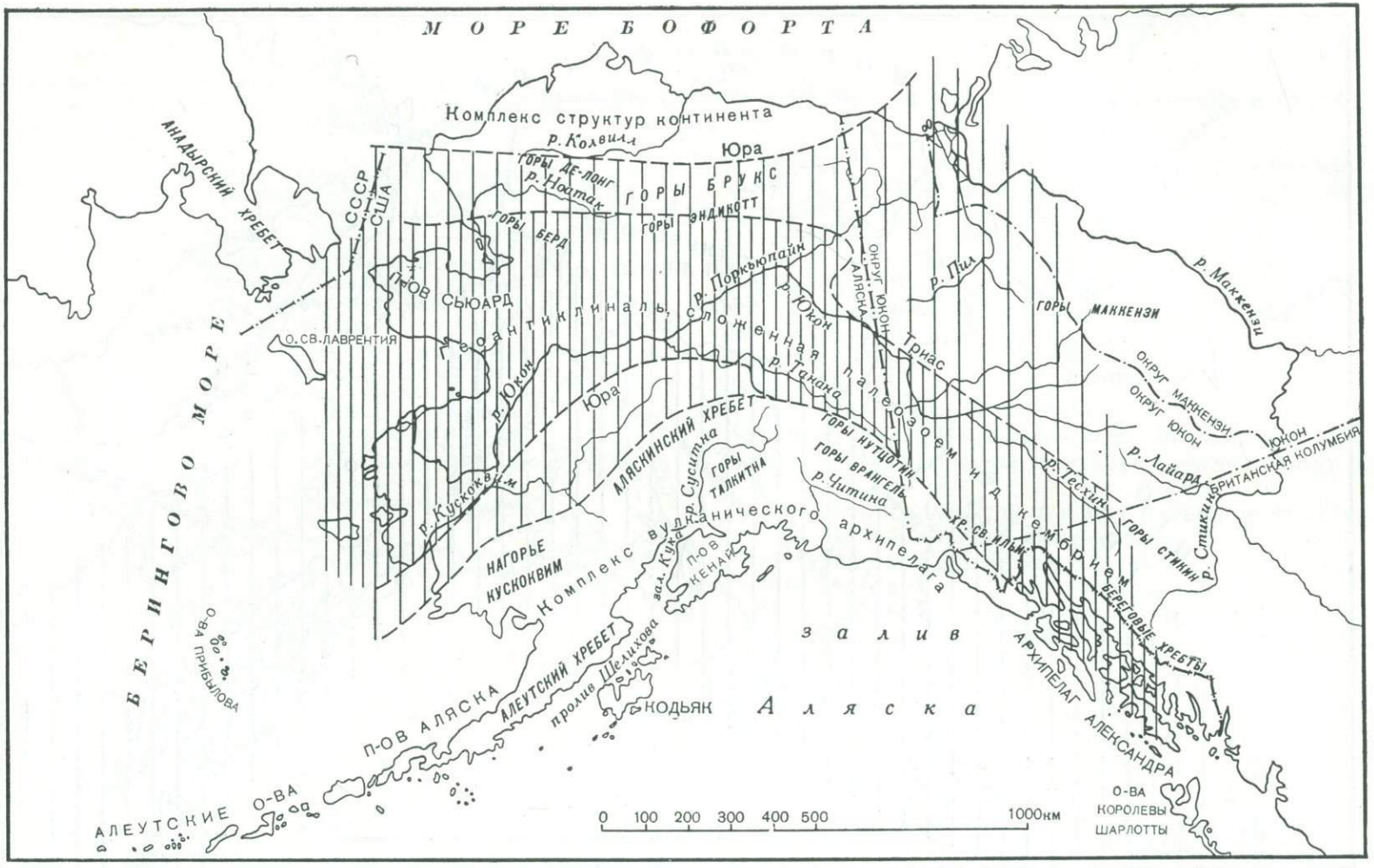
МЕЛОВЫЕ БАССЕЙНЫ И ГОРНЫЕ ПОЯСЫ

Геологическая карта Аляски и корреляционная таблица, приводимые Смитом (*552*), показывают, что нижне- и верхнемеловые породы распространены столь широко, что большая часть Аляски в меловое время должна была находиться под водой и служить областью осадконакопления. Значительные части триасовой и юрской геоантиклинали были, несомненно, покрыты водой. Мерти (*416*) отмечает, что в меловое время



Фиг. 310. Подразделения палеозойской геосинклинали Аляски.

Штриховка — область развития комплекса вулканического архипелага; белое — область развития материкового комплекса.



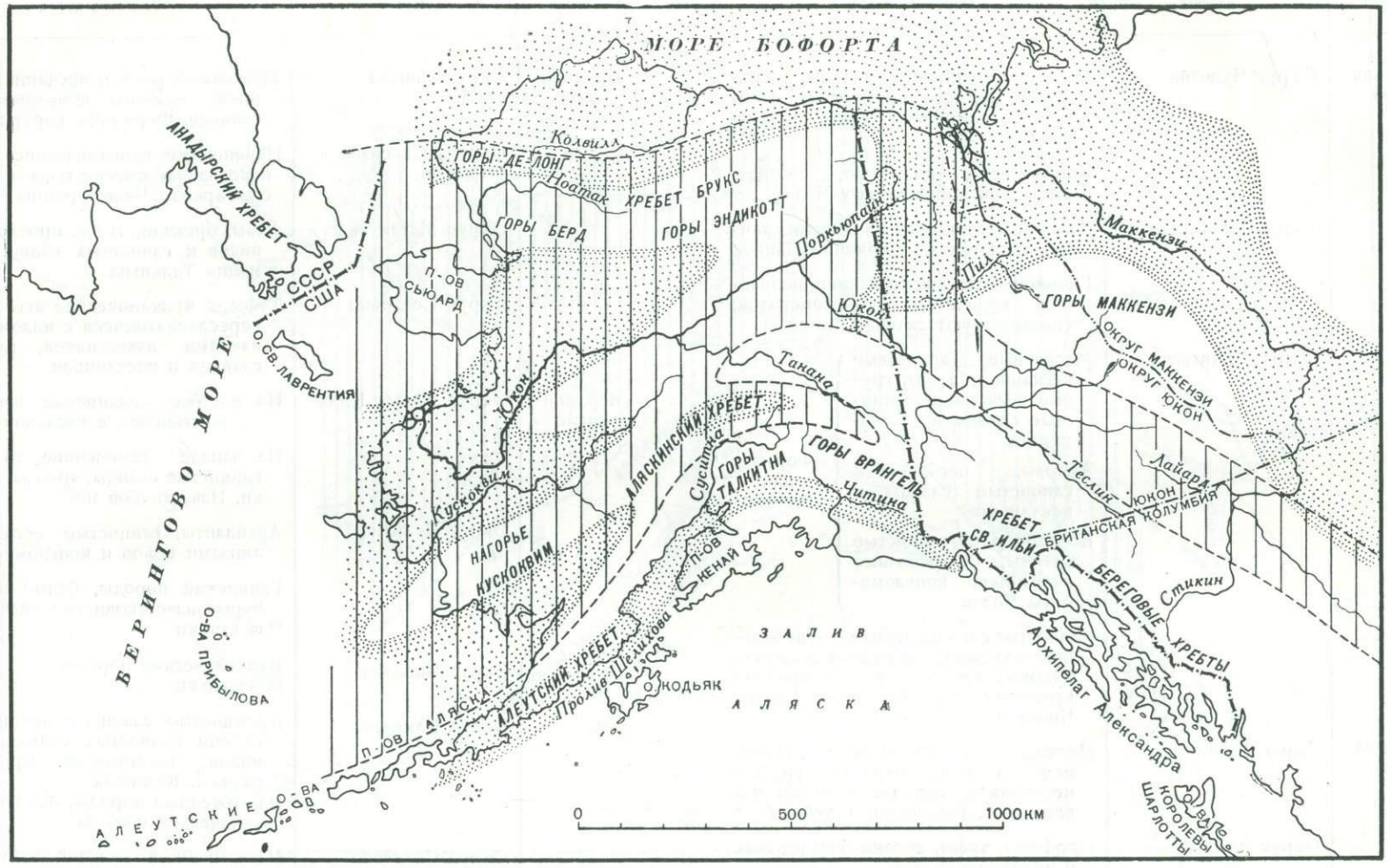
Фиг. 311. Геоантиклиналь Аляски в триасовое и юрское время и области осадконакопления по обе стороны от нее.

Редкая вертикальная штриховка (север Аляски) — область геоантиклинали, располагавшаяся в юре несколько севернее, чем в триасе; частая штриховка — область как юрских, так и триасовых поднятий; редкая штриховка (юг Аляски) — граница триасового поднятия.

ЮРСКИЕ И ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛЯСКИ

Продолжение

Возраст	Районы	Описание пород
Верхняя юра	Округ Чулитна	Песчаники, глинистые сланцы, аргиллиты, немного кремнистых сланцев, конгломераты, линзы известняка
		Конгломерат, возможно, соответствующий конгломерату Чизик
	Округ Матануска	Зеленые песчанистые глинистые сланцы, аналогичные формации Накнек
		Глинистые сланцы, песчаники, небольшое количество конгломератов; соответствуют сланцам Чинитна
	Округ Чинитна	Массивные аркозовые песчаники, туфы, грубые песчаники, глинистые сланцы и конгломераты (Формации Накнек)
		Аркозы, песчанистые глинистые сланцы и песчаники (Формации Накнек)
		Конгломераты, глинистые сланцы, аркозовые песчаники; конгломераты Чизик (Формации Накнек)
		Глинистые сланцы, аргиллиты, небольшое количество песчаных и известняковых прослоев, редкие прослои крупного песка. Глинистые сланцы Чинитна
Средняя юра	Округ Чинитна	Песчаники и песчанистые сланцы, немного конгломератов, грубых песчаников, аркозов, немного известняков. Песчаники Тукседни
	Округ Камишак	Порфиры, туфы, потоки базальтовых и андезитовых лав
	Округ Матануска	Песчаники, сланцы, небольшое количество конгломератов, соответствующих песчанику Тукседни
	Округ Сквентна	Аргиллиты, иногда песчаники, небольшое количество известняков
Средняя юра	Округ Иентна	Массивные грубые песчаники, песчаники, немного конгломератов и сланцев. Формация Тордрильо
	Округа Сквентна — Иентна	Измененные вулканические породы, переслаивающиеся с туфами, кремнистые аркозы. Часть группы Сквентна
	Округ Матануска	Лавы, брекчии, туфы, прослои песчаников и глинистых сланцев. Формация Талкитна
	Округ Селдовия	Туфы, вулканические агломераты, переслаивающиеся с маломощными пачками известняков, глинистых сланцев и песчаников
Верхний триас	Округ Валдес-Крик	На востоке — глинистые известняки и известковистые песчаники
		На западе — темносиние до черных глинистые сланцы, аркозы, граувакки. Известняков нет
	Округ Чулитна	Аргиллиты, глинистые песчаники с линзами туфов и конгломератов
		Глинистые породы, белые и ржаво-бурые известковистые песчаники Известняки
	Округ Чинитна	Вулканические породы Известняки
	Округ Камишак	Кремнистые сланцы с тонкими прослоями глинистых сланцев, песчаников, известняков. Кремнистые сланцы. Камишак Изверженные породы, основные вулканические породы
	Округ Селдовия	Известняки с вулканическим материалом Кремнистые сланцы с примазками аргиллитов Эллипсоидальные разности зеленокаменных пород



Фиг. 312. Меловые моря и линейные поднятия Аляски и позднеларамийский пояс сжатия.

Пунктир — моря; белое — поднятие; штриховка — ларамийская зона.

в те или иные моменты вся Аляска являлась областью осадконакопления. Но грубообломочный характер большей части меловых пород, а также несогласия как в основании, так и внутри меловых толщ заставляют того же автора предполагать, что возникновение последних связано с «дифференциальным изгибанием» или даже с горообразованием.

Если выделить на карте области развития мела и области, лишенные меловых отложений, то можно распознать линейно вытянутые поднятия и трогообразные прогибы между ними (см. фиг. 312). Хребет Брукс, вероятно, резко поднимался в конце раннемелового времени, а затем снова поднялся в послеверхнемеловое время (Мерти, *416*). Большая геоантиклиналь Кордильер вступает на Аляску и разделяется, повидимому, на четыре ветви. Наиболее северная из них образована хребтом Брукс, вторая — областью реки Юкон, от форта Юкон до Руби и далее, третья — зоной Кантишна — залив Кускоквим, наконец четвертая — хребтами Нутцотин и Аляскинским. К югу от этого южного дугообразного поднятия образовался длинный узкий прогиб, в котором накапливалась серия конгломератов, туфов, черных глин (ныне превращенных в сланцы и филлиты), граувакк, известняков, аргиллитов и песчаников. С юга этот прогиб был ограничен другим поднятием, которое могло быть связано с прибрежным архипелагом юго-восточной Аляски, Британской Колумбии и Соединенных Штатов.

Вдоль северного склона Аляскинского хребта развита группа континентальных отложений позднемелового возраста — формация Кентуэлл. Она содержит хорошо выраженный базальный конгломерат, с гальками до 15 *см* в диаметре, и много прослоев конгломератов внутри толщи. Формация достигает мощности нескольких тысяч метров. Она залегает несогласно на несколько более древних верхнемеловых породах, а также на домеловых отложениях. По данным Мерти (*416*), формация Кентуэлл отложилась во время первого мощного поднятия Аляскинского хребта; но распространение докентуэллских меловых пород указывает, что хребет уже был заложен более молодыми меловыми движениями.

К северу от хребта Брукс нижний мел достигает, по меньшей мере, мощности 3300 *м*, а верхний мел, — по крайней мере, 5000 *м* (Смит, *552*). Если мощность мела действительно такова, то следует признать, что прогиб имел геосинклинальные размеры. Возможно, что на юге геосинклинальной области была достаточно большая суша, служившая источником всех этих осадков, но характер их распространения, показанный на фиг. 312, вызывает в этом некоторое сомнение.

Меловые отложения в низовье залива Юкон также достигают мощности более 3000 *м*. За исключением своего открытого конца, обращенного к Берингову морю, бассейн окружен поднятиями, с которых и были, вероятно, снесены осадки.

Несогласие между верхним и нижним мелом, наблюдающееся как в прогибе северной Аляски, так и в заливе Юкон, заставляет Мерти признать заметное движение земной коры, проявившееся во всем районе к концу раннемелового времени.

Меловые отложения в целом лишены вулканических пород, не считая туфов; вулканы, которые выбрасывали вулканический пепел, образовавший эти туфы, располагались, вероятно, вдоль наиболее южного архипелага, который сейчас является склоном Береговых хребтов и аналогичных элементов рельефа морского дна на поверхности континентального шельфа.

Интрузивные изверженные породы распространены в Аляске повсеместно, но еще недостаточно хорошо изучены, и поэтому классификация их представляется несвоевременной. Все же одна группа, повидимому наиболее многочисленная, имеет мезозойский возраст. Ее возраст был особенно хорошо установлен в Аляскинском хребте. Смит (*552*) отмечает:

«Большинство крупных интрузивных тел в Аляскинском хребте сложено гранитами. Это относится к батолитам, образующим большую часть северных склонов горы Мак-Кинли и смежных нагорий, включая и гору Форейкер. Несомненно, большая высота горы Мак-Кинли — самого высокого пика Североамериканского континента, обусловлена значительным сопротивлением выветриванию интрузивных пород, которыми этот пик частично сложен, а также их воздействием на осадочные породы, в которые интрузивы внедрились, уплотнив последние. Гранитные интрузивы Аляскинского хребта долго считались юрскими; возможно, что некоторые интрузивы действительно имеют юрский возраст, однако Капп доказал, что многие из них, несомненно, секут формацию Кентуэлл, которую относят к верхнему мелу. Поге также описал сходные, до некоторой степени, соотношения в окрестностях Брод-Пасс, где граниты отнесены к третичному времени. Кроме этих наиболее кислых интрузивов, формацию Кентуэлл прорывают базальты, андезиты и другие большей частью основные породы, которые также считаются третичными».

Ввиду того, что многие изверженные массивы, секущие юрские породы, очень напоминают в петрографическом отношении породы Аляскинского хребта, большинство их может оказаться верхнемеловыми или раннетретичными и быть связанными с кентуэллской орогенией. Распространение интрузивов трудно увязать со схемой расположения бассейнов и поднятий юрского времени.

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ И РАННЕ (?) ТРЕТИЧНАЯ ОРОГЕНИЯ

Орогения, зафиксированная формацией Кентуэлл, относится, вероятно, к концу мела. Формацию Кентуэлл сначала считали эоценовой, но теперь, по данным Чени, ископаемая флора дает несомненные доказательства позднемелового возраста (Смит, *552*). Позднемеловой возраст формации принят также Геологической службой США. Ввиду того, что формация Кентуэлл залегает несогласно на других меловых отложениях, она, повидимому, моложе различных формаций монтанского возраста в южной Альберте, Монтане, Вайоминге и Юте. В таком случае она соответствует одной из ранних фаз ларамийской орогении. Орогения Санта-Люсия центральной части Береговых хребтов Калифорнии, относящаяся к середине верхнего мела, имеет приблизительно тот же возраст, что и кентуэллская.

Отложения, залегающие выше формации Кентуэлл Аляскинского хребта, несут следы более поздних нарушений. Как указывает Смит (*552*),

«вдоль северных склонов Аляскинского хребта, а местами — в смятых в складки небольших внутригорных бассейнах залегают осадочные породы, которые были более или менее сильно уплотнены и кое-где так сильно смяты в складки, что слои стоят вертикально или даже перевернуты. Эти слои не получили какого-либо особого названия, но обычно их относят к угленосной формации. Они сложены главным образом песчаниками, глинами, мелкогалечными конгломератами с многочисленными угольными пластами. Их соотношение с формацией Кентуэлл не доказано окончательно, но, по предварительным данным, они несогласно перекрывают слои Кентуэлл, являются менее уплотненными и в целом кажутся слабее нарушенными. Очевидно, эти слои отложились еще до того, как Аляскинский хребет приобрел свой современный облик, то есть в то время, когда он представлял собой область с низким рельефом и зрелой эрозионной сетью. По мере роста хребтов обширные участки угленосных пород были размыты, так что сейчас эти слои сохранились лишь там, где эрозия была менее интенсивной, или там, где эти породы были лучше защищены».

Угленосная формация Кенай и другие свиты, возможно соответствующие ей и развитые на юге Аляскинского хребта, видимо, указывают на те же относительно спокойные условия; но многочисленные вулканические породы, такие, как брекчии, аггломераты, туфы и потоки базальта, андезиты, трахиты и риолиты, приблизительно того же возраста, что и угленосная формация, развиты как к северу, так и к югу от главного пояса Аляскинского хребта и указывают на неспокойное состояние земной коры; однако ископаемые, которые позволили бы точно установить возраст этих толщ, почти нигде не были найдены. Возможно, что вулканический архипелаг, который ограничивал меловой прогиб, тянувшийся вдоль берега залива Аляски, все еще существовал и доставлял большую часть вулканических пород в южную эоценовую зону аккумуляции.

Над угленосными формациями Аляскинского хребта залегает гравий Ненана, который описывается следующим образом в работе Смита:

«Формация состоит из неуплотненного или только слабо сцементированного материала, который большей частью представляет собой хорошо окатанный крупный гравий с подчиненными линзами песка. Формация местами достигает мощности 660 *м*. Считают, что она образовалась за счет сноса обломочных пород с растущего Аляскинского хребта, начавшегося в конце периода отложения угленосной формации. Капп считает, что местами формация Ненана граничит с угленосной толщей по тектоническому контакту и что она имеет, предположительно, тот же возраст.

Эта точка зрения кажется автору несколько спорной; он склонен полагать, что между обеими формациями есть стратиграфический перерыв и что гравий Ненана может иметь миоценовый или плиоценовый возраст, причем последнее более вероятно».

Интенсивная складчатость формации Кентуэлл и угленосной формации отмечает вторую большую фазу орогении в области Аляскинского хребта, по крайней мере, к северу от Юкона. Неизвестно, является ли гравий Ненана той полосой обломочных пород, которая непосредственно окаймляла склоны создавшихся тогда гор. Если бы удалось найти палеонтологические доказательства непосредственной возрастной смены угленосных толщ гравием, то тогда последний, несомненно, следовало бы рассматривать как продукт, образовавшийся при поднятии гор; но если окажется, что гравий имеет миоценовый или плиоценовый возраст, то возможно несколько различных соотношений: 1) орогения, нарушившая угленосную толщу, относится к эоцену, далее следует длительный период эрозии и вслед за этим эпейрогеническое поднятие и отложение гравия; 2) орогения относится к миоцену или плиоцену, и отложение гравия является ее непосредственным результатом. Обе возможности были подчеркнуты Мерти (*416*), который отмечает также, что первая фаза орогении Кентуэлл проявлялась только в южной Аляске и на хребте Брукс, а вторая распространилась также и на область Юкона. Как верхний мел, так и эоцен были смяты в складки, прорваны интрузиями монцонитовых и основных пород и местами перекрыты их поверхностными эквивалентами. С монцонитами в Аляске связаны месторождения киновари.

Относительно вулканической деятельности, проявлявшейся в конце мела и в ранне(?)третичное время, Смит указывает:

«Формация Кентуэлл содержит потоки лавы и туфы кислого, среднего и основного характера, а глубинные эоценовые аналоги всех этих пород присутствуют, вероятно, в Аляскинском и Береговых хребтах. Послекентуэллские движения, имевшие место до и во время отложения угленосных толщ, также сопровождались вулканизмом, так как формация Кентуэлл была прорвана большими массами гранитов, в то время как угленосные толщи, насколько мы знаем, ими не прорваны. Начало послеугленосных движений также сопровождалось большими потоками лав базальтовых и близких к ним пород. Наконец, большое количество даек кислых и основных пород различных разновидностей еще более подчеркивает сложность истории магматизма».

В меловое время Алеутский хребет находился большей частью под водой, в то время как Аляскинский хребет вырисовывался все более и более отчетливо; но позднемеловая и раннетретичная история обоих хребтов одинакова. В позднетретичное время район Алеутского хребта был захвачен орогенией Берегового хребта.

ПЛИОЦЕНОВАЯ И ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ОРОГЕНИЯ

Области осадкообразования и зоны нарушений

Южные, или Береговые, хребты были областью проявления наиболее молодой орогении Аляски. Как уже было указано ранее, в ее границы входят остров Кодьяк, полуостров Кенай, горы Чугач и прибрежная часть гор св. Ильи. Они образуют частично погруженный, изогнутый горный пояс, обращенный к заливу Аляске. Пояс сложен мезозойскими породами, большей частью нерасчлененными, и многочисленными ларамийскими (?) интрузиями; однако широко развитые третичные отложения позволяют проследить их геологическую историю в более позднее время. От залива Литуйя до Каталлы тянутся выходы средне- и позднетретичных слоев, которые всегда наклонены и смяты в складки. Смит (*552*) описал их следующим образом:

«В области залива Литуйя изученные третичные породы представлены хорошо уплотненными песчаниками, сланцами и конгломератами с немногочисленными тонкими пластами угля и прослоями туфового материала. Они имеют северо-восточное простирание. Характер фауны, собранной в этих пластах и представленной большей частью морскими формами, указывает на то, что эти породы отложились на дне океана. Однако угольные пласты свидетельствуют, что некоторые пачки разреза образовались в наземных условиях; таким образом, береговая линия за этот период испытала ряд колебаний и район находился то ниже, то выше уровня моря. Ископаемые указывают также на то, что самые нижние третичные слои, выходящие на поверхность, имеют верхнемиоценовый возраст, но вышележащие толщи, представленные главным образом глинистыми сланцами, относятся, вероятно, к плиоцену. Слои были захвачены горообразовательным процессом, в результате чего они оказались смятыми в складки, причем падения слоев достигают 30—60° к Ю. З. К третичному времени относят толщу в несколько тысяч метров, и если разрез этой толщи не повторяется в результате сбросов или складчатости, то мощность его может достигать 4000 *м*.

Приблизительно в 150 *км* к западу от района развития третичных пород залива Литуйя встречаются небольшие площади, на которых развиты косослоистые глинистые сланцы и глины с прослоями лигнитовых углей, также имеющие третичный возраст. Эти породы в целом уплотнены гораздо слабее, чем другие породы этого района, и легко разрушаются при выветривании. В них не наблюдается сколько-нибудь сложной складчатости или разломов, но они обычно значительно наклонены, так что нередки углы падения 45°. Характер пород и встреченная у них фауна показывают, что отложения эти образовались на суше и не содержат морских прослоев. В них пока собрано лишь небольшое количество растительных остатков, тяготеющих скорее к плиоценовым, чем к более ранним флорам третичного времени.

В Хичкоке, Самоваре и на холмах Чей, непосредственно к югу от гор св. Ильи, Рассел уже давно обнаружил отложения, которые он назвал «системой» Пиннакл. Этот комплекс представлен конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами с несколькими тонкими, незначительными прослоями угля; его неполная измеренная мощность достигает 600 *м*.

Считают, что весь комплекс сложен материалом, происходящим из морен, хотя верхняя часть разреза отложилась, повидимому, в морских условиях; она содержит морские раковины, в то время как угольные пласты нижней части разреза содержат наземные ископаемые растения. Фауна и флора указывают на позднетретичный или раннечетвертичный возраст этих пород. Несмотря на то, что большая часть пород «системы» Пиннакл лишь слабо уплотнена, они были так сильно приподняты и наклонены, что встречаются местами на высоте 1600 и более метров над уровнем моря, а местами наклонены более чем на 40°.

Далее к западу, на холмах Робинсон в округе Якатага, к третичному времени были отнесены слои мощностью 2700 *м*, хотя сопоставления с теми или иными сериями этой системы до сих пор не произведено.

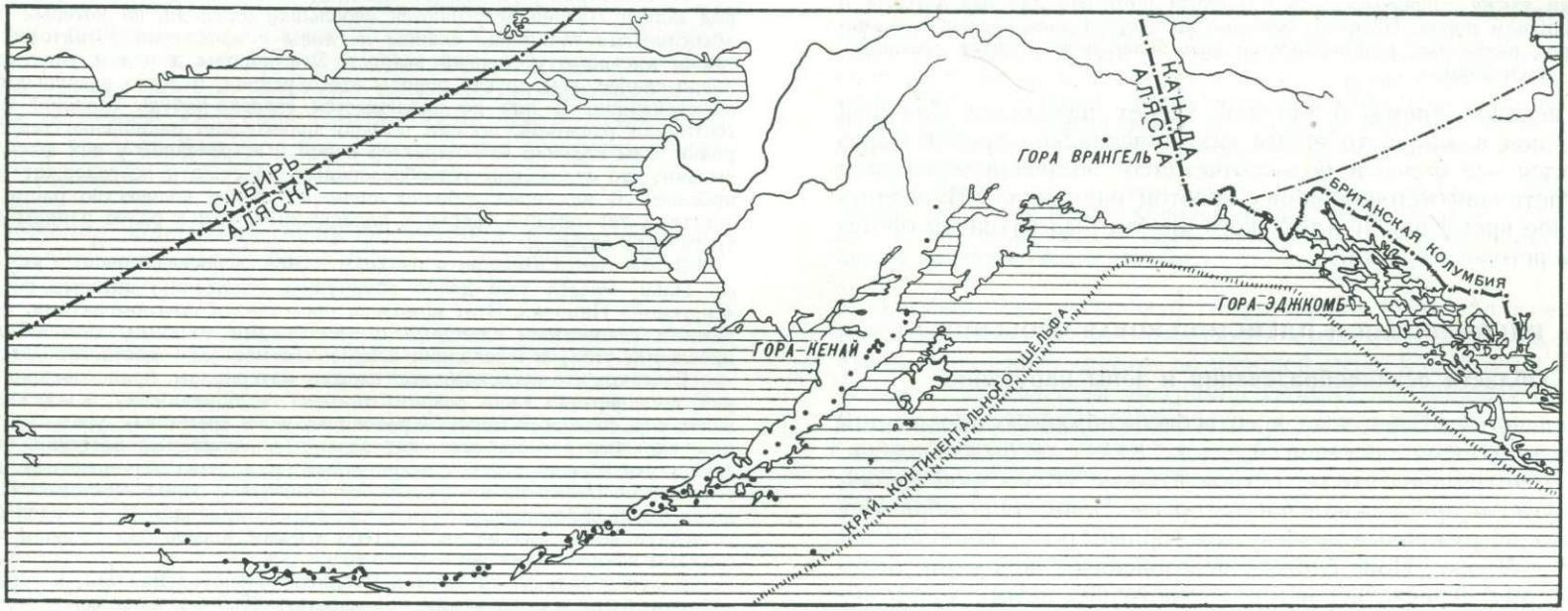
По данным Маддрена, древнейшие слои разреза, которые он относит к эоцену, представлены тонкозернистыми серыми аркозами и черными сланцами с несколькими угольными прослоями. Над ними залегают известковистые сланцы с тонкими прослоями известняка, в основании — с небольшими пачками конгломерата, выше следуют кварцитовые песчаники и глинистые сланцы; они имеют, вероятно, миоценовый или олигоценовый возраст. Эти слои сменяются бурыми песчаниками и глинистыми сланцами с многочисленными прослоями конгломератов. Самая верхняя часть толщи, которую Маддрен считает третичной, представлена глинистыми сланцами, плитняковыми песчаниками и конгломератами, которые он относит к плиоцену. Еще выше по разрезу залегают песчаники и глинистые сланцы с валунами, которые Маддрен хотя и относит к плейстоцену, но сопоставляет с «системой» Пиннакл Рассела, которая, как уже указывалось, отнесена, по крайней мере частично, к третичному времени. Вся масса осадков, образующих третичную систему в округе Якатага, отложилась в морских

условиях близ древней береговой линии. Эти породы могут иметь большое экономическое значение, так как они слагают коренные выходы в районах, где обнаружены нефтепроявления; кроме того, в разрезе местами встречаются угольные пласты.

Вероятно, лучше всего в этом районе изучены третичные отложения области Каталла, так как слои содержат большое количество высококачественных угольных пластов. В этой области, по данным Мартина, развиты два совершенно различных разреза — один к югу, а другой к северу от озера Беринг.

К югу от озера Беринг развита формация Каталла, мощность которой равна 2100 *м*. Точное сопоставление ее с северным разрезом еще не сделано, но она, вероятно, древнее формации Стилуотер. Все данные говорят за то, что перечисленные формации имеют послеэоценовый возраст, причем формация Токум относится к миоцену, а Куштака и Стилуотер — к олигоцену и миоцену.

Признаком, свидетельствующим о широком первоначальном распространении третичных пород, является их изолированный выход на острове Миддлтон, далеко от берега, в Тихом океане. По данным Каппа, здесь



Фиг. 313. Схема расположения вулканов на Аляске (по Смиту, **552**).

Точки — действующие или недавно действовавшие вулканы.

К северу от озера Беринг разрез включает три обособленные формации, которые носят снизу вверх названия Стилуотер, Куштака и Токум. Первая сложена сланцами и песчаниками главным образом морского происхождения мощностью более 300 *м*. Формация Куштака сложена главным образом аркозами с многочисленными пластами угля и отдельными прослоями песчаников и глинистых сланцев. Она образовалась преимущественно в континентальных условиях, и мощность ее достигает 800 *м*. Формация Токум состоит из песчаников и сланцев с тонкими прослоями плитчатых песчаников и немногочисленными известковистыми конкрециями. Она имеет в основном морское происхождение и образует толщу мощностью 800 *м*.

развиты песчаники и конгломераты средней уплотненности, которые местами были наклонены под углом в 30 и более градусов, а затем обнажены морской абразией; позже на их размытую поверхность отложились песчаники и конгломераты».

Третичные отложения были отмечены в большом количестве на полуострове Аляска, в районе от залива Камишак на северо-востоке до залива Павлова на юго-западе, но они имеют здесь большей частью вулканическое происхождение. Из осадочных отложений, имеющих, вероятно, частично эоценовый,

частично миоценовый возраст, одни являются терригенными, другие — морскими; местами мощность их, видимо, достигает 1600 *м*. Близ залива Хереден также могут быть встречены плиоценовые породы. Близ острова Кодьяк и на острове Троицы найдены миоценовые и плиоценовые слои. Все третичные породы смяты в складки, причем углы в несомненно миоценовых и плиоценовых толщах равны 15—20°; в более древних третичных отложениях углы обычно гораздо более круты.

Рассматривая корреляционную таблицу и геологическую карту Аляски в работе Смита (*552*), можно заметить, что более молодые третичные породы сосредоточены в Береговых хребтах; исключением являются лишь некоторые участки на полуострове Аляска. Эта область являлась, таким образом, областью опускания и осадконакопления в миоцене и плиоцене (см. фиг. 273). На восточной стороне, вероятно, накапливались молодые плейстоценовые породы. То обстоятельство, что слои смяты в складки и наклонены, свидетельствует, что эта зона стала областью горообразования; возможно, было несколько фаз, проявившихся во время и после отложения этих слоев. Складчатость выразилась слабее, чем в предыдущие фазы орогении в Аляскинском хребте, так как большинство складок является открытыми. Если гравий Ненана внутренней части Аляски имеет позднетретичный возраст, то может оказаться, что дуга Аляскинского хребта была приподнята во время орогении Берегового хребта.

Если орогения Берегового хребта имеет столь поздний возраст, то распространение высоких элементов рельефа самих Береговых хребтов указывает на расположение орогенической зоны. Поэтому области накопления миоценовых и плиоценовых отложений показаны раздельно и ограничены современными побережьями и континентальным шельфом, в то время как орогеническая зона проходит дальше от берега, целиком включая зону Береговых хребтов (см. фиг. 273).

Следует напомнить, что главной областью интенсивного сжатия в позднекайнозойское время являлись центральные и южные Береговые хребты Калифорнии (см. фиг. 271). Слабые движения сжатия, начавшиеся в миоцене, а затем несколько приостановившиеся, достигли максимума в позднем плиоцене, а потом дали второй максимум в среднем плейстоцене. Орогенический пояс, если он продолжался дальше к северу, проходил в Орегоне и Вашингтоне за современной береговой линией, в полосе, занятой ныне морем; кроме слабых изгибов на острове и Береговых хребтах Британской Колумбии и юго-восточной Аляски, пояс не обнаруживается больше нигде, до самого залива Аляски в районе бухты Литуйя.

Современная вулканическая зона

Большая дуга действующих или недавно потухших вулканов протягивается от горы Эджкомб к острову Крузов, около Ситхи, проходя через гору Врангель, через весь полуостров Аляска и Алеутские острова до Кыски (см. фиг. 313). Длина этой дуги 4000 *км*. К сожалению, большинство вулканов расположено в малонаселенных районах, редко посещаемых путешественниками. Горы эти поднимаются на высоту 2500—3500 *м* над уровнем моря и по красоте своей превосходят многие известные вулканы, расположенные в хорошо изученных областях земного шара.

К югу от горы Спар, на крайней северо-восточной оконечности юго-западной Аляски, область развития третичного и современного вулканизма заметно увеличивается; к югу от Чигника она определяет все особенности района. Высокие современные вулканы, затмевающие все остальные возвышенности, господствуют в ландшафте. Смит (*552*) отмечает:

> «Их главные особенности можно описать следующим образом: вулканическая деятельность во всем районе в целом началась с наступлением третичного периода и продолжается с переменной силой до настоящего времени.
>
> Лавы по своему составу довольно близки к нормальным андезитам, но, кроме того, известно несколько фаз извержений основных пород, аналогичных базальтам или несколько более кислых, приближающихся к риолитам. Здесь известны практически все виды вулканической деятельности, от бурных взрывов до спокойного излияния лавы, представленные в различных областях и даже во многих отдельных вулканах».

Дугообразная полоса вулканов, несомненно, является зоной активной орогении и тесно связана с позднекайнозойской орогенической зоной. Ее соотношение с континентальным шельфом и Алеутским рвом на юге и Беринговым морем на севере уже рассматривалось в главе 31.

33

АРКТИКА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ЦЕЛИ

Термин «Арктика» мы будем применять для обозначения следующих геологических провинций: 1) Арктического архипелага, расположенного к северу от Североамериканского континента; 2) Гренландии; 3) областей шельфа, окаймляющих континенты, которые окружают Северный Ледовитый океан; 4) областей щитов на различных континентах, обращенных к Северному Ледовитому океану; 5) орогенических зон, которые захватывают Северный Ледовитый океан или протягиваются в его пределах, теряясь на дне. Аляска, описанная выше, исключается нами из этого обзора. Изучение строения всех перечисленных районов дает нам основание полагать, что раньше в этой обширной области существовала большая суша, ныне затопленная океаном; возникает вывод, что Евразия, Гренландия и Северная Америка связаны через северные полярные области в единый огромный континент. Цель настоящей главы — дать краткий очерк данных, имеющихся по арктическим районам, для того чтобы собрать воедино доказательства теории существования древней Арктики и осветить ее историю.

АРКТИЧЕСКИЙ АРХИПЕЛАГ

Введение и литература

Арктические острова Канады вместе с полуостровами Бутия и Мелвилл образуют географический комплекс, известный под названием Арктического архипелага. Он протягивается на 2500 *км* от Гудзонова залива, от 62° с. ш. до северной оконечности острова Эллисмер, на 80° с. ш. Его наибольшая протяженность с востока на запад равна приблизительно 1600 *км*.

О строении центральной части Арктического архипелага известно очень мало, так как исследования обычно ограничивались главным образом побережьем островов и короткими маршрутами вглубь их территории. Однако собрано достаточно данных, позволяющих составить общее представление об особенностях географии и геологии.

Данные по геологии Арктического архипелага были недавно обобщены Армстронгом (*17*), и фактический материал, изложенный на следующих страницах, взят главным образом из его работы. Была использована также работа Уошберна (*640*) по острову Виктория и смежным районам. Оба автора подчеркивают неравноценность данных, имеющихся по этому обширному району.

Докембрийские и раннепалеозойские области

Два обширных участка Канадского щита, как известно, лишены палеозойских отложений и сложены исключительно породами докембрия. Они лежат по обе стороны Гудзонова залива; западный участок расположен к югу от залива Коронейшен и залива Куин-Мод, а восточный — к югу от пролива Гудзона (см. фиг. 314). Гудзонов залив подстилается, повидимому, почти горизонтально лежащими толщами раннепалеозойского возраста. Обширная область на севере Арктического архипелага образована обоими элементами — докембрийскими породами и пологозалегающими нижнепалеозойскими слоями.

При изучении новой «Геологической карты доминиона Канады» и «Геологической карты Северной Америки» можно отметить, что области развития докембрийских и нижнепалеозойских пород обширны, но распределены неравномерно. Они охватывают острова Виктория, Принца Уэльского, Сомерсет, Баффинову Землю, Девон и полуострова Бутия и Мелвилл. Местами обнажен контакт палеозойских и докембрийских пород; в других местах основание палеозоя находится ниже поверхности моря, и утесы, вырезанные в горизонтальных породах палеозоя, отвесно поднимаются от уровня моря до высоты 330 *м*. На Баффиновой Земле, прямо к северу от Камберленд-Саунд, докембрийские породы поднимаются на высоту до 3300 *м* над уровнем моря. На докембрийских породах залегают

Фиг. 314. Палеозойские щиты и орогенические поясы, примыкающие к Северному Ледовитому океану.

Данные по тектонике Азии по работе Умбгрова (617); изобаты в метрах; использованы все доступные данные; параллельные прерывистые линии — орогенические поясы; горизонтальная штриховка — щиты; «чукотская глыба» (ядро) отнесена к щитам.

то отложения кембрия, то непосредственно ордовик или силур.

Вообще было отмечено (Армстронг, *17*), что породы все более и более молодых систем последовательно сменяют друг друга с юга на север, причем на острове Эллисмер, возможно, наблюдается непрерывный разрез от кембрия до триаса и даже до юры. Мощность палеозойских пород обычно возрастает с юга на север. Во многих прибрежных областях мощности равны 30—300 *м*, но на полуострове Борден, на северной оконечности Баффиновой Земли, встречена толща ордовикских и силурийских отложений мощностью около 700 *м*. Еще далее к северу, в области каменноугольных пород на острове Эллисмер, общая мощность разреза палеозоя достигает, по крайней мере, 3300 *м*. Каменноугольные породы южного берега острова Мелвилл имеют, как сообщают, мощность 1300 *м*.

Нижнепалеозойские слои представлены главным образом известняками и глинистыми сланцами с пачками песчаников, встречающихся главным образом в кембрии и карбоне. Это типичный комплекс центральной устойчивой области или щита. Трансгрессивные перекрытия докембрия и порядок мощностей также типичны для щита.

Весьма интересно было бы выделить бассейны и купола или своды среди палеозойских отложений архипелага. Можно отметить свод докембрийских пород, протягивающихся на север, вдоль полуострова Бутия, к Пил-Саунд; к западу от него расположен палеозойский бассейн, занимающий южную часть острова Виктория. Однако в других местах встречается много разбросанных останцов палеозойских пород, залегающих на докембрии и не поддающихся группировке в бассейны. Мощности, которые нам известны, нигде не указывают на существование местных бассейнов. Было установлено, что докембрийские породы во многих местах покрыты нижнепалеозойскими отложениями, а затем вследствие неравномерных поднятий последние были разрушены и смыты на больших площадях. В силу этого ошибочно базироваться на данных о современном залегании палеозойских отложений при суждении о древних бассейнах. При современном состоянии геологической изученности следует пока считать, что может быть выделено лишь одно широкое подразделение — «докембрийские и палеозойские области». Это, несомненно, составной элемент устойчивой внутренней части континента, получившего в главе 3 название Арктической устойчивой области.

Каменноугольные и триасовые области

К северу и западу от области развития докембрийских и раннепалеозойских пород расположена широкая линейно вытянутая область каменноугольных пород; Майнк (*397*) считает эти породы пермскими. Их можно проследить от пролива Робсон, между северными оконечностями Гренландии и острова Эллисмер, на юг, до залива Доббин, а затем на запад, где обнаружена обширная область развития триаса на протяжении около 250 *км*. К югу от полуострова Бьорн установлено еще более значительное распространение каменноугольных пород; далее к юго-западу остров Гринелля, повидимому, нацело сложен породами того же возраста. Западнее острова Батерст, Мелвилл, Принц-Патрик и северная часть острова Бенкс сложены главным образом, если не исключительно, породами карбона.

Обширная область триаса лежит к западу от полосы карбона, на западной стороне острова Эллисмер и на восточном побережье острова Аксель-Хейберг. Эта область, повидимому, линейно вытянута и параллельна главной границе карбона, которая была только что описана. Особенное внимание следует обратить на вопрос, соединяются ли небольшие участки развития триаса на островах Батерст и Принц-Патрик с главной их массой. Триасовые породы представлены песчаниками с «подчиненными сланцами и известняками» (Армстронг, *17*). Некоторые слои, тянущиеся от залива Скарсби до мыса Кроссуэлл вдоль восточного края острова Эллисмер, могут также относиться к триасу, хотя в них не было найдено ископаемых остатков. Они представлены «сланцами, кварцитами, кристаллическими сланцами, грубыми песчаниками и известняками» и названы слоями Роусон-Кейп по одноименному мысу в северо-западной Гренландии. Мощность этих слоев не указывается.

Складчатый пояс Эллисмер — Гренландия

Большая часть палеозойских и триасовых пород в Арктическом архипелаге залегает горизонтально, но в области с увеличенными мощностями, то есть в полосе, протягивающейся с северо-востока на юго-запад через остров Эллисмер и северо-западное побережье Гренландии, породы заметно смяты в складки. Армстронг (*17*) отмечает:

«Близ фиорда Вандом, на западном побережье острова Эллисмер, наблюдались смятые в складки слои силурийского и ордовикского возраста.

Здесь развиты серии острых антиклиналей северо-восточного простирания. К югу изгибы становятся менее резкими, хотя во многих местах, как, например, вдоль северного побережья фиорда Бауманн, слои имеют очень крутое падение. Складчатость ослабевает также в восточном направлении и еле различима в 18 *км* от верховья залива Макинсон. О продолжении складок в других направлениях известно очень мало. Складки не наблюдались на южной стороне фиорда Бауманн, где складчатые силурийские и ордовикские слои или погребены под более молодыми и горизонтально залегающими толщами девона и карбона, или поворачивают на запад, к морю. Если верно первое предположение, то складчатость имеет додевонский, вероятнее всего, позднесилурийский (каледонский) возраст.

Другая зона складчатых пород выходит вдоль северо-восточного побережья острова Эллисмер, к северу от залива Скорсби и мыса Кроссуэлл. Эти складчатые породы называются слоями Роусон-Кейп и представлены немыми сланцами, кварцитами, кристаллическими сланцами, грубыми песчаниками и известняками. Они обычно залегают вертикально и имеют общее юго-западное простирание. Их возраст неизвестен. Бентам считает, что они, возможно, представляют собой северо-восточное продолжение смятых в складки силурийских слоев фиорда Вандом и что складчатость в обоих случаях является каледонской. Кох, изучивший слои Роусон-Кейп в северо-западной Гренландии, считает складчатость каледонской, хотя его доводы не окончательны. Шей предполагает, что складчатость является послетриасовой и домиоценовой и что слои Роусон-Кейп имеют отчасти триасовый возраст. Он основывает свое заключение на находке литологически сходных триасовых пород на западной стороне острова Эллисмер.

Триасовые песчаники с подчиненными прослоями сланцев и известняков слагают большую часть восточного побережья острова Аксель-Хейберг и противоположный берег острова Эллисмер. Эти породы содержат руководящие ископаемые. Шей отмечает, что наклон триасовых слоев во многих местах достигает 50—60° и что к северу от фиорда Грили имеются складки».

По предварительным данным о геологии орогенической зоны северной Гренландии (Земля Пири), полученным датской экспедицией в 1948—1949 гг. (Уинтер, *685*), собранные в этом районе окаменелости определяются как раннекембрийские, раннеордовикские и силурийские; нижнепалеозойские породы смяты в складки и несогласно перекрыты морскими толщами пенсильванского, ранне(?)пермского и триасового возраста. Слои с окаменелыми древесными стволами и отпечатками листьев деревьев с опадающей листвой могут иметь меловой или третичный возраст. За отложением слоев, содержащих растительные остатки, последовала складчатость, а местами сбросообразование. Основные интрузии докембрийского (?) возраста прорывают группу Туле, а основные силлы послеордовикского и допенсильванского возраста наблюдались на востоке Земли Пири.

Признаки недавней вулканической деятельности были отмечены недалеко от фиорда Бренлунд.

Каменноугольные, возможно, пермские породы, тянущиеся вдоль южного побережья острова Мелвилл, близ залива Бриджпорт, известны под названием «песчаниковых серий» и имеют мощность не менее 1200 *м*. Они состоят из 405 *м* сланцев с небольшим количеством прослоев песчаника, покрытых толщей белых песчаников мощностью 875 *м*. Породы наклонены на юг под углом в 65° (Армстронг, *17*).

Совпадение простирания этих слоев с простиранием главного контакта каменноугольных пород и более древних отложений, а также значительная мощность этих отложений в районе развития крутых падений заставляют предполагать, что складчатая зона острова Эллисмер поворачивает к западу, проходя через остров Мелвилл. Ввиду того, что геология острова Бенкс мало изучена, продолжение складчатого пояса к западу от острова Мелвилл неизвестно. Возможно, что он протягивается через море Бофорта и что его отражением являются описываемые Мерти (*417*) палеозойские слои северо-восточного простирания в области Танана — Юкон на Аляске.

Так как триасовые породы смяты в складки, деформация либо имеет послетриасовый возраст (судя по Аляске, вероятно, ларамийский возраст), либо происходила в две стадии — послетриасовую и послекарбоновую, то есть дотриасовую. Если имелись две фазы нарушений, то триасовые породы должны быть частично представлены грубообломочными породами и отражать диастрофизм первой стадии. Однако здесь наблюдаются только песчаники и сланцы (shists). Этот последний термин употребляется явно не в том смысле, как это обычно принято у американских авторов, и значение его неясно. Возможно также, что каменноугольные слои несогласно перекрывают девон и более древние породы, или что угловое несогласие отделяет девон от силура, и что в зоне сжатия проявились последовательно акадская и каледонская орогении.

Однако эти соотношения являются сугубо предположительными.

Третичные отложения

Выходы третичных осадочных пород имеются во многих пунктах архипелага. У северного конца Баффиновой Земли, на южной стороне пролива Эклипс-Саунд, по обеим сторонам залива Неви-Борд и у вершины залива Изабелла встречается толща переслаивающихся песчаников, глинистых сланцев и лигнитов, предположительно третичного возраста. Отложения, вероятно миоценового возраста, содержащие ископаемые остатки деревьев, выходят в юго-восточной части острова Принц-Патрик. Третичные отложения развиты в нескольких

местах вдоль северо-восточного и западного берега острова Эллисмер. Они представлены песчаниками, глинистыми сланцами и лигнитами и содержат ископаемые растительные остатки. Один пласт угля у фиорда Стенкулс имеет мощность 1,7 *м*. Третичные отложения, содержащие обугленные ископаемые древесные стволы, вероятно миоценового возраста, были найдены на северо-западном берегу острова Бенкс.

Армстронг (*17*), из работы которого взято вышеприведенное резюме, не берет на себя ответственность за установление миоценового возраста пород. Повидимому, Чени (*116*) относит их целиком к эоцену. С третичными отложениями Арктического архипелага тесно связаны третичные отложения северного побережья Аляски и в особенности «угленосная свита» (coal measures) внутренней части, возраст которой обычно считается эоценовым, но может быть и более молодым. Возможно, на Аляске присутствуют две угленосные серии различного возраста и то же самое имеет место на архипелаге; но третичный возраст лигнитсодержащих слоев Арктического архипелага вряд ли может быть подвергнут сомнению. Отложения имеют широкое распространение и, несомненно, указывают на теплый влажный климат, на обилие обширных пресноводных болот и высоты, близкие к уровню моря. Если эти породы имеют молодой, миоценовый, возраст, то великое изменение климата наступило в Арктике в позднем кайнозое.

Плейстоценовая орогения

На основании новейших исследований Уошберн (*640*) установил, что остров Виктория поднялся в недавнее время над уровнем моря (как это показывают хорошо сохранившиеся приподнятые береговые линии и морские ископаемые), по крайней мере, на 160 *м*. Кроме того, Уошберн считает, что весь Арктический архипелаг в целом испытал сходные движения. Это движение связано с изостатическим приспособлением к нагрузке и разгрузке, которые были вызваны плейстоценовыми ледниками. Мы уже упоминали о пляжах, встречающихся вдоль восточного берега Гудзонова залива и приподнятых на 300 *м*.

БАССЕЙН СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Область шельфов

Промеры глубины в Северном Ледовитом океане, нанесенные на гидрографическую карту 2560 Морского департамента США, не включают промеров, произведенных Советской полярной экспедицией под руководством И. Папанина в 1937 и 1938 гг., а также данных, полученных во время дрейфа «Седова» в 1938 и 1939 гг. Эти промеры советских исследователей, вместе с данными Морского департамента США и другими промерами в северных частях Атлантического и Тихого океанов, сведены воедино на карте батиметрических контуров (см. фиг. 314).

Особенно резко выступает широкий шельф к северу от Сибири с глубинами менее 200 *м*. Глубина моря между Новой Землей, северной Норвегией и Шпицбергеном большей частью менее 200 *м* и нигде не превышает 1000 *м*. Большие глубины не были обнаружены ни в Гудзоновом заливе, ни в Арктическом архипелаге, за исключением участка, расположенного между Баффиновой Землей и Гренландией.

Глубоководный бассейн

Поскольку значительная часть Северного Ледовитого океана представляет собой мелководный шельф, истинный глубоководный бассейн не так велик, как это обычно предполагают; ширина его составляет примерно 1800 *км*, длина — 3500 *км*. Мексиканский залив в районе, где глубины его превышают 2000 *м*, имеет 760 *км* в ширину и 1450 *км* в длину; Караибское море соответственно — около 650 и 2600 *км*. Объединенная область глубоководных бассейнов Мексиканского залива и Караибского моря несколько меньше области глубоководных бассейнов Северного Ледовитого океана. Средиземное море приблизительно равно по величине Караибскому; таким образом, по своим размерам Северный Ледовитый океан ближе к средиземным морям, чем к океанам. Мексиканский залив, Караибское и Средиземное моря рассматриваются в составе континентальных массивов, а не истинных океанов.

Немногочисленные промеры, проведенные в Северном Ледовитом океане, обнаружили глубины от 3000 до 6000 *м*, причем в большинстве случаев дно лежит на глубине 4000 *м*. Предполагают, что дно имеет расчлененный рельеф, но те немногочисленные промеры, которыми мы располагаем, могут быть обобщены по-разному, в зависимости от желаемой интерпретации.

Платформы, перешейки и бассейны

Атлантическая платформа, или Средне-атлантическое поднятие, доходит на севере до Исландии; эта узкая поперечная платформа протягивается от Великобритании до Исландии и

Гренландии (см. фиг. 314). Большой шельф севера Сибири протягивается до Аляски и далее к югу, через Берингов пролив, в Берингово море. Таким образом, район, равный по площади Аляске и соединяющий Сибирь с Северной Америкой, лежит на глубине менее 200 *м*.

Баффинов залив в западной части Гренландии является краем бассейна с глубиной, большей частью несколько превышающей 2000 *м*, шириной около 400 *км* и длиной порядка 1500 *км*. Он отделен седловиной, небольшим бассейном и еще одной седловиной от главной части Атлантики, по направлению к которой глубина постепенно, но неравномерно возрастает. Обширная область седловины имеет глубину около 1000 *м*. Гренландское море к востоку от Гренландии также является как бы частью другого большого, но неправильного бассейна.

Депрессия протягивается также между Гренландией, Шпицбергеном, Норвегией, Фарерскими островами и Исландией. На одном участке глубина ее превышает 4000 *м*. До недавних исследований эхолотами дна бассейна, проведенных экспедицией Бойда (*72*), эту депрессию считали единой удлиненной впадиной, ограниченной изобатой 1000 *м*, шириной около 750 *км* и длиной около 2100 *км*. Значительная часть ее дна лежит на глубине более 3000 *м*. В настоящее время наблюдатели обнаружили неглубокую отмель между островами Ян-Майен и Шпицберген, а также платформу неправильных очертаний, соединяющую отмель с островом Ян-Майен. Звуковые поперечники указывают на наличие более значительного числа неровностей дна между Гренландией и Шпицбергеном, чем это предполагалось ранее, но обнаруживают ровное плоское дно между островом Ян-Майен и Норвегией.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ, ОКРУЖАЮЩИХ СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Щиты, обращенные к бассейну

Канадский щит. Главными тектоническими элементами, окружающими Северный Ледовитый океан, являются щиты. Кроме орогенических зон Аляски и Анадырского полуострова Сибири, Северный Ледовитый океан со всех сторон окружен этими большими устойчивыми элементами земной коры. Щиты отделены друг от друга или, быть может, разбиты межщитовыми орогеническими зонами, которые протягиваются в пределы Северного Ледовитого океана и скрываются под ними.

Канадский щит, как уже указывалось, простирается до орогенической зоны острова Эллисмер в Арктическом архипелаге. По ту сторону орогенической зоны расположен ненарушенный каменноугольный и триасовый бассейн, медленно погружающийся под Северный Ледовитый океан.

Гренландский щит. Обширные области у побережья Гренландии сложены докембрийскими породами и, за исключением зоны каледонской (?) складчатости вдоль восточного берега и зоны акадской складчатости вдоль северного берега, этот огромный остров, повидимому, очень похож на Канадский щит или даже является частью этого щита. Баффинов залив представляет собой довольно глубокую депрессию между Канадским щитом и Гренландией (см. фиг. 314); будучи замкнутой, она может иметь тектоническое происхождение. Это предположение будет рассмотрено ниже.

Русско-Балтийский щит. По данным Умбгрова, Русско-Балтийский щит протягивается от Уральского хребта на запад до каледонской орогенической зоны Великобритании, Норвегии и Шпицбергена. Как и Канадский щит, он сложен главным образом докембрийскими породами, которые местами перекрыты палеозойскими слоями; последние почти не деформированы, за исключением прогнутых бассейнов. К северу от этого щита расположен «массив» или «ядро» (глыба), которое, судя по работе Умбгрова, имеет характер небольшого щита. Оно названо «глыбой» или «ядром Баренцова моря и Пыткова Камня».

Ангарский щит. Большой Ангарский щит Сибири протягивается от Урала до орогенической зоны, расположенной непосредственно к востоку от реки Лены. Он, вероятно, был связан с Русско-Балтийским щитом до тех пор, пока Уральский хребет не образовался как межплатформенный орогенический пояс. Восточный угол щита граничит с каменноугольной и мезозойской складчатыми зонами. Изогнутая каледонская и варисцийская орогенические зоны, проходящие через полуостров Таймыр и Северную Землю, отсекают часть щита и вместе с варисцийской зоной, проходящей через Новую Землю, окружает этот изолированный фрагмент, который Умбгров называет «ядром (глыбой) Карского моря».

Чукотское ядро (Чукотская глыба). К востоку от Лены расположена мало изученная зона структур северного и северо-западного простирания, которую Умбгров считает комплексом, состоящим из варисцийских и мезозойских элементов. Эта зона продолжается на север, через Новосибирские острова.

В восточной части Новосибирских островов, а также на острове Врангеля выходят докембрийские породы (Умбгров). Эти выходы, а также большая ширина шельфа привели Умбгрова к предположениям о наличии другого, Чукотского ядра (глыбы), ограничивающего на большом протяжении край глубоководного бассейна Северного Ледовитого океана.

Палеозойские орогенические зоны (пояса)

Мы уже перечисляли большинство палеозойских складчатых поясов арктической области (см. фиг. 314). Каледонский пояс, проходящий через Великобританию, Норвегию и Шпицберген, хорошо известен. Складки и надвиги, наблюдающиеся вдоль восточного берега Гренландии, имеют, повидимому, каледонский возраст и сходны с норвежскими и великобританскими (Кох, *327*, *329*). Слои надвинуты на запад, образуя покров.

Возраст складок зоны Северная Гренландия — остров Эллисмер неясен; они могут местами быть каледонскими, акадскими, варисцийскими или даже мезозойскими.

Варисцийский орогенический пояс Уральского хребта разветвляется, не достигнув побережья, причем правая ветвь проходит через Новую Землю в Северный Ледовитый океан, а левая протягивается в северо-западном направлении к побережью, уходя в Баренцово море. Складчатая зона, тянущаяся вдоль восточного края Ангарского щита, также протягивается до берега и проходит под поверхностью Северного Ледовитого океана. Считают, что варисцийские элементы протягиваются вдоль северного берега Анадырского полуострова и изгибаются к северу, проходя через Новосибирские острова, где были также отмечены и каледонские складки (Умбгров, *617*). Обе зоны заканчиваются на дне моря. Возможно, что варисцийские складки продолжаются и в Аляске, но доказательства, которые могли бы подтвердить это предположение, очень неопределенны.

Весьма заманчиво проследить палеозойские складчатые зоны в пределах Северного Ледовитого океана и сопоставить их так, чтобы они образовали стройную тектоническую структуру; однако здесь, повидимому, возможны разные решения, и все же в целом проблема представляется пока загадочной. Несомненно, однако, что складчатые зоны заходят в пределы Северного Ледовитого океана и протягиваются на его дне. Они являются ослабленными или подвижными зонами внутри щитов или между щитами и вместе с последними образуют единую большую тектоническую провинцию. Трудно избежать заключения, что шельфы, перешейки, бассейны и даже глубоководный бассейн Северного Ледовитого океана входят в состав этой провинции и главное, что земная кора имеет здесь континентальный, а не океанический характер.

Большая палеозойская геосинклиналь и вулканический орогенический пояс западной части Северной Америки и Аляски относятся к Тихоокеанской провинции и отличаются от межплатформенных орогенических поясов. Аляска является ближайшей и единственной областью, где большой Тихоокеанский пояс подходит к Северному Ледовитому океану.

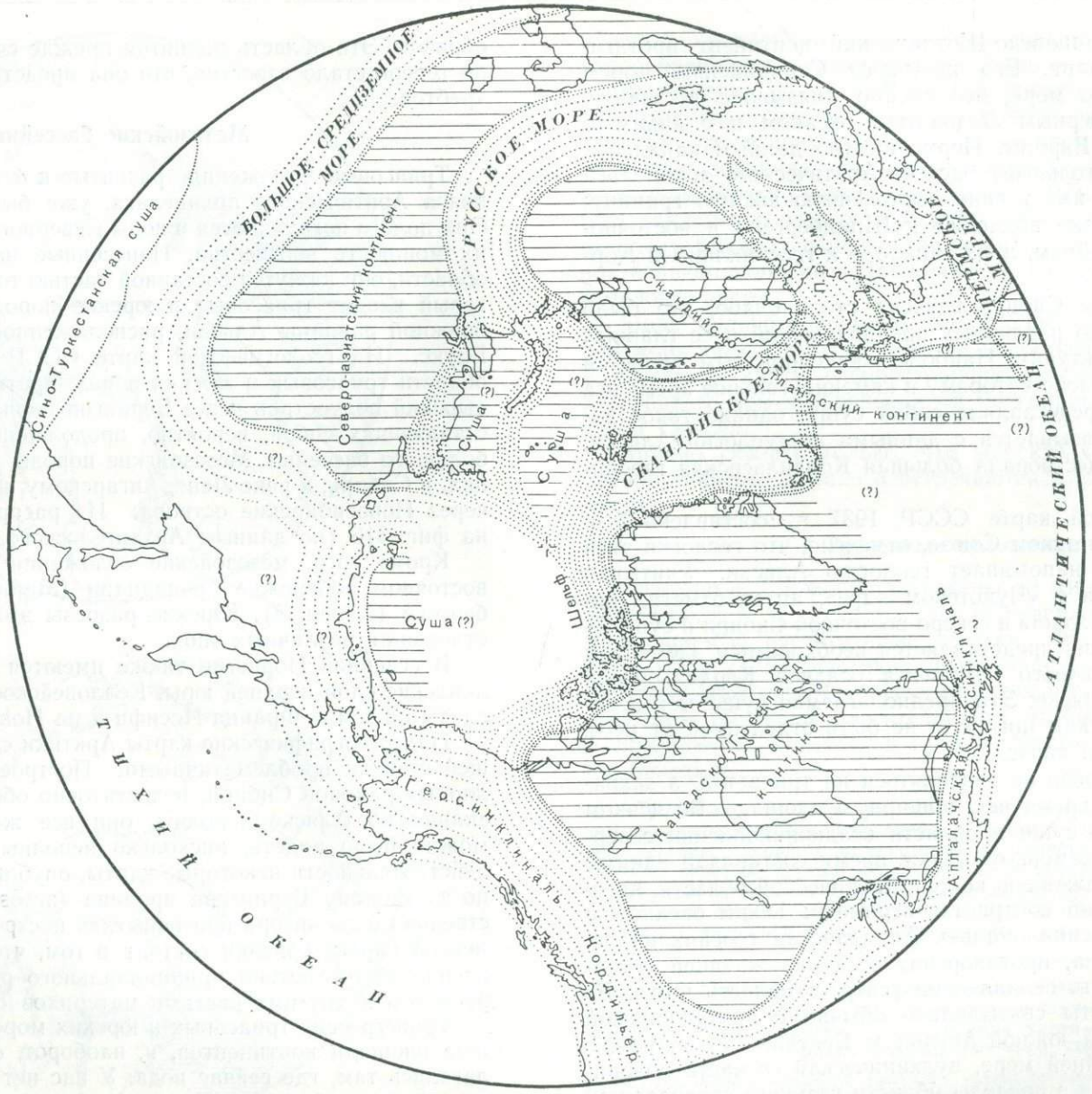
Каменноугольные бассейны

Схема на фиг. 315 представляет собой попытку изобразить обширные области суши и бассейны осадконакопления вокруг Северного Ледовитого океана в каменноугольное (миссисипское, пенсильванское) и пермское время [1].

Отложения этого возраста в Европе лишь частично являются морскими и содержат большое количество угольных пластов, которые изучены очень детально; ни эти отложения, ни отложения, захваченные арморикапской орогенией, на схеме не показаны; изображены лишь крупные тектонические элементы, но и они сильно схематизированы.

Карта, на которой нанесены области осадконакопления и области сноса каменноугольного времени (см. фиг. 315), заметно отличается от карты, на которой показаны складчатые поясы и щиты (см. фиг. 314). Более древние палеозойские орогенические пояса местами превратились в возвышенности, расположенные рядом с областями осадконакопления каменноугольного времени. Возник, повидимому, Скандинавско-Шотландский континент, однако его западное продолжение и связь с Аппалачской геосинклиналью неизвестны. В пермское

[1] Для американской Арктики были использованы новая геологическая карта Северной Америки, новая геологическая карта Канады и сопровождающая их работа в Economic Geology, Series 1; для Гренландии — работы Коха (*327*, *329*), различные статьи и обзор Майнка (*397*); для Шпицбергена — новая сводная работа Аллена (*5*); для Великобритании — недавно вышедшая работа Стампа (*562*), а для Евразии — работы Жинью (*202*) и Умбгрова (*617*).



Фиг. 315. Главные области суши и осадконакопления вокруг Северного Ледовитого океана в миссисипское, пенсильванское и пермское время.

Данные вне пределов Северной Америки по Коху (329), Жинью (202), Стампу (562), Умбгрову (617) и Майнку (397).

время через Скандинавско-Шотландский континент протягивался широкий залив. Его называют Скандийским морем (Майнк, *397*). Это море, несомненно, связывало восточную Гренландию с Северным Ледовитым океаном и с каким-то заливом Северной Европы. Пермский (по данным канадских геологов, каменноугольный) бассейн Арктического архипелага Северной Америки имеет явно выраженную южную границу; на востоке он близко подходил к Шпицбергену и восточно-гренландским бассейнам, а на западе — к геосинклинали Кордильер.

Северо-восточная Сибирь изучена столь слабо, что было высказано несколько различных предположений о ее главных тектонических структурах. Наиболее общепринятым является представление, согласно которому в каменноугольное время эта область целиком представляла собой сушу; однако такое заключение плохо увязывается с данными по геологии Аляски, где в то время существовала большая Кордильерская геосинклиналь.

На геологической карте СССР 1937 г., составленной и отпечатанной в Советском Союзе, отмечено, что геология этой области несколько напоминает геологию Аляски. Учитывая воззрения Умбгрова о «Чукотском ядре», автор отметил каменноугольные отложения в северо-восточной Сибири и сушу — к северу от нее. Суша представляется необходимым элементом объяснения материкового комплекса осадков Кордильерской геосинклинали в Аляске. Эта предполагаемая суша могла соединяться с Канадским щитом, а не быть отделенной от него, как это показано на карте.

Русское море могло не разделяться на три ветви, а захватывать в пермское время всю обширную площадь. Во всяком случае, все участки суши и области осадконакопления северного полушария в каменноугольное время составляли единую провинцию, расположенную вокруг Арктической области, представляя собой резкий контраст с огромным Тихим океаном и его прикраевой геосинклиналью. Аппалачская геосинклиналь, также краевого типа, противоречит всей окружающей обстановке, если продлить ее далее на север, в область щита. Ее карбоновые элементы связывались обычно с арморикапской орогенической зоной южной Англии и Бретани, но возможно также, что, по крайней мере, вулканическая ее часть поворачивает к югу, заходя в пределы области главного среднеатлантического поднятия или ассоциируясь с последней каким-то образом. Эта область поднятия прежде считалась платформой, но теперь стало известно, что она представляет собой систему хребтов.

Мезозойские бассейны

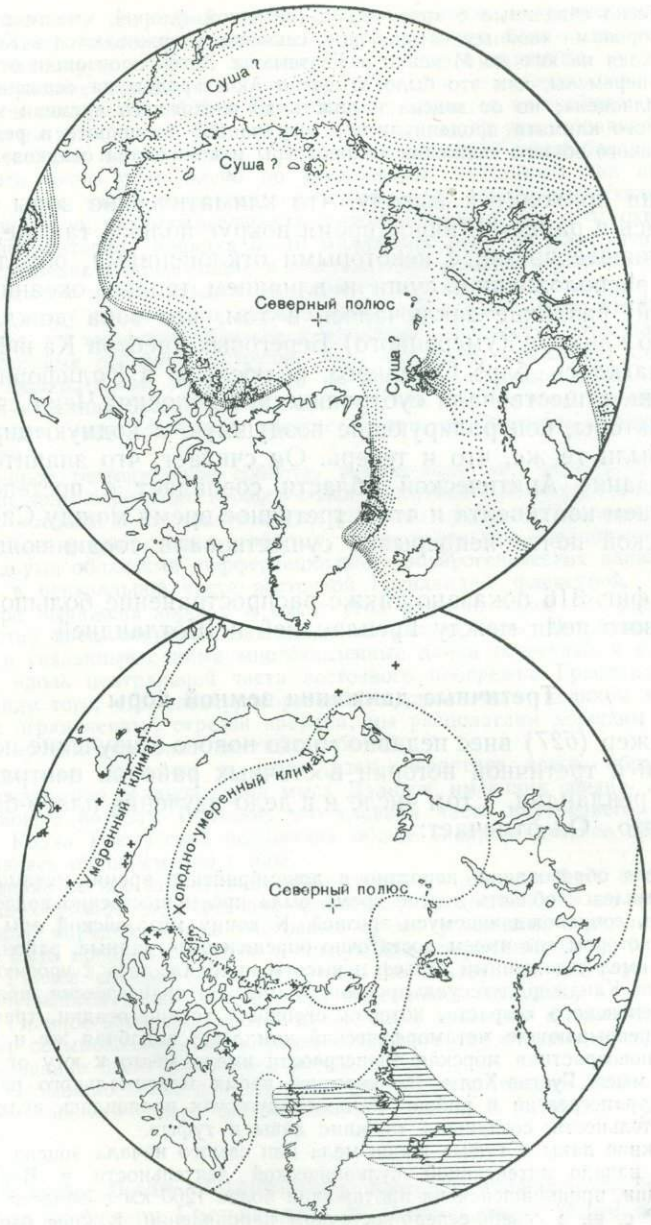
Триасовые отложения, развитые к северу от складчатого пояса Арктического архипелага, уже были упомянуты выше. Они полого погружаются в воды Северного Ледовитого океана; их мощность неизвестна. Нанесенные на карту Арктической области, они кажутся составной частью того же бассейна, в который входят триасовые и юрские породы Арктической прибрежной равнины Аляски, расположенной к северу от хребта Брукс. На геологической карте СССР показаны обширные области триасовых и юрских пород, протягивающихся на Анадырский полуостров через Берингов пролив из Аляски и представляющих собой, вероятно, продолжение одного и того же большого бассейна. Мезозойские породы продолжаются на запад, в Сибирь, к реке Лене, Ангарскому щиту и далее к северу, через Новосибирские острова. Их распространение показано на фиг. 316 (по данным Архангельского, *16*).

Кроме того, мезозойские отложения широко развиты на восточном побережье Гренландии (Майнк, *397*) и на Шпицбергене (Аллен, *5*). Юрские разрезы этой области включают отложения различных эпох.

В северной Норвегии также имеются оксфордские и портландские слои верхней юры. Келловейское море оставило свои следы на земле Франца-Иосифа и на Новой Земле (Кох, *327*).

Палеогеографические карты Арктики следует считать в высшей степени проблематичными. Построения, касающиеся полярных районов Сибири, недостаточно обоснованы. Хотя наши знания об Аляске неполны, они все же достаточны, чтобы можно было видеть, насколько неполны и не соответствуют действительности некоторые карты, опубликованные по Сибири по ту сторону Берингова пролива (across the Straits). Единственная цель автора при попытках построения палеогеографической карты Арктики состоит в том, чтобы создать представление об отсутствии принципиального различия между этим регионом и другими частями материков северного полушария.

Трансгрессия триасовых и юрских морей захватывала большие площади континентов, и, наоборот, суша местами располагалась там, где сейчас вода. У нас нет достаточных данных для того, чтобы твердо установить существование суши, соединяющей Североамериканский материк с Европой через



области Гренландии — Норвегии; однако такое соединение могло временами существовать. Связь через Аляску, повидимому, имела место почти непрерывно вследствие наличия там геосинклинальной и орогенической зоны. Следует отметить, что в позднекиммериджское время явления сильного сбрасообразования, связанного с растяжением, проявились на восточном берегу Гренландии (Майнк, *397*), причем ряд блоков был наклонен к западу. Бассейны, образованные в то время, в значительной степени контролировали позднеюрское и меловое осадконакопление. Движения по разломам возобновились в меловое время.

Моря мелового времени имели более сложные очертания, чем моря юры и триаса; попытка подобрать связанные данные и составить карту распространения морей приводит скорее к догадкам, чем к обоснованной интерпретации, и поэтому не имеет смысла.

Можно сказать только, что морские меловые отложения распространены широко и встречаются в весьма неожиданных местах.

Третичные отложения

Третичные отложения встречены во многих пунктах Арктической области и, к счастью, часто содержат угольные пласты и ископаемые растительные остатки. Фиг. 316 взята из работы Чени (*116*), частично посвященной арктической флоре. Чени попытался схематически восстановить характер и распространение третичной растительности, чтобы выяснить характер распределения климатов и пути миграции флоры в прошлом. Он отмечает:

«Третичная флора, которая лучше всего иллюстрирует миграцию, отвечающую климатическим изменениям, в качестве главного элемента содержит секвойю (*Sequoia*) и некоторых ее современных спутников: ольху (*Alnus*), перечное дерево (*Umbellularia*) и каменный дуб (*Lithocarpus*). С этой флорой связаны элементы, включающие некоторые твердые древесные породы современного лиственного леса восточной части Соединенных Штатов и восточной Азии: американскую липу (*Tilia*), бук (*Fagus*),

Фиг. 316. Верхняя карта — распределение моря и суши в Арктике в триасе и юре. Площадь, занятая морем, показана как сумма площадей, покрытых водой в триасе и юре. Нижняя карта — раннетретичные отложения Арктики (по Чени, **116**).

Пунктирные линии — изофлоры, крестики — местонахождения эоцена и олигоцена (по Чени), а также пункты, где были обнаружены угольные пласты «арктического миоцена»; горизонтальная штриховка — базальтовое поле Гренландии — Исландии — Шотландии раннетретичного времени.

каштан (*Castanea*), вяз (*Ulmus*) и граб (*Carpinus*). Третий элемент представлен родами, которые в настоящее время встречаются только в Азии; сюда относятся катсура (*Cercidiphyllum*), гинко (*Ginkgo*), аплат (*Aplanthus*), водяной орех (*Trapa*) и зелкуа (*Zelkova*). Эти деревья типичны в настоящее время для умеренной полосы. Они требуют довольно обильных осадков (от 100 до 150 *см* в год); преобладание древесных пород с опадающей листвой заставляет предполагать как летние, так и зимние осадки. Подобного типа флора появилась в эоценовых отложениях высоких северных широт, в том числе Аляски (флора Кенай) (Холик, 1936), северной Сибири, Шпицбергена и Гренландии. Доказательством, свидетельствующим, что некоторые эти породы заходили в ту эпоху на юг, вдоль горных хребтов, является их присутствие в качестве подчиненных элементов в субтропических флорах, характерных для эоцена средних широт Западной Америки и Западной Европы.

Современные леса Аляски включают некоторые породы деревьев, такие, как горный хемлок (*Tsuga mertensiana*) и осина (*Populus tremuloides*), современное распространение которых на юге, в Кордильерах, при постепенном возрастании высоты, на которой они встречаются, точно соответствует распространению секвойи в эоцене. За исключением самых северных областей, где хемлок и осина произрастают на отметках уровня моря, оба эти дерева распространены так далеко от областей осадконакопления, что вряд ли войдут в список современных форм. Если в будущем в западных штатах произойдет изменение климата со снижением температуры и количества осадков, то те леса, которые сейчас приурочены к низменностям, уступят место растительности, идущей с севера, с Кордильер. Эта северная и альпийская растительность отразится в осадочных отложениях, как только изменившиеся области ее распространения спустятся ниже, в долины, и окажутся в непосредственном соседстве с областями осадконакопления.

Подобным же образом климатическое изменение третичного времени сказалось в почти полном исчезновении субтропической флоры из Орегона в конце олигоцена и в миграции к югу лесов умеренной полосы, которые ранее были широко распространены на высоких северных широтах. В раннем миоцене секвойя и многие широколиственные деревья с опадающей листвой преобладали в лесах на средних широтах, как в Северной Америке, так и в Евразии. Хотя этот лес несколько изменил характер во время своей миграции с севера, все же он настолько похож на эоценовый лес более северных широт, что некоторые европейские палеоботаники считали леса обоих типов одновозрастными. Лишь выяснение их стратиграфического положения впоследствии доказало, что «арктическая миоценовая» флора, выделенная Геером, происходит из более низких горизонтов, чем флора Бридж-Крик и другие среднетретичные флоры средних широт. Продолжавшиеся климатические и топографические изменения в послемиоценовое время модифицировали и далее состав и распространение арктической третичной флоры. Полное исчезновение секвойи в Евразии, а также почти во всей Северной Америке, за исключением Калифорнии, прекрасно иллюстрирует то вымирание, которое следует ожидать при таком длительном путешествии в пространстве и времени. Многие из широколиственных деревьев с опадающей листвой не живут в настоящее время к западу от Скалистых гор из-за недостаточного количества осадков в летнее время. В восточной части обоих континентов, где умеренный климат все еще характеризуется летними дождями, эти широколиственные породы с опадающей листвой, характерные для арктической третичной флоры, продолжают преобладать. Леса, тесно связанные с арктической третичной флорой, вместе с некоторыми породами хвойных, заменяющих секвойю, удерживаются в Кордильерах, доходя на юге до Мексики и Гватемалы. Здесь произошли отдельные резкие перемены, как это было отмечено Аксельродом на основании изучения плиоцена; но от эоцена и вплоть до настоящего времени эти леса умеренного климата продвинулись к югу на 60° по широте в результате постепенного общего снижения температуры и количества осадков».

Чени приходит к выводу, что климатические зоны располагались в раннетретичное время вокруг полюса так же, как и в настоящее время, с некоторыми отклонениями, обусловленными расположением суши и влиянием теплых океанических течений; различие заключалось в том, что зона дождливого лесного климата (умеренного) Береговых хребтов Калифорнии располагалась близ Северного полюса, а в Калифорнии на 40° с. ш. существовали субтропические условия; Чени считает, что факторы, контролирующие воздушную и водную циркуляцию, были те же, что и теперь. Он считает, что значительное похолодание Арктической области совпадает с постепенным поднятием континента и что в третичное время между Сибирью и Аляской почти непрерывно существовала соединяющая их суша.

На фиг. 316 показано также распространение большого базальтового поля между Гренландией и Шотландией.

Третичные движения земной коры

Уоджер (*627*) внес недавно много нового в изучение позднемеловой и третичной истории восточных районов центральной части Гренландии, в том числе и в дело изучения плато-базальтов плато. Он отмечает:

«После образования, вероятно в докембрийское время, метаморфического комплекса область долгое время была преимущественно подвержена поднятию, сопровождающемуся эрозией. К концу мезозойской эры — времени, о котором мы имеем достаточно определенные данные, район, повидимому, имел сглаженный рельеф и высоты приближались к уровню моря. В области Канджердлугссуак произошла морская трансгрессия, приблизительно сенонского возраста, которая отложила тонкие осадки, трансгрессивно перекрывающие метаморфический комплекс; подобная же и, может быть, одновозрастная морская трансгрессия имела место к югу от современного мыса Густав-Холм. За короткое время максимального развития меловой трансгрессии в районе Канджердлугссуак проявилась вулканическая деятельность, создавшая «нижние лавы и туфы».

«Нижние лавы и туфы» конца мела или самого начала эоцена указывают на начало интенсивной вулканической деятельности в Восточной Гренландии, проявившейся на протяжении более 1200 *км* в области между 66° и 75° с. ш. в северо-северо-восточном направлении. Южнее береговая

линия имеет то же самое северо-северо-восточное направление, причем здесь развито много даек основных пород, которые почти наверное относятся к одному и тому же моменту проявления вулканизма.

Извержение большого количества базальтов, создавшее серии плато-базальтов мощностью 6500 и более метров, является важнейшим проявлением магматизма в этой области, судя по количеству участвовавшей магмы. Время, которое потребовалось для накопления серий плато-базальтов, может быть точно установлено по ископаемым, найденным как непосредственно ниже, так и непосредственно выше этих серий; оно соответствует приблизительно продолжительности нижнего эоцена, то есть охватывает временной интервал порядка 5—10 миллионов лет. Тот факт, что осадки, непосредственно покрывающие и подстилающие мощные серии плато-базальтов, являются мелководными, показывает, что во время излияния базальтов или сразу после этого должно было происходить погружение толщи базальтов, по амплитуде близкое к диапазону мощностей этих последних.

Некоторые основные интрузии, как, например, комплексы Скаргаард и мыс Эдвард-Холм, образовались во время или вскоре после главного периода излияния базальтов. Повидимому, это был главный период интрузий силлов, хотя последние, вообще говоря, не достигли значительного развития.

Главное тектоническое событие, затронувшее эту область, а именно поднятие зоны берегового горного пояса восточной Гренландии и опускание района, который в настоящее время является проливом Денмарк, произошло после формирования главных плато-базальтов. Соединение между этими двумя областями дифференциальных эпейрогенических движений отмечено в центральной части восточной Гренландии флексурой. Там, где флексура выражена хорошо и имеет угол падения более 10°, развивается множество даек, сопровождающих ее выпуклую часть. Интенсивные флексуры и связанные с ними многочисленные дайки встречаются во многих местах вдоль центральной части восточного побережья Гренландии, причем ввиду того, что флексурообразование происходило целиком в один и тот же ограниченный отрезок времени, мы располагаем хорошим методом для датировки отдельных местных событий.

Береговая флексура и серия даек, вероятнее всего, образовались после отложения осадков серии мыса Дальтон, имеющих средне- или нижнеэоценовый возраст. Считают, что главная часть внутреннего поднятия Земли Кнута Расмуссена осложнила общее эпейрогеническое поднятие и развивалась одновременно с ним.

Однако не все эти вертикальные движения должны быть отнесены ко времени образования береговой флексуры; предполагают, что суммарное движение, определяемое в настоящее время условиями залегания пород, может быть проанализировано в следующих направлениях:

1. Раннее слабое флексурообразование, вызванное дифференцированным опусканием пачки лав по мере накопления последних.
2. Главное эпейрогеническое движение и связанное с ним образование флексур со множеством даек, развивавшихся в тех случаях, когда флексурообразование было достаточно интенсивным.
3. Возможно более позднее изгибание края приподнятой области в результате изостатического приспособления к эрозии и развитию ледникового покрова».

Разломы были обнаружены как на западном, так и на восточном берегу Гренландии. В районе мыса Йорк в северо-западной Гренландии особенно сильно развиты крутые сбросы (Кох, *327*), и фиорды западного побережья у заливов Диско и Умнак проходят обычно параллельно сбросам (Хоббс, *258*). Неясно, однако, связаны ли эти разломы с третичными движениями суши. Кох (*329*) считает, что сильное сбрасообразование третичного времени распознается во многих местах вдоль восточного берега и что оно связано с упомянутой выше мощной вулканической деятельностью. Разломы создали наклонную плоскость к востоку от Молн-Ланд, где можно видеть, как они прорезают осадочные толщи. Вдоль восточного края залива Харри-Инлет имеются третичные разломы; Земля Ливерпуль, несомненно, была сильно приподнята в третичное время. Хотя базальтов с их большой флексурой нет ни к северу, ни к югу от центральной части восточной Гренландии, однако характер рельефа побережья при отсутствии базальтов заставляет предполагать значительные движения земной коры (Уоджер, *627*). Вулканические породы восточной Гренландии, как утверждали многие авторы, могут составлять продолжение базальтового поля Исландии, Фарерских островов и Шотландии; но Уоджер считает, что они не могут протягиваться под Гренландским ледником и соединяться с базальтами западного берега.

После отложения третичных угленосных слоев область Шпицбергена, в частности ее восточная и центральная части, была слегка приподнята; вдоль западной оконечности острова происходило складкообразование и формирование крутых сбросов. Большой остров принимал, как на это указывает Аллен (*5*), свою современную форму:

«Стур-Фиорд был большим опущенным фиордовым блоком, Ис-Фиорд с его ответвлениями, вероятно, обязан своим происхождением сочетанию сбросов — разрывов широтного направления и связанных с ним блоковых разломов. В настоящее время в отпрепарированных склонах горизонтально слоистых пород, залегающих по берегам Ис-Фиорда, можно наблюдать многочисленные ступенчатые сбросы, спускающиеся к берегу моря. Третичные отложения по обоим берегам пролива Форланд-Саунд наклонены в сторону пролива; это еще один прогиб сбросового характера».

Довольно пологая складчатость имела место в миоцене Британии; она отражала главное горообразование Альпийских хребтов на континенте; в конце миоцена структура почти полностью сформировалась. В начале плиоцена юго-восточная Англия лежала на 200—250 *м* ниже, чем в настоящее время (Стамп, *562*); пока эта суша поднималась, ряд ступеней был образован морскими волнами. Одной из наиболее хорошо развитых ступеней является «400-футовая ступень» — терраса

высотой 400 футов (135 *м*) над уровнем моря. Геологическое строение северной Сибири до настоящего времени еще не ясно, но в общем известно, что в четвертичное время произошла большая морская трансгрессия с севера, причем дочетвертичный комплекс в этой обширной области оказался в значительной степени скрытым под покровом морских осадков моря, а также под ледниковыми отложениями. Полагают, что Хатангская депрессия, протягивающаяся вдоль реки Хатанга и как бы отсекающая северную часть Ангарского щита (см. фиг. 314), ограничена разломами и имеет третичный возраст. Шахназаров (*537*) отмечает:

«Эпейрогенические явления имели место в продолжение всего третичного и четвертичного времени, вызывая опускание и поднятие некоторых блоков Сибирской территории. Новейшие наблюдения показывают, что эти эпейрогенические движения продолжаются до настоящего времени».

Районы Арктики, где наблюдались подвижки и третичное сбрасообразование, сравнительно малочисленны. Явления сбрасообразования свидетельствуют, что имели место движения земной коры, которые могли оказать большое влияние на распределение моря и суши. Вполне возможно, что здесь происходило образование сбросов, флексур и изгибов, сопоставимое со средне- и позднетретичными вертикальными движениями Большого Бассейна западной части Северной Америки; возможно также, что бассейны Баффинова залива, Гренландского моря и даже глубоководный бассейн Северного Ледовитого океана могли быть сформированы в своем современном виде в продолжение третичного периода. Большие мощности изверженных пород в области Шотландия — Гренландия должны были также сильно изменить область суши, сперва в эоцене, а потом в позднем кайнозое. В Исландии вулканическая деятельность проявилась в раннетретичное время, а затем в позднетретичное, причем с тех пор она продолжается до наших дней. Последняя фаза вулканизма проявилась также на острове Ян-Майен и на Азорских островах.

Плейстоценовая эпейрогения

Об изостатическом поднятии порядка 200 *м* на острове Виктория и на 330 *м* в Гудзоновом заливе, вызванном таянием ледников, мы уже выше упоминали. Скандинавский полуостров был опущен во время последнего оледенения и поднялся на 200 *м* после того, как растаял лед. Считают, что в настоящее время поднятие повсеместно продолжается.

Если бы лед в Гренландии растаял, то суша поднялась бы примерно на 200 *м*, как это можно предположить по аналогии со Скандинавией. По подсчетам Дж. Уилсона (личное сообщение), центр Гренландии приподнялся бы приблизительно на 200—350 *м* и область поднятия вышла бы за пределы современных берегов, но не настолько, чтобы соединить Гренландию со Шпицбергеном или Исландией. Однако остров Эллисмер соединился бы с Гренландией (см. фиг. 314).

Устанавливая главные связи между областями суши Гренландии и Европы в плейстоценовое время, необходимо иметь в виду, что движения этого времени могли быть вызваны не только нагрузкой и разгрузкой льда, но и другими причинами. Они, повидимому, являлись продолжением только что описанных плиоценовых движений, которые, несомненно, имеют глубинное происхождение.

ИТОГИ ДАННЫХ ПО ДРЕВНЕЙ АРКТИКЕ

Обзор данных об осадочных породах Аляски привел к заключению, что палеозойская геосинклиналь Кордильер западной части Северной Америки протягивается через Аляску, захватывая всю ее территорию. Для тихоокеанской части геосинклинали характерен вулканогенный комплекс осадков, а для арктической — материковый комплекс. Такое расположение обусловливает необходимость существования суши на севере, где сейчас находится море. Это соображение и определило в первую очередь основные положения теории, согласно которой Арктическое море не рассматривается как океан с постоянным бассейном. Согласно этой же теории, значительные части Арктической области иногда представляли собой сушу, и Евразия и Северная Америка соединялись широкой полосой.

Вторым соображением, подтверждающим теорию древней Арктики, является изучение рельефа дна Арктической области. Дно большей частью очень неглубоко, и подлинно глубоководный бассейн по площади лишь немногим превышает суммарную площадь глубоководных бассейнов Мексиканского залива и Карибского моря. В областях, окружающих глубоководный бассейн, наблюдается много неровностей рельефа, что само по себе обусловливает присутствие континентального материала. Это свидетельствует о том, что Северный Ледовитый океан должен считаться не океаном в собственном смысле слова, а средиземным морем.

Третьим доводом в пользу той же теории является то, что все щиты северного полушария обращены к Северному Ледовитому океану; при этом участки дна моря, окружающие щиты (если исключить район Аляски), имеют сходное геологическое строение. Создается впечатление, что глубоководный бассейн является лишь погруженной частью единого огромного континента.

В-четвертых, щиты разделены несколькими палеозойскими орогеническими зонами, которые протягиваются в Северный Ледовитый океан и, будучи прекрасно развитыми у берегов, теряются на дне океана. Они, несомненно, прослеживаются на большие расстояния в пределы региона, ныне покрытого водой.

В-пятых, изучение областей осадконакопления палеозойского, мезозойского и кайнозойского времени в странах, окружающих Северный Ледовитый океан, ясно показывает, что большую часть времени здесь преобладали условия эпиконтинентальных морей, весьма сходные с условиями морей центральных устойчивых участков Канадского щита Северной Америки. Некоторые большие моря, захватывающие Северную Америку, надвигались из Арктики и постепенно распространялись все дальше на юг. В Арктической области известны в большом количестве угленосные отложения. Они свидетельствуют о теплых влажных условиях, совершенно не сходных с нынешними и существовавшими в Арктике вплоть до олигоцена. Суша в эпоху развития болот, несомненно, занимала бóльшую площадь, чем в настоящее время, так как ныне эти угленосные толщи большей частью покрыты морем.

Шестым важным доказательством континентального характера Арктики является существование сбросов, флексур и значительных эпейрогенических движений в третичное время. Поздне (?) третичные надвиги на Шпицбергене, многочисленные крутые сбросы в прибрежных областях, особенно большая эоценовая флексура на восточном побережье Гренландии, плиоценовое поднятие в Британии и сбрососбразование в Хатангской депрессии и в других местах северной Сибири — все свидетельствует о широко распространенных по всей Арктике движениях земной коры в недавнее геологическое время. Эти движения нетрудно фиксировать, поскольку по масштабу они примерно равны средне- и позднетретичному образованию сбросов провинции Бассейнов и Хребтов западной части Северной Америки. Так же, как Британия приобрела свою современную структуру и форму в конце миоцена, так и Шпицберген принял свои современные очертания во время послемиоценового сбрососбразования; дифференциальные движения амплитудой 8000 *м* изменили Гренландию и смежный с ней бассейн Гренландского моря в эоценовое время, а также рельеф дна Северного Ледовитого океана, Баффинового залива, Гренландского моря и северной Атлантики; эти области приобрели свойственные им ныне формы главным образом в кайнозое, в условиях больших вертикальных движений земной коры и развития на отдельных участках зон орогении сжатия.

В-седьмых, большое лавовое поле, или вулканическая провинция, ныне в значительной степени покрытая водами океана, протягивается из Шотландии в Гренландию. Вулканические породы имеют главным образом раннетретичный возраст; вследствие большой мощности они, вероятно, местами заметно повлияли на распределение моря и суши; возможно, что в среднем эоцене этот комплекс как бы образовал мост, соединявший Европу с Америкой.

Восьмое соображение заключается в том, что изостатическое поднятие, отвечающее таянию материковых ледников, до сих пор еще не закончилось, и суша должна в дальнейшем несколько возрасти в результате продолжающегося поднятия. Если же лед Гренландии растаял бы, то в смежных районах произошло бы поднятие на 200—350 *м*. Оно было бы достаточным, чтобы осушить дно океана между Гренландией и островом Эллисмер, но Шпицберген и Шотландия при этом все же не соединились бы.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДРЕВНЕЙ АРКТИКИ

Неоднократно в литературе обращалось внимание на сходство трилобитов восточной части Соединенных Штатов и Британии и на наличие общих вариететов брахиопод в Шпицбергене и в Северной Америке.

В начале текущего столетия было сделано поразительное открытие: обнаружено было, что азиатские брахиоподы имеют аналогов в западной части Северной Америки. Эти черты сходства, повидимому, легко объясняются теми путями миграции, которые создавались эпиконтинентальными морями и орогеническими зонами палеозойской и мезозойской Арктики.

Климатические барьеры, препятствующие миграции на дальнем севере, не могли иметь в то время большого значения, так как ископаемые, найденные здесь, указывают на существование теплых вод.

Симпсон (*545*) недавно пересмотрел данные о млекопитающих Евразии и Северной Америки и тщательно исследовал значение фаунистического сходства. Он пришел к заключению, что

«значительный обмен фауной происходил в раннем эоцене, позднем эоцене, раннем олигоцене, позднем миоцене, среднем и позднем плиоцене и плейстоцене. В среднем эоцене и в среднем и позднем олигоцене обмен почти отсутствовал. Обмен носил избирательный характер и вызывал миграцию в обоих направлениях, но, повидимому, движение было направлено главным образом из Азии в Северную Америку; между эоценом и плейстоценом масштаб этого обмена постепенно все более ограничивался.

Главной причиной, определяющей отбор, был, вероятно, сравнительно холодный климат соединяющей суши. Суша, соединяющая Сибирь с Аляской, существовала, повидимому, в продолжение всего кайнозоя; она существовала со значительными перерывами в эоцене, олигоцене и, быть может, с более короткими перерывами — в более позднее время».

Симпсон указывает также, что соединение через Берингов пролив достаточно хорошо объясняет все известные соотношения; таким образом, Атлантическое соединение не является необходимым, хотя оно и не исключается. Он ссылается также на устное сообщение Кольбера, согласно которому путь миграции меловых динозавров из Центральной Азии в Северную Америку шел через Тихий, а не через Атлантический океан. Отношение ископаемых растений к распространению климатов и суши уже было рассмотрено выше.

Совершенно очевидно, что данные по ископаемым млекопитающим позволяют предполагать большее количество моментов соединения суши, чем данные физической геологии. Геологи располагают ограниченными данными по третичным ископаемым фаунам северных областей, которыми можно было бы руководствоваться. Третичные слои обычно назывались «арктическим» миоценом, но большинство из них, вероятно, относится к позднему эоцену, а последующая орогения такого характера как, например, на Шпицбергене, могла быть альпийской. Когда третичные слои, развитые в Арктике, будут изучены достаточно хорошо, они, вероятно, окажутся разновозрастными; тогда можно будет детальнее осветить геологическую историю области. При рассмотрении как фаунистических, так и географических данных можно сделать следующие выводы:

1. Область между Сибирью — Аляской в настоящее время является обширным и очень мелководным морем; она являлась местом проявления геосинклинальных и горообразовательных движений тихоокеанского берегового типа начиная с раннего палеозоя до настоящего времени. Это была область развития многочисленных островных дуг, горных цепей и широких сводовых поднятий. Благодаря такому характеру эта область могла служить прекрасным путем миграции как для наземных, так и для мелководных фаун. Биологические доказательства совпадают здесь с географическими.

2. Пути миграции, особенно в докаменноугольное время, не обязательно должны были ограничиваться геосинклинальной зоной, они могли проходить по суше, а также по устойчивой области, являющейся сейчас Арктическим морем, и по берегам эпиконтинентальных морей, которые заливали ее время от времени. Те немногочисленные данные, которыми мы располагаем, указывают, что глубоководный бассейн Северного Ледовитого океана начал образовываться в каменноугольное время и что главные сухопутные пути миграции с того времени обходили этот океан.

3. Хотя, согласно данным Симпсона, Атлантический «мост» и не необходим, но географические доказательства свидетельствуют о том, что такая связь могла иметь место. Судя по рельефу морского дна, узкие пути соединения существовали в наиболее поздний период: один из них шел из Азии и Скандинавии через Шпицберген и северную Гренландию, а другой — из Великобритании через Исландию и центральную Гренландию. Возможно также, что обширные участки суши соединяли в третичное время Гренландию с Евразией.

34

ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА[1]

ОСНОВНЫЕ ЛИТЕРАТУРНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Объемистый труд Шухерта (*527*) суммирует все сколько-нибудь значительные работы по Антильско-караибской области вплоть до 1935 г. Работа Шухерта посвящена преимущественно стратиграфии, но она касается также структурной и геологической истории этого района, в который включается побережье Мексиканского залива, Большие и Малые Антиллы, Мексика, Центральная Америка и северная Карибская часть Южной Америки. Приложенные к ней палеогеографические карты оказали большое влияние на более поздние исследования. В 1939 г. вышла довольно объемистая работа Стефенсона, Кука и Гарднера (*567*) по прибрежной равнине Мексиканского залива и Атлантики; авторы суммируют данные по геологическому строению этой области и также уделяют основное внимание вопросам стратиграфии. Эта работа была написана, очевидно, в то время, когда Шухерт готовил к выпуску в свет свой труд, так как в ней не содержится ссылок на Шухерта. Область Тампико на Прибрежной равнине Мексиканского залива была подробно описана Мьюром в 1936 г. Впоследствии к этим работам прибавилось много специальных стратиграфических, структурных и геофизических исследований, которые несколько изменили прежние заключения.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Главные подразделения

Главными подразделениями Прибрежной равнины Мексиканского залива Мексики и Соединенных Штатов являются район Тампико — Рио-Гранде, дельта Миссисипи и платформа Флориды (см. фиг. 317).

Рельеф

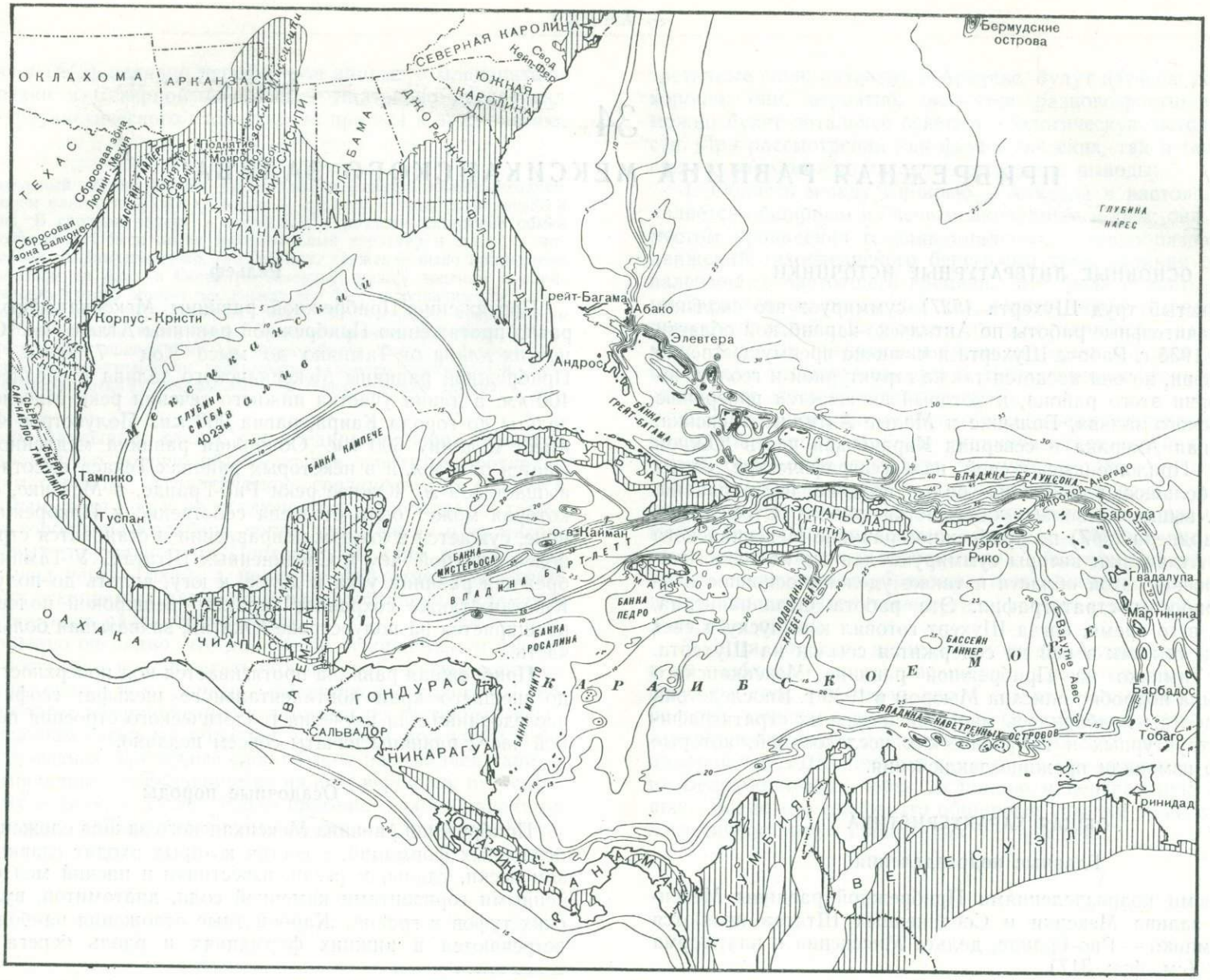
Протяжение Прибрежной равнины Мексиканского залива равно протяжению Прибрежной равнины Атлантики. Суммарная их длина от Тампико до мыса Код — 7500 *км*. Ширина Прибрежной равнины Мексиканского залива в среднем около 400 *км*, а длина участка нижнего течения реки Миссисипи, от дельты до города Каира, равна 900 *км*. Полуостров Флорида имеет в длину 600 *км*. Обширная равнина медленно поднимается от моря, и в некоторых районах Техаса высота ее превышает 330 *м*. Южнее реки Рио-Гранде, в Мексике, область, которая может быть отнесена собственно к Прибрежной равнине, сужается в южном направлении и становится структурно более сложной, чем в Соединенных Штатах. У Тампико Прибрежная равнина узка и далее, к югу, вплоть до полуострова Юкатан, также сохраняет характер неширокой полосы. Она расширяется на полуострове Юкатан, захватывая большую его часть.

Прибрежная равнина протягивается под поверхностью моря до внешнего края континентального шельфа; геофизические исследования для изучения геологического строения погруженной части равнины начаты совсем недавно.

Осадочные породы

Прибрежная равнина Мексиканского залива сложена серией осадочных формаций, в состав которых входят главным образом пески, глины, мергели, известняки и писчий мел с подчиненными горизонтами каменной соли, диатомитов, вулканических туфов и гравия. Карбонатные отложения наиболее часто встречаются в нижних формациях и вдоль берега моря и

[1] Автор, следуя принятой в американской геологической литературе традиции, применил для обозначения района Мексиканского залива (Gulf of Mexico) термин Gulf (Голф), опуская прилагательное „мексиканский". В переводе термин „Голф" заменен обычным на советских географических картах наименованием „Мексиканский залив". — *Прим. ред.*



Фиг. 317. Карта Мексиканского залива и Карибского моря.

Штриховка — области, сложенные третичными осадочными породами; изобаты в метрах.

особенно широко развиты во Флориде (см. фиг. 329). Эти разнообразные осадки имеют возраст от верхнеюрского до современного и большей частью не уплотнены, хотя среди них встречаются отдельные прослои более крепких пород. Все слои имеют линзовидный характер; они взаимно вклиниваются так, что нельзя встретить двух одинаковых колонок, если только последние не расположены совсем рядом. Это разнообразие разрезов задает постоянную загадку стратиграфу: ископаемые микроорганизмы оказываются в подобных условиях незаменимыми критериями для корреляции.

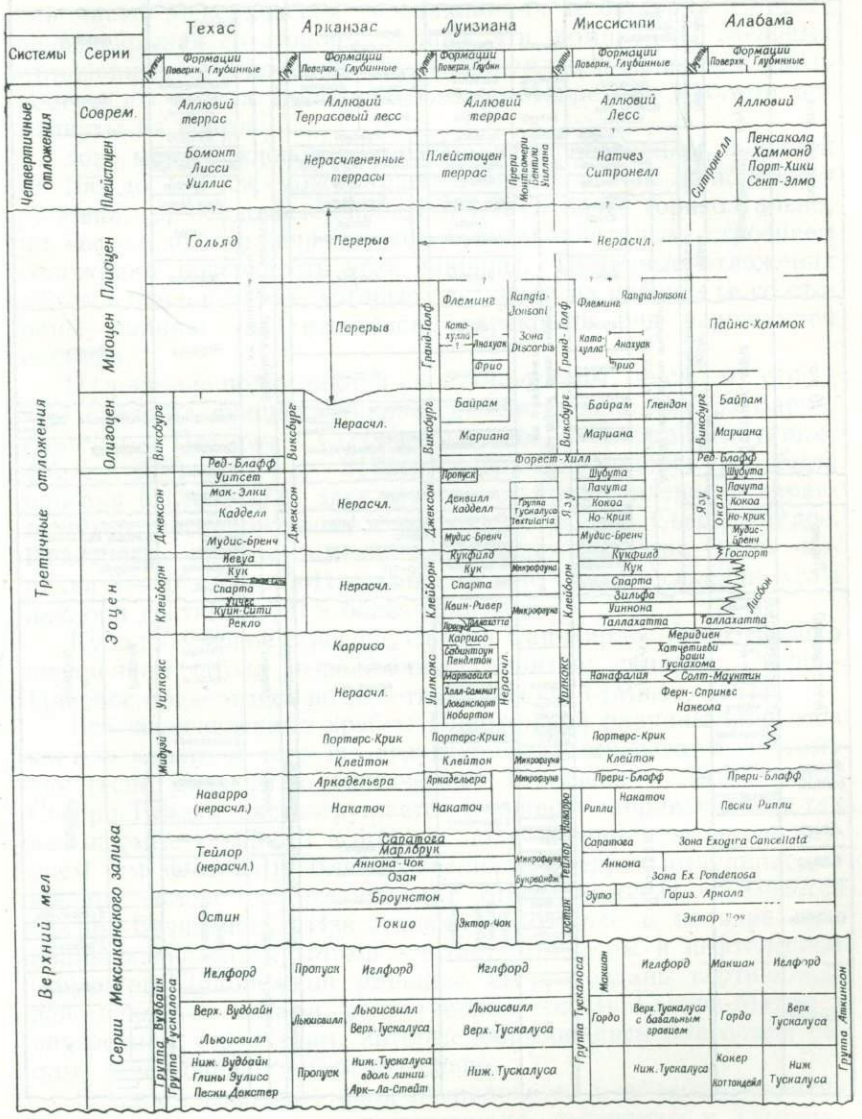
Осадки Прибрежной равнины Мексиканского залива образовались в морях, захвативших край континента. Многочисленные реки, стекавшие с центральных частей континента, отлагали в море большие количества песка, ила и глин, в то время как земная кора вдоль залитого морем края опускалась; из морской воды освобождалось, кроме того, большое количество химических осадков. В результате образовалась значительная толща, мощность которой увеличивается в сторону моря. Вдоль края современного побережья штатов Миссисипи, Техас и Луизиана мощность толщи осадков оценивается величинами порядка 6000—10 000 *м*. Однако эта цифра кажется незначительной по сравнению с протяжением толщи осадков в поперечных разрезах. Если такой разрез построен без искажения маштаба, то вызывает изумление малая величина угла наклона пород (следствие опускания суши) (см. фиг. 321).

Данные по стратиграфии центральной части Прибрежной равнины Мексиканского залива (Техас, Арканзас, Луизиана, Миссисипи и Алабама) обобщены на фиг. 318 и 319.

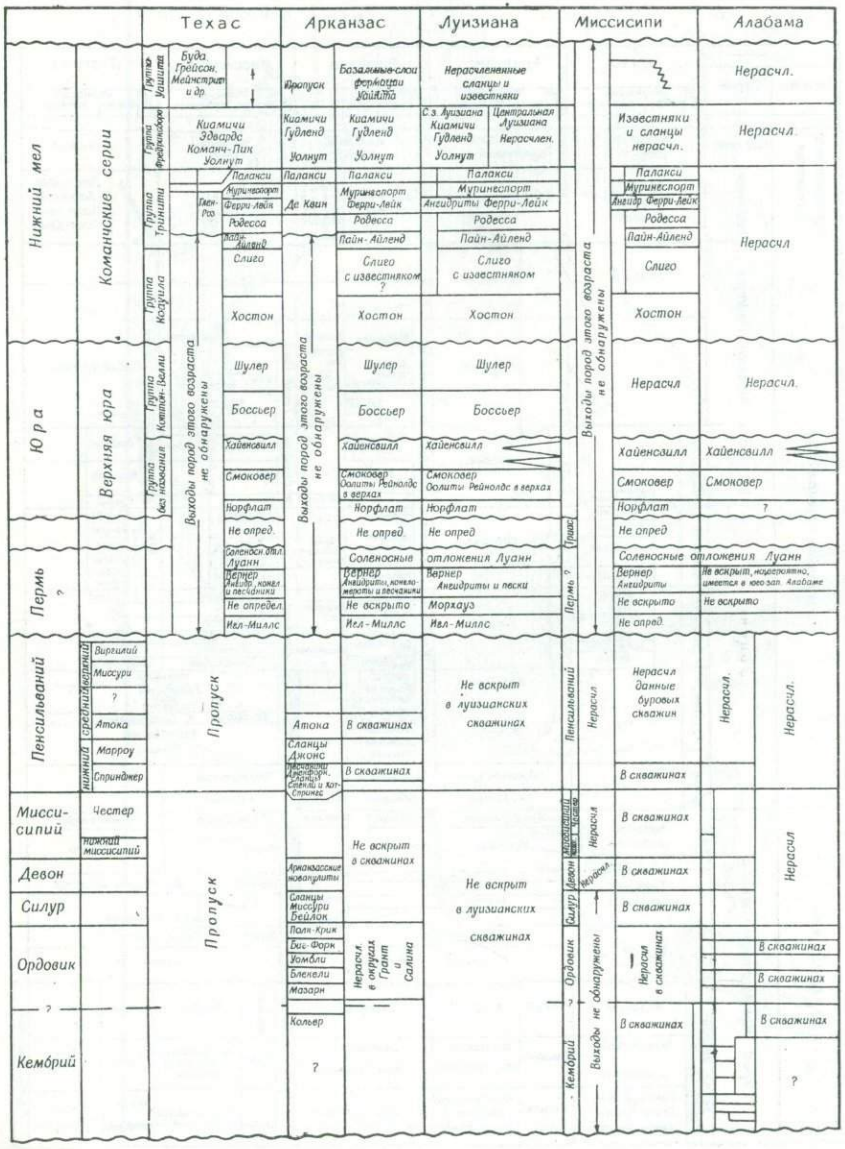
Общая структура

В пределах большей части Прибрежной равнины слои наклонены к морю под углом, равным долям градуса. Лишь в отдельных местных структурах наклон слоев превышает один градус. Падение в сторону моря вызвано легким уклоном местности в момент седиментации и последующим опусканием. Хотя на поперечных разрезах уклон кажется ничтожным, однако вертикальная амплитуда погружения была значительной, а опускание местами и по временам достигало солидной величины.

В меловых и третичных отложениях известно много разломов: повидимому, сбрасообразование сопутствовало наклону и опусканию.



Фиг. 318. Таблица сопоставления верхнемеловых и кайнозойских формаций северо-западного побережья Мексиканского залива (по Филипотту и Хаззарду, **467**).



Фиг. 319. Таблица сопоставления нижнемеловых и домеловых формаций северо-западного побережья Мексиканского залива (по Филипотту и Хаззарду, **467**).

Теория геосинклинального строения побережья Мексиканского залива

Бартон (*41*), выяснив по обнажениям и скважинам, что наибольшая мощность толщи осадочных формаций вдоль края Прибрежной равнины достигает 6000—10 000 *м*, изучив местные отложения и подтвердив имеющиеся сведения геофизическими данными, установил, что подошва толщи находится, по меньшей мере, на 3000 *м* ниже дна Мексиканского залива; далее он предположил, что мощность толщи осадочных пород на дне Мексиканского залива не превышает нескольких тысяч футов, и описал обширный вытянутый прогиб, который, по его мнению, с полным правом может быть назван геосинклиналью. Многочисленные работы Бартона и других исследователей прочно утвердили в литературе термин «геосинклиналь побережья Мексиканского залива».

Однако мощная толща осадков, протягивающаяся вдоль опускающегося края континента, не была до настоящего времени деформирована горизонтальными силами сжатия — она не образует ни складок, ни надвиговых чешуй; с другой стороны, здесь наблюдается очень пологий наклон к морю, за исключением тех мест, где в слоях развиты местные нарушения типа соляных штоков, крутых разломов и пологих изгибов. Некоторые исследователи высказали недавно предположение о миграции оси прогиба к морю, в силу чего максимальные мощности различных горизонтов не совпадают в пространстве.

Большое несогласие

Большое структурное значение имеет угловое несогласие в основании перекрывающих осадков Прибрежной равнины. Эти отложения залегают на поверхности смятых в складках и разбитых надвигами отложений Аппалачской зоны и на кристаллических породах Пьедмонта; они перекрывают восточный край и южную сторону орогенической зоны Уачита и даже протягиваются так далеко на север, что залегают на юго-восточном крае поднятия Озарк и его древнем соединении с поднятием Нешвилл. Отложения эти покрывают участок орогенической зоны, соединяющей горы Уачита и Маратон в Техасе, и некогда полностью перекрывали поднятие Льяно в области Маратон. В Мексике отложения Прибрежной равнины, возможно, перекрывают часть древней орогенической зоны Коауила. Древняя суша Льянория, в какой бы форме она ни существовала, также погребена под ними.

Несколько несогласий, имеющих тектоническое значение, известно среди толщи отложений Прибрежной равнины; они будут описаны ниже.

Изверженные породы

Муди (*431*) недавно опубликовал сводную работу по изверженным породам домелового и мелового возраста Прибрежной равнины Мексиканского залива. Магматические проявления достигают наибольшей концентрации в области поднятия Монро и купола Джексон в штатах Арканзас, Луизиана и Миссисипи. Скважины встретили здесь щелочные и ультраосновные интрузивные породы, а также вулканические породы в форме потоков лавы или силлов; часто встречаются также пирокластические породы, как щелочные, так и основные. Некоторые интрузивные тела, возможно дайки или штоки, несомненно прорывают верхнеюрские слои. Другие являются более древними, и считают, что они связаны с триасовыми диабазами атлантического Пьедмонта. В пределах всей северной части Прибрежной равнины в верхнемеловых отложениях наблюдаются обломки вулканических пород наряду с обильными осадочными обломочными минералами. Муди отмечает:

«Пемза, осколки, округлые или угловатые обломки вулканического стекла, гипокристаллических порфиритовых пород трахитового характера, иногда содержащих фельдшпатоиды, раздробленные кристаллы ортоклаза и плагиоклаза, кливажированные куски или ограненные кристаллы пироксена и биотита, — все они найдены в сравнительно тонких песчаных прослоях, входящих в состав нижне- и среднемеловых формаций. Некоторые из этих слоев называются собственно туфогенными песчаниками.

Кроме этих находок, характеризующих буквально каждую группу скважин в обширной области, охватывающей часть восточного Техаса, южного Арканзаса, северной Луизианы и центрального Миссисипи, установлено, что некоторые скважины прошли сквозь значительную толщу туфов, а возможно, и вулканических агломератов. Несомненные лавы были встречены в четырех скважинах, сомнительные — еще, по крайней мере, в дюжине скважин».

ТЕКТОНИКА ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Район Тампико

Район Тампико несколько отличается от остальной части побережья Мексиканского залива в отношении особенностей меловых отложений, но третичные комплексы здесь аналогичны прочим областям этой структурной единицы. Меловые отложения образуют непрерывный разрез с отложениями внутренней части Мексиканской геосинклинали и бассейна Паррас, не перекрывая со стороны залива эти комплексы. Меловые отложения геосинклинали интенсивно смяты в складки, а вдоль восточного склона Восточной Сьерра-Мадре они местами надвинуты на восток.

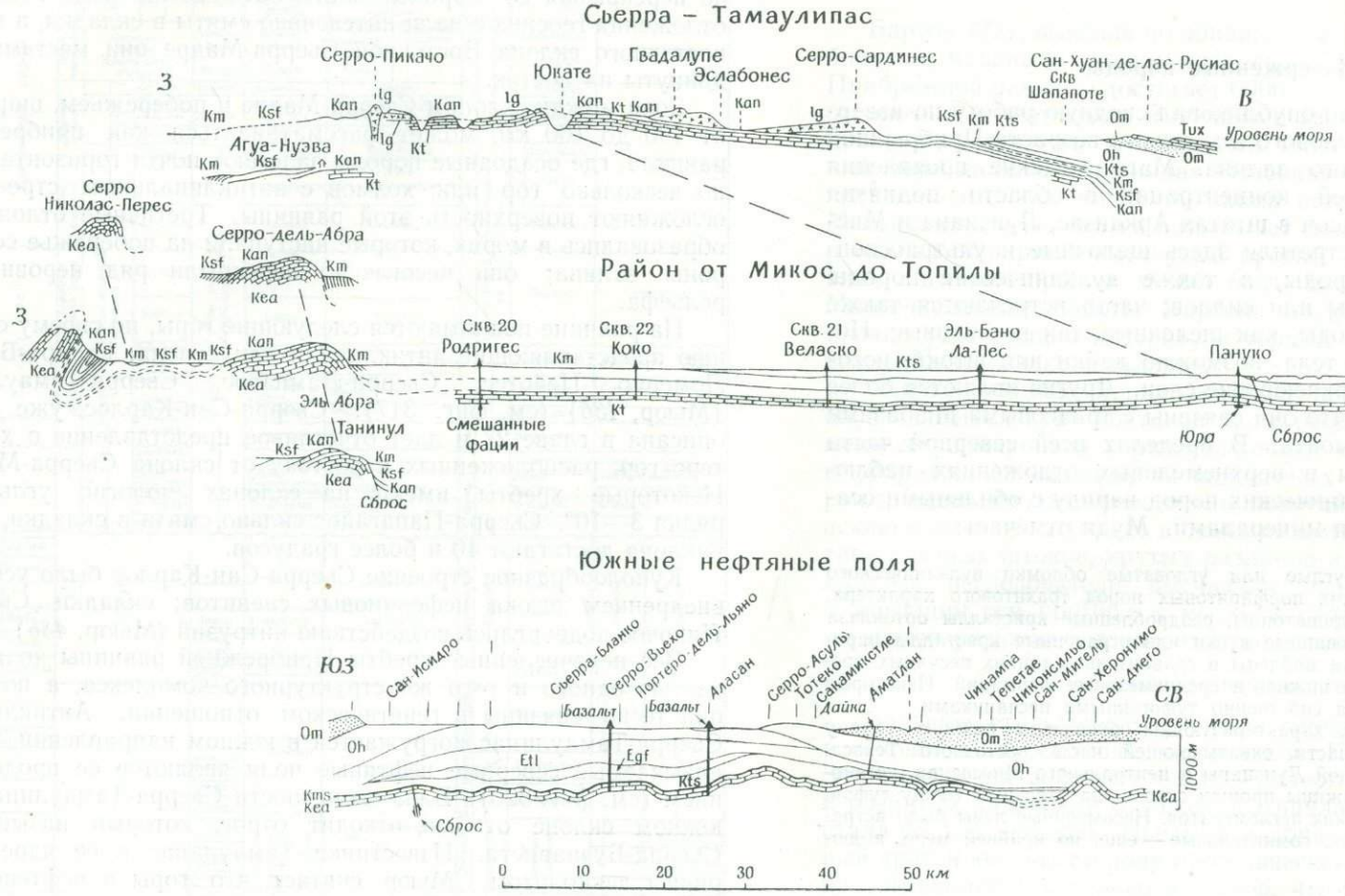
Зона между склоном Сьерра-Мадре и побережьем, шириной от 100 до 160 *км*, может рассматриваться как прибрежная равнина, где осадочные породы залегают почти горизонтально; но несколько гор или холмов с антиклинальным строением осложняют поверхность этой равнины. Третичные отложения образовались в морях, которые наступали на побережье со стороны залива; они несогласно перекрыли ряд неровностей рельефа.

На равнине поднимаются следующие горы, по своему строению представляющие антиклинали или купола: Сьерра-Барро, Ломерио Пейотес, Сьерра-Лампасос, Сьерра-Тамаулипас (Мьюр, *436*) (см. фиг. 317). Сьерра-Сан-Карлос уже была описана в главе 27 и дает отчетливое представление о характере гор, расположенных к востоку от склона Сьерра-Мадре. Некоторые хребты имеют на склонах пологие углы порядка 3—10°. Сьерра-Папагайос сильно смята в складки, углы наклона достигают 40 и более градусов.

Куполообразное строение Сьерра-Сан-Карлос было усилено внедрением штока нефелиновых сиенитов; складки Сьерра-Пикочос подверглись воздействию интрузий (Мьюр, *436*).

Все перечисленные хребты Прибрежной равнины являются частью одного и того же структурного комплекса, а поэтому они тесно связаны в генетическом отношении. Антиклиналь Сьерра-Тамаулипас погружается в южном направлении, и так называемые северные нефтяные поля являются ее продолжением (см. фиг. 320). Близ оконечности Сьерра-Тамаулипас, на южном склоне от нее, отходит отрог, который называется Сьерра-Буэнависта. Известняки Тамаулипас в ее ядре прорваны лакколитом. Мьюр считает, что горы и нефтеносные структуры Прибрежной равнины были созданы вертикально действующими силами, в противоположность Сьерра-Мадре и внутренним структурам, которые образовались благодаря силам, действовавшим горизонтально.

Севернее нефтяные поля расположены в области развития меловых пород, почти достигающих побережья у Тампико. Непосредственно к югу от Тампико эоценовые, олигоценовые и миоценовые отложения заходят трансгрессивно на 80 *км* вглубь



Фиг. 320. Поперечные разрезы через Прибрежную равнину восточной Мексики (по Мьюру, 436).

Верхний разрез через южную часть Сьерра-Тамаулипас — район, где сосредоточены нефтяные поля; нижний разрез проходит к западу от Тукспама почти в меридиональном направлении вдоль нефтеносной структуры [индексы автором не разъяснены. — *Ред.*].

берега, где залегают на меловых породах и погребают под собой изогнутый хребет, лежащий к западу от Туспама (см. фиг. 317 и 320). Рифовые известняки альба-сеномана отложились, вероятно, на верхнеаптских подводных известняковых рифах, которые образовали здесь хребет. Область хребта была приподнята в послетуронское время; это поднятие повторилось в эоценовое и олигоценовое время. Так как в процессе осадкообразования вся область была неоднократно погребена под отлагавшимися породами, то в ней и вокруг нее наблюдается ряд перерывов.

Пространственный облик погребенного хребта трудно изобразить на структурной схеме (Мьюр, *436*).

Залив (embayment) Рио-Гранде

Залив Рио-Гранде представляет собой пологий прогиб, осложняющий более значительный прогиб геосинклинали побережья Мексиканского залива; он протягивается в северо-западном направлении на 320 *км* от Корпус-Кристи до Рио-Гранде. Ось прогиба лежит несколько северо-восточнее современной реки, проходя вплотную к реке Нуэсес. Образование залива связано, несомненно, с эоценовым прогибанием, так как только эоценовые отложения образуют обширные области вдали от берега и сливаются с широко распространенными отложениями меловых морей Мексики, Скалистых гор и Великих равнин Соединенных Штатов (см. тектонические карты XV и XVI). Олигоценовые, миоценовые и плиоценовые отложения внешнего края Прибрежной равнины протягиваются вокруг Мексиканского залива, не образуя залива у Рио-Гранде. Значительная часть отложений области Рио-Гранде, от эоцена до плейстоцена, имеет дельтовое происхождение и была принесена из внутренних частей континента реками, являющимися предками современной Рио-Гранде, Пекос и Нуэсес (Сторм, *575*).

Фиг. 321 представляет собой поперечный разрез, составленный Стормом в районе Корпус-Кристи и идущий от глубины Мексиканского залива до внутреннего края третичной Прибрежной равнины. Как и в области устья Миссисипи, ось каждого следующего прогиба расположена ближе к морю, чем ось предыдущего.

Сбросовые зоны Балконес и Люлинг—Мехия

Приблизительно вдоль границы меловых и третичных формаций Прибрежной равнины в Техасе тянется сложный комплекс сбросов (см. фиг. 317). Сбросовая зона расположена между плато Эдвардс, сложенным почти горизонтальными меловыми породами, и наклоненными к морю третичными толщами Прибрежной равнины. Она пересекает свод Сан-Маркос, представляющий собой широкий, погружающийся на северо-восток структурный «нос» поднятия Льяно.

Зона разломов подразделялась по-разному. На тектонической карте Соединенных Штатов юго-западная часть названа сбросовой зоной Балконес, а северо-восточная — сбросовой зоной Люлинг — Мехия. Уикс (*650*) считает, что районы Люлинг и Мехия представляют собой обособленные структурные единицы, и описывает все три зоны следующим образом:

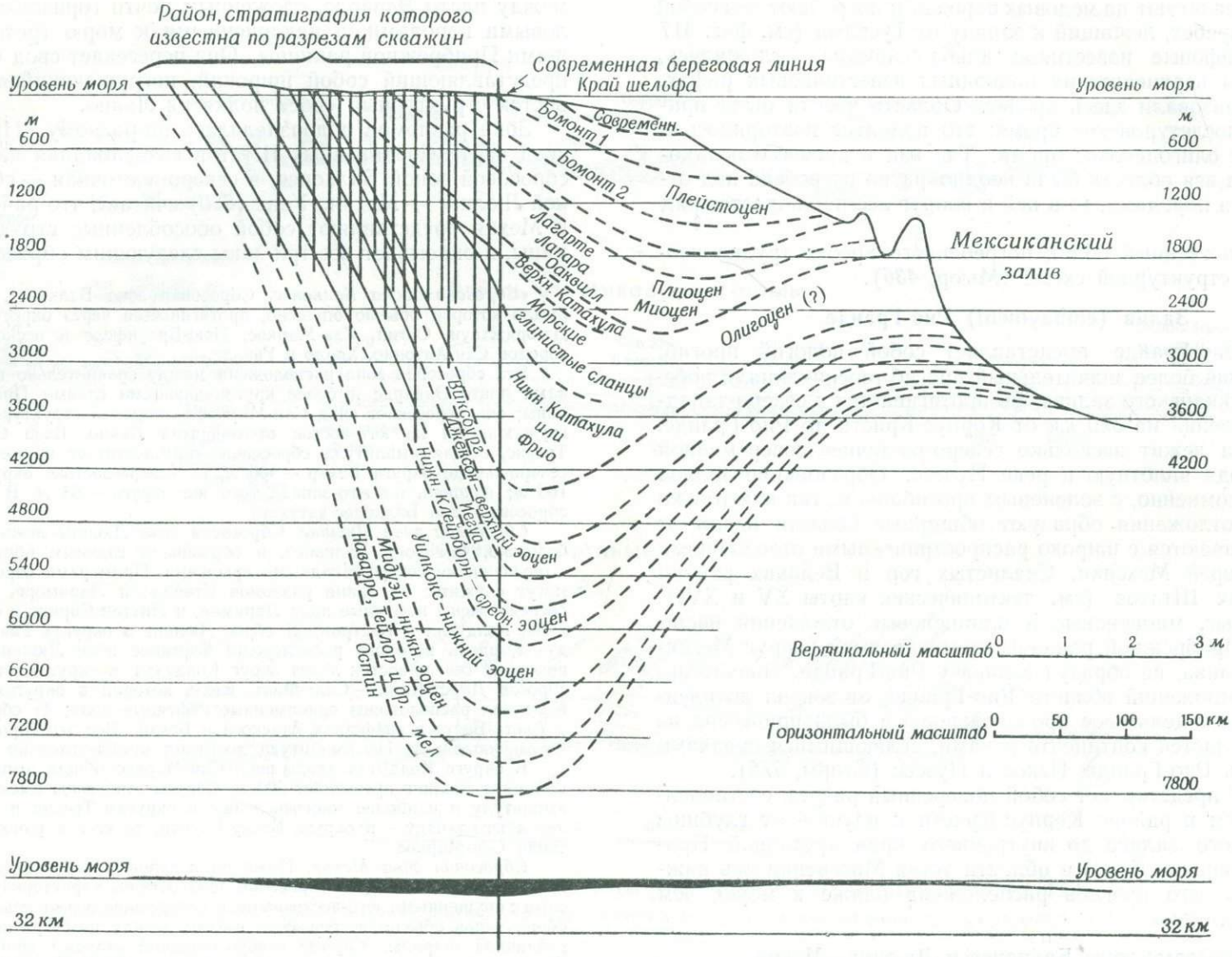
«*Сбросовая зона Балконес.* Сбросовая зона Балконес, юго-восточное крыло которой обычно опущено, протягивается через окрестности городов Джорджтаун, Остин, Сан-Маркос, Нью-Браунфелс и несколько севернее городов Сан-Антонио, Хондо и Увалде.

Эта сбросовая зона расположена между сравнительно пологими склонами плато Эдвардс и более крутопадающими слоями Прибрежной равнины; она пересекает свод Сан-Маркос — широкий структурный «нос», погружающийся на юго-восток от поднятия Льяно. Близ Остина, вокруг Тревис, общая амплитуда сбросовой зоны достигает примерно 300 *м*, на северо-западе округа Бехар — 400 *м*, на северо-востоке округа Увальде — 160 *м*; наконец, на юго-западе того же округа — 65 *м*. В округе Кинни сбросовая зона Балконес затухает.

Сбросовая зона Люлинг. Сбросовая зона Люлинг лежит ближе к побережью, чем зона Балконес, и образована главным образом сбросами с опущенными северо-западными крыльями. Примерами сбросов этой зоны могут служить: 1) линия разломов Стейплс и Ларимор, вдоль которой сосредоточены нефтяные поля Ларимор, и Литтон-Спринг в округах Гвадалупе, Колдуэлл и Бастроп; 2) сброс Люлинг в округах Гвадалупе и Колдуэлл, вдоль которого расположено нефтяное поле Люлинг, продолжающееся на северо-восток через округ Колдуэлл в округ Бастроп; 3) линия сбросов Дарст-Крик — Солт-Флат, вдоль которой в округах Гвадалупе и Колдуэлл расположены одноименные нефтяные поля; 4) сбросы Сомерсет и Альта-Виста в графствах Атаскоса и Бехар. Все эти сбросы имеют значительную длину. Их амплитуда достигает приблизительно 150 *м*.

В округе Колдуэлл вдоль реки Сан-Маркос общая амплитуда сбросовой зоны Люлинг превышает 500 *м*. Сбросы этой зоны имеют наибольшую амплитуду и наиболее многочисленны в округах Тревис и Бастроп и далее к юго-западу — в округе Бехар-Каунти, то есть в районе пересечения свода Сан-Маркос.

Сбросовая зона Мехия. Ниже по падению от сбросовых зон, описанных выше, расположена сбросовая зона Мехия, характеризующаяся сбросами с опущенными юго-восточными и северо-западными крыльями. Сбросы обоих типов обычно встречаются вместе, между ними развивается грабен различной ширины. Сбросы северо-западной стороны грабена в районе Мехии получили название структуры Теуакана. Сбросовая зона Мехия протягивается от окрестностей Мехии в округ Лаймстон и далее к северо-востоку, огибая бассейн Тайлер. Сбросы юго-западной Аризоны, вероятно, входят в состав этой зоны. Эта сбросовая зона протягивается далеко на юго-запад от Мехии в южный Техас и как бы смещает вниз падения

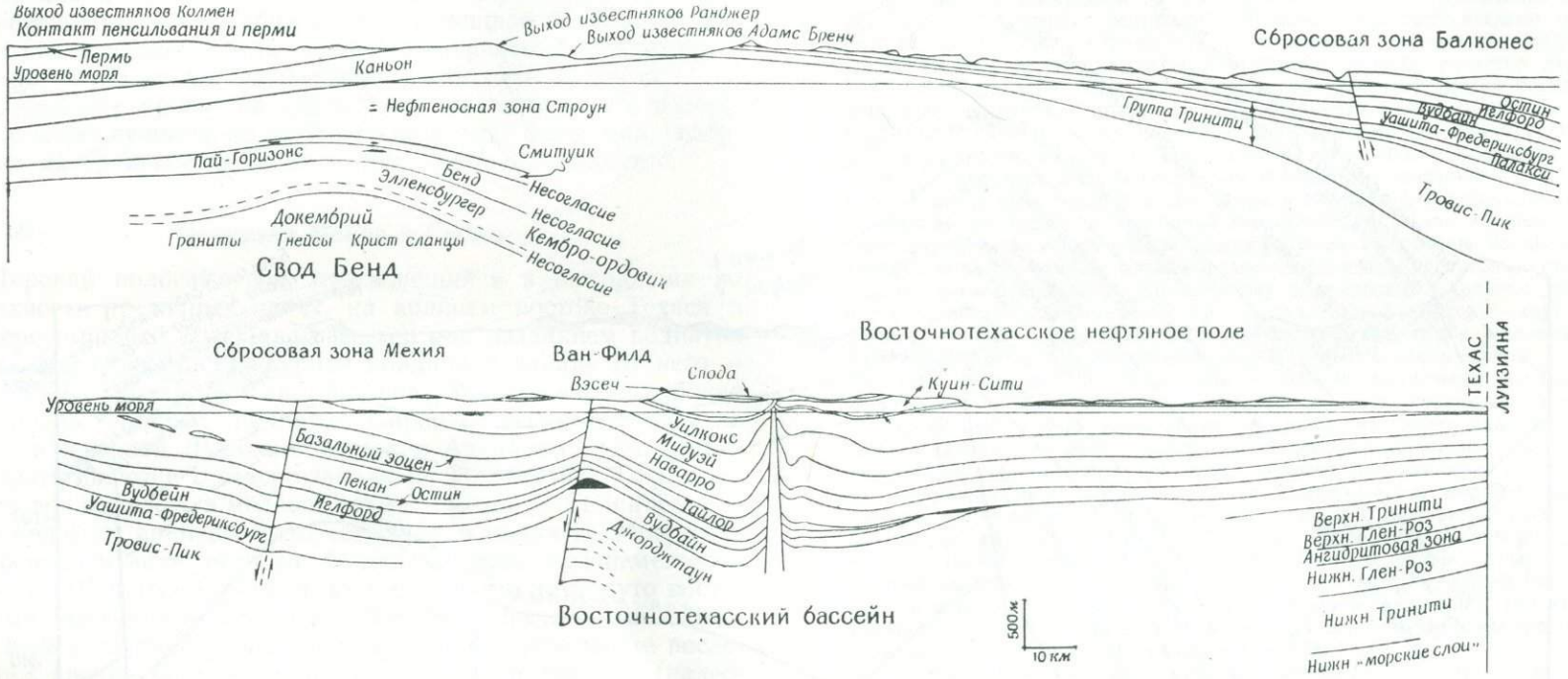


Фиг. 321. Схематический разрез через район Корпус-Кристи, Техас, в геосинклинали побережья Мексиканского залива (по Сторму, 575).

Внизу показана та же геосинклиналь без преувеличения вертикального масштаба.

в ряде пунктов. В Мехии слои Мидуэй на поверхности прорезаны сбросами; в округе Ли — сбросом Маунт-Силмен; в округах Бастроп и Файетт — сбросами Кук-Маунтин и Иегуа; в округе Гонсалес — сбросами Иегуа и Джексон.

Сбросовая зона, протягивающаяся на юго-запад через округа Де-Витт, Кернс, Гольяд, Би, Лайв-Ок и Дювал, также может являться частью зоны Мехия. В качестве примера можно назвать сбросы на севере округа Би, в окрестностях Петтус, вдоль которых имеются скопления нефти и газа.



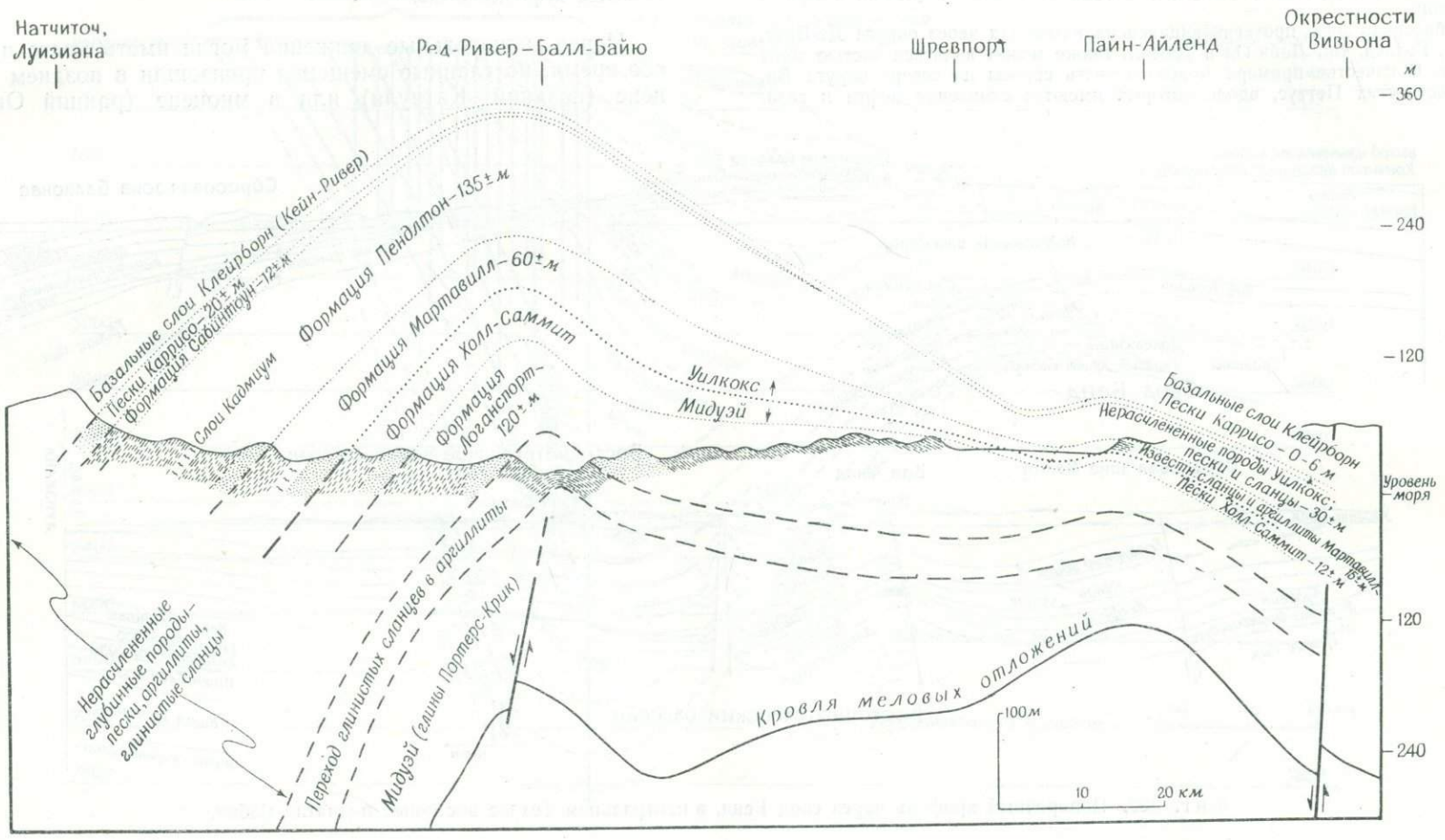
Фиг. 322. Поперечный профиль через свод Бенд, в центральном Техасе восточнее поднятия Сабин.

Если включить эти сбросы в зону Мехия, то в одном только Техасе длина этой зоны превысит 165 *км*.

В районе Мехии многие разломы, вдоль которых из слоев Вудбайн добываются нефть и газ, расположены кулисообразно, причем южный конец северного сброса проходит к западу от северного конца сброса, расположенного южнее. В районе Мехии имеется структурный подъем, и на юге этого подъема простирание слоев стремится совпасть с простиранием сбросов на южном конце каждой сбросовой структуры и расходится с ним на северном конце. Отсутствие настоящего замыкания на севере наряду с отсутствием песков Вудбайн, вероятно, является причиной того, что на юге, в направлении регионального понижения округа Фоллс, структуры не являются нефтеносными».

Менее значительные движения могли иметь место в меловое время, но главные смещения произошли в позднем олигоцене (поздний Катаула) или в миоцене (ранний Оквилл) (Уикс, *650*). Отложения Катаула и Оквилл отражают эти движения. Ввиду того, что некоторые слои плиоцена смещены слабее, следует полагать, что местами движения происходили в послеплиоценовое время.

Структура Прибрежной равнины к востоку от свода Бенд в центральном Техасе через сбросовые зоны до поднятия Сабин показана на фиг. 322.



Фиг. 323. Меридиональный разрез через поднятие Сабин, иллюстрирующий детали третичной стратиграфии (по Мюррею и Томасу, 438)

Формация Мидуэй — палеоцен, формация Уилкокс — нижний эоцен, формация Клейборн — средний эоцен. Вертикальный масштаб сильно преувеличен.

Бассейн Тайлер, или Восточно-техасский бассейн

К востоку от сбросовых зон Балконес и Мехия расположен бассейн Тайлер, названный так на тектонической карте Соединенных Штатов, но часто именуемый Восточно-техасским бассейном (см. фиг. 322). Он образован в результате слабого погружения к востоку от свода Бенд центрального Техаса и к западу от поднятия Сабин и сложен мощной толщей третичных и верхнемеловых отложений. Нижнемеловые отложения в наиболее глубоких частях бассейна достигнуты не были.

В наиболее прогнутой части бассейна встречается множество соляных куполов, но глубокозалегающие формации, содержащие материнские соляные толщи, здесь не известны.

Поднятия Монро и Сабин

Широкий пологий свод, отражающийся в выходящих на поверхности третичных слоях, на крайнем востоке Техаса и в северо-западной Луизиане известен под названием поднятия Сабин. Неглубокая структурная впадина к западу от него — это бассейн Тайлер, описанный выше. Маленькая, неглубокая синклиналь отделяет поднятие Сабин от пологого поднятия Монро в северной Луизиане и южном Арканзасе. Оси поднятий протягиваются с северо-запада на юго-восток. Образование сводов началось в меловое время. Поднятие Сабин в конце раннемелового времени было островом, а поднятие Монро существовало в виде острова большую часть позднемелового времени. Поднятие Сабин было, в частности, затронуто восходящими движениями в послеклейборнское (послесреднеэоценовое) время, причем от куполообразования в результате последующей эрозии осталось ядро из отложений Мидуэй (палеоцен), Уилкокс (нижний эоцен) и Клейборн (средний эоцен), окруженное молодыми формациями (Меррей и Томас, *438*) (см. фиг. 323).

Миссисипский залив и дельта Миссисипи

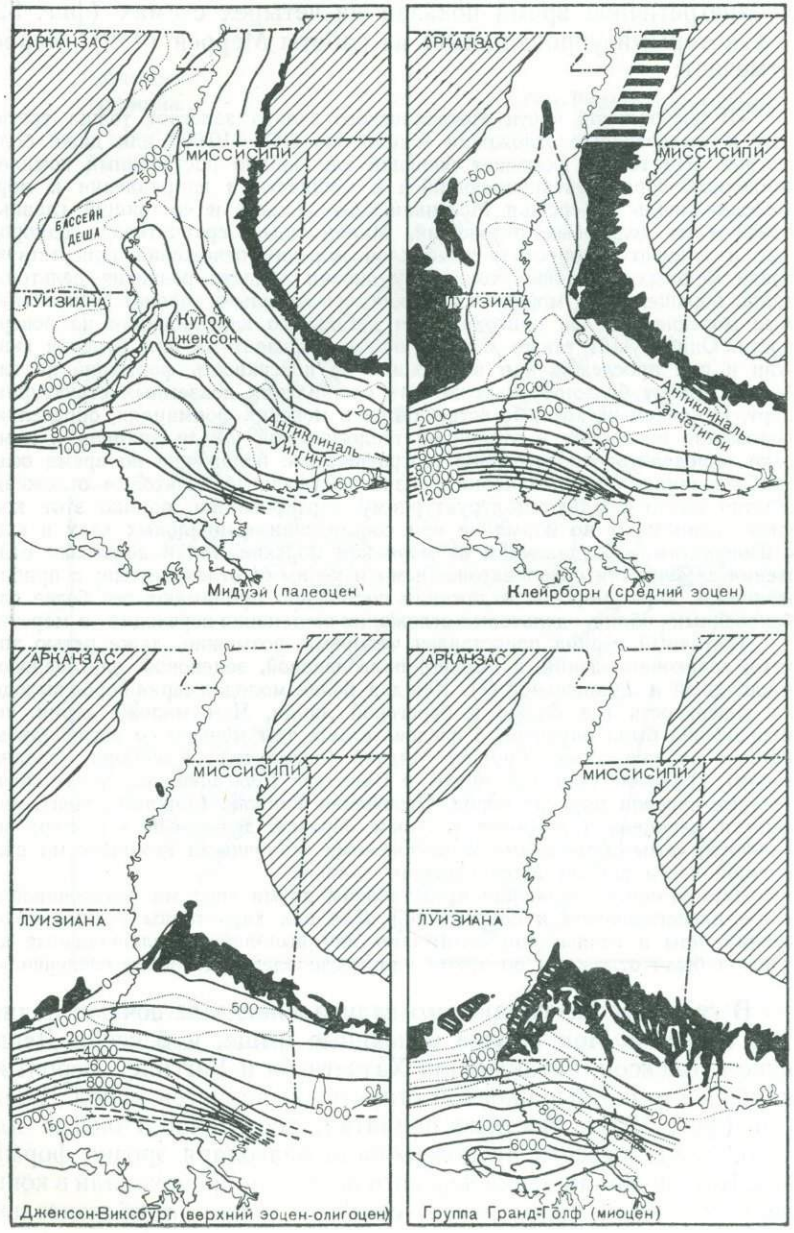
К широкому пологому прогибу, поперечному по отношению к Прибрежной равнине, приурочена долина реки Миссисипи. Так как в Миссисипском заливе развиты и меловые и третичные породы, то прогибание началось еще в мелу и продолжалось в третичное время. Ход развития прогиба в ранне- и среднетретичное время показан на четырех схемах (фиг. 324 с некоторыми упрощениями) из работы Меррея (*439*). Меррей отмечает:

«В центральной части Мексиканского залива залегает толща третичных и четвертичных отложений мощностью 6000—10 000 или даже более метров. Эта толща включает большой клиновидно построенный комплекс осадочных пород, увеличивающийся в мощности в направлении к морю (геосинклиналь побережья Мексиканского залива) и состоящий главным образом из дельтовых отложений. Маломощные, сравнительно однородные и широко распространенные слои морских отложений присутствуют среди мощных дельтовых толщ и у окраин области развития дельтовых толщ, обращенной к морю. Эти тонкие, сравнительно хорошо распознаваемые морские прослои пригодны для детального картирования на поверхности. Они служат также маркирующими горизонтами при бурении скважин и при прослеживании выходящих на поверхность формаций на глубине и имеют большое значение для составления подземных структурных карт. Ископаемые, которые встречаются в морских формациях, определяют положение последних в эталонной геологической шкале времени и помогают определить относительное географическое положение во время осадкообразования. Мощные ковшеобразно построенные дельтовые отложения обычно плохо поддаются структурному картированию, однако этот комплекс принимают во внимание при составлении фациальных карт и схем с изопахитами. С удалением от моря как морские, так и дельтовые отложения заменяются солоноватоводными и речными отложениями; с приближением к морю морские отложения постепенно принимают все более глубоководный облик, дельтовые отложения постепенно переходят в морские.

Третичный период представлен четырьмя, возможно, даже пятью эпохами осадконакопления, а именно: палеоценовой, эоценовой, олигоценовой, миоценовой и плиоценовой (?). Каждая более молодая серия пород выходит на поверхность все ближе к береговой линии. Чем моложе серия, тем меньше она была опущена, а следовательно, тем меньше ее региональный наклон на юго-запад. Группы Мидуэй (палеоцен), Клейборн (средний эоцен), Джексон (верхний эоцен) и Виксбург (олигоцен) содержат значительные прослои морских пород. Отложения Уилкокс (нижний эоцен), миоцена и плиоцена (?) имеют главным образом дельтовый характер; они являются самыми мощными кайнозойскими осадочными комплексами в восточной части района Мексиканского залива.

Четвертичные отложения представлены двумя эпохами осадконакопления — плейстоценовой и современной. Для них характерны речные пески, гравий, илы и глины; они окаймляют или выполняют аллювиальные долины и были отложены во время или после плейстоценового оледенения».

В границы Мексиканского залива иногда включают поднятия Сабин и Монро, уже описанные выше, и бассейн Деша, купол Джексон, антиклинали Хатчетигби и Уиггинс. Вероятно, наиболее резко выраженной структурой является купол Джексон (фиг. 325). Местные поднятия, достаточно сильные для того, чтобы вывести на поверхность благодаря эрозии формацию Коттон-Велли верхнеюрского возраста, происходили в конце верхнего мела. Амплитуда складки равна приблизительно



3000 *м*, ее ширина достигает 50 *км*. Вертикальный масштаб на профиле сильно преувеличен.

Доверхнемеловые отложения Арканзаса и Луизианы. На тектонической или геологической карте Соединенных Штатов можно видеть, что меловые отложения образуют почти непрерывный внутренний пояс Прибрежной равнины Мексиканского залива, а третичные — внешний, или южный, пояс. Ни триасовые, ни юрские породы нигде не появляются, а поэтому сначала считали, что море только в мелу впервые стало наступать на континент после верхнепалеозойской орогении Аппалачей, Уачиты и Маратона. Но в настоящее время глубокие скважины позволяют составить геологическую карту для конца раннемелового времени по южному Арканзасу и верхней Луизиане, где формации нижнемелового, верхнеюрского и верхнепалеозойского возраста установлены окончательно на основании ископаемых остатков. На фиг. 125 показаны детали позднемеловой стратиграфии этого района, а на фиг. 319 сведены все имеющиеся данные о стратиграфии глубинных отложений.

Допозднемеловая стратиграфия южного Арканзаса и северной Луизианы хорошо изучена, поскольку в третичных отложениях этой области и особенно в районе Монро и Сабин пробурено много скважин. Тот факт, что верхний мел трансгрессивно перекрывает отложения от палеозойского до нижнемелового времени, указывает на поднятие и эрозию в конце раннемелового (команчского) времени. Ось поднятия, повидимому, почти параллельна реке Миссисипи и погружается в юго-юго-западном направлении.

Филпотт и Хаззард (*467*) считают, что имеется еще одно большое несогласие, а именно несогласие между команчскими сериями в основании комплекса Хостон и нижележащими юрскими и палеозойскими породами (см. фиг. 125). Еще одно несогласие отделяет формацию Смоковер (верхняя юра) от формации Игл-Миллс (пермь ?). Значение самого раннего из этих несогласий уже обсуждалось в главе 13.

Мощные соленосные и гипсоносные толщи, заключающиеся в формациях Луанн и Вернер, которые Филпотт и Хаззард (*467*)

Фиг. 324. Контурные карты распространения мощностей и структур в области низовья и дельты Миссисипи (по Мюррею, **439**).

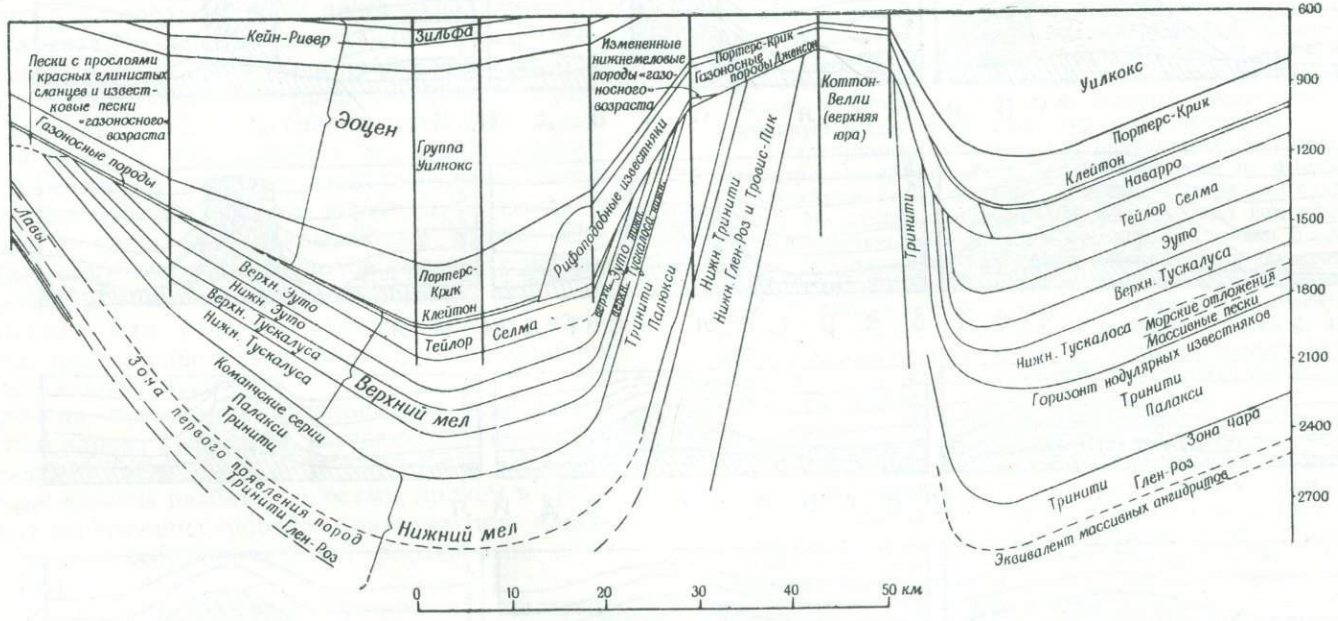
Черное — области выхода пород на поверхность; сплошные линии — структурные контуры; пунктирные линии — изопахиты; сечение изопахит через 1000 и 2000 *м*.

относят к перми, а Имли (*273*) — к юре, считаются источником соли многочисленных соляных куполов побережья Мексиканского залива.

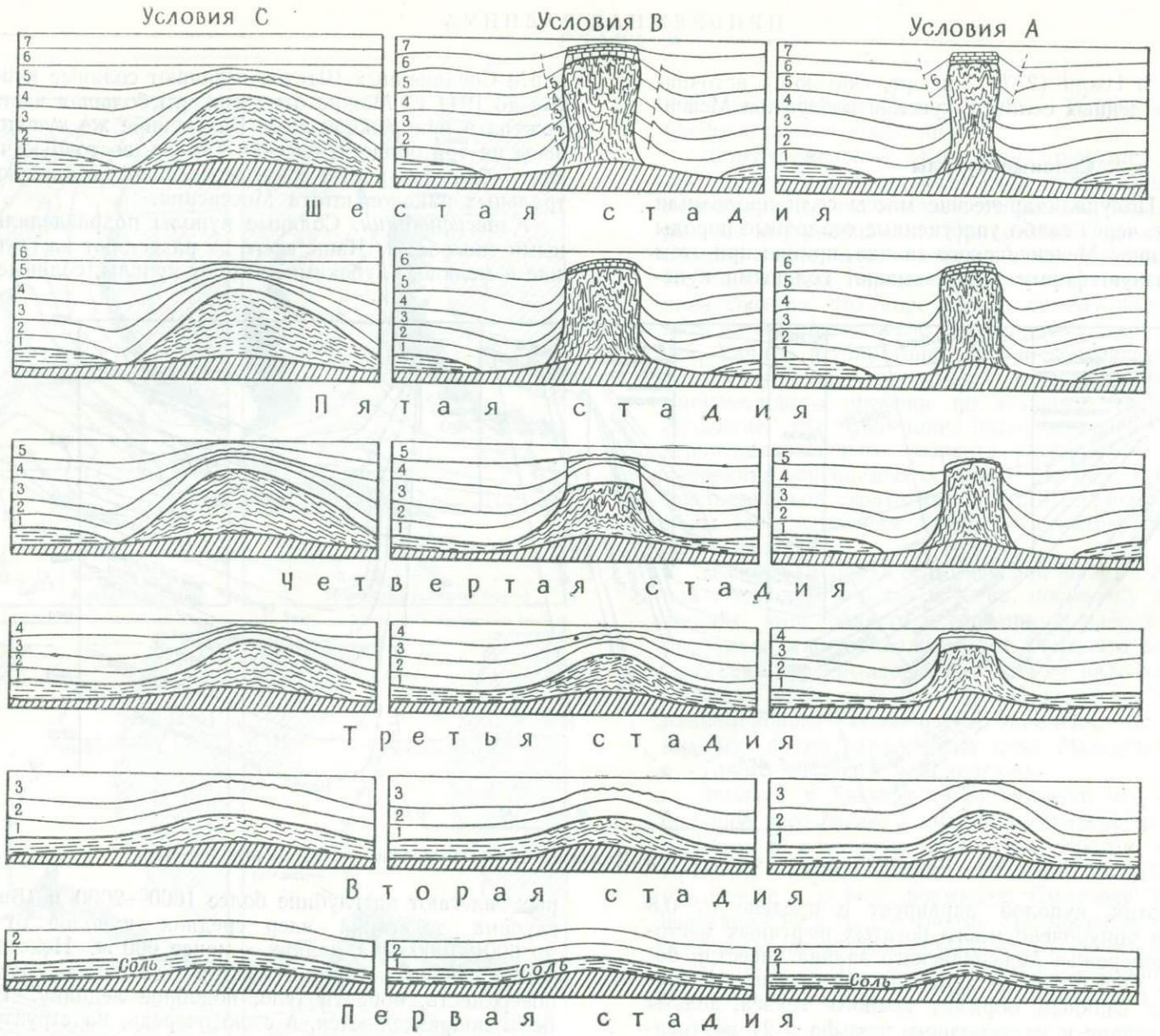
Соляные купола

Размещение. Полуцилиндрические массы соли проложили себе дорогу вверх, через слабо уплотненные осадочные породы Прибрежной равнины Мексиканского залива, приняв при этом самую разнообразную форму. Их называют соляными куполами, диаметр этих куполов варьирует в пределе от 0,8 до 3,5 *км*; к ним приурочено много богатых нефтяных месторождений. На побережье Мексиканского залива известно более 200 куполов. Они подразделяются на две группы: 1) прибрежные куполы главным образом южного Техаса, дельты Миссисипи в Луизиане и мелководного шельфа и 2) внутренние купола северо-восточного Техаса и северной части центральной Луизианы. Несколько прибрежных куполов известно также в северной Мексике. Черные точки на тектонической карте Соединенных Штатов означают соляные куполы, открытые до 1944 г. Можно отметить, что большая часть их расположена в прибрежной зоне. Внутренние же куполы подразделены на три области: бассейн Тайлер, восточную часть поднятия Сабин и широкую зону, пересекающую южную часть центральных районов штата Миссисипи.

Классификация. Соляные куполы подразделялись различными способами. Чаще всего их разделяют на глубокие, средние и мелкие. Глубокими считают куполы, соляные ядра которых залегают на глубине более 1600—2000 *м* (Биллингс, *64*); глубина залегания ядер средних куполов от 1600—2000 до 600—1000 *м*, а мелких — менее 600 *м*. Некоторые куполы уже достигли поверхности, и в этом случае соль выходит на поверхность, образуя тело, подобное леднику. Глубокие куполы подразделяются, в свою очередь, на структуры, в которых соль достигнута буровыми скважинами, и на структуры, где соль залегает ниже отметок забоя наиболее глубоких скважин.



Фиг. 325. Широтный разрез через купол Джексон, штат Миссисипи (по Мак-Глотлину, **403**).



Фиг. 326. Схема развития соляных куполов в различных условиях (по Неттлтону, 442).

Построения основаны на экспериментальных наблюдениях по течению вязких тел и на фактических данных по соляным куполам. Объяснения знаков *1—6* см. в тексте на стр. 583.

Другая классификация основывается на соотношениях соляного купола с окружающими породами. Если соль просто приподнимает вышележащие породы, как это имеет место в случае конкордантного лакколита, то структура называется куполом без протыкания. Если, напротив, соль прошла сквозь породы, то структура именуется протыкающим куполом. Обычно к куполам протыкающим относятся мелкие и средние структуры, в то время как непротыкающие куполы относят к типу глубоких структур (см. фиг. 326). Некоторые куполы расширяются кверху, и породы верхней части купола и часть соляного ядра оказываются как бы нависающими. Эти горизонтальные расширения, или клинья, были пробурены насквозь, и присутствие их доказано. Соляные куполы построены по-разному также и у основания. Над массивной каменной солью ядра купола (особенно в протыкающих куполах) залегает слой или шапка известняков, гипсов и ангидритов переменной мощности. Известняк обычно слагает верхнюю, а гипсы и ангидриты — нижнюю часть этой покрывающей толщи. Породы «шапки» (кеп-рок) некоторых куполов содержат исключительно ценные природные месторождения серы.

Осадочные породы над соляным куполом полого изгибаются, а породы, прилежащие к соляному ядру, оказываются иногда выжатыми на поверхность.

Нефть приурочена поэтому к куполовидно залегающим слоям, над соляным ядром, к крыльям, к участкам близ самого штока и к нависающей части ядра.

Многие соляные куполы разбиты сбросами, причем в кроющих куполовидно залегающих породах развиваются клинообразные грабены. Эта особенность будет рассмотрена ниже (см. фиг. 327 и 328).

Происхождение. Соляные куполы образуются вследствие пластичного внедрения осадочной каменной соли в вышележащие породы. Каменная соль под давлением легко деформируется и течет от мест с большим давлением к местам с меньшим давлением. Многочисленные геологические наблюдения подтверждают, что соль — весьма текучий материал и что сопутствующие ей глинистые сланцы обычно интенсивно деформированы. Неттлтон (*442*) считает, что современная форма куполов обусловлена: 1) первоначальным контуром, локализовавшим купол, 2) мощностью материнского соляного пласта, 3) твердостью или вязкостью соли. На фиг. 326 даны теоретические схемы развития соляных куполов в различных условиях. Неттлтон, поясняя эти схемы, отмечает:

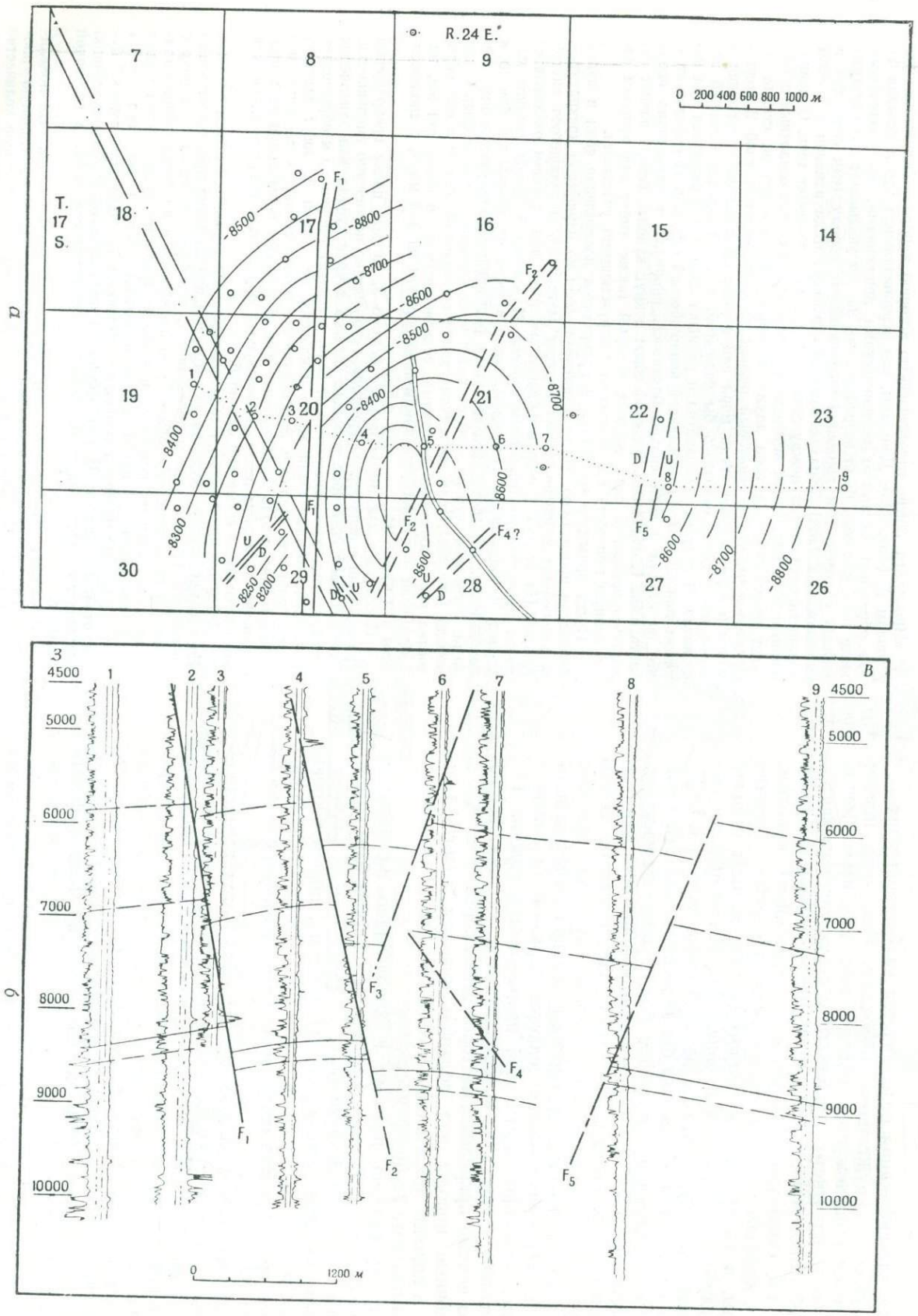
«Проследим теперь гипотетическую историю купола, соответствующую условиям А (фиг. 326). Допустим, что первоначальный купол (стадия 1) был образован какими-то тектоническими движениями, происходившими после того, как соль была погребена, как на это указывают два перекрывающих ее слоя. Эти движения приподнимают породу (как соль, так и вышележащие слои), образуя пологую структуру и не изменяя при этом мощности соли. Затем между стадией 1 и 2 соль начинает течь. Одновременно с этим медленным истечением соли еще один слой осадочных пород будет отлагаться над теми двумя, которые образовались на стадии 1. Предположим, что в некоторый период осадконакопления слой 2 поднимался в виде острова среди моря или в виде возвышенности на суше и затем поверхность оказалась бы размытой, как это показано линией несогласия. В результате поднятия и размыва слои 2 и 3 окажутся над куполом тоньше, чем в окружающей ненарушенной области. Предполагается, что на стадии 3 соль сильно поднялась, прорвала и вытолкнула вверх часть слоя 1, образовав круговой сброс вокруг купола. Теперь начнет отлагаться четвертый слой осадков, который также имеет над куполом сокращенную мощность по сравнению с окружающими участками.

Пусть примерно на стадии 3 прекратится поступление соли в купол благодаря проседанию. Тогда и истечение соли на периферии прекратится, и дальнейшее развитие пойдет за счет материала, находящегося внутри купола. На стадии 4 первоначальный материал над куполом оказывается почти полностью уничтоженным эрозией. На стадии 5 эрозия удалила материал, находившийся над солью, которая залегает теперь так близко к поверхности, что может подвергнуться растворению циркулирующими водами. Возможно, что на этой стадии начнет формироваться покрывающая порода (кеп-рок), если последняя является вторичной, или если она образована нерастворимыми остатками, содержавшимися в соли, или же, наконец, если она отлагается каким-либо образом из вод моря, расположенного над куполом.

После того как купол прошел стадию 3, то есть после прекращения притока соли с периферии, поперечное его сечение постепенно уменьшается. Это вызывает некоторое оседание осадков вокруг купола для заполнения пространства, освободившегося от соли, и создает тенденцию к обрушению. Так, слои, которые были круто наклонены на стадии 5, могут залегать более полого на стадии 6. Это обрушение может вызвать скольжение материала вниз, вдоль края купола, для заполнения освободившегося пространства. При этом возле самого купола образуются осевшие блоки, как это показано на схеме для стадии 6.

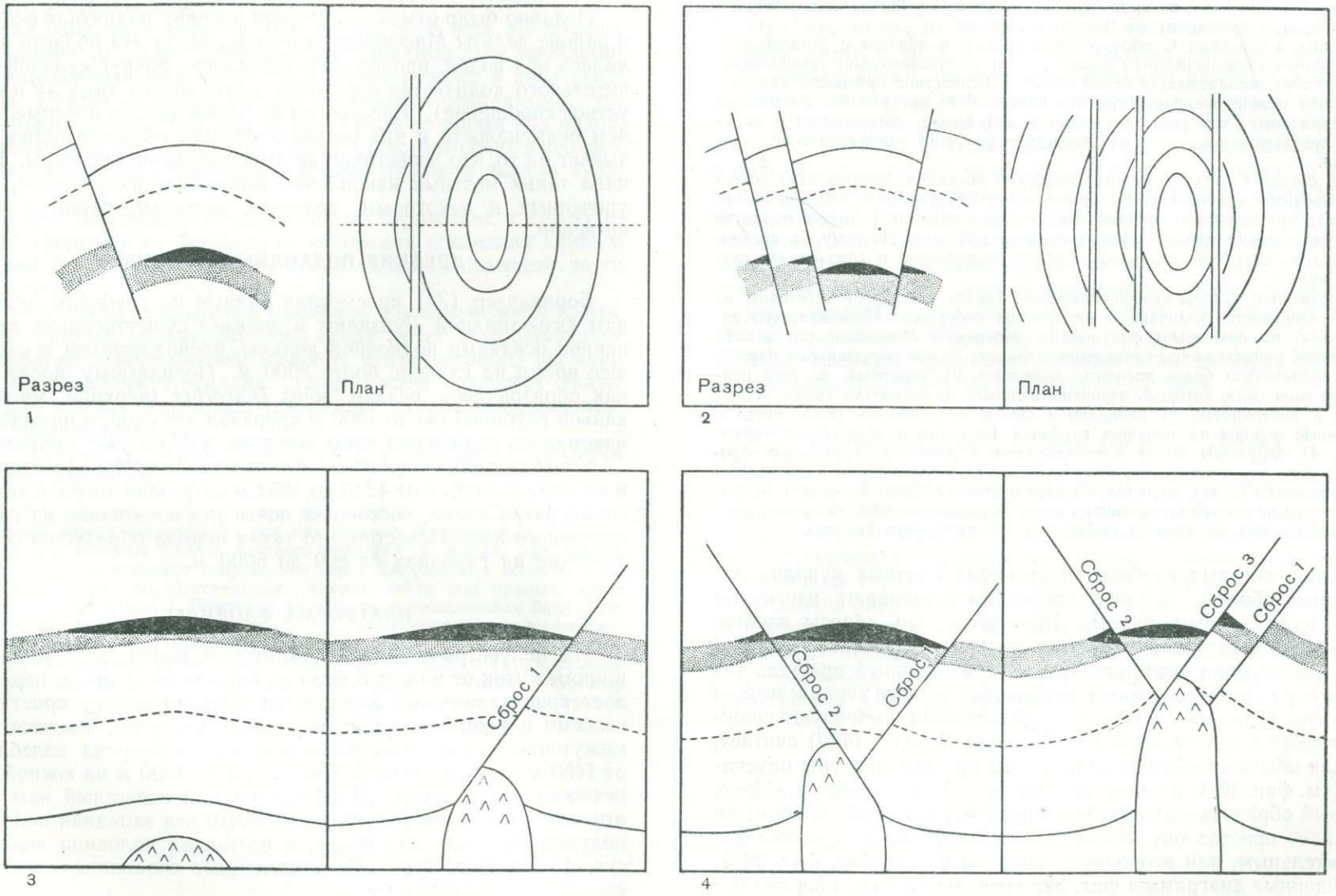
Ясно, что при поднятии соли перемещается равный ей объем осадков. Из истории соляных куполов известно, что перемещение происходит тремя способами: 1) заполнением пространства, освободившегося от соли вокруг купола в результате перегружения по периферии, и на более поздних стадиях — заполнением пространства, освобождающегося при истечении соли от основания купола; 2) путем эрозии приподнятых надсолевых слоев — тогда этот удаляемый материал становится частью следующего слоя, который будет отлагаться здесь; 3) при отсутствии последующего осадконакопления, вызванного либо поднятием, либо превращением структуры в островной элемент.

В условиях В (см. фиг. 326) предполагается, что купол был локализован первоначальным поднятием, охватившим более значительную площадь, и что таким образом в процесс было вовлечено большое количество соли, прежде чем прекратился приток извне благодаря опусканию по периферии. В остальном история развития купола в общем аналогична



Фиг. 327. Структурная контурная карта и электрокароттажные поперечные профили нефяного поля Лафитт, в Джефферсон-Периш, Луизиана (по Уоллесу, **630**).

Структура обнаружена над глубоко залегающим соляным куполом; цифры в центрах квадратов — номера планшетов.



Фиг. 328. Схема, иллюстрирующая возникновение разломов над глубокими соляными куполами (по Уоллесу, **630**).

случаю А. Объем, освобожденный при течении соли вверх от основания, здесь более велик, что обусловливает и более значительную тенденцию к скольжению вниз, вдоль края купола. Поэтому предполагаемые сбросы вокруг купола проведены на большую глубину.

Купол в условиях С образуется, вероятно, в области с относительно маломощным первоначальным слоем соли и со сравнительно устойчивыми отложениями вышележащих серий осадков. Вследствие прочности надсолевых слоев можно предположить, что приток соли прекратится фактически благодаря тому, что слои, залегающие над солью, соединяются с породами, подстилающими ее, а не вследствие развития периферического проседания.

На стадии 4 свод, сложенный твердыми осадками, видимо, стал достаточно прочным для того, чтобы противостоять дальнейшему обрушению на крыльях; это вызывало прекращение течения соли, и размеры поднятия стали значительно меньше объема осадконакопления. Поэтому на последних стадиях структура оказалась глубоко погребенной и образовался глубокий купол.

Внутренние куполы северо-восточного Техаса и северной Луизианы во многих отношениях отличаются от куполов побережья Мексиканского залива. Так, по сравнению с куполами побережья Мексиканского залива внутренние куполы имеют следующие отличия: 1) они окружены на поверхности значительно более древними породами, 2) возникают за счет первичного слоя соли, который, вероятно, залегает на несколько тысяч метров ближе к поверхности, 3) внедряются сквозь относительно более крепкие и прочные породы на меньших глубинах (меловые и команчские известняки), 4) окружены более ясно слоистыми и лучше датируемыми породами; в силу этого движения, происходящие близ поверхности и вызванные образованием куполов, изучены и закартированы гораздо детальнее, 5) вызывают изменения гравитационного поля, выраженные обычно лучше, хотя и не всегда, чем на куполах побережья Мексиканского залива».

Для некоторых глубоко залегающих соляных куполов характерны сбросы, которые прорезают и смещают изогнутые слои над солевым ядром. Возможно, что сбросы вообще являются характерной чертой соляных куполов. На фиг. 327 дана структурная контурная карта и поперечный профиль типичного, разбитого сбросами глубокого соляного купола; можно отметить, что сбросы являются нормальными и образуют сложный грабен в центральной части купола. Уоллес (*630*) считает, что для обычных сбросов характерны простые контуры опускания (см. фиг. 328), а также простые и сложные грабены. Сброс, который образовался первым, называется главным сбросом; он вызывает простое опускание. Следующий сброс является дополнительным, или вторичным, сбросом и т. д. (см. фиг. 328). Обобщенные диаграммы фиг. 328 создают впечатление, что все грабены пересекают куполы; однако в процессе детального изучения глубоких куполов обнаруживается все больше и больше сбросов, главное направление которых то является концентрическим в одних куполах, то радиальным — в других, то поперечно-секущим — в третьих.

Недавно было отмечено, что при древних поднятиях осадков в районе дельты Миссисипи, в период, когда эта область находилась под водой, происходило осаждение вокруг куполов значительного количества известняков атоллового типа (Унвер, устное сообщение). Известняки большей частью плотные, причем окаменелости в них редки; последнее обстоятельство указывает на то, что известняки не носят характера биогерм. Причина таких местных накоплений массивных известняков, приуроченных к некоторым соляным куполам, остается пока не ясной.

ДРЕВНИЕ ПОДВОДНЫЕ ДОЛИНЫ

Борнхаузер (*71*) просмотрел данные по глубоким скважинам юго-западной Луизианы и доказал существование заполненной осадками подводной долины, расположенной в настоящее время на глубине более 3000 *м*. Повидимому, после того как образовались осадки зоны *Discorbis* (верхний миоцен), каньон глубиной около 1000 *м* прорезал эти слои, и прежде чем накопились отложения зоны *Bolivina*, каньон уже заполнился.

Следует также отметить, что в одной глубокой скважине в интервале глубин от 4246 до 4252 *м* встречена твердая темная сланцеватая глина, состоящая почти исключительно из глобигеринового ила. Известно, что такая порода образуется сейчас в океане на глубинах от 800 до 6000 *м*.

ПЛАТФОРМА ФЛОРИДЫ

На полуострове Флорида комплекс пород, отложившихся в промежуток от нижнего мела до современной эпохи, перекрывает кристаллический фундамент; местами между кристаллическими и нижнемеловыми породами, вероятно, имеются промежуточные слои. Мощность осадочного покрова колеблется от 1450 *м* в юго-восточной Джорджии до 4000 *м* на южной оконечности полуострова. Наиболее ранний известный нам этап относится к нижнему мелу, когда почти вся западная половина полуострова была под водой, а восточная половина являлась сушей (см. фиг. 341). Многочисленные скважины отчетливо выявляют эту структуру.

Если под верхнемеловыми и третичными отложениями в Джорджии и на Прибрежной равнине Атлантики был развит внешний пояс нижнемеловых отложений, связанный с сушей

Флориды, то здесь должен был существовать тогда, как и в настоящее время, длинный полуостров, расположенный лишь немного восточнее современного.

Если изопахиты верхней юры в районе залива Миссисипи, в Арканзасе и Техасе продолжить во Флориду, где проблематическая верхняя юра была недавно обнаружена в двух скважинах (Эплин и Эплин, *13*), то окажется, повидимому, что лишь южная треть Флориды находилась в то время под водой, остальная же часть являлась сушей. Действительно, в верхней юре, повидимому, существовал весьма широкий выступ суши (см. фиг. 340).

На фиг. 329 воспроизведены стратиграфические и структурные соотношения во Флориде на основании последних данных. Главной структурой является купол Окала в северной части полуострова.

Этот пологий свод появился впервые в позднемеловое время, как это указано на фиг. 340. Ось свода имеет северо-западное простирание и параллельна прогибу, центр которого расположен на Больших Антиллах. Свод Окала выражен также в средне- и верхнеэоценовых отложениях, но с некоторыми мелкими видоизменениями.

По данным Эплина и Эплина (*13*), главными структурами Флориды являются:

«1. Ось, протягивающаяся к северо-западу от мыса Канаверал по восточному берегу Флориды до юга центральной Джорджии; к ней приурочены два больших района местного поднятия. 2. Канал, или прогиб, тянущийся в юго-западном направлении через Джорджию и область Талахасси во Флориде до Мексиканского залива, почти под прямым углом к вышеупомянутой оси. 3. Приподнятая область, расположенная близ Джексон-Каунти, во Флориде, с падениями слоев, расходящимися к юго-востоку, югу и юго-западу. 4. Структурно пониженная область, ось которой протягивается на северо-запад от окрестностей озера Окичоби к Тампа, приблизительно параллельно оси Канаверал — Джорджия. 5. Вторая опущенная область северо-западного простирания на южной оконечности полуострова».

Присутствие палеозойских пород под отложениями нижнего мела и верхней юры во Флориде и их соотношения с аппалачской орогенией уже обсуждались выше, в главе 7.

При рассмотрении особенностей геологии Флориды необходимо иметь в виду не только полуостров, существующий в настоящее время, но и континентальный шельф к западу и к востоку от него. Очень ясно выражены черты, свидетельствующие, что сам полуостров является широкой платформой, но о его подводной части известно, если исключить данные о рельефе дна, весьма мало (см. фиг. 317). Недавно в области неглубокого шельфа и на Багамских банках были проведены аэромагнитометрические наблюдения, но их результаты еще не опубликованы. Проведенное в последние годы изучение осадков шельфа, расположенного на западе, показало, что он представляет собой голую известняковую банку и является скорее областью размыва, чем зоной осадконакопления (Уивер, устное сообщение). По крутизне внешний склон шельфа Флориды превышает большинство шельфов области Мексиканского залива или Карибского моря.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА

Если предположить, что слои Морхауз и Игл-Миллс имеют пермский возраст и моложе уачитской орогении, то следует считать, что по крайней мере северная часть Мексиканского залива заложилась в пермское время. Имеющиеся данные о глубинной стратиграфии Прибрежной равнины Мексиканского залива свидетельствуют также, что море отступило к югу от Арканзаса в триасе и, возможно, в нижней юре, если только соленосные отложения Луанн и формация Вернер не окажутся нижнеюрскими; возможно также, что следующая большая трансгрессия к северу произошла в конце юры.

35

АНТИЛЬСКО-КАРАИБСКАЯ ОБЛАСТЬ

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Вест-Индия была открыта Колумбом, и первой землей, на которую он высадился, был остров Сан-Сальвадор (остров Ватлинг в группе Багамских островов. — *Ред.*) Островам этой области было дано название Антильских по мифическому острову Антилиа, или Антиллия; самое это название, в свою очередь, возможно, происходит от Атлантиды, воображаемой земли Платона (Шухерт, *527*). В настоящее время название Большие Антильские острова обычно применяется к главным островам: Кубе, Ямайке, Эспаньоле (республика Доминико и Гаити), Пуэрто-Рико, Багамским островам и островам Вирджин (см. фиг. 317). Пуэрто-Рико и остров Вирджин отделены от вулканических островов, расположенных к югу от них, проливом Анегада, который был признан Шухертом (*527*) восточной границей Больших Антильских островов. Пролив Анегада является частью подводного канала, пересекающего Карибский подводный хребет, и его самые мелкие участки имеют глубину более 1000 *м*. Острова, образующие вулканическую дугу к югу от пролива Анегада, называются Карибскими, Наветренными и Малыми Антильскими.

Мексиканский залив омывает южные районы Соединенных Штатов, Кубу, полуостров Юкатан и восточное побережье Мексики (см. фиг. 318) и имеет широкие шельфовые области и бассейн умеренной глубины. Последний довольно широк; его максимальная известная глубина равна 4023 *м* (так называемая глубина Сигсби).

Карибское море, как указано на большинстве карт, включает весь водный бассейн к югу от Больших Антилл, к западу от Малых Антилл, к северу от Колумбии и Венесуэлы и к востоку от Центральной Америки. Главный бассейн расположен южнее мелководных банок, которые тянутся от Гондураса и Никарагуа до Ямайки и от Ямайки до Эспаньолы. Он разделен на западную и восточную части подводным хребтом Беата, который тянется юго-западнее Эспаньолы. Бассейн, или глубина Таннер, в своей восточной части имеет максимальную известную глубину 3600 *м*. Отмель Авес, отмеченная к югу от одноименных островов, отделяет бассейн Таннер от прогиба Гренады, который ограничен на востоке Карибскими островами и подводным хребтом.

К северу от банок Росалина и Педро и от острова Ямайка и к югу от банки Мистерьоса, Каймановых островов и восточной Кубы расположен глубокий бассейн широтного простирания, наибольшая известная глубина которого равна 7119 *м*. Этот наиболее глубокий бассейн Мексиканского залива и Карибского моря называется впадиной, глубиной или прогибом Бартлетт.

БОЛЬШИЕ АНТИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

Куба

Физическая география. Куба — наиболее западный из Больших Антильских островов. Она находится в 160 *км* к югу от Флориды, длина ее достигает 960 *км*, средняя ширина 130 *км*. Современные очертания Кубы изменились бы очень заметно, если бы уровень моря опустился всего лишь на 20 *м*. Остров Пинос и многочисленные островки, расположенные вдоль северного и южного побережья Кубы, стали бы частью главного острова, и площадь его увеличилась бы на 30% (Пальмер, *454*). За 50-футовой изобатой почти везде начинается область значительных глубин.

Как отмечает Пальмер (*457*), на Кубе могут быть выделены восемь геологических единиц (см. фиг. 330).

«1. Горы Органос в провинции Пинар-дель-Рио.

2. Складчатая область Гавана — Матансас, захватывающая большую часть одноименных провинций.

3. Равнина Матансас в восточной части провинции Матансас.

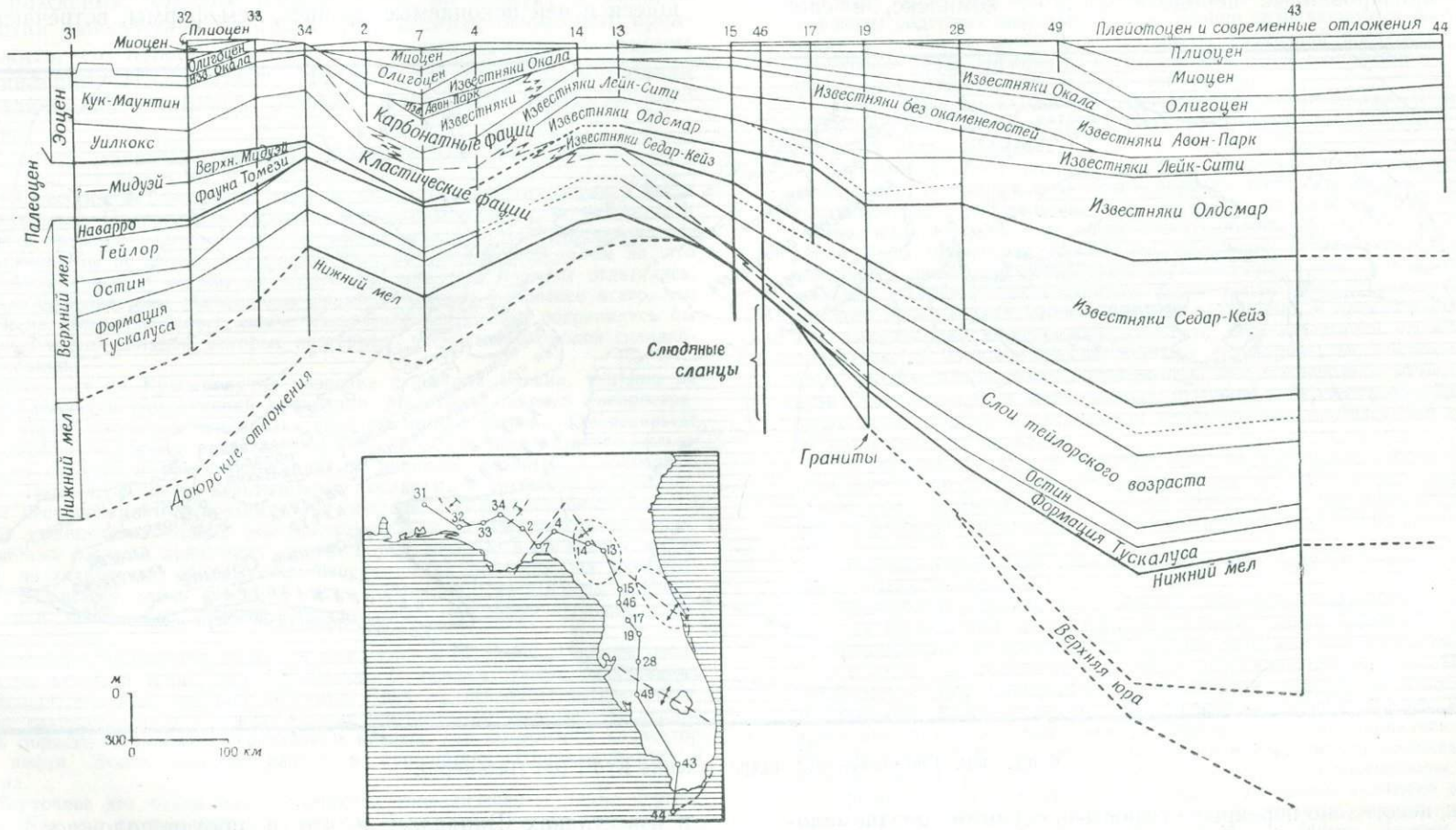
4. Интрудированная и перекрытая надвигом область провинции Санта-Клара.

5. Равнина Камагуэй, занимающая западную и южную части провинции Камагуэй и протягивающаяся к востоку, в провинцию Орьенте, вплоть до долины Кауто.

6. Интрудированная складчатая область северной части провинции Орьенте.

7. Горы Сьерра-Маэстра в южной части провинции Орьенте.

8. Восточный комплекс, занимающий часть провинции Орьенте к востоку от меридиана Сантьяго на Кубе. Эта последняя геологическая зона,



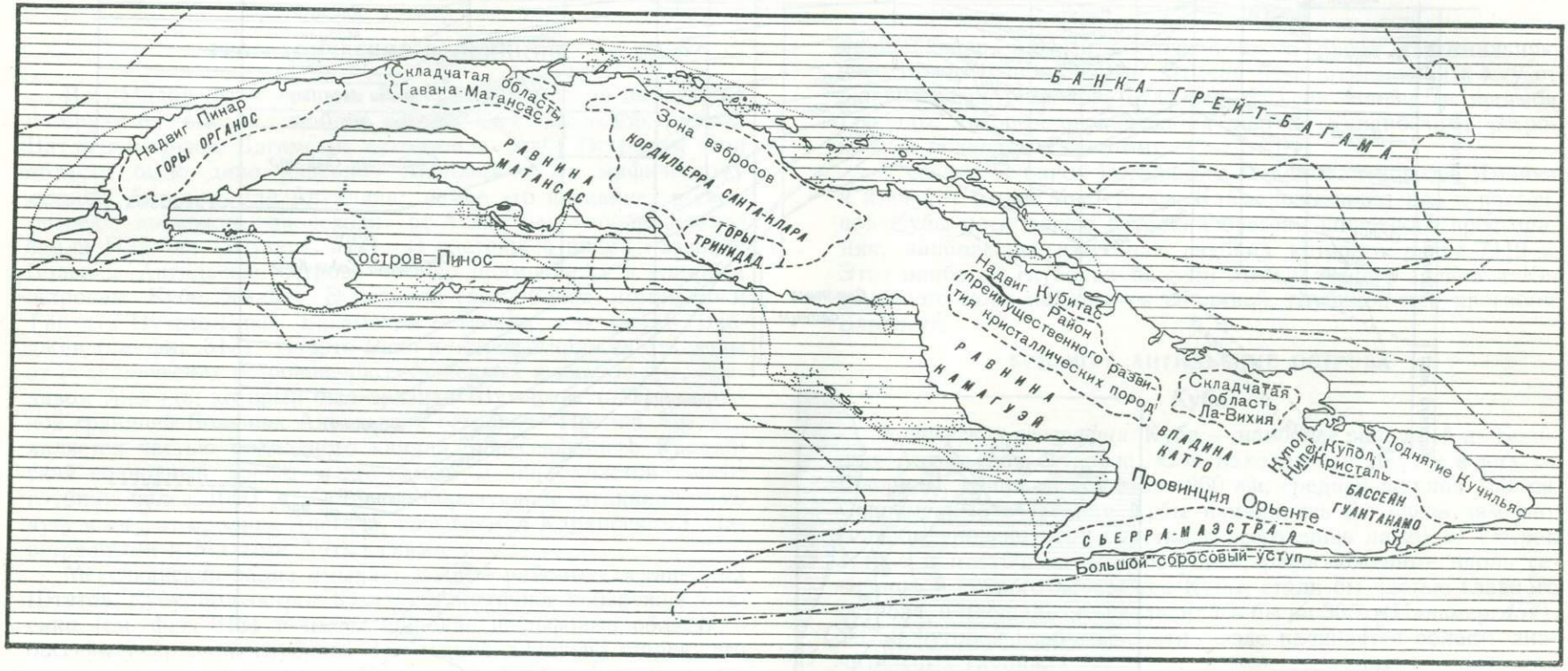
Фиг. 329. Поперечный разрез от южной Джорджии по Кей-Уэст, на крайнем юге Флориды (по Эплину и Эплину, **13**).

повидимому, является чуждой Кубе; она, вероятно, связана более тесно с Гаити и Доминиканской республикой. Все восемь геологических подразделений грубо отражены в соответствующих физико-географических провинциях».

Стратиграфия. Наиболее древние породы не только на Кубе, но и в пределах всей Вест-Индии обнаружены в восточной части провинции Орьенте. Табер (*588*) описал здесь кристаллические сланцы, небольшое количество темных, синеватых известняков и зеленокаменные породы. Он отмечает, что этот комплекс залегает в основании и, возможно, имеет палеозойский возраст; однако, поскольку фауна в этих породах найдена

не была, предположение Табера является чисто умозрительным. Другие разрезы, несколько напоминающие разрез восточной части Орьенте, имеют достоверный верхнеюрский и верхнемеловой возраст. В древние метаморфические породы внедряется ультраосновной комплекс, в котором главное место занимают серпентинизированные перидотиты. Этот комплекс, в свою очередь, несогласно перекрыт «туфовыми сериями» позднемелового возраста (Тайер и Гилд, *596*).

Породы, прежде относимые к средней и верхней юре и нижнему мелу, а именно формация Сан-Кайетано и известняки Виньялес, оказались верхнеюрскими в результате недавних исследований (Имли, *276*). Точнее, формация Сан-Кайетано имеет арговский (верхнеоксфордский) и секванский (нижнекиммериджский) возраст, а формация Виньялес относится к портланду. Формация Сан-Кайетано представлена толщей сильно перемятых глинистых сланцев, кристаллических сланцев и филлитов с небольшим количеством слюдяных сланцев; мощность ее достигает 12 000 *м*. Имли отмечает, что содержащиеся в ней ископаемые древнее, чем формы, встречающиеся в известняках Виньялес, и что в противоположность этим последним они метаморфизованы; отсюда Имли заключает, что обе формации разделены эпохой орогении и эрозии.



Фиг. 330. Геологические подразделения Кубы (по Пальмеру).

Известняки Виньялес представлены главным образом темно-серыми до черных довольно тонкослоистыми разностями, но содержат значительное количество темных глинистых и кремнистых сланцев. Их мощность в различных местах оценивается

величинами от 330 до 1600 *м*. Они выходят на поверхность преимущественно в некоторых районах северной Кубы. Протяженность этой формации на глубине неизвестна. Следует учесть, что известняки Виньялес неизвестны на острове Пинос; кроме того, в южной части Кубы отсутствуют нефтяные месторождения, которые наблюдаются на севере, в области развития известняков Виньялес. Эти данные позволяют предположить, что известняки Виньялес выклиниваются в южном направлении (Имли, *276*). На фиг. 331 дана региональная корреляционная таблица юрских формаций Мексиканского залива.

Касаясь меловых пород, Пальмер (*457*) отмечает:

«Неизвестны датированные меловые отложения древнее верхней части верхнего мела. Правда, есть указания на находки маастрихта, сеномана и турона в провинции Санта-Клара, но определение возраста обосновано недостаточно. Мы не знаем, чем вызван этот большой пробел — тем ли, что Куба была сушей и осадки не отлагались, или тем, что они отлагались, но были впоследствии уничтожены эрозией. Однако вероятнее всего, что осадки не отлагались вовсе, иначе какие-либо их остатки сохранились бы в осевых частях складок, которые претерпели несколько периодов складкообразования.

Маастрихт на Кубе получил название формации Гавана, так как он хорошо развит в одноименной провинции. Маастрихт широко распространен и хорошо известен в пределах всех провинций острова. Он содержит многочисленную хорошо сохранившуюся фауну. Формация довольно сильно смята в складки и представлена двумя фациями, вероятно одновозрастными. Первая сложена кластическими осадками — грубыми известковистыми песчаниками и мергелями. Они покрыты переслаивающейся толщей песков, сланцеватых глин и конгломератов. Гальки конгломератов имеют смешанный состав и произошли за счет пород, которые в настоящее время нигде на острове не обнаружены. Вторая фация представлена известняками, развитыми вдоль северной части провинции Санта-Клара и Камагуэй; они, повидимому, образовались на месте при незначительном переносе.

Третичные отложения очень хорошо развиты на Кубе. В эоцене выделено, по меньшей мере, пять горизонтов. В нижнем эоцене различаются две фации, имеющие большое значение. Одна из них представлена глинистыми сланцами, вторая — железистыми кварцевыми песками. Последние очень пористы, а потому представляют интерес как возможный коллектор для нефти. Эоцен широко развит в провинциях Пинар-дель-Рио и Гавана.

Восточнее эти отложения встречаются спорадически и плохо определимы. Как и в других местах на земном шаре, здесь нет прямых доказательств, на основании которых эти отложения могут быть отнесены к самым верхним горизонтам мела или к третичным комплексам. Их структурный облик свидетельствует скорее о меловом возрасте, а их фауна содержит как меловые, так и третичные формы.

Средний и верхний эоцен распространены повсеместно на Кубе. В этих отложениях встречаются мелкогалечные конгломераты, песчаники, известняки, мергели и писчий мел. Эоценовые отложения указывают на постепенное углубление области отложения. Грубые конгломераты и песчаники встречаются в нижнем эоцене; мелкогалечные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и писчий мел — в среднем эоцене; наконец, формация Принсипе в провинции Гавана, имеющая верхнеэоценовый возраст, представлена писчим мелом довольно глубоководного происхождения (Табер, *587*). Олигоцен развит очень хорошо. В различных частях острова было выделено не менее семи горизонтов; нижний горизонт относится к нижнему олигоцену, а верхний — к зоне, переходной от олигоцена к миоцену. Эти горизонты содержат многочисленную, хорошо сохранившуюся фауну. Формация в основном сложена известняками различной плотности. Обычны коралловые рифы. Нижняя из известных нам пачек олигоценового возраста представлена мергелистой сланцеватой глиной.

Как эоцен, так и олигоцен содержат глинистые сланцы и отдельные пачки мергелей, которые могут быть прекрасной покрывающей породой нефтяных месторождений.

От олигоцена до нижнего миоцена осадконакопление продолжалось непрерывно. В продолжение этого периода Куба находилась под водой, выступало над уровнем моря лишь несколько островов. Общий облик, вероятно, мало отличался от современного облика Малых Антилл, то есть район Кубы представлял собой ряд небольших островов. В этот период отлагались преимущественно твердые известняки Гинес, образующие прерывистое ожерелье, почти целиком окружающее остров; известняки Гинес выходят также в двух низких, плоских седловинах в провинции Матансас и в западной части провинции Камагуэй. Эти известняки несогласно залегают почти на всех предшествующих формациях, за исключением тех мест, где благодаря складкообразованию они подверглись эрозии; известняки Гинес маскируют более древние отложения. Геологические данные зависят здесь от степени детальности геофизических исследований и данных по колонковому бурению.

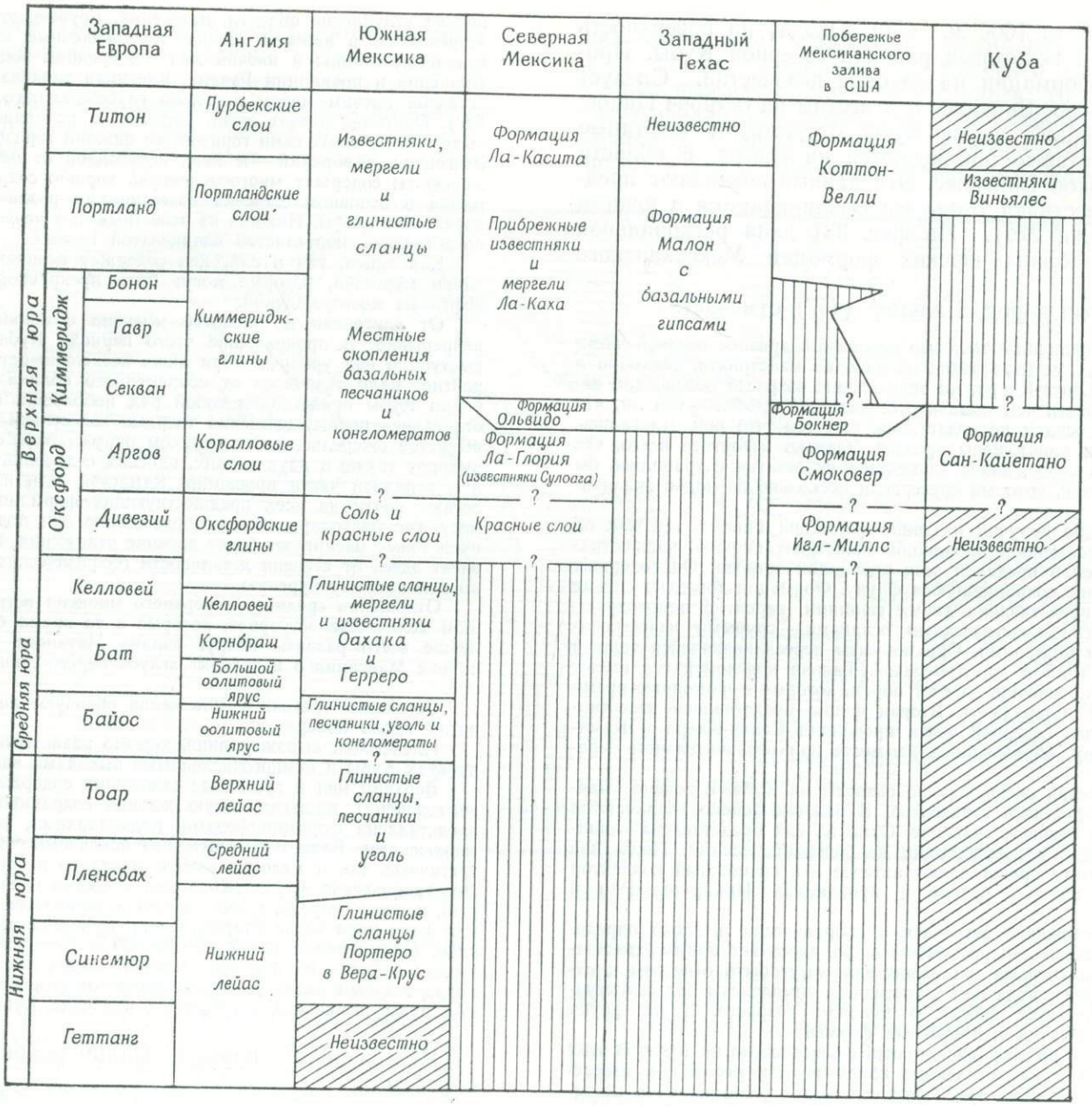
Отложения среднего и верхнего миоцена встречаются лишь в небольшом количестве эстуариев, которые в то время были залиты морем. Они лучше всего развиты вокруг залива Матансас у Сантьяго-де-Куба и в районе Мансанильо и заходят вглубь берега лишь на небольшое расстояние.

Остальные третичные отложения образуют лишь отдельные маленькие пятна вдоль побережья.

Плейстоцен выражен лишь хорошо развитыми террасами в различных пунктах Кубы и немногочисленными выходами вдоль побережья.

Верхний мел и третичные отложения содержат (за исключением нижнего эоцена) многочисленную хорошо сохранившуюся фауну. Последняя представлена фораминиферами, радиоляриями, кораллами, иглокожими и моллюсками. Важно отметить, что ископаемые фауны острова Кубы как третичные, так и меловые имеют отчетливо не североамериканский облик. Это тропические фауны, входящие в состав караибского комплекса, который, в свою очередь, является частью комплекса средиземноморских фаун или фаун моря Тэтис Старого Света. Ярким примером являются аптиховые слои. Отложения с такой же фауной и аналогичным литологическим составом найдены на островах Зеленого Мыса и в Иране. Другим не менее поразительным явлением оказывается тот факт, что, повидимому, одинаковые виды иглокожих встречаются в эоцене Кубы и Египта».

Изверженные породы Пальмер описывает следующим образом:



Фиг. 331. Таблица сопоставления юрских формаций Мексиканского залива (по Имли, 275).

«На Кубе встречаются как интрузивные, так и излившиеся породы. Интрузивы имеются как кислые, так и основные. Кислые встречаются большей частью в южной половине острова. Это иллюстрируется большой гранитной интрузией и другими кислыми интрузивами южного склона Сьерра-Маэстра. По площади эти интрузии не особенно велики.

Напротив, основные интрузии приурочены большей частью к северной половине острова и являются преобладающим типом. Многие из основных пород представлены серпентинитами. Доказательств, позволяющих установить возраст этих интрузий, не имеется. Они встречаются большей частью в меловых породах и являются, повидимому, послемеловыми. Две интрузии встречены среди олигоценовых отложений; они прорывают, повидимому, известняки этого возраста. Считают, что обширные интрузии серпентинитов и связанных с ними пород провинции Санта-Клара сопровождали послесреднеэоценовый период образования надвигов. Верхнемеловая вулканическая деятельность имела значительные размеры. Об этом свидетельствуют мощные толщи туфов, вулканических брекчий и потоков лав. В южной части провинции Гавана накопилось не менее 2000 *м* вулканических пород.

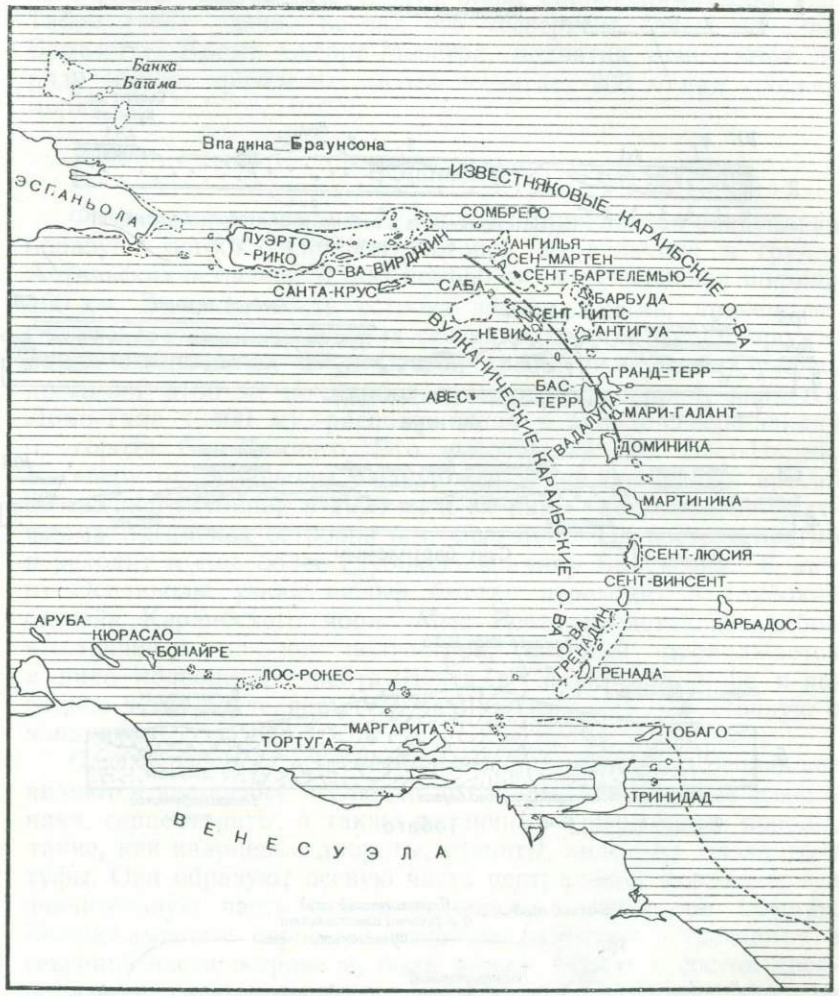
В третичных отложениях, за исключением провинции Орьенте, эффузивный вулканический материал встречается редко. В упомянутой провинции средний эоцен представлен в значительной мере базальтовыми породами. Ими сложена Сьерра-Маэстра. Табер (*588*) считает, что мощность базальтов превышает 4500 *м*, а возможно, достигает 6000 *м*.

Верхний эоцен провинции Орьенте также частично представлен базальтами, но в гораздо меньшей степени, чем средний эоцен. В верхнем эоцене провинции Матансас встречаются маломощные прослои пемзы. В Камагуэе и Орьенте имеется небольшое количество лавовых потоков. В других местах третичные отложения не содержат вулканического материала».

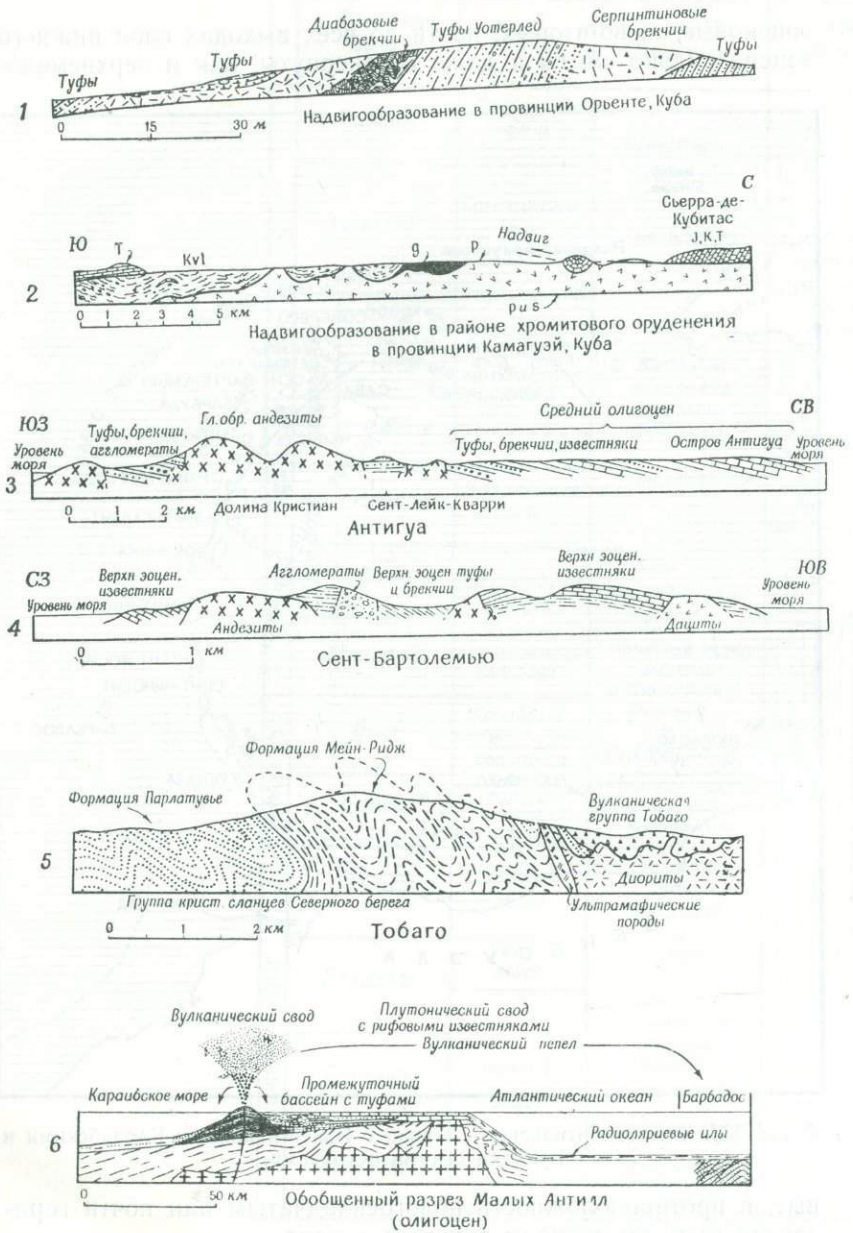
Тектоническая история. Если формация Сан-Кайетано, как это считает Имли, является более древней и сильнее метаморфизованной, чем известняки Виньялес, то, следовательно, на Кубе проявилась невадская орогения. Невадская орогеническая зона показана на фиг. 342, причем ее ответвление тянется от Гватемалы до Кубы. Других признаков невадской орогении в Вест-Индии нет.

Вторая эпоха орогении проявилась складкообразованием. Складчатостью затронуты известняки Виньялес портландского возраста, но они не коснулись вышележащих верхнемеловых отложений формации Гавана. Зона нарушений протягивалась вдоль северного берега Кубы, от провинции Рио к востоку, до провинции Камагуэй, на расстояние 530 *км* (Пальмер, *457*). Складчатость была интенсивной, о чем свидетельствует перемятость слоев на некоторых участках, а также мраморизация и наличие жил.

Третий период складчатости на Кубе происходил в послесреднемиоценовое и допозднеэоценовое время. Он устанавливается доказательствами двоякого рода. Во-первых, в провинции Санта-Клара меловые отложения надвинуты на среднеэоценовые, а, во-вторых, почти во всех выходах слои нижнего эоцена сильно смяты и даже перевернуты, как и верхнемеловые, в противоположность пологоскладчатым или почти горизонтальным отложениям верхнего эоцена.



Фиг. 332. Малые Антильские острова с Известняковыми Караибскими и Вулканическими островами.



Складчатость этого периода отличается наибольшей интенсивностью и наиболее широким распространением. Интенсивность ее такова, что эпоха этой складчатости была названа «периодом надвигов». Надвиги и опрокинутые складки были описаны в горах Органос, в Кордильере Санта-Клара и в горах Тринидад западной и центральной Кубы (см. фиг. 330). Детальное картирование в восточной Кубе обнаружило зону интенсивных нарушений, в том числе и надвигов, к северу от географической оси острова и зону куполовидных поднятий на западе (см. фиг. 333). Тайер и Гилд (*596*) отмечают:

«Обширные массы серпентинитов и вышележащих туфов в Камагуэе были сложно смяты и перекрыты с севера блоком известняков длиной не менее 40 *км*, образующим Сьерра-де-Кубитас и Сьерра-Камахан. Покров надвинул северные фации меловых и эоценовых известняков на южные фации вулканогенных пород того же возраста, причем амплитуда перемещения равна, по крайней мере, 10 *км*. Местами серпентиниты надвинуты на более молодые формации; большая часть расколов в серпентинитах также связывается с диастрофизмом. Наличие надвиговой зоны в Ломе-Ла-Вихия, в 28 *км* к северу от Ольгина, свидетельствует, что сходные черты имеются в тектонической истории Камагуэя и северной части провинции Орьенте. Хаотические гигантские брекчии, включающие перенесенный водой обломочный материал, указывают, что надвиги передвигались по поверхности древней суши как в провинции Камагуэй, так и в Орьенте. Складкообразование, повидимому, началось в мелу и достигло своей кульминации (образование надвигов) в начале среднего эоцена. Послеэоценовые нарушения сводились, повидимому, к образованию пологих изгибов и куполов с максимальными углами около 20°.

Зона куполовидных гор имеет в длину, с запада на восток, около 160 *км* при ширине 40—50 *км*. Она включает три главных комплекса: купола Сьерра-де-Нипе и Сьерра-дель-Кристаль, сложенные главным образом серпентинитом, и поднятие Кучилья, которое включает структуру Кучилья-де-Тоар и Сьерра-де-Пуриаль, сложенные серпентинитами и доserпентинитовыми породами. Эти поднятия перекрыты со всех сторон отложениями от верхнемелового до олигоценового и миоценового возраста, причем более древние породы местами интенсивно перемяты. Горы обязаны своей современной высотой (600—1200 *м*) сводовому поднятию обширной эрозионной поверхности, имевшему место в позднем плиоцене или раннем плейстоцене. Северные и восточные склоны поднятия Кучилья протягиваются и под уровнем моря, причем затопленные долины и приподнятые коралловые рифы свидетельствуют о региональной неустойчивости района после возникновения последнего сводового поднятия».

По данным Пальмера, четвертый период складчатости проявился в позднем олигоцене:

Фиг. 333. Разрезы через Большие и Малые Антильские острова.

1 и *2* — Куба (по Тейеру и Гилду, **596**); *3* и *4* — острова Антигуа и Сент-Бартолемью (по Кристмену); *5* — остров Тобаго (по Максвеллу); сланцы, вулканические и интрузивные породы отнесены к мелу; *6* — схематический разрез через дугу Малых Антилл (по Сенну), показывающий условия осадконакопления в олигоценовое время [индексы автором не разъяснены. — *Ред.*].

«Движения были невелики, но они хорошо выражены в трех западных провинциях — Пинар-дель-Рио, Гавана и Матансас. Эти движения захватили, вероятно, часть острова, расположенного далее к востоку, но не были обнаружены там. Доказательством существования этого периода дифференцированных движений является несогласный характер залегания переходных олигомиоценовых известняков. В провинции Гавана эта формация залегает на различных более древних формациях, в том числе на верхнемеловых отложениях, нижнем и верхнем эоцене. Лишь в немногих местах наблюдается постепенный ее переход вниз, в верхний олигоцен. Этот четвертый период нарушений следовал тем же географическим очертаниям, что и два предыдущих.

Пятый и последний период складкообразования произошел после отложения среднего миоцена. Здесь также, повидимому, имело место возобновление движений вдоль тех же структурных линий, что и при трех предыдущих. Складкообразование проявлялось гораздо слабее, но имело очень большое значение... Куба была приподнята над уровнем моря, и в общий массив объединились разбросанные до тех пор острова. В это время наметился современный рельеф и сформировались выдающиеся его черты. Горы Органос были приподняты на более значительную высоту. В Гаване и Матансас два древних хребта, поднятые во время второго периода складкообразования, позже были размыты и на них отложилась мощная толща мягких третичных мергелей, увенчанных твердыми известняками Гинес. Эти древние размытые хребты возродились в виде двух больших антиклиналей или, вернее, антиклинориев. Северная антиклиналь длиной в 75 *км* была названа антиклиналью Гавана—Матансас, так как она расположена между городами Гавана и Матансас. Южная структура длиной 170 *км* была названа антиклиналью Мадруга, по городу Мадруга, расположенному близ ее центра. В обеих антиклиналях покров третичных пород был размыт и на поверхность выходят верхнемеловые отложения. В северной структуре мел обнажен по всей ее длине, за исключением одной небольшой седловины. В антиклинали Мадруга складчатость проявилась гораздо менее интенсивно, а поднятие было меньшим, в результате чего меловые отложения выходят на поверхность отдельными пятнами на протяжении около 70 *км*. Послесреднемиоценовая складчатость простиралась на восток, по крайней мере, до Камагуэя. Третичные породы везде, где они сохранились, приподняты и наклонены на обеих сторонах перекрытой надвиговой области Санта-Клара и на склонах Кордильеры в западном Камагуэе. Эта складчатость, очевидно, не доходила до провинции Орьенте, так как Табер (*588*) отмечает: «Поднятия миоценовых слоев на восточной Кубе не сопровождались почти никакой деформацией, кроме незначительных изгибов». Важно отметить попутно, что складчатость всех пяти эпох орогении происходила, повидимому, вдоль тех же самых ослабленных линий. Другими словами, каждая последующая складчатость являлась как бы оживлением предыдущих. Первый и второй пароксизм наиболее интенсивны; возможно, что они распространялись далеко за пределы известных в настоящее время границ. Однако доказательства этого скрыты под третичными отложениями».

После пяти орогенических фаз с различной интенсивностью и распространением, проявившихся на Кубе, южный берег провинции Орьенте был охвачен широко распространенными явлениями сбрасообразования. Сбросы имеют крутые углы. Образовались хорошо выраженные сбросовые уступы. Одним из наиболее замечательных является Сьерра-Маэстра, представляющая собой большой сбросовый блок, наклоненный на север. Табер (*588*) удачно назвал его «северным краем впадины Бартлетт». Кроме Сьерра-Маэстра, поднятия отмечаются по ряду террас, причем их высота достигает 200 *м* над уровнем моря.

Эспаньола

Физическая география. Гаити и Доминиканская республика образуют остров Эспаньолу, второй по величине в группе Антильских островов. Длина его 650 *км*, максимальная ширина 260 *км*. Большая часть острова занята горами, причем несколько хорошо выраженных северных хребтов имеют простирание северо-запад 60°. Осевой хребет, или хребет Сибао, достигает 3150 *м*, но наиболее высокой вершиной является Ломо-Тина (3400 *м*), расположенная к западо-северо-западу от города Сан-Доминго. Это высочайший пик Вест-Индии. К северу от Эспаньолы расположен узкий подводный прогиб со средней глубиной в 4000 *м*, а за ним — мелководная платформа Багамских островов (см. фиг. 317). На востоке прогиб переходит в еще более глубокую впадину Браунсона. К югу от Эспаньолы узкий шельф быстро переходит в глубокий бассейн Караибского моря. Мыс Беата представляет собой выдающийся на юг полуостров, который продолжается в виде подводного хребта Беата в Караибском море и довольно четко разделяет последнее на две части — восточную и западную.

Стратиграфия. Древнейшими породами Эспаньолы являются кварцевые и слюдяные сланцы, сланцеватые известняки, серпентиниты, а также различные изверженные породы, такие, как кварцевые диориты, граниты, андезиты, базальты и туфы. Они образуют осевую часть центральной Кордильеры и значительную часть северо-восточного полуострова Самана. Зеленокаменные породы и амфиболиты также встречаются в северной части острова и, быть может, входят в состав древнего комплекса. Существует мнение, что кварцевые диориты образуют батолиты.

Аргиллиты на севере и метаморфизованные известняки на юге могут также относиться к древнему комплексу. Здесь нетрудно отыскать литологические аналоги кубинских формаций Сан-Кайетано и Виньялес, но отсутствие ископаемых,

определяющих возраст, делает сопоставление с верхнеюрскими формациями чисто условным.

«Древние вулканические породы» указываются (Шухерт, *527*) в Северном массиве (Massif du Nord), где они несогласно перекрыты широко распространенными песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами, известняками (морскими и неморскими) с некоторым количеством радиоляритовых кремнистых сланцев. Считают, что перечисленные отложения несогласно перекрываются рудистовыми рифами несомненно позднемелового возраста. Как рудистовые рифы, так и подстилающие осадочные породы, возможно, являются эквивалентом формации Гавана острова Кубы, а «древние вулканические породы» — эквивалентами нижележащих туфовых серий Орьенте.

Мощный разрез третичных отложений включает представителей среднего и верхнего эоцена, среднего олигоцена, а также нижнего и среднего миоцена. Нижний эоцен, нижний и верхний олигоцен отсутствуют. Плиоценовые отложения присутствуют на юге полуострова, плейстоценовые отложения являются прибрежными. Подробно район этот описан у Шухерта (*527*).

Тектоническая история. Метаморфический базальный комплекс пород, возможно позднеюрского и позднемелового возраста, обнажен широкой полосой в центре полуострова — в центральной Кордильере Сан-Доминго и в Северном хребте Гаити. Более молодые породы слагают оба склона. Шухерт (*527*), подводя итоги работ других исследователей, отмечает:

«За исключением базального комплекса, где как складчатость, так и сбросы проявились одинаково интенсивно, разломы являются господствующим элементом структуры, а складчатость отчетливо подчинена им. Разломы обусловливают многие черты рельефа, как главные, так и второстепенные, и определяют распространение формаций. Три продольные долины, пересекающие остров, являются областями распространения миоценовых и еще более молодых отложений. Они частично ограничены разломами. Горные хребты, разделяющие эти долины, сложены твердыми отложениями более древнего возраста».

Ранние фазы орогении, отмеченные на Кубе, теряются среди базального комплекса, но сходный метаморфизованный характер пород говорит о том, что эти базы, возможно, проявились и на Эспаньоле. Время образования больших надвигов Кубы совпало с эпохой осадкообразования на Эспаньоле, если только верны возрастные определения. Оно могло предшествовать среднему эоцену на Эспаньоле — эпохе, для которой здесь отмечены явления размыва, и происходить после среднего эоцена на Кубе.

Если анализ Вудринга, Брауна и Бербенка (*692*) верен, то образование разломов, преобладавших над складчатостью, носило надвиговый характер. Физико-географический облик был создан фазой надвигания в позднем миоцене и плиоцене; установлено, что в форме постоянного горообразования надвигание продолжается и в настоящее время. В горной цепи Мате олигоцен надвинут на запад, на миоцен, а на юго-западном полуострове эоцен надвинут на юг, на миоцен. Вудринг и др. (*691*) отмечают:

«Складчатость конца миоценового времени определила расположение таких элементов рельефа, как Центральная равнина, долина Артибонита и равнина Кюль-де-Сак, которые были бы сходны с большими подводными прогибами Вест-Индии в случае затопления их морем и отличались бы лишь меньшим размером. Равнину Кюль-де-Сак можно сравнить с прогибом Анегада, с которым она имеет одинаковую кривизну. Все больше данных говорит о том, что подводные прогибы были углублены или даже полностью сформированы в конце миоцена и в продолжение плиоцена. Северо-западный полуостров, который был наиболее подвижной частью территории Гаити в четвертичное время, примыкает к северо-восточной оконечности впадины Бартлетт; эта последняя представляет собой, быть может, самый замечательный из подводных прогибов, которые Вогэн и Табер считают опущенными блоками, ограниченными нормальными сбросами. Наземные прогибы представляют собой глубокие синклинали, частично ограниченные зоной сложно пересекающихся крутых надвигов. Недавно было высказано предположение, что правильнее считать подводные прогибы аналогами глубоких синклиналей, ограниченных, вероятно, крутыми надвигами. Возможно, что как наземные, так и подводные прогибы были углублены вертикальными движениями, более поздними, чем складчатость».

Пуэрто-Рико

Физическая география. Остров Пуэрто-Рико имеет грубо прямоугольную форму, его ширина около 60 *км*, длина около 160 *км*. Высочайшая вершина Пуэрто-Рико поднимается на 1200 *м* над уровнем моря, в то время как впадина Браунсона, вплотную примыкающая к острову с севера, имеет глубину 8282 *м*. Разница высот между ними равна, таким образом, 9432 *м*. Платообразный уступ, на котором расположен Пуэрто-Рико, на востоке несет также острова Вирджин. Крутизна склона, обращенного к прогибу, 1 : 13. К югу от платформы островов Вирджин и Пуэрто-Рико дно круто опускается, и на расстоянии 140 *км* от Пуэрто-Рико глубина достигает 5700 *м*. Здесь располагается подводный прогиб, который проходит в северо-восточном направлении к проливу Анегада. Дно его

обычно залегает на глубине 5000 *м*, но у пролива оно поднимается до 1280 *м*. Считают, что прогиб возник вследствие складкообразования.

На западе Пуэрто-Рико отделен от Эспаньолы проливом Мона, глубина которого варьирует от 400 до 1250 *м*.

Центральная часть Пуэрто-Рико представляет собой изрезанный горный массив широтного простирания, сложенный породами базального комплекса высотой около 670 *м*.

Шухерт (*527*) отмечает:

«Почти повсеместно рельеф представлен эрозионными формами; здесь, как правило, развиты исключительно крутые склоны, что указывает на раннюю зрелость рельефа внутренней части острова и, возможно, позднюю его зрелость в прибрежных районах. Отдельные плоские участки наблюдаются лишь вдоль северного и южного побережья, причем на них развиты прибрежные равнинные отложения кайнозойского возраста. Вдоль северного берега острова располагается Северная прибрежная равнина, далее к востоку — нижний пенеплен, или пенеплен Кагуана, высота которого колеблется от 750 *м* на Пуэрто-Рико до 85 *м* на островах Вирджин. Центральный участок — Олд-Ленд — включает центральную Кордильеру; к северу от этих гор широкий верхний пенеплен имеет высоту от 530 *м* у окраины гор Лукильо и до 3000 *м* между Адхунтас и Ларес. К югу от Кордильеры расположен пояс Раджет-Футхилл и узкая прибрежная и аллювиальная равнины».

Стратиграфия. В общих чертах отложения Пуэрто-Рико были расчленены Берки (*53*) на два главных подразделения. Первое сложено пластами деформированных, разбитых сбросами туфов, пеплов, конгломератов, известняков и разнообразными интрузивными породами, причем все они имеют верхнемеловой возраст. Наиболее древние серии занимают центральную и южную часть острова. Эруптивная магматическая деятельность преобладала во все время развития, и ее прекращение обусловило орогенические деформации конца мела. Остров в значительной степени представляет собой большую груду вулканических обломков позднемелового времени.

Более молодые серии сложены олигоценовыми и миоценовыми сланцами, рифовыми известняками и небольшим количеством песчаников, залегающими несогласно на более древних толщах, образуя южные и северные прибрежные отложения острова. Слои этих более молодых серий мало деформированы и, как правило, слабо наклонены в сторону моря.

Тектоническая история. Более древние серии почти везде наклонены, смяты в складки и даже опрокинуты к северо-востоку.

В северо-восточной части Пуэрто-Рико, по данным Мейергофа и Смита (*419*), древние серии образуют выдержанные складки с простиранием с северо-запада на юго-восток и осложнены несколькими флексурами, которые секут их с севера на юг. Многие складки круто погружаются, некоторые опрокинуты, а небольшое их число переходит в мелкие надвиги.

Более молодые серии в северной части острова приподняты, но мало нарушены. Однако на южной оконечности слои наклонены более сильно и даже изогнуты в пологие складки с несколькими сопровождающими их разломами.

Небольшие разломы встречаются часто по всему острову, а в целом Берки (*53*) считает, что остров представляет собой большой полого наклоненный к северу сбросовый блок, вдоль южной границы которого проходят главный разлом и поднятие.

Три ранние эпохи орогении, установленные на Кубе, а именно юрская, позднемеловая и послесреднеэоценовая до верхнеэоценовой, включены, вероятно, в древние серии Пуэрто-Рико, но до настоящего времени здесь была установлена лишь одна послеверхнемеловая эпоха. В кайнозое, повидимому, отсутствовали нарушения, связанные со сжатием.

Острова Вирджин и прогиб Анегада

Отмель глубиной не более 55 *м* протягивается на 250 *км* к востоку от Пуэрто-Рико, образуя как бы полумесяц, изогнутый к северу. На этой отмели расположены около ста островов, шхер и скал, которые известны под названием островов Вирджин. Отмель заканчивается на юге впадиной Анегада, получившей свое название от вышеупомянутого пролива. Табер отмечает, что на южной стороне впадины, около острова Санта-Крус, имеется большой уступ с амплитудой 4710 *м* на протяжении менее чем 8 *км* и что его средний уклон равен 30°. Табер считает этот уступ сбросовым и объясняет его вертикальными движениями. На основании биогеографических данных Шухерт полагает, что острова Вирджин в миоцене и плиоцене соединялись с островом Санта-Крус и что они были разделены благодаря образованию блоковых сбросов в сравнительно недавнее время.

После магматической деятельности и деформации древних серий Пуэрто-Рико, создавших, как считают, основание отмели островов Вирджин, возникла, по всей вероятности, гористая возвышенность. Как считает Мейергоф, речная эрозия в ранне-

эоценовое время превратила гористую возвышенность в несовершенный пенеплен. Относительно равновысокие вершины возвышенности Сент-Джон высотой в 350 *м* являются остатками древней поверхности. Поднятия в позднеэоценовое время вызвали расчленение древней поверхности, и весь район, кроме центральных ядер современных, наиболее крупных островов, был превращен в позднезрелую или древнюю поверхность, заложенную на 250 *м* ниже предыдущей. Сохранились лишь небольшие остатки этой поверхности, так как за вторым поднятием, происшедшим в раннем олигоцене, последовал эрозионный срез более чем на 150 *м*.

Третий цикл эрозии образовал нижний пенеплен Пуэрто-Рико; в то же время достигла зрелости древняя поверхность, которая протягивается у подножья Прибрежной равнины в Санта-Крус и лежит ниже остатков Прибрежной равнины на подводной платформе. За образованием нижнего пенеплена последовало опускание и отложение осадков Прибрежной равнины в среднетретичное время; в позднечетвертичное время произошло поднятие, в результате которого мергели и известняки Прибрежной равнины подверглись размыву. Третичные отложения сконцентрировались в области, образующей в настоящее время подводные платформы островов. Дифференцированные движения, или изгибы, имевшие место в конце третичного времени, вызвали поднятие над уровнем моря области восточной части Пуэрто-Рико и островов Вирджин, в то время как западный Пуэрто-Рико оставался под водой.

Верхний пенеплен снижается до высоты 200 *м* в Пуэрто-Рико, до 100 *м* в Сент-Джоне, а нижний пенеплен, или пенеплен второго цикла, опускается с высоты около 200 *м* близ Ларес до глубины более 60 *м* ниже уровня моря у побережья Тартола.

Мейергоф отмечает:

«Повидимому, вся область Пуэрто-Рико — Санта-Крус — острова Вирджин развивалась как единое целое, до того как произошло позднетретичное расчленение Прибрежной равнины. До плио-плейстоценового поднятия весь район был опущен и наклонен в северо-восточном направлении; можно предположить, что именно в это время в плиоцене произошло образование блоковых разломов, отделивших Санта-Крус от северных островов. Последнее, или максимальное, поднятие в одинаковой степени охватило всю область, так как оно вызвало общее смещение береговой линии, а не дифференцированное изменение высот на каких-либо островах».

Ямайка

Длина острова Ямайка (с востока на запад) — 220 *км*, максимальная ширина — 80 *км*. Остров весьма горист, причем около половины территории имеет отметки выше 300 *м* над уровнем моря, а значительная часть ее расположена выше 660 *м*. Главный хребет — Блю-Маунтин (Голубые горы) — образует как бы ось острова; это острый гребень с многочисленными пиками, обычно окутанными облаками. Высочайший из пиков поднимается на 2800 *м* над уровнем моря. На севере суша медленно поднимается от берега, образуя пологие холмы и постепенно переходя в более высокогорную область; но на юге берег обрывается высокими утесами и отвесными склонами.

Шухерт (*527*) отмечает:

«На Ямайке можно выделить четыре главных типа рельефа: 1) внутренние горные хребты, образованные в раннеолигоценовое время и составляющие ядро острова; 2) приподнятое и расчлененное, сводообразно-изогнутое и закарстованное белое известняковое плато, которое окружает внутренние горы и круто обрывается к морю, занимая в общем четыре пятых всей области; 3) береговые утесы, или тыловой прибрежный край плато, обращенный к морю; 4) ряд низких, пологих прибрежных равнин между морем и тыловым прибрежным краем».

Ямайка отделена от Кубы водным пространством шириной в 150 *км*, причем морской бассейн между ними — это впадина Бартлетт с глубинами 5000 *м*; непосредственно у берегов Кубы глубина достигает 7000 *м*. Длинный и узкий полуостров на юго-западе острова Эспаньола расположен приблизительно в 150 *км* к северо-востоку от Ямайки, и оба острова разделены морем, имеющим среднюю глубину более 1600 *м*. К югу от Ямайки лежит Карибское море, дно которого опускается до 4600 *м*. От острова до Гондураса 1500 *км*; море, разделяющее Ямайку и Центральную Америку, большей частью мелководное. Это широкая платформа, на которой расположены банки Москито, Росалина и Педро; она круто обрывается к прогибу Бартлетт на севере и полого опускается в сторону Карибского моря на юге.

Стратиграфия. На древнем фундаменте накопилась толща мощностью 1000 *м* вулканогенных пород, содержащих небольшое количество мергелей с ископаемыми остатками рифовых известняков, указывающих на позднемеловой возраст (сенон, кампан и маастрихт).

Следующие более молодые породы представлены формацией Ричмонд эоценового возраста (мощность 450 *м*). Эти по-

роды являются, повидимому, большей частью обломками меловых вулканических пород, смешанных с прибрежными осадками; ископаемые остатки в них редки (Шухерт, *527*). Затем отложились верхнеэоценовые «желтые известняки». Хилл называет средне- и верхнеэоценовые формации «сериями Блю-Маунтин». В среднем и верхнем олигоцене отложилось около 1500 *м* «покрывающих пород». Они состоят из известняка Монпелье мощностью в 160 *м*, залегающего в основании маломощного известняка Монтегю в средней части, и мелоподобного белого известняка Кобре мощностью 330 *м* — в верхней части. Возможно, что нижние известняки имеют нижнеолигоценовый возраст и что средний олигоцен был временем, когда происходила эрозия. Олигоценовые отложения залегают несогласно на наиболее приподнятых выходах серий Блю-Маунтин, но не перекрывают их полностью; они представляют собой формацию подножий вокруг оснований высочайших гор. Высокоподнятых массивов суши не было поблизости во время отложения, и известняки состоят главным образом из фораминифер с толстыми раковинами; эти породы также отлагались в море глубиной не более 330 *м* (Шухерт, *527*).

Тектоническая история. Ряд складок, сложенных меловыми породами, протягивается с простиранием северо-запад 70° параллельно северо-восточному побережью, но широтная вытянутость острова Ямайка вызвана позднемиоценовой эпейрогенией и сбрососообразованием. Ясно, что базальный комплекс свидетельствует о позднемеловой или раннеэоценовой орогении высшего характера. Эоценовые отложения были смяты в складки в раннеолигоценовое время и, как указывает Шухерт (*527*), эти более поздние складки следуют тому же северо-западному направлению, что и более ранние складки в меловых породах. Горы, возникшие на Ямайке, в то время, вероятно, достигали очень большой высоты, но скоро были снижены эрозией, и олигоценовые «покрывающие породы» были отложены по краям наиболее возвышенных областей. Не менее четырех пятых острова сложены этими белыми известняками.

В начале миоцена остров начал подниматься в виде большого свода широтного простирания. Сводообразование сопровождалось интрузиями гранитоидных пород, вплоть до диоритовых, что еще более способствовало смятию и изменило серии Блю-Маунтин. Четыре террасы высотой от 330 до 660 *м* свидетельствуют о раннемиоценовом и плиоценовом сводообразовании. Средняя группа террас, высотой от 65 до 230 *м*, свидетельствует о ряде более поздних поднятий. В определенный период времени, вероятно после врезания 300-метровой террасы, произошло опускание и накопились осадки среднемиоценового возраста, содержащие ископаемые остатки; эти отложения в дальнейшем были рассечены в процессе поднятия. В позднеплиоценовое и плейстоценовое время произошли колебания, в результате которых отложились прибрежные осадки.

В плейстоцене отмечено поперечное сбрососообразование (Шухерт, *527*), причем отделение Ямайки от Кубы, Эспаньолы и Гондураса приписывается сбрососообразованию и эпейрогеническим движениям, которые будут рассмотрены ниже.

Багамские острова

Физическая география. Багамские острова протягиваются на 2250 *км* с северо-запада на юго-восток перед южной Флоридой, Кубой и Гаити и включают 29 обитаемых островов, 661 шхеру (keys) и 2387 утесов. Все острова этой группы низки и плоски и напоминают большей частью побережье и шхеры южной Флориды. Острова, островки и скалы поднимаются с поверхности платформы, образующей треугольник, узкая сторона которого обращена к северо-западу (см. фиг. 317). Этот треугольник на западе ограничен Флоридским каналом (ширина 125 *км*), на юге — Багамским каналом такой же ширины, отделяющим Багамы от Кубы; восточной границей является Атлантический океан. Большая часть платформы покрыта морем глубиной всего лишь в 3—4 фатома (5,5—7,3 *м*), но местами платформа слегка поднимается над уровнем моря, образуя низкие острова. Большие подводные долины — проливы Тонге оф Ошуен, Эксума-Саунд и пролив Провидения — глубокими зубцами врезаются в платформу. На востоке платформа круто опускается к океаническим глубинам 4750 *м*. Обширные мелкие банки замечательны своими белыми известковыми илами.

Подводные каньоны. Большие подводные долины, которые, несомненно, являются важной особенностью Багамской платформы, описаны Хессом (*246*) следующим образом:

«1) Продольные долины имеют общее простирание с северо-запада на юго-восток, и короткие крутые поперечные долины, идущие под прямым углом к этому простиранию, соединяют продольные долины с океаном.

2) Насколько мы знаем, долины, повидимому, опускаются непрерывно от наиболее мелких участков в верховьях (720 фатомов — 1300 *м* — ниже уровня моря) до дна океанического бассейна в собственном смысле слова (2500 фатомов — 6000 *м*). Продольные долины имеют градиенты, равные приблизительно 30—37 *м* на 1 *км*; их дно, повидимому, медленно

погружается, слегка ондулируя, от глубины в 720 фатомов до глубины примерно 1000 фатомов (1800 *м*).

3) Поперечные долины имеют более крутые градиенты (60 *м* на 1 *км*) от глубины 1000 фатомов до дна океана с отметками 2500 фатомов (4500 *м*). Они имеют V-образный поперечный профиль, типичный для молодых речных долин; у некоторых из них отчетливо выражено внутреннее ущелье около центра.

4) Наблюдения показывают, что внешние борта долин поднимаются очень круто, быть может, образуя даже вертикальные утесы с глубины 500 фатомов (900 *м*) до края платформы.

5) Долины Тонге оф Ошуен и Эксума-Саунд параллельны, но первая из них непрерывно опускается в северо-западном направлении от своей наименее глубокой точки до глубины 720 фатомов (1300 *м*), в то время как Эксума-Саунд, начинаясь на такой же глубине, непрерывно погружается в противоположном направлении, на юго-восток.

6) «Притоки» соединяются с «главным потоком», повидимому, всегда на одном уровне; долины также впадают в океанический бассейн на одинаковых уровнях».

Глубокая скважина острова Андрос. На острове Андрос, одном из Багамских островов, недавно была пробурена скважина глубиной 4890 *м*; данные бурения намного расширили круг наших сведений об этом мало изученном районе.

Следующие данные были сообщены в докладе Марии Спенсер на заседании Американской ассоциации геологов-нефтяников в 1949 году и записаны автором.

Спенсер отметила, что разрез верхнего мела имеет такую же мощность, как и во Флориде, но представлен доломитами и известняками. Основание нижнего мела не было достигнуто Багамской скважиной, но толща мощностью 700 *м*, пройденная при бурении, состоит большей частью из кристаллического доломита, в то время как разрез Флориды представлен известняками, ангидритами и доломитами.

Рифообразование. До настоящего времени можно было лишь отметить, что местами на Багамских островах выступают рифовые известняки и что они были изучены ниже уровня моря. Буровая скважина на острове Нью-Провиденс глубиной в 132 *м* прошла плейстоцен и вошла в миоценовый риф (Хесс, *246*). Карбонатная порода состояла главным образом из кальцита до глубины 55 *м*, а ниже была представлена преимущественно доломитом. Пористость снизилась до 5% у дна скважины. Хесс установил, что стенки подводных каньонов, подводных хребтов и платформ почти везде образуют отвесные утесы; на участке от поверхности до глубины 1600 *м* эта особенность объясняется, по мнению Хесса, не эрозией, а рифообразованием. Он указывает, что геофизические данные не противоречат предположению, что рифы слагают толщу мощностью 1600 *м* на Багамских

Разрез глубокой скважины острова Андрос	Глубина, *м*
Современные отложения и миоцен (?)	
Известняки, подобные выходящим на поверхности Кораллы и мшанки	0—175
Известняки доломитизированные	175—540
Ракушечник	540—730
Эоцен	
Ракушечники из микроископаемых	730— 830
Чередование известняков и доломитов	830—1540
Палеоцен (?)	
Доломиты тонкозернистые	1540—2040
Доломиты и мелоподобные известняки	2040—2530
Палеоцен и верхний мел	
Доломиты темные	2530—2920
Верхний мел	
Доломиты бурые, кристаллические	2920—3250
Доломиты крупнокристаллические, кавернозные	3250—3320
Известняки частично брекчированные, частично мелоподобные сцементированные темным доломитом	3320—3520
Кавернозные известняки	3520—3540
Доломиты тонкозернистые	3540—3980
Известняки и кремово-белые мелоподобные мергели	3980—4160
Нижний мел	
Доломит кристаллический и пористый	4160—4420
Зона Санниленд во Флориде	
Дно скважины	4862

островах, и считает, что рифовая серия охватывает весь разрез кайнозоя, а, быть может, также верхний мел. Его заключение отчасти, если не целиком, подтверждается пробуренной глубокой скважиной, описанной выше.

При анализе палеогеографических карт (см. фиг. 340 и 341) можно отметить, что большая часть Багамской платформы являлась областью опускания в верхней юре, нижнем мелу и отчасти в кайнозое. Основание Багамских островов некоторые считали вулканическим, однако в свете современных стратиграфических и тектонических данных подобная гипотеза представляется невероятной.

Движения земной коры. Хесс (*246*) установил, что область Багамских островов когда-то поднималась над уровнем моря и что подводные каньоны были созданы субаэральной эрозией. Первоначальное погружение достигло 3300 *м*. В процессе дальнейшего опускания еще на 1600 *м* началось образование ри-

фов, которые росли главным образом по вертикали и очень мало в ширину. В свете данных вышеописанной глубокой скважины область могла быть сушей только в третичное время, вероятно в плиоцене, так как, видимо, лишь эти отложения отсутствуют.

Очевидно, гипотеза об образовании подводных долин требует пересмотра.

МАЛЫЕ АНТИЛЛЫ

Подразделения

Малые Антиллы (Карайбские острова) — гирлянда островов, протягивающихся от пролива Анегада на севере до острова Гренада на юге на расстояние 780 *км* (см. фиг. 317 и 332). Строение морского дна в районе Малых Антилл отличается рядом особенностей. Во-первых, на западе расположена банка Авес, которая заканчивается на севере своим единственным подводным выступом — островом того же наименования. Банка эта имеет легкую выпуклость, обращенную к востоку. Следующим подразделением является прогиб Гренада — широкая, но не очень глубокая депрессия, которая связывает гирлянду типичных Карайбских островов. Эти острова являются плиоценово-плейстоценовыми вулканическими конусами и образуют вулканические, или молодые, Карайбские острова. За пределами вулканической дуги, на севере, находятся Известняковые Карайбские острова — другая полоса островов, граничащая, повидимому, с молодыми вулканическими островами. За пределами Известняковых Карайбских островов находится узкая глубокая впадина Браунсона, которая на юге становится более мелкой и заканчивается в широком прогибе Тобаго. К востоку от последнего находится элемент Тринидад-Барбадо, который в виде подводного хребта Барбадо протягивается к северу, за пределы впадин Браунсона.

Вулканические или молодые Карайбские острова начинаются на севере островов Саба (высота 940 *м*), а затем продолжаются в виде островов Сент-Эвстатиус (650 *м*), Сент-Кристофер (1430 *м*), Невис (1195 *м*), Редонда (330 *м*), Монсеррат (1000 *м*), Басс-Терр (1637 *м*), Иль-де-Сент (340 *м*), Доминика (1585 *м*), Мартиника (1443 *м*), Санта-Люсиа (1045 *м*), Сен-Винсент (1315 *м*), Гренадины (серия скалистых островов, расположенных на узкой отмели, протяженностью около 160 *км*) и Гренада (915 *м*). Многие из этих островов имеют хорошо сохранившиеся вулканические конусы, некоторые вулканы действуют до сих пор, а именно Ля-Суфриер на острове Сен-Винсент и Мон-Пеле на Мартинике.

Известняковые Карайбские острова характеризуются развитием известняков и пирокластических пород, в которые внедрились различные гипабиссальные породы; на них залегают более молодые морские известняки. К этой группе островов относятся Сомбреро, Ангилья, Сен-Мартен, Сен-Бартелемью, Барбуда, Антигуа, Гранд-Терр Дезирадо и Мари-Галант. Вудрич (*691а*), Сенн (*536*) и Максвелл (*396*) описали геологическую историю этой группы. Основные черты геологического строения будут лишь кратко рассмотрены здесь.

Внешние Известняковые Карайбские острова

Нижеследующий обзор взят главным образом из работы Максвелла (*396*). На крайних внешних островах этой группы — Сомбреро и Барбудо — обнажаются только четвертичные известняки. Вулканические породы выходят на островах Ангилья, Сен-Мартен и Сен-Бартелемью. Олигоценовые известняки несогласно залегают на породах основания острова Ангилья, а эоценовые или олигоценовые известняки покрывают вулканические породы острова Сен-Мартен. Основание этого острова состоит из ясно слоистых, сильно перемятых и метаморфизованных туфов, туфобрекчий и кристаллических известняков, прорванных комплексом кварцево-диоритовых-пироксенит-долеритовых пород. Как указывает Моленграаф (*428*), осадочный материал основания может иметь меловой возраст, но Кристмен (*123*) в результате работ на Сен-Мартене, Сен-Бартелемью и Антигуа отмечает, что, повидимому, на Малых Антиллах нет фундамента мелового возраста. Миоценовые известняки почти горизонтальны и были деформированы в меньшей степени, чем олигоцен и верхний эоцен.

Древнейшие породы острова Сен-Бартелемью представлены вулканическими обломками и залегающими на них верхнеэоценовыми известняками; как те, так и другие прорваны интрузиями андезитового порфира. Установлено также, что эоценовые известняки прорваны вулканическим агломератом и дацитовым порфиром (Кристмен, *123*) (см. фиг. 333).

Острова Антигуа и Дезирадо также относятся к внешним Известняковым Карайбским островам. Оба имеют фундамент, сложенный вулканическими породами. На Антигуа полого наклоненные туфы центральной равнины согласно покрываются известняками Антигуа среднеолигоценового возраста. В юго-

западном направлении туфы становятся более грубыми. У Греб-Хилла, Кристиан-Велли и Сент-Лейк-Кварри эти толщи прорваны интрузивными андезитовыми порфирами (Кристмен, *123*) (см. фиг. 333). Основание острова Дезирадо сложено интрузивными гранодиоритами с одновозрастными андезитовыми и риолитовыми потоками. Миоценовые известняки несогласно перекрывают фундамент.

Гранд-Терр и Мари-Галант — внешние и наиболее южные Известняковые Карибские острова. Остров Мари-Галант покрыт шапкой молодых известняков (Вудринг, *691а*). Гранд-Терр, напротив, имеет фундамент, сложенный гранодиоритами и несогласно перекрытый нижнемиоценовыми туфами и известняками (Сенн, *536*).

В заключение следует отметить, что Известняковые Карибские острова характеризуются фундаментом, сложенным лавовыми потоками и грубыми вулканическими обломками позднеэоценового или более молодого возраста и прорванным андезитовыми до диоритовых породами послеверхнеэоценового возраста. Олигоцен и более молодые породы представлены главным образом известняками, присутствуют и тонкозернистые вулканические породы, например туфы в Центральной равнине о-ва Антигуа. Повидимому, эти острова являлись центрами активного вулканизма в позднеэоценовое и олигоценовое время, и с тех пор вулканические обломки отлагались на них лишь спорадически и приносились издалека. На этих островах нет признаков сильных нарушений послеолигоценового времени.

Внутренняя вулканическая дуга

Внутренняя дуга Малых Антилл, протягивающаяся от Саба до Гренады, характеризуется современной или очень недавней вулканической деятельностью. Олигоценовые туфы Мартиники (Сенн, *536*) и Карриаку (Тречмен, *609*) — наиболее древние породы, присутствие которых установлено во внутренней дуге. Повидимому, вулканическая деятельность началась здесь в раннем эоцене и продолжалась с небольшими перерывами до настоящего времени. Здесь, как и в более древних (доолигоценовых) вулканических породах Больших и Малых Антилл, преобладают андезиты, но присутствуют также базальты и дациты. Андезиты и базальты наиболее молодых вулканов содержат как обычную составную часть гиперстен, в то время как в доолигоценовых вулканических породах этот минерал встречается исключительно редко. Причина подобного минералогического различия неясна.

Саппер (*517*), основываясь на петрографических данных, считает, что Карибские острова представляют собой большой лавовый купол или выступ тихоокеанской геологической провинции в Атлантическом океане, о чем свидетельствует преимущественно андезитовый состав пород и изогнутая в виде гирлянды форма островной цепи; с другой стороны, он отмечает, что с тектонической точки зрения эти острова относятся к Атлантическому геологическому району, так как они представляют собой соединение «континентальных масс» Северной и Южной Америки, оставшихся позади, когда оба континента продвинулись на запад. Теория дрейфа материков, на которую ссылается Саппер, не разделяется Хессом и другими авторами, дополнившими геологические данные данными геофизическими и выдвигающими теорию тектогенеза для объяснения геологических соотношений в Карибской области и в районе Мексиканского залива. Эта теория будет рассмотрена ниже.

Вулканы на юге расположены не на гребне; они встречаются здесь в 80—100 *км* к западу от гребня. Однако на северном конце островной дуги они расположены приблизительно на гребне, причем острова здесь в значительной степени сложены осадочными породами.

По данным Хесса (*249*), при эхолотировании было обнаружено большое количество пиков на западном склоне вздутия Авес, причем эти пики вытягиваются параллельно дуге Малых Антильских островов и отстоят от нее на 250 *км* к западу. Поперечные профили пиков заставляют предполагать, что это погрузившиеся под воду вулканы. Отсутствие сейсмической активности вдоль большей части вздутия Авес близ этих пиков свидетельствует, что вулканы эти потухшие.

Вулканическая дуга Карибских островов, вероятно, имеет в основании древний изверженный и метаморфический комплекс, залегающий на различных глубинах, так как среди вулканических туфов и других вулканических пород на трех островах встречены блоки или ксенолиты габбро, кварцевых диоритов, диабазов, слюдяных сланцев, метаморфизованных известняков и кордиеритовых пород. Последние представляют собой метаморфизованные глинистые породы, а ксенолиты в целом напоминают (Хесс, *249*) меловые породы островов Вирджин. В конце мела вулканическая деятельность была распространена гораздо шире, чем в позднетретичное время, и, повидимому, захватывала Большие и Малые Антильские острова на всем их протяжении, а также Голландские Подветренные острова к северу от Венесуэлы. Здесь отмечены квар-

цевые диориты и гранодиориты, вскрытые глубокой эрозией; они представляют собой, без сомнения, интрузивные аналоги преимущественно андезитовых эффузивов (Хесс, *249*).

Остров Маргарита и Голландские Подветренные острова [1]

Северная часть острова Маргарита сложена парасланцами, прорванными кварцевыми диоритами и серпентинизированными перидотитами. К югу от сланцевой зоны лежит зона слабо метаморфизованных осадочных пород; неметаморфизованные породы позднемелового возраста образуют синклиналь вдоль южного берега. Верхнемиоценовые осадочные породы лежат несогласно на нижнем третично-меловом комплексе. На острове Маргарита, как и на Тобаго, направление сланцеватости в кристаллических сланцах восточное, слегка отклоняющееся к северу; падение сланцеватости юго-восточное. Местами в перидотитах наблюдаются сравнительно низкотемпературные гидротермальные изменения, связанные, вероятно, с диоритовыми интрузиями, хотя это единственное явление, свидетельствующее о возрастном соотношении перидотитов и диоритов. Диориты испытали сильное дробление, как и на Тобаго. Период главной деформации падает на послесреднемеловое, домаастрихтское время. Окатанные зерна хромита и энстатита в среднеэоценовых песках показывают, что ультраосновные массивы в это время подвергались эрозии, а следовательно, имеют досреднеэоценовый возраст. Между средним эоценом и верхним миоценом был период умеренной деформации, в течение которой были смяты меловые и нижнетретичные отложения и образовалась синклиналь, ось которой приблизительно параллельна направлению сланцеватости в сланцах.

Голландские Подветренные острова — Аруба, Кюрасао и Бонайре — имеют вулканический характер и сходны с Большими Антиллами и внешними островами Малых Антилл. На всех трех островах имеется деформированный фундамент, сложенный интрузивными и экструзивными габброидными и диоритовыми породами с прослоями радиоларитовых сланцев, известняков и граувакк. Основные породы прорваны кварцевыми авгит-диоритами на Кюрасао (Моленграаф, *428*), кварцевыми диоритами на Арубе (Уэстермен, *656*). На Бонайре известняки самого конца мела согласно покрывают породы основания, которые условно отнесены к верхнему мелу (Пийперс, *470*). На Кюрасао эти известняки перекрыты толщей грубообломочных пород и смяты вместе с ними. Верхнемиоценовые известняки не затронуты складчатостью. Таким образом, на Голландских Подветренных островах фундамент, сложенный вулканическими породами, был деформирован в верхнемеловое время, но затем до конца мела был несогласно перекрыт верхнемеловыми и эоценовыми осадками и снова смят в складки в допозднеэоценовое время.

Зона Барбадос — Тринидад

Барбадос. Геология острова Барбадос была детально рассмотрена Сенном (*536*). Наиболее древними комплексами, выходящими на поверхность, являются обломочные породы ранне- и среднеэоценового возраста. Эти породы были приподняты, сильно смяты, надвинуты и размыты, а затем покрыты мощными толщами отложений грязевых потоков. На сильно смятые кластические породы и грязевые потоки отложились океанические слои значительной мощности, представленные верхнеэоценовым писчим мелом, радиоляритами и туфами, которые Сенн и более ранние исследователи считают осадками глубокого моря. Сенн указывает, что этот район испытал быстрое погружение и стал областью глубоководного осадконакопления, что вызвано было большим прогибанием. Сенн указывает также, что радиоляриты, аналогичные радиоляритам океанической формации, встречаются в верхнем эоцене северной Кубы и что радиоляриты Барбадоса и Кубы, вероятно, отложились в верхнеэоценовом прогибе — аналоге современного прогиба Пуэрто-Рико (см. фиг. 333, *6*).

Деформация на Барбадосе продолжалась, повидимому, во время образования океанической формации, так как отложения последней также смяты в складки и разбиты сбросами, хотя в гораздо меньшей степени, чем более древние формации. Океанические слои, в свою очередь, были приподняты и размыты, а затем погружены и перекрыты верхними олиго-миоценовыми мергелями. Имеются признаки мио-плиоценовой складчатости и после плейстоценового поднятия и раскалывания. Вышеприведенный обзор взят из работы Максвелла (*428*).

Тобаго. Северная часть острова Тобаго сложена изоклинально смятыми кристаллическими сланцами и филлитами по происхождению преимущественно метавулканическими. К югу от сланцев проходит пояс изверженных пород, включающий

[1] Нижеследующее описание является сокращенным изложением работы Максвелла (*396*).

ультраосновные и диоритовые интрузивы и андезитовые и базальтовые вулканические породы. Низкая, покрытая кораллами равнина образует юго-западную оконечность острова.

Намечаются, по меньшей мере, две эпохи диастрофизма. Первая, вероятно, позднемелового возраста образовала кристаллические сланцы. За эпохой диастрофизма последовал период интенсивной магматической деятельности; затем магматические породы сами были сильно раздроблены (позднеэоценовым?) диастрофизмом.

Деформированные верхнемио-плиоценовые пески и глины с фауной несогласно лежат на вулканических породах близ современной береговой линии, а четвертичные коралловые известняки перекрывают как магматические породы, так и позднетретичные осадки.

Тринидад. Среднеэоценовое осадконакопление (отложение кластических толщ), позднеэоценовая деформация и мио-плиоценовый период складкообразования Барбадоса могут быть сопоставлены с аналогичной серией явлений на Тринидаде. Кроме того, на Тринидаде выходят юрские и меловые породы, позволяющие выявить особенности доэоценовой истории южной части Вест-Индии. Юрские породы обнаружены только на Северном хребте. По данным Сенна (*536*), они состоят главным образом из филлитов с многочисленными линзами и жилами кварца и прослоями кристаллических известняков. Можно предположить, что породы эти аналогичны нижним караибским сериям, выделенным Уорингом (*635*) и описанным этим исследователем как известковые и карбонатные сланцы и кварцитовые песчаники. С юрскими породами связана более молодая система менее метаморфизованных темных известняков, песчаников и слабо метаморфизованных глинистых сланцев, в которых Трехмен (*609*) собрал фауну позднемелового возраста. Метаморфические сланцы Северного хребта были сильно смяты в складки; обычно в них развита изоклинальная складчатость (Уоринг, *635*). Они имеют простирание, отклоняющееся от широтного к северу на несколько градусов, и запрокинуты на север.

В небольшом районе, близ селения Сан-Суси, изверженная порода, определенная как «гранофир», прорывает темные известковистые сланцы нижних караибских серий (Уоринг, *635*). Здесь присутствуют как массивные, так и пирокластические магматические породы, а на холме Манантиал темные известковистые сланцы, повидимому, смяты совместно с изверженными породами. Тонкозернистый полнокристаллический авгитовый андезит с диабазовой текстурой встречается в районе Сан-Суси.

Северный хребет был, повидимому, вовлечен в два последних периода складкообразования — послеюрский и послепозднемеловой. Магматические породы Сан-Суси внедрились и излились между этими периодами деформации; кроме них, нет никаких других признаков магматической деятельности. Весьма возможно, что ранняя складчатость, охватившая юрские, а возможно, и нижнемеловые осадки, имела место в позднемеловое время, так как это период главной деформации Береговых хребтов Венесуэлы. За деформацией на Тринидаде последовала слабая вулканическая деятельность, после чего отложились самые верхние горизонты мела, которые затем были смяты в складки, вероятно, во время сильной среднеэоценовой деформации.

Сланцы Северного хребта Тринидада напоминают сланцы северного побережья Тобаго степенью метаморфизма и тем, что обе серии смяты в изоклинальные складки и запрокинуты на север; как с той, так и с другой серией связаны более молодые андезитовые вулканические породы. С другой стороны, на Тобаго отсутствуют известняки, графитовые сланцы и грубые песчаники Северного хребта, а на Тринидаде нет аналогов метавулканической толщи, включающей большую часть сланцев Тобаго. Малое количество магматических проявлений на Тринидаде составляет резкий контраст с преимущественно магматическим характером Тобаго.

Северная Венесуэла. Сланцы, сопоставимые со сланцами Северного хребта Тринидада, появляются в Серрания-де-ла-Коста-Ориенталь Венесуэлы. К востоку от Каракаса в древнейших слоях Серрания-де-ла-Коста-Ориенталь найдены ископаемые, вероятно, самых верхних горизонтов юры (Уолкотт, *688*). Можно предположить, что вышележащие слои имеют, как и на Тринидаде, меловой возраст. Первые большие деформации произошли в мелу, вероятно, в допозднесенонское и, несомненно, в домаастрихтское время. Второй период деформаций наступил около начала верхнего эоцена, когда гранитные породы внедрились в Береговой хребет, а меловые и третичные осадки были метаморфизованы (Хедберг, *240*). Во время мио-плиоценовой деформации образовалась Серрания-дель-Интерьор, причем меловые и третичные слои были смяты в частые складки и надвинуты на юг.

Полоса небольших серпентинитовых интрузивов выходит в Серрания-де-ла-Коста-Ориенталь около Каракаса; несколько

более крупных перидотитовых тел прорывают осадочные породы мела к югу от Серрания-дель-Интерьор. Таким образом, ультраосновные породы имеют позднемезозойский или еще более молодой возраст.

Общий обзор истории диастрофизма

История диастрофизма Больших и Малых Антилл суммирована на фиг. 334. Единственной областью на Антиллах, где обнаружена несомненная поздневерхнеюрская орогения, является Куба, но базальный комплекс других островов и сланцы Тринидада и северной Венесуэлы, возможно, также заключают признаки этого раннего периода диастрофизма. Орогения самого конца мела, однако, не может объяснить метаморфизации кристаллических сланцев, филлитов, метавулканических пород, мраморов всех островов, за исключением Кубы. При изучении таблицы сопоставления эпох диастрофизма можно отметить широкое распространение и сходный характер позднемеловых нарушений везде, за исключением Караибских и Багамских островов. На большинстве этих островов выходят только породы позднекайнозойского возраста, а основание неизвестно. Позднемеловой диастрофизм на Антиллах, в большинстве случаев происходивший в маастрихтское время, соответствует ранней ларамийской орогении Скалистых гор. В большинстве районов орогении предшествовало опускание в виде прогиба или бассейна, сопровождаемое сильной вулканической деятельностью, затем — отложения прогиба, в том числе вулканические породы были интенсивно смяты в складки, местами изоклинальные, и в большинстве случаев превращены в филлиты, но иногда — в кристаллические сланцы. Во время складчатости или сразу после нее внедрились большие массы ультраосновной магмы, а непосредственно за этим последовало внедрение диоритовых интрузий.

В ранне-, средне- и позднеэоценовое время часто происходили сильные извержения; вулканические породы андезитового состава отлагались в большом количестве на метаморфическом и изверженном комплексе вместе с другими кластическими осадками и рифовыми известняками. На Кубе встречаются большие потоки базальтов.

В конце среднего эоцена или в начале верхнего эоцена произошла главная орогения. Это было время надвигов и интрузий (на Кубе — без явлений метаморфизма), во многих отношениях сходное с аналогичным эпизодом в Скалистых горах. На Голландских Подветренных островах, на Тобаго, Барбадосе, Тринидаде и в северной Венесуэле орогения проявлялась по-разному — в виде складчатости, интенсивной складчатости и надвигов или складчатости с метаморфизмом и интрузиями. Характер орогении мог быть различен для Больших Антильских и южных Караибских островов, но происходила она, повидимому, везде почти одновременно. Ввиду того, что здесь ни по морским окаменелостям, ни в стратиграфическом разрезе не удается выделить палеоцена, трудно увязать во времени проявившиеся здесь эпизоды орогении с орогенией Скалистых гор.

Среднеларамийская орогения Скалистых гор включает диастрофизм палеоценового времени, а с позднеларамийской орогенией связаны те нарушения, которые имели место в эоцене. Можно с уверенностью сказать, что позднесреднеэоценовая орогения на Антиллах частично совпадала во времени с позднеларамийской орогенией Скалистых гор.

За позднесреднеэоценовой эпохой диастрофизма в верхнем эоцене последовала величайшая морская трансгрессия в истории Караибских островов, но в то же время во внешних Известняковых Караибских островах проявлялся сильный вулканизм. Примерно в нижнем олигоцене вулканическая деятельность проявилась во внутренней вулканической дуге Малых Антилл. Слабые олигоценовые деформации отмечены в остальной части Вест-Индии.

В позднем миоцене и раннем плиоцене наступила третья и последняя эпоха сильного диастрофизма. Довольно интенсивные деформации произошли в это время на Эспаньоле и в Венесуэле. В остальных частях Вест-Индии деформация была слабее; в четвертичное время широко распространилось образование сбросов, а современные землетрясения свидетельствуют о том, что движения земной коры в Вест-Индии продолжаются вплоть до настоящего времени.

Соотношение Малых Антильских островов с Большими Антильскими островами и Венесуэлой

Хотя многие исследователи Антильско-Караибской области считали, что структуры как Больших Антилл, так и Венесуэлы простираются на восток и заканчиваются на дне Атлантического океана, однако известные нам в настоящее время детальные геологические данные показывают довольно ясно, что в третичное время, а, быть может, также в верхнем мелу

орогеническая зона протягивалась без перерыва от Венесуэлы до Больших Антильских островов, проходя через Малые Антильские острова. Приводим выдержку из работы Хесса (*248*):

«Пролив Анегада на севере считался структурой, несомненно отделяющей Большие Антильские острова от Малых Антилл. Исследование дна пролива показало, что подводные хребты пересекают дно в западном направлении, протягиваясь параллельно простираниям островов Вирджин. Один такой хребет, протягивающийся западнее и немного севернее острова Сомбреро, практически пересекает пролив, причем его гребень в одном месте был обнаружен всего на глубине 60 *м*. Сходный с ним параллельный подводный хребет расположен несколько южнее. Автор считает, что депрессия здесь создана эрозией. Вероятно, это самая нижняя оконечность Карибского моря, и если бы уровень моря был ниже, здесь располагался бы проход, через который вытекали бы воды Карибского моря. Северный край пролива образован, вероятно, сбросом разрыва, но, повидимому, образование последнего намного предшествовало образованию самого пролива. Находка на Ангилье крупных ископаемых грызунов, тесно связанных с ископаемыми грызунами Пуэрто-Рико, указывает на связь, осуществлявшуюся по суше с Большими Антильскими островами в плиоцене или плейстоцене. Продолжение прогиба, связанного с подводным хребтом Малых Антильских островов и протягивающегося от северной части островов Вирджин до восточного побережья Антигуа, является достаточно убедительным доказательством непрерывности структуры самого подводного хребта.

На южном конце дуги соотношения менее ясны, так как большая ее часть залита водой, хотя глубина моря здесь невелика (900 *м*). Барбадос может быть хорошо увязан с Тринидадом как геологически, так и топографически; подводные хребты изгибаются так, что образуют это соединение.

В эоцене как Тринидада, так и Барбадоса были найдены радиоляритовые слои, возможно, указывающие на глубоководные условия, наступившие непосредственно вслед за деформацией; несомненным доказательством этой деформации является большое несогласие в основании слоев Скотленд острова Барбадос и конгломераты, залегающие выше, а также сходное несогласие и вышележащие конгломераты (формация Маунт-Мория), найденные на острове Тринидад.

Породы острова Тобаго, лежащего к северу от Тринидада, по всей вероятности, являются эквивалентами тех отложений, которые сейчас погружены в море к западу от Барбадоса; вероятно, именно они, а не кристаллические породы отдаленной Южной Америки послужили источником грубых песчаников и конгломератов слоев Скотленд среднеэоценового возраста».

Большая зона отрицательных аномалий и параллельная полоса серпентинизированных ультраосновных интрузий на Больших Антиллах, островной дуге и в Венесуэле также отмечены Хессом как признаки, подтверждающие непрерывность орогенической зоны.

ВПАДИНА БРАУНСОНА И АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Подводный рельеф

К северу от Эспаньолы, Пуэрто-Рико и банки островов Вирджин расположен глубокий узкий прогиб. Его дно погружено более чем на 8000 *м* на протяжении около 750 *км* от западной оконечности Эспаньолы до острова Барбуда, расположенного восточнее. На протяжении около 300 *км* к северу от Пуэрто-Рико прогиб имеет более 9000 *м* глубины, причем максимальная глубина, отмеченная здесь, равна 9680 *м*. К югу от острова Барбуда прогиб следует направлению дуги вулканических Карибских островов, но становится менее глубоким и, наконец, заканчивается во впадине Тобаго — довольно широком бассейне, расположенном между вулканической дугой на западе и островом Барбадос на востоке. Максимальная известная глубина во впадине Тобаго — 2740 *м* (фиг. 317 и 332).

Остров Барбадос лежит на подводном хребте, ограничивающем выпуклую сторону прогиба и также погружающемся на севере до глубины 7000 *м*; подводный хребет все еще прослеживается вдоль дуги, до восточной оконечности Багамской платформы, хотя здесь он широк и имеет низкий рельеф. К югу от Барбадоса хребет продолжается до Тобаго, где граничит с широким шельфом побережья Венесуэлы.

Фиг. 335 — схема, обобщающая ряд рисунков из работы Хесса (*248*); на ней показаны профили через островные дуги, своды и впадины Малых Антильских островов. Их расположение показано на фиг. 317. Вертикальный масштаб профилей сильно преувеличен.

Гравитационные аномалии

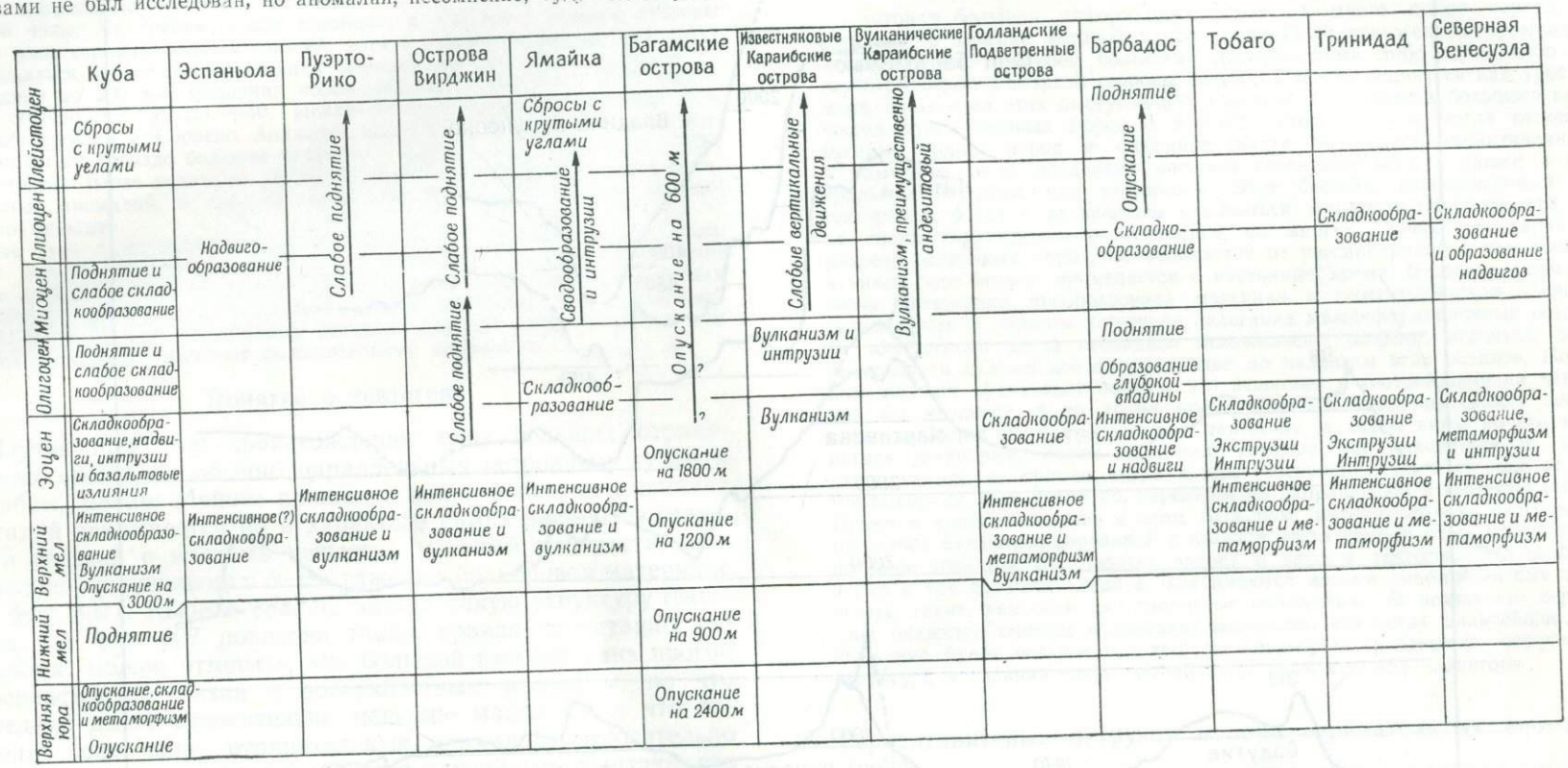
После того как Венинг-Мейнес обнаружил зоны больших отрицательных аномалий вокруг островных дуг и глубоких впадин в Индонезии, Морское министерство США предприняло многочисленные гравитационные исследования в Вест-Индии и обнаружило здесь полосу или зону больших отрицательных аномалий силы тяжести. Положение этой полосы аномалий, по данным Хесса (*249*), показано на фиг. 336. Ее соотношение с подводным и наземным рельефом описано этим автором следующим образом:

«Наиболее важной особенностью гравитационного поля является хорошо выраженная полоса отрицательных аномалий, протягивающаяся от

восточной оконечности Кубы вдоль островной дуги к Тринидаду; захватывая этот остров, полоса аномалий, вероятно, пересекает залив Пария и северо-восточную часть Венесуэлы, к югу от Берегового хребта; далее она проходит по морю в северо-западном направлении, огибая с севера Голландские Подветренные острова, и, наконец, отклоняется к югу, в Колумбию. Участок между Тринидадом и Голландскими Подветренными островами не был исследован, но аномалии, несомненно, будут здесь установлены; Венинг-Мейнес, вероятно, заложит в этой области несколько станций в связи с исследованиями, которые он здесь проводит.

Величина аномалий вдоль оси зоны отрицательных аномалий между Кубой и Тринидадом обычно достигает —150 миллигал. Наиболее значительная аномалия, расположенная над впадиной Браунсона, севернее Пуэрто-Рико, равна —183 миллигал. Здесь, а также к северу от Эспаньолы, ось полосы аномалий практически совпадает с осью впадины. Над крутыми изгибами зона отрицательных аномалий как у северной оконечности Малых Антилл (северо-восточнее островов Вирджин), так и на южной их оконечности, близ Тринидада, имеет несколько меньшую величину, не достигая 100 миллигал.

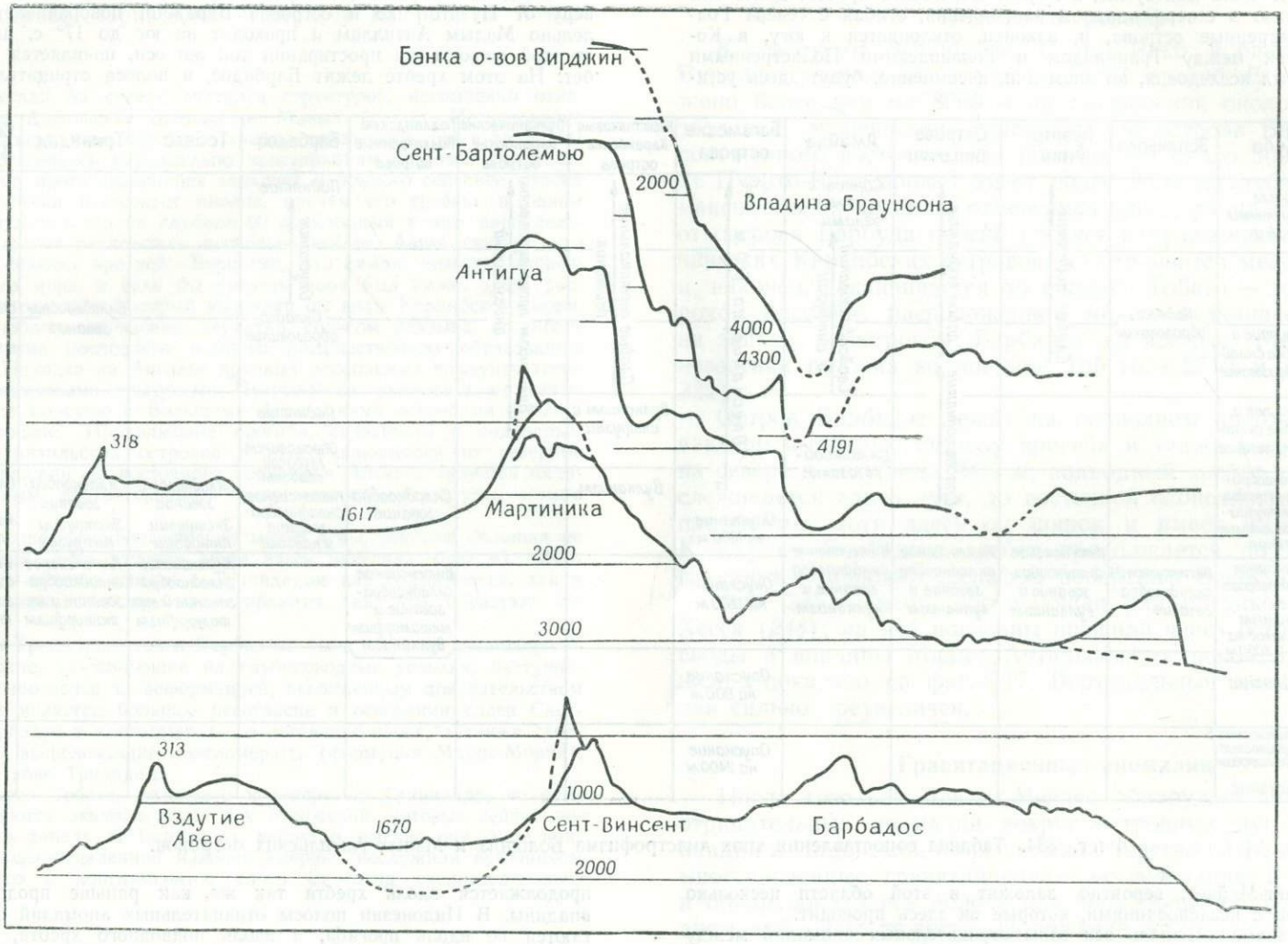
Впадина Браунсона, которая впервые стала известна в районе к северу от Пуэрто-Рико и островов Вирджин, поворачивает далее параллельно Малым Антиллам и проходит на юг до 17° с. ш. Далее к югу от этой широты, на простирании той же оси, появляется подводный хребет. На этом хребте лежит Барбадос, и полоса отрицательных аномалий



Фиг. 334. Таблица сопоставления эпох диастрофизма Больших и Малых Антильских островов.

продолжается вдоль хребта так же, как раньше продолжалась вдоль впадины. В Индонезии полосы отрицательных аномалий обычно располагаются не вдоль прогиба, а вдоль подводного хребта, который может быть ограничен прогибами с одной или с обеих сторон. Повидимому, большая часть зон отрицательных аномалий Индонезии соответствует типу структур Барбадоса.

На участке от 19 до 17° с. ш. ось аномалии лежит западнее оси впадины, а между 16 и 15° с. ш. — западнее оси хребта. Профиль аномалии несколько асимметричен, на востоке он несколько круче...



Фиг. 335. Разрезы через острова и впадины Малых Антильских островов (по Хессу, **247**).

Глубины в фатомах.

Зона сильных отрицательных аномалий заканчивается у восточной оконечности Кубы. Однако зона меньших отрицательных аномалий продолжается на запад, причем ее ось располагается приблизительно над северной половиной Кубы. Автор считает очень вероятным, что зона отрицательных аномалий некогда протягивалась через всю Кубу, а затем шла далее на юго-запад до Гватемалы, пересекая эту страну.

Положительные аномалии образуют полосы по обе стороны отрицательной зоны. Их гребни лежат примерно в 150 *км* с каждой стороны от оси зоны отрицательных аномалий, хотя в отдельных местах они могут приближаться к ней до расстояния порядка 100 *км* или удаляться на расстояние до 200 *км*. Величина положительных аномалий в Вест-Индии равна обычно от +20 до +40. Исключительно большая аномалия +80 была обнаружена у Кюрасао. Аналогичные положительные аномалии в Индонезии имеют гораздо большие величины; многие из них превышают +100, хотя отрицательные величины, обнаруженные в Индонезийской зоне отрицательных аномалий, в среднем такие же, как в Вест-Индии или несколько меньшие.

Вне дуги намечаются слабые ондуляции как гравитационного поля, так и рельефа, параллельные зоне отрицательных аномалий. Расстояние между гребнями этих ондуляций равно примерно 250 *км*. В бассейнах Карибского моря и Мексиканского залива аномалии обычно положительны. Как правило, чем больше глубина того или иного бассейна, тем большей величины достигают положительные аномалии».

Понятие о тектогене

Изучая проблему происхождения зоны больших отрицательных аномалий, обычно параллельных островным дугам и прогибам, Венинг-Мейнес пришел к заключению, что причина аномалий заключается не в характере самих элементов рельефа, а связана с массами вещества меньшей плотности, синклинально опущенными в более тяжелом подкоровом материале (см. фиг. 337). Кьюнен *(333 а)* назвал такую структуру тектогеном. На фиг. 337 показана также кривая гравитационной аномалии; можно отметить, что большой вжатый вниз прогиб непосредственно связан с поверхностным рельефом, но что последний имеет относительно меньшие масштабы и что положение оси зоны отрицательных аномалий относительно этих элементов рельефа оказывается случайным. Считают, что прогибание вызвано конвекционными токами в тяжелом подкоровом веществе (см. фиг. 309). Процесс прогибания был проиллюстрирован на особой модели Кьюненом *(333 а)*, а движущий механизм и характер поверхностной деформации получили объяснение (также на основании модели) в работе Григгса *(224)*.

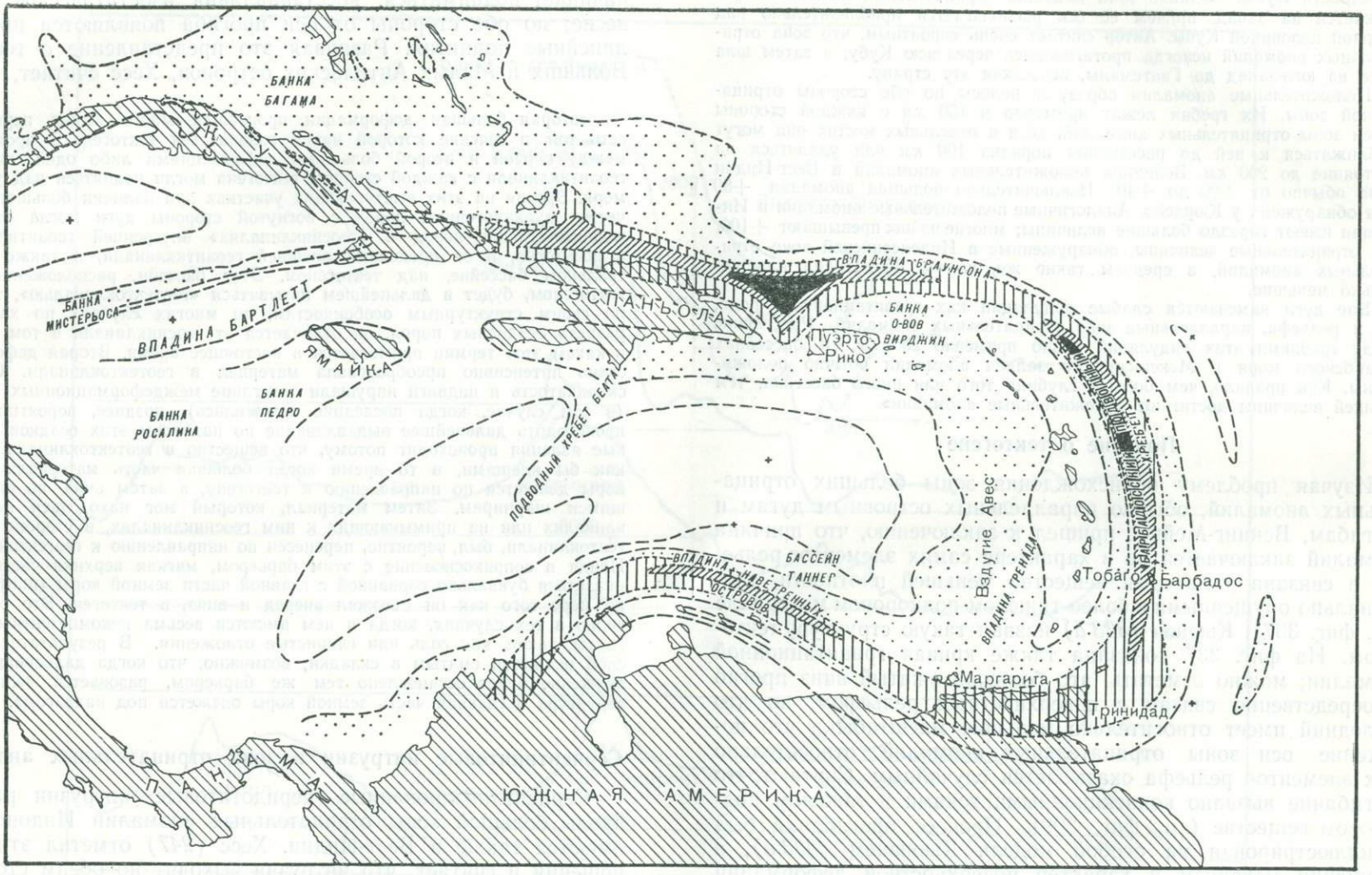
Обобщение данных в этой увлекательной области можно найти в работах Хесса, на которые мы, в свою очередь, ссылаемся здесь.

В случае остановки или замедления движения тектоген начинает подниматься, восстанавливая изостатическое равновесие; по обе стороны от оси прогиба появляются широкие линейные поднятия. Развивая это представление о геологии Больших и Малых Антильских островов, Хесс считает, что

«вторая большая деформация произошла много позже первой, то есть той, в течение которой начал развиваться тектоген. В промежутке между первой и второй большими деформациями либо одна, либо обе геоантиклинали с каждой стороны тектогена могли подняться над уровнем моря. Эрозия на этих выступающих участках при наличии большого количества вулканогенных пород с вогнутой стороны дуги могла отложить мощные толщи пород в «геосинклиналях» внутренней геоантиклинали, а возможно, и за пределами внешней геоантиклинали, а также в центральном бассейне, над тектогеном. Этот бассейн, расположенный над тектогеном, будет в дальнейшем называться «геотектоклиналью», так как по своим структурным особенностям, во многих случаях по характеру разреза осадочных пород, он отличается от геосинклинали в том смысле, в каком этот термин применяется в настоящее время. Вторая деформация очень интенсивно преобразовала материал в геотектоклинали. Сильная складчатость и надвиги нарушали залегание междеформационных осадков (в том случае, когда последние отложились); позднее, вероятно, будет происходить дальнейшее выдавливание по надвигам этих осадков. Подобные явления происходят потому, что вещество в геотектоклинали зажато как бы клещами, в то время когда большая часть материала земной коры движется по направлению к тектогену, а затем вниз, по его катящимся шарнирам. Затем материал, который мог находиться на антиклиналях или на примыкающих к ним геосинклиналях, в стороне от геотектоклинали, был, вероятно, перенесен по направлению к геотектоклинали. Придя в соприкосновение с этим барьером, мягкая верхняя часть могла оказаться буквально сорванной с главной части земной коры (main crust), по мере того как он съезжал вперед и вниз, в тектоген. Это особенно верно в тех случаях, когда в нем имеются весьма некомпетентные горизонты, такие, как соль или глинистые отложения. В результате верхний слой окажется смятым в складки; возможно, что когда дальнейшее продвижение будет остановлено тем же барьером, разовьется чешуйчатая структура и главная часть земной коры окажется под надвигом».

Серпентинитовые интрузии и зона отрицательных аномалий

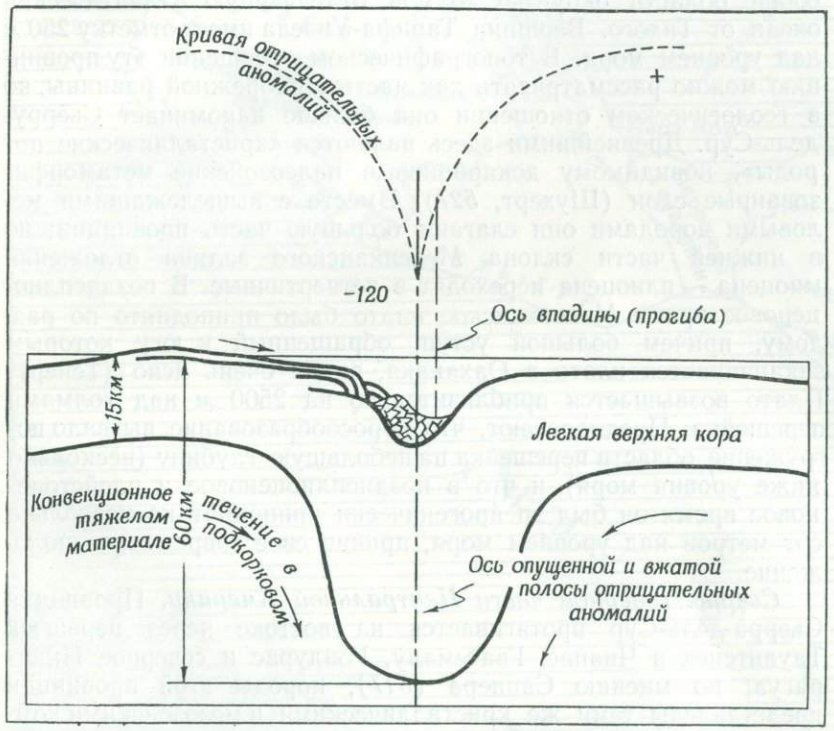
Серпентинизированные перидотитовые интрузии развиты вдоль большой зоны отрицательных аномалий Индонезии и имеются также в Вест-Индии. Хесс *(247)* отметил эти соотношения и считает, что интрузии выходят по обеим сторонам зоны, но что лишь в немногих местах обе стороны обнажены и не скрыты под более молодыми породами. Он считает также, что внедрение этих интрузий происходило только в продолжение первого периода больших деформаций, образовавших зону. Следует напомнить, что большая часть



Ф и г. 336. Схематическая карта аномалий силы тяжести в области Караибского моря (по Хессу, **249**).

Черное — области с аномалиями более — 150; диагональная штриховка — области аномалий от —100 до —150; вертикальная штриховка — области аномалий от —50 до —100. Точки — области аномалий от 0 до —50; белое — области положительных аномалий.

серпентинизированных ультраосновных пород Вест-Индии, описанных выше, относится к позднемеловой и раннетретичной орогении. Хесс считает также, что серпентиниты представляют собой богатый водой продукт частичного плавления перидотитового субстрата, выжатого в результате прогибания. Условия, благоприятные для его миграции к поверхности, создаются



Фиг. 337. Гипотетический тектоген и его соотношение с осью прогиба и с полосой отрицательных аномалий (по Хессу, **246**).

вдоль вертикальных крыльев тектогена. В более поздние периоды деформации подобные интрузии не образуются либо потому, что дно тектогена спаяно плавлением, либо вследствие того, что все легкоплавкие части нижележащей перидотитовой массы удаляются в течение более раннего цикла. Серпентинизированные интрузии являются, таким образом, полезным признаком при интерпретации строения района, напоминающего Вест-Индию. Серпентиниты ясно указывают на первоначальное распространение зоны отрицательных аномалий, протягивающейся от западной оконечности Эспаньолы вдоль северного побережья Кубы, а затем, вероятно, в Гватемалу.

ВПАДИНА БАРТЛЕТТ

Впадина Бартлетт уже упоминалась в связи с Кубой, Ямайкой и Эспаньолой. Не считая впадины Браунсона, это глубочайшая впадина Мексиканского залива и Карибских островов (см. фиг. 317). Она отличается от впадины Браунсона тем, что имеет прямолинейную, а не изогнутую форму и не связана ни с зоной отрицательных аномалий, ни с действующими вулканами. Ее края представляют собой крутые прямые уступы в тех местах, которые ведут непосредственно к хорошо установленным сбросовым уступам южной Кубы; вообще ее долго считали большим сбросовым рвом. Хесс отмечает:

«Дно моря в восточной части впадины Бартлетт, на участке от юго-восточного побережья Кубы до Ямайки, повидимому, состоит из большого количества наклоненных сбросовых блоков, как можно об этом судить по глубинным профилям, полученным во время нескольких пересечений на участке от Гуантанамо до мыса Маиси и от Гуантанамо до Ямайки и дополненным данными промеров у берегов Сантьяго до линии S 21 и материалами карты Гидрографической службы.

Такая структура хорошо увязывается с блоковыми сбросами, которые наблюдаются на суше, вдоль юго-восточного побережья Кубы. Молодые сбросовые уступы в окрестностях Сантьяго были описаны Тейером, причем участники экспедиции отметили ряд вероятных блоковых сбросов при перелете над Сьерра-Маэстра, от Сантьяго до города Гуантанама.

Гравитационные аномалии над этой частью впадины Бартлетт не особенно велики и могут быть как положительными, так и отрицательными. Их расположение не подчинено сколько-нибудь определенной закономерности, они довольно резко изменяются на коротких расстояниях. Такая изменчивость аномалий соответствует представлению о том, что все дно впадины разбито сбросами на блоки, хотя сами по себе аномалии не дают прямых указаний на природу нижележащей структуры.

Близ Ямайки, у ее восточной оконечности, была получена аномалия, равная 0, к югу от центра острова —10; на западной оконечности величина эта равна —29. Замеры в глубоководной части Мексиканского залива и Карибского моря указывают на сильные положительные аномалии, но с приближением к островкам и шхерам аномалии становятся меньшими и наконец сменяются отрицательными. Причины сильных положительных аномалий в таких закрытых бассейнах, как Мексиканский залив или Карибское море, до сих пор неясны».

ЮЖНАЯ МЕКСИКА И ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА

Геологические провинции

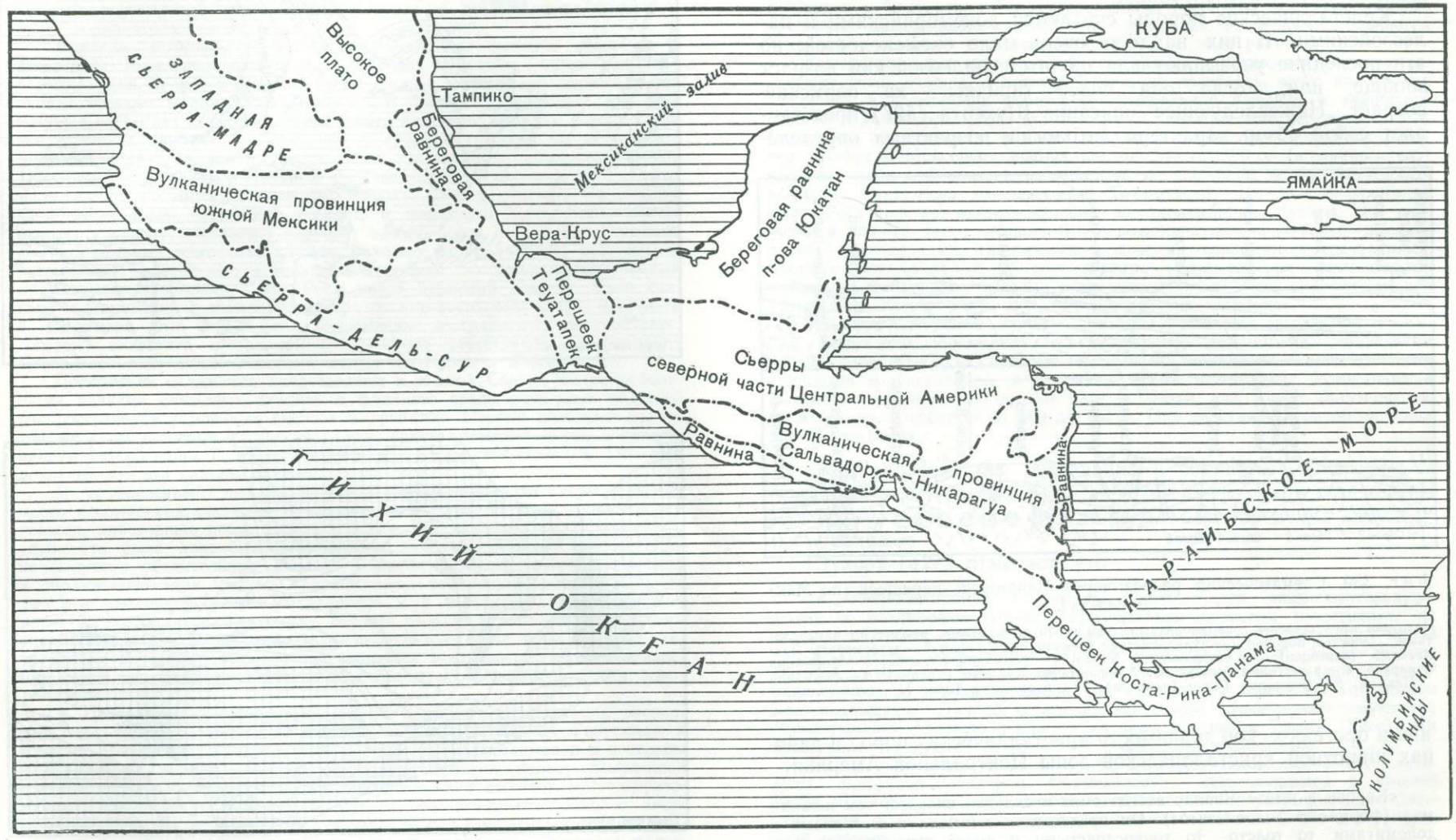
Вулканическая провинция южной Мексики. Мексиканское плато и Западная Сьерра-Мадре заканчиваются на юге двумя поперечно простирающимися провинциями, а именно вулканической провинцией и Сьерра-дель-Сур (см. фиг. 338). Вулканическая провинция имеет резкий рельеф, обязанный своим происхождением главным образом большому количеству вулканического материала, выброшенного многочисленными кратерами. Преобладают лавы, туфы, пемзы и отложения плиоценовых и плейстоценовых озер. Над плато на высоту 1600—3000 *м* поднимается ряд вулканических пиков, таких, как Орисаба (6080 *м*), Попакатепетль (5400 *м*), Икстасиуатль (5386 *м*), Толука (4280 *м*) и Колима (3960 *м*). Тейер (Шухерт, *527*) считает, что в этой области выражены два периода вулканизма; первый связан с вулканизмом Западной Сьерра-Мадре и поэтому имеет ранний или среднетретичный возраст; второй начался в плиоцене и продолжается до настоящего времени, причем его провинция протягивается от мыса Коррьентес на западном берегу Мексики до Халапы в штате Вера-Крус на восточном берегу. В основании здесь развиты верхнемезозойские известняки и глинистые сланцы, которые смяты в складки широтного простирания, прорваны гранитными интрузиями и сильно разбиты сбросами. Последовательность событий неясна.

Провинция Сьерра-дель-Сур. Провинция Сьерра-дель-Сур располагается между вулканической провинцией на севере и Тихим океаном на юге. Ее внутренняя часть, по данным Тейера, представляет собой лабиринт горных хребтов с несколькими пиками, поднимающимися над общим уровнем гребней. Со стратиграфической точки зрения, эта провинция является продолжением Мексиканского плато; но как и в наиболее древних породах промежуточной вулканической провинции, складки имеют широтное простирание. Второе отличие от Мексиканского плато заключается в том, что Сьерра-дель-Сур была когда-то в значительной степени покрыта вулканическими породами, которые сейчас почти целиком размыты, причем нижележащие комплексы оказались расчлененными. Кроме того, основание состоит здесь из двух толщ, а именно из древней кристаллической серии метаморфизованных осадочных пород и более молодой толщи неизмененных мезозойских пород. Мезозойские слои начинаются верхним триасом, который лежит несогласно на «пенепленизированных кристаллических породах». Триас продолжается толщей неотсортированных конгломератов, песчаников, глинистых сланцев, мергелей и известняков с прослоями гипса и соли; эта толща представляет всю (?) юру (Имли, *275*) и нижний мел и напоминает аналогичные отложения Мексиканской геосинклинали.

Провинция Теуантепек. Перешеек Теуантепек представляет собой область округлых холмов, отделяющую Атлантический океан от Тихого. Вершина Тарифа-Уивела имеет отметку 250 *м* над уровнем моря. В топографическом отношении эту провинцию можно рассматривать как часть Прибрежной равнины, но в геологическом отношении она больше напоминает Сьерру-дель-Сур. Древнейшими здесь являются «кристаллические породы», повидимому докарбоновые палеозойские метаморфизованные слои (Шухерт, *527*). Вместе с вышележащими меловыми породами они слагают большую часть провинции; но в нижней части склона Мексиканского залива отложения миоцена — плиоцена переходят в четвертичные. В позднеплиоценовое время Мексиканское плато было приподнято по разлому, причем большой уступ, обращенный к югу, которым заканчивается плато в Оахакака, виден очень ясно (Тейер). Плато возвышается приблизительно на 2500 *м* над холмами перешейка. Предполагают, что сбрасообразование вызвало погружение области перешейка на небольшую глубину (несколько ниже уровня моря) и что в позднеплиоценовое и плейстоценовое время он был эпейрогенически приподнят на несколько сот метров над уровнем моря, приняв свое современное положение.

Сьерры северной части Центральной Америки. Провинция Сьерра-дель-Сур протягивается на востоке через перешеек Тауантепек в Чиапас, Гватемалу, Гондурас и северное Никарагуа; по мнению Саппера (*517*), породы этой провинции представлены теми же кристаллическими и мезозойскими комплексами, которые выявлены были в районах, расположенных западнее. На геологической карте Северной Америки обширные области кристаллических пород показаны как докембрий. Некоторые участки обозначены как карбон.

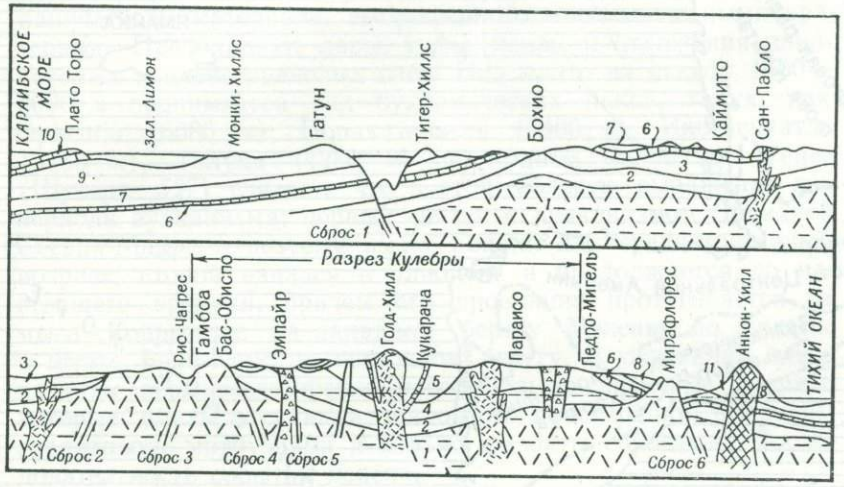
Простирание хребтов и их складок обычно широтное, но заметно дугообразное расположение, причем выпуклость дуги обращена к югу. На восточной оконечности, в Гондурасе и восточной Гватемале, отклонение простираний к северу указывает на связь с Кубой и Ямайкой через впадину Бартлетт и мели по обе стороны от нее (см. фиг. 340 и 342). Подобные



Фиг. 338. Главные геологические провинции южной Мексики и Центральной Америки.

соотношения установлены уже давно, но структуры этой зоны относятся к нескольким периодам орогении, и каждый из них должен быть выделен особо.

Кристаллические породы считаются докембрийскими и палеозойскими. В них найдено очень мало окаменелостей; но эти последние указывают или на позднепалеозойский возраст вообще, или, когда они более типичны, — на пермский возраст. Нижеследующее описание Шухерта *(527)* представляет собой обзор характера литологии, возрастных определе-

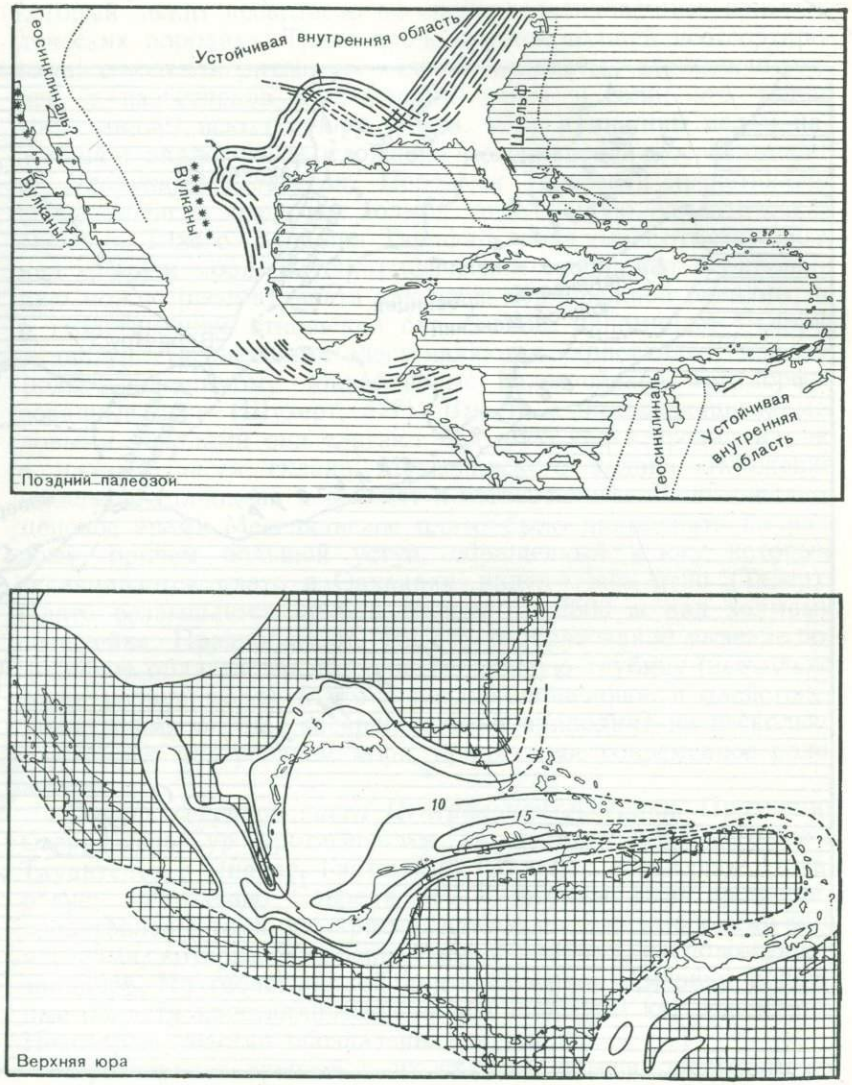


Фиг. 339. Схематический разрез через Панамский перешеек (по Мак-Дональду).

Интрузии представлены гранодиоритами, диоритами, андезитами, риолитами и базальтами. Слоистые породы: *1* — вулканические брекчии Бас-Обиспо; *2* — агломераты Лас-Каскадас (олигоцен); *3* — конгломераты Бохио; *4* — формация Кулерба; *5* — формация Кукарача; *6* — известняки Эмперадор; *7* — формация Каймито (миоцен); *8* — формация Панама; *9* — формация Гатун (плиоцен); *10* — известняки Торо; *11* — плейстоцен.

ний и орогенической значимости кристаллических пород в районах широтной кристаллической зоны Центральной Америки.

«Карбон в штате Чиапас всегда смят в складки сильнее, чем нижний мел (формация Толос-Сантос). Он представлен темными известняками и доломитами, то толсто-, то тонкослоистыми и имеет ограниченное распространение в юго-восточной части Чиапас, где мощность его равна, по меньшей мере, 200 *м*; в Гватемале она значительно больше. Слои лежат согласно с формацией Санта-Роса. Ископаемые встречены около Ла-Нуэва, Лас-трес-Крус и Пало-Амарильо; около Сен-Винсенте (департамент Комитан) найдены брахиоподы, кораллы и криноидеи; Бёзе указывает



Фиг. 340. Палеотектонические карты области Мексиканского залива и Карибского моря.

Верхняя карта — видимые и достаточно отчетливые элементы позднепалеозойских орогенических поясов.
Нижняя карта — позднеюрские бассейны Мексиканского залива и Антильской области.

на ряд местонахождений окаменелостей; он отмечает, что работниками Геологической службы Мексики был найден *Productus semireticulatus* и другие пока еще не установленные виды. Вследствие отсутствия видовых определений можно говорить лишь о позднепалеозойском возрасте пород этого района.

Морская литоральная формация Санта-Роса районов Дольфус и Монсеррат. Красные конгломераты, песчаники и сланцы мощностью 1000 *м* развиты лишь в юго-восточной части Чиапас. Формация перекрыта на западе нижним мелом (Тодос-Сантос). В Гватемале верхние слои формации Санта-Роса содержат ископаемые, названия которых говорят скорее о верхах нижнего карбона, чем о верхнем карбоне, но их возраст, а также возраст мощной толщи слоев, залегающих ниже, неизвестен. Ископаемые, собранные Пауэром в Санта-Роса в юго-восточной Гватемале, имеют, несомненно, пермский возраст. Саппер считает, что нижние слои могут иметь девонский возраст, и формацию Санта-Роса обычно относят к девону и нижнему карбону; однако девон не доказан никакими фаунистическими находками, а для нижнего карбона также отсутствуют несомненные возрастные доказательства. Судя по данным, полученным в Гватемале, формация Санта-Роса имеет пермский возраст. Слои слагают возвышенности близ Порвенира в юго-восточной части Чиапас и в Гватемале. На западе они примыкают к гранитам Сьерра-Мадре; согласное залегание «верхнекаменноугольных» известняков на формации Санта-Роса ясно видно в районе между Ля-Нуэва и Аматенанго.

Допермские отложения представлены в южной Сьерра-Мадре небольшими пачками слюдяных сланцев и филлитов среди обширных областей распространения различных гнейсов и гранитов. Первый северный хребет той же сьерры содержит другую полосу кристаллических пород с простиранием северо-запад 7° и углом падения в 5° на северо-восток. Остается доказать, что эти сланцы древнее перми.

В определенный период времени, предшествующий перми, имела место несомненная орогения и образовалась суша. С этим согласны все геологи, работавшие после Саппера, и все они, повидимому, считают, что эпоха эта была докембрийской; однако для сопоставлений до сих пор не получено убедительных данных. Считают, что эта орогения привела к образованию ядра Чиапас-Сьерра-Мадре — той опорной структуры, которая в значительной степени сохранилась и в настоящее время, протягиваясь на восток, через Гватемалу, где она разбита разломами Антильского моря. Бёзе и другие исследователи, работавшие после него, считают, что на западе ядро Сьерра-Мадре протягивается в северо-западном направлении через юго-западную Мексику и соединяется с Калифорнийским полуостровом.

В Центральной Америке доказанные палеозойские формации распространены только в восточной части Чиапас, центральной Гватемале и в горах Британского Гондураса. Возможно, они встречаются и в северном Гондурасе. В первых двух областях они образуют полосу изменчивой ширины, протягивающуюся вдоль северного края выходов метаморфизованных пород. В Британском Гондурасе они занимают большую часть древнего «горста», известного под названием гор Кокскомб; здесь найдены остатки фузулин и криноидей. К югу от древнего ядра Никарагуа палеозойские породы, повидимому, полностью отсутствуют. Мириш относит некоторые слои, выходящие в Никарагуа, к палеозою (к девону и более древним отложениям); однако Саппер считает, что ископаемая древесина, найденная в них, не свидетельствует о столь древнем возрасте, и склоняется к тому, что эти слои имеют каменноугольный возраст.

Палеозойские формации в общем имеют широтное простирание, но в южной части гор Британского Гондураса они характеризуются, кроме того, северо-восточным, а местами даже меридиональными простираниями. В Чиапас и Британском Гондурасе развиты гранитные интрузии, которые маскируют продолжение палеозойских формаций и, вероятно, являются причиной отклонения простираний структур в этих районах.

Каменноугольные окаменелости встречаются нередко; считают, что они повсюду очень сходны, а потому Саппер, не колеблясь, отнес все формы, найденные в древнейших формациях Центральной Америки, к «карбону». Однако в каменноугольных отложениях выделяются две серии — верхняя, сложенная известняками, и более древняя — формация Санта-Роса районов Долфус и Монсеррат мощностью от 200 до 300 *м* (в данном случае речь идет о формации, имеющей то же название, что и миоценовый комплекс Санта-Роса на перешейке Теуантепек). На западе формация Санта-Роса залегает непосредственно на «докембрии», причем она сложена в нижней части кварцевыми конгломератами, а в более высоких частях — песчаниками, глинистыми и другими сланцами и граувакками, местами переходящими в конгломераты. Единственные окаменелости, найденные в наиболее высоких слоях серии Санта-Роса, аналогичны, как утверждают, фауне более молодых известняков «карбона».

Известный «верхний карбон» Гватемалы является интересной и важной формацией, сложенной трещиноватыми доломитами, лишенными фауны, и известняками, которые местами исключительно богаты стеблями криноидей и фузулинами, а местами лишены ископаемых. Известняки и доломиты окрашены в темный цвет и более или менее битуминозны, их мощность колеблется от 600 до 750 *м*. Они залегают согласно на породах Санта-Роса».

«Каменноугольные» ископаемые, собранные Саппером и хранящиеся в Старой Академии в Мюнхене, были определены Шухертом, а некоторые фузулины Данбар определил как среднепермские.

Шухерт *(527)* отмечает, что

«в северо-восточной Гватемале Пауэр нашел «каменноугольную» фауну в метаморфизованных, горизонтально слоистых известняках, на холмах в 12 *км* к западу от Пуэрто-Рико... а также на железнодорожной линии Пансос... Ископаемые первого местонахождения, по сообщению Пауэра, указывают либо на позднемиссисипский, либо на раннепенсильванский возраст; списков видов он, однако, не приводит. Во втором местонахождении Данбар определил из серого песчанистого известняка *Pseudofusulina*, близкую к одному из пермских видов Техаса (Хесс); эти известняки чередуются со сланцами и слюдяными сланцами.

Пауэр указывает, что эти породы являются аналогами серии Санта-Роса, описанной Саппером. Окаменелости... встречающиеся в нижней части мощной толщи известняков, почти несомненно указывают, что большая часть формации Санта-Роса или вся она целиком также имеет пермский возраст.

В настоящее время можно сказать, что присутствие нижнего и верхнего карбона до сих пор не доказано и что большая часть или весь «карбон» на самом деле имеет нижне- и среднепермский возраст.

Базальный конгломерат Санта-Роса. Саппер отмечает, что кварцевый конгломерат в основании формации Санта-Роса Гватемалы к югу от

Синанхи, залегающий на «докембрийских» сериях, содержит небольшие обломки кристаллических сланцев. Они происходят из древнейших формаций, входящих в состав метаморфических серий Гватемалы и Чиапас, но неясно, имеют ли они древнепалеозойский или докембрийский возраст.

«Базальный комплекс» в северной части Центральной Америки занимает обширные области и считается продолжением «архейского» свода Сьерра-Мадре-дель-Сур. Однако это сопоставление в Оахаке представляется спорным и отвергается Пальмером, который утверждает, что граниты внедрены в верхнемеловые отложения. В Сьерра-Мадре, в Чиапас, наблюдаются лишь тонкие прослои кристаллических сланцев, окруженные гранитами; однако их обилие в речных гальках заставляет полагать, что кристаллические сланцы имеют широкое распространение в северо-восточной части этих гор и особенно около Ла-Конкордия и Сан-Винсенте.

Слюдяные сланцы Центральной Америки сильно смяты в складки, дислоцированы и прорваны гранитами, отнесенными к поздней перми. Рассеянные выходы сланцев распространены главным образом в Гватемале; они менее широко развиты в ее западной части и более широко — в центральной и восточной, где они почти целиком слагают Сьерра-Чуакус, Сьерра-Минас, Сьерра-дель-Мико, Сьерра-де-Ла-Грита и Сьерра-дель-Эспириту-Санто. Менее значительные области развития сланцев обнаружены в северной Гватемале, в Альта Верапас, и на юге. Не доказано, что эти сланцы имели иной возраст, чем позднепалеозойские формации. Они обнажаются также на значительных площадях в северном Гондурасе, но, повидимому, полностью отсутствуют в Сальвадоре. По данным Саппера, эти древние породы представлены в Британском Гондурасе только филлитами окрестностей Фаулер-Пик и речным гравием Бладенс-Бренч, однако Оуэн считает эти породы метаморфизованными в позднем палеозое.

В Центральной Америке вообще не найдено доказанных отложений палеозоя древнее перми; в южной Мексике и в западном Чиапас палеозой неизвестен, хотя в северной части Мексики имеются пермские, верхне- и нижнекаменноугольные слои. Наконец, возраст «докембрийского» комплекса не установлен, и поэтому истинная продолжительность существования докаменноугольной суши неизвестна».

Орогенические циклы Сьерр северной части Центральной Америки Шухерт характеризует следующим образом:

«Почти везде вдоль побережья Центральной Америки протягивается кайма низколежащего ненарушенного морского плиоцена. Плиоцен особенно хорошо развит вдоль берегов Мексиканского залива; вдали от побережья плиоценовые отложения продолжаются на значительной площади, причем здесь они также не нарушены. Вдоль побережья Антильского моря эта кайма много уже, хотя здесь она все же гораздо шире, чем со стороны Тихого океана. Вся остальная часть Центральной Америки была нарушена сильным складко- и сбрасообразованием, эпейрогеническим поднятием, интрузиями и вулканической деятельностью. Этот диастрофизм наиболее сильно выражен в самой широкой части Центральной Америки или в Антильской системе, образовавшейся в результате четырех различных циклов орогении, имевших место в следующем порядке: первый цикл орогении (по мнению Саппера) относится к докембрию, хотя для этого нет явных доказательств. Второй, включающий как складко-, так и сбрасообразование, имел место в поздней перми и сопровождался огромными интрузиями гранитов; он создал остов Центральной Америки, частью которого является Сьерра-Мадре штата Чиапас. Третью деформацию Саппер относил сперва к домиоценовому времени, но после работ Бёзе, проведенных в Чиапас, он согласился с мнением этого исследователя и отнес третий цикл орогении к позднему мелу. Бёзе отмечает, что во время общего поднятия складчатость была менее интенсивной, чем в какой-либо другой момент орогении. Четвертый, наиболее поздний, период диастрофизма с мощным сбрасообразованием, складчатостью и крупным эпейрогеническим поднятием кайнозойских толщ относительно не к олигоцену или раннему миоцену, как считал Саппер, а к плиоцену.

Наконец, в южной части Гондураса и почти во всем Сальвадоре по многочисленным трещинам изливались молодые вулканические породы, которые покрыли на очень обширных площадях более древние формации. Позднекайнозойский диастрофизм создал также вдоль побережья Тихого океана цепь вулканов, которые возвышаются над более древними горными системами Центральной Америки и расположены более или менее поперечно по отношению к ним.

Уже до верхнемеловой орогении произошли значительные интрузии серпентинитов и диоритов, причем интрузивы заметны сейчас в виде удлиненных массивов; значительная их часть, может быть, имеет сравнительно древний возраст и связана с позднепалеозойским горообразованием; другие массивы серпентинитов могут иметь позднемеловой или раннекайнозойский возраст.

Саппер отмечает, что первоначальная форма и строение гор как в северной, так и в южной части Центральной Америки сильно изменены благодаря опусканию обширных областей по сбросам и что структура на юге еще больше, чем на севере, замаскирована огромными массами вулканических пород. Поэтому картирование здесь неизбежно является схематичным».

Прибрежная равнина полуострова Юкатан. Массивы штатов Табаско, Кампече и Юкатана, а также часть области Теуантепек лежат на невысоком уровне и сложены горизонтальными или очень пологоскладчатыми морскими слоями, которые имеют возраст от верхнего эоцена до плейстоцена. Они представляют собой отложения более обширного Мексиканского залива и перекрывают деформированные и пенепленизированные породы Центральной Кордильеры, имеющие более древний возраст. Шухерт отмечает:

«Обширный выдающийся к северу полуостров Юкатан отделяет Мексиканский залив на западе и на севере от Антильского моря на востоке. Ширина Юкатанского пролива на участке от мыса Каточе на Юкатане до мыса Сан-Антонио — 340 *км*. В целом Юкатан представляет собой ряд низменностей высотой менее 200 *м*, сложенных кайнозойскими породами, которые лишь очень слабо деформированы. Поскольку местность почти целиком сложена известняками, здесь почти нет рек, так как дождевые воды быстро просачиваются сквозь растворимые и закарстованные известняки и собираются в подземные бассейны, образуя водоносный горизонт, лежащий на глубине до 100 и более метров от поверхности земли.

Современный Юкатан продолжается к северу, по дну Мексиканского залива, по крайней мере, на 250 *км* в виде Кампечской, или Юкатанской банки, а затем уже довольно круто опускается в глубины залива.

На северо-востоке, как это отчетливо показано на картах, Юкатанская банка пересечена широтным каналом глубиной от 2000 до 3600 *м*. Он, быть может, соответствует древней большой реке; если это так, то река протекала через Флоридский пролив севернее Багамской банки, впадая в Атлантический океан.

На востоке Юкатан был приподнят по сбросам в сравнительно недавнее геологическое время, вероятно на 100—200 *м*; западное побережье Антильского моря, видимо, в несколько более ранний период (поздний плиоцен) было опущено по сбросам на большую глубину (около 1500 *м*) с последующим постоянным разделением Юкатана и Кубы...

...Юкатан почти несомненно соединялся с Кубой. Зоогеографы также считают возможным это соединение, и оно очень убедительно выглядит на карте. Если соединение когда-либо действительно существовало, то оно должно было быть весьма кратковременным. Амфибии и рептилии это не подтверждают; напротив, их современное распространение противоречит существованию такого перешейка.

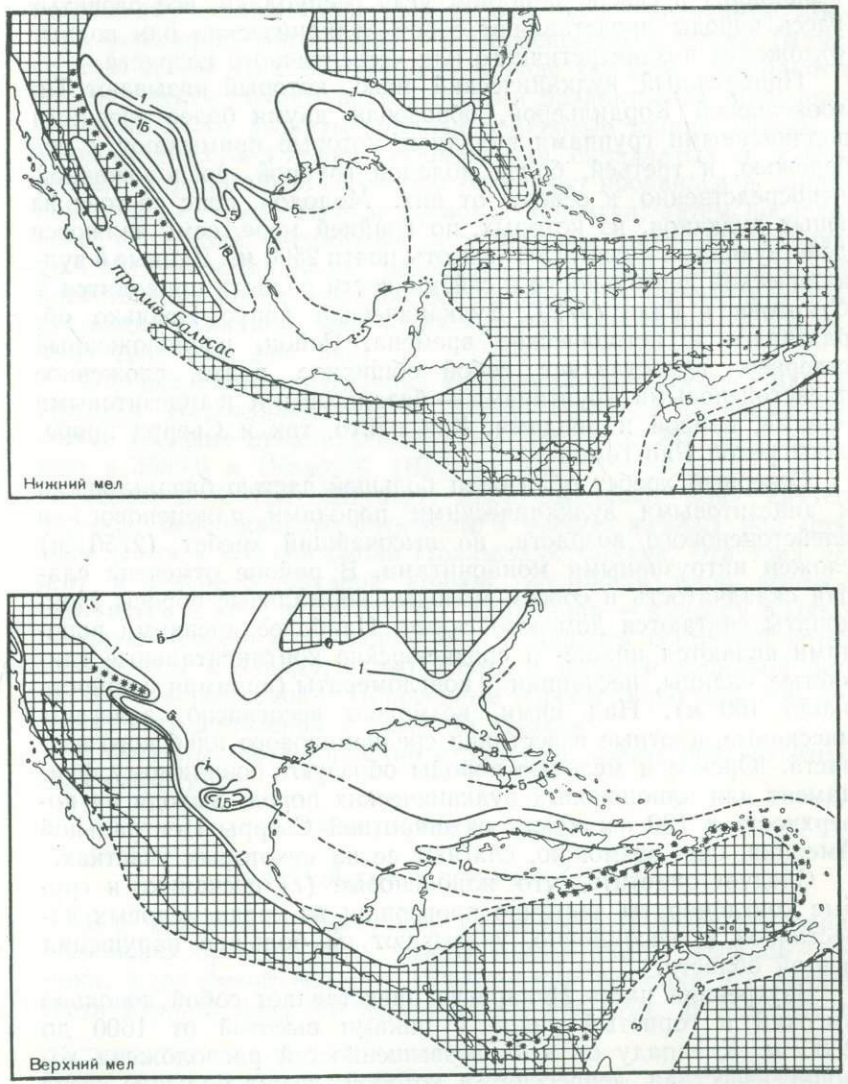
На Юкатане имеется около 70 видов позвоночных, которые относятся к Атлантической неотропической зоне. Если Юкатан был действительно соединен с Кубой в некий промежуток времени в позднем кайнозое, то, как отмечает Гадоу, непонятно, почему черепахи, гадюки, *Opisthoglypha* и *Cnemidophorus* не добрались до Кубы. Поэтому автор считает, что в продолжение большей части кайнозойской эры Юкатан находился под водой.

Карта Юкатана, составленная Саппером, закрашена не полностью, но на ней поверхностные толщи показаны как несмятые в складки плейстоценовые и очень молодые мергели и пески небольшой мощности, причем внутренняя часть в значительной степени сложена миоценовыми и нижнеплиоценовыми известняками. В юго-западной части штата автор проводит несколько значительных сбросовых линий, которые имеют то же простирание, что и восточная береговая линия. Повидимому, они составляют только часть более значительной серии разломов, которые проходят через восточный Юкатан в глубины Антильского моря.

Почти недеформированные плейстоценовые и более молодые морские мергели и пески широко распространены вокруг Мексиканского залива, то есть в Юкатане, Кампече и Табаско, а также вдоль берегов Антильского моря, в Британском Гондурасе и в северном Гондурасе. Окаменелости, повидимому, встречаются редко, и Саппер не приводит их списка.

Мощное сбросообразование начала плейстоцена или конца плиоцена, охватившее восточную часть Юкатана, вызвало опускание западной части Антильского моря на большую глубину».

Вулканическая провинция Сальвадор — Никарагуа. В Сальвадоре, а также в среднем и южном Никарагуа, к югу от древнего широтного пояса кристаллических пород, располагается провинция больших позднекайнозойских извержений. Сальвадор может быть подразделен на четыре главные единицы: 1) узкая прибрежная равнина; 2) прибрежные вулканические зоны; 3) внутренняя центральная область долин и 4) северная область гор, частью складчатых, частью сбросовых, а частью вулканических, которые являются продолжением хребтов Гондураса (Стиртон и Гили, *572*). За исключением небольшой области кристаллических пород и мезозойских осадков,



Фиг. 341. Суша и бассейны осадконакопления начала и конца мелового времени в области Мексиканского залива и Карибского моря.

Звездочки — проявления вулканизма.

выходящих в северо-западном углу республики, все развитые здесь породы представляют собой вулканические или водные отложения позднетретичного или четвертичного возраста.

Прибрежный вулканический пояс, который называют Тихоокеанской Кордильерой, образован двумя более древними подчиненными группами вулканов, которые примыкают к побережью, и третьей, более молодой группой, расположенной непосредственно к северу от них. Молодой пояс состоит из юных вулканов, из которых, по крайней мере, семь являются действующими и достигают высоты почти 2500 *м*. Данные о вулканической деятельности и сейсмичности области приводятся у Стиртона и Гили *(572)*. Вулканический конус Исалько образовался в исторические времена. Район, расположенный севернее, представляет собой обширное плато, сложенное плейстоценовыми эруптивами — базальтовыми и андезитовыми лавами, пемзой и пеплами. Как плато, так и Сьерра прорезаны рекой Рио-Темпа.

Северный хребет образован большей частью базальтовыми и андезитовыми вулканическими породами плиоценового и плейстоценового возраста, но высочайший хребет (2750 *м*) сложен интрузивными монцонитами. В районе отмечена слабая складчатость и совсем молодые нормальные сбросы. Монцониты считаются домезозойскими. Наиболее древними породами являются нижне- и среднеюрские континентальные глинистые сланцы, песчаники и конгломераты (видимая мощность около 100 *м*). Над ними, возможно несогласно, залегают массивные, плотные известняки среднемелового альбского возраста. Юрские и меловые породы образуют, повидимому, фундамент для плиоценовых вулканических пород; выходя на поверхность в 100 *км* к югу от широтной Сьерры Центральной Америки, они, возможно, слагают ее на некоторых участках.

Следует отметить, что плиоценовые (?) песчаники и грубые конгломераты частично произошли из среднемеловых известняков и, несомненно, указывают на большие нарушения в этой области.

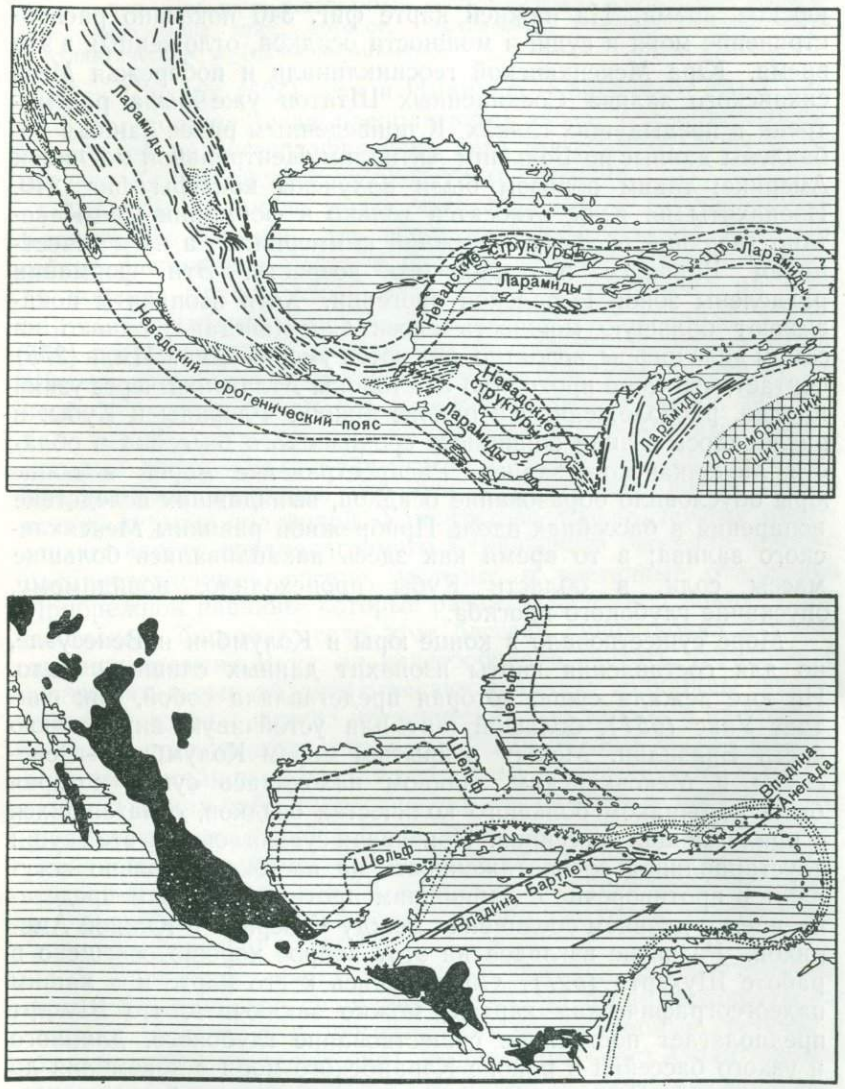
Внутренняя часть Никарагуа представляет собой довольно высокий и гористый район с пиками высотой от 1600 до 2300 *м*. К западу от этих возвышенностей расположена хорошо известная депрессия, в которой лежат большие озера Никарагуа и Манагуа. Депрессия протягивается во всю длину страны, и ее размеры можно представить себе, если иметь в виду, что длина озера Никарагуа — 160 *км* и ширина — 75 *км*, а соответствующие размеры озера Манагуа — 65 и 40 *км*. Первое лежит на 35 *м*, второе на 45 *м* выше уровня моря. Шухерт отмечает, что эта депрессия

«была первоначально морским рукавом, но, повидимому, в плейстоценовое время испытала поднятие и вошла в состав материка вместе с низкой полоской суши шириной в 30 *км*, которая протягивается от Коста-Рики к вулканическим возвышенностям северо-запада, где образует полуостров Фонсека. Эта западная полоска — пологая дуга, погружающаяся в северо-западном направлении, сложена кайнозойскими и верхнемеловыми формациями, причем две трети ее в северо-западной части имеют плейстоценовый и, вероятно, частично плиоценовый возраст; меньшая южная часть сложена более древним кайнозоем и мелом. У озера Никарагуа расположено, по меньшей мере, три очень молодых и слабоактивных действующих вулкана высотой 1500 *м*. К северо-западу от них находится длинная линия вулканов, заканчивающаяся на полуострове Фонсека. Отметка самого высокого из них — Вьехо — 1610 *м*. Южная часть Никарагуа низменная; именно здесь предполагается провести канал, соединяющий Атлантический и Тихий океаны».

Древнее основание, на котором покоятся вулканы, вероятно, разбито разломами и образует ступени к Тихому океану. Оно скрыто под мощными «лавовыми и туфовыми массами» и, как указывает Саппер (*517*), слабо обнажено.

Перешеек Коста-Рика — Панама. Между Колумбией и широтной Кордильерой Центральной Америки расположен перешеек, соединяющий Северную Америку с Южной. В его пределах расположены государства Панама, Коста-Рика и южная часть Никарагуа. Горная система района Коста-Рика — Панама состоит, если не вдаваться в детали, из двух дуг одинаковой кривизны, отстоящих друг от друга на 25 *км* там, где они разделены нагорьем Коста-Рики. Они тянутся от Панамского перешейка до озера Никарагуа. Одна дуга образована главным хребтом Кордильеры — Таламанкой, а другая — Береговыми хребтами Тихого океана. Слои Центральной Кордильеры образуют ряд антиклиналей, синклиналей и надвиговых чешуй, параллельных главной оси перешейка. Слои падают под крутыми углами, они сильно раздроблены, разбиты сбросами и содержат многочисленные дайки и интрузии.

Описанный рельеф расположен на подводном возвышении, ширина основания которого на глубине 2000 *м* около 300 *км*, а на глубине 200 *м* 150—200 *км*; суша при этом сужается до 160—195 *км*. Неизвестно, какие породы слагают основание этого возвышения. Но обширные области, в частности в Панаме, сложены вулканическими породами андезитового типа, возраст которых древнее начала позднего эоцена (см. фиг. 339). Над ними залегают мелководные морские отложения, большей частью кластические. Нижние комплексы образовались в конце



Фиг. 342. Верхняя карта — выходы на поверхность невадских (извилистые линии) и ларамийских (длинные штрихи) орогенических поясов (по Сапперу, **517** и Шухерту, **527**).

Точки — полуостров Коаунла. Пояс невадских структур в южной Мексике и Центральной Америке включает некоторые палеозойские элементы и, быть может, в значительной степени образован ими; подразделение элементов в пространстве и времени неясно.

Нижняя карта — позднекайнозойские структуры.

Точки — зона отрицательных аномалий; крестики — выходы ультраосновных интрузивов; впадины Бартлетт и Анегада отмечают положение больших разломов (разрывов) (по Хессу, **249**); продольные линии — структуры сжатия миоценового и более позднего времени; черное — вулканические породы; белые точки — действующие вулканы.

эоцена. Их сменяют довольно широко распространенные морские формации олигоценового и миоценового возраста. То тут, то там среди этих отложенных в воде осадков встречаются вулканические породы андезитового и базальтового типа, причем чаще всего развиты обычные эоценовые толщи. Позже, в миоцене, наступил период образования складчатых и интрузивных гор, который особенно отчетливо проявился в западной Панаме, Коста-Рике и южном Никарагуа; затем последовало внедрение сиенитовых и гранитных интрузий, которое достигло максимального развития в позднем плиоцене и в плейстоцене, когда образовалось множество интенсивно действующих вулканов, многие из которых относились к взрывному типу (см. фиг. 342).

С обеих сторон перешейка глубина моря превышает 4000 *м*. Нагорья же поднимаются на высоту 500 *м*, в то время как самые молодые вулканические пики достигают 2827 *м* (Сантьяго) и 3593,6 *м* (Чирики) (Шухерт, *527*).

Терри и Олсон (Шухерт, *527*) выделяют зону крутых сбросов, пересекающих перешеек и расположенных под прямым углом к его оси около Панамского канала. Эта зона лежит в центре S-образной кривой, восточная ветвь которой отгибается к югу, в Колумбию, а западная — к северу, в Центральную Америку. Складчатость и надвиги восточной ветви направлены к западу, складчатость и надвиги западной ветви — к северо-востоку. Поперечные сбросы образуют, повидимому, зону дробления в условиях сжатия.

Описанные тектонические структуры имеют позднетретичный возраст.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СИНТЕЗ

Палеозойские орогенические поясы

Все видимые и доступные изображению части позднепалеозойских орогенических поясов южной части Северной Америки, Караибской области, Центральной Америки и северной части Южной Америки показаны на фиг. 340. В Мексике и

в Центральной Америке орогенический пояс не отделен достаточно четко от мезозойских структурных элементов. Орогенический пояс выделяется в западной части большой пермской геосинклинали Кордильер Соединенных Штатов или непосредственно к западу в пределах западной Мексики; но его продолжение к югу в пределах западной Мексики наносится предположительно.

Обычно считали, что пояс Маратон — Уачита соединяется под покровом меловых пород с Аппалачским поясом, причем принята интерпретация Кинга (*317*) (см. главу 13). Повидимому, центрально-американская зона представляет собой продолжение зоны Коауила, а также, возможно, одной из тихоокеанских провинций Соединенных Штатов. Если это так, то выявляется огромный, сложный орогенический пояс, который окружает Мексиканский залив на севере, западе и юге. Деформирующее давление шло с востока и уменьшалось к югу и северу внутри контура, образующего огромную подкову. Южная часть пояса скрывалась на востоке под водами Карибского моря и не была обнаружена ни на одном из островов этого моря. Соотношения с палеозойскими орогеническими поясами Южной Америки настолько неясны, что автор не решается комментировать имеющиеся данные. Представляется также вероятным, что поздненевадские и ларамийские поясы Центральной Америки образуют к северу от палеозойской зоны дугу, или выступ, слагающий Большие Антиллы.

Можно попытаться установить связь между европейскими средиземноморскими структурами и позднепалеозойскими поясами, но эти построения, по меньшей мере, гипотетичны. При изучении соотношений необходимо принимать во внимание сравнительные данные по флоре и фауне.

Юрские и меловые бассейны

Первое большое вторжение моря в область Мексиканского залива после позднепалеозойской орогении, которое может быть достаточно хорошо документировано, произошло в конце юры. Как указывалось в главах 13 и 34, под Прибрежной равниной Мексиканского залива были обнаружены отложения доверхнеюрского возраста; они, несомненно, отвечают отрезку позднепалеозойского пермского, триасового и нижнеюрского времени.

Данных об этих породах так мало, что область их распространения неизвестна, но они несомненно указывают на вторжение моря в область Мексиканского залива в доверхнеюрское время. На нижней карте фиг. 340 показано распространение моря и суши и мощности осадков, отложенных в это время. Юра Мексиканской геосинклинали и побережья Мексиканского залива Соединенных Штатов уже была рассмотрена в предыдущих главах. К приведенным ранее данным добавлены данные по Большим Антиллам, Центральной и Южной Америке; таким образом были получены контуры фиг. 340. Изопахиты на Кубе относятся только к формации Сан-Кайетано (верхний оксфорд и нижний киммеридж), а не к известнякам Виньялес портландского возраста. Эти формации разделены зоной Невадской орогении. Хотя изопахиты показывают большую мощность слоев Сан-Кайетано, однако на самом деле цифры, вероятно, являются умеренными. Имли (*275*) считает, что море проходило со стороны Атлантики через узкий пролив, расположенный в районе южной Флориды и Кубы, и разливалось в виде обширного средиземного бассейна в области Мексиканского залива. Распространение морей в конце юры обусловило образование осадков, выпадавших вследствие испарения в бассейнах вдоль Прибрежной равнины Мексиканского залива; в то время как здесь накапливались большие массы соли, в области Кубы происходило, повидимому, опускание глубокого прогиба.

Море существовало в конце юры в Колумбии и Венесуэле, но для составления карты изопахит данных слишком мало. На юге лежала суша, которая представляла собой, как считает Уикс (*651*), большой щит или устойчивую внутреннюю часть Бразилии. Между открытым морем Колумбии — Венесуэлы и Мексиканским заливом находилась суша, которая была источником большого количества осадков, отлагавшихся в прилегающих бассейнах. Признавая существование этой суши и устанавливая ее протяженность на востоке, невольно вступают в противоречие с давнишним противоположным представлением о древнем соединении между Северной и Южной Америкой. Развитие взглядов на этот вопрос хорошо освещено в работе Шухерта (*527*). Обратившись к его карте и к нашим палеогеографическим картам, можно заключить, что Шухерт предполагает постоянное существование глубокого, длинного и узкого бассейна в районе Карибского моря с докембрия до наших дней. Он считает, что до конца мела этот бассейн представлял собой морское соединение между Атлантическим и Тихим океанами:

«...между северными (Центральная Америка — Большие Антиллы) и южными (северная часть Южной Америки) поперечными горными цепями

лежит очень древняя и независимая субокеаническая структура — Карибское средиземное море, которое, повидимому, возникло одновременно с Атлантическим и Тихим океанами».

Как Шухерт (*527*), так и Имли (*275*) признали, что к югу от Кубы должна была располагаться суша; большинство составителей палеогеографических карт показывают сушу к северу от Колумбийско-Венесуэльского бассейна.

Если бы не имело места представление о глубоководном Карибском бассейне, то суша изображалась бы там, где сейчас расположен морской бассейн. Шухерт разделял сушу, не поясняя причин этого разделения, и показывал на всех картах Карибский бассейн, неправдоподобно длинный и прямой, расположенный между двумя узкими областями суши. Шухерт стремился проводить границы бассейна далеко от известных коренных выходов на современных островах, так как там нет ни палеозойских, ни мезозойских осадочных пород, которые свидетельствовали бы о древнем бассейне; Шухерт предполагал, очевидно, что они в настоящее время повсеместно скрыты под водой. Удивительно только, почему отсутствуют вокруг предполагаемого Карибского бассейна широко распространенные юрские, меловые и третичные отложения Прибрежной равнины, которые развиты, например, вокруг Мексиканского бассейна, если этот бассейн существовал с очень древних времен? Вряд ли целесообразно считать, что эти межконтинентальные области отвечают правилу: «однажды океанический бассейн — всегда океанический бассейн» — и на этом основании предполагать, что Карибская область была глубоководным бассейном на протяжении всего геологического времени.

Для каких-либо тектонических построений в бассейне Карибского моря имеется очень мало данных, но автору представляется, что материалы, которыми мы ныне располагаем, свидетельствуют в пользу гипотезы о существовании суши в Карибской области в юре и мелу; эта точка зрения отражена на фиг. 340 и 341.

В настоящее время восточная граница распространения древней карибской суши неизвестна, но были выдвинуты две теории: 1) суша или орогенические пояса (горные системы и бассейны осадконакопления) соединяются через Атлантический океан со Средиземноморской областью; 2) орогенические пояса заканчиваются дугами, как это показано на фиг. 340, 341 и 342.

В раннемеловое время Мексиканский залив продолжал опускаться и слился с бассейнами погружения обширной внутренней части западной и центральной Северной Америки. Мексиканская геосинклиналь достигла своего максимального развития. Наметился полуостров вдоль восточной части Флориды; пролив к Тихому океану, очевидно, необходим для объяснения некоторых соотношений между фаунами. Под водой находилась гораздо более обширная часть Центральной Америки, чем в верхнеюрское время. Район Кубинского прогиба находился над водой.

В верхнем мелу продолжалось опускание примерно в тех же районах, как и в начале мела. Кубинский прогиб снова испытывал прогибание, что сопровождалось сильной вулканической деятельностью (фиг. 341). Вулканы, повидимому, протягивались дугой на юг, через Карибские острова, хотя Хесс считает, что пояс вулканов проходил в 350—500 *км* западнее своего современного положения; по мере развития тектогена он передвигался к востоку.

Полуостров Флорида опустился и стал областью накопления осадков, причем кластические осадки отлагались главным образом близ континента, а известняки — близ Кубы. Вулканизм проявился также в Аризоне и северной Мексике.

Невадский орогенический пояс

Невадская орогения имела место в верхней юре, между киммериджем и портландом, в области Сьерра-Невады, в Калифорнии. Но в Южной Калифорнии и на Калифорнийском полуострове в нижнем и в начале верхнего мела произошло внедрение больших батолитов. Прослеживая этот пояс далее к югу, в южную Мексику и Центральную Америку, можно отметить, что он связан с палеозойским поясом складчатости, метаморфизма и интрузий и до сих пор четко не отделяется от него. Невадский пояс в Северной Америке столь обширен и имеет такую большую глубину, что можно ожидать, что его продолжение протянется через Центральную Америку в область Анд Южной Америки. Саппер показывает обрывки палеозойско-невадских орогенических элементов на перешейке Коста-Рика — Панама и в Колумбии, в соответствии с чем можно считать, что невадский пояс протягивается через этот район (см. фиг. 342). Эта интерпретация в конечном итоге условна и только ставит проблему, которая должна быть разрешена будущими полевыми исследованиями. Замечательно, что на Кубе, в то же время как и в Сьерра-Неваде, то есть в верхней юре, между киммериджем и портландом проявилась орогения,

достаточно сильная, чтобы вызвать слабый метаморфизм в глинистых породах. В соответствии с этим ветвь главного невадского пояса показана на фиг. 342; она протягивается от полуострова Юкатан до Кубы по тому же направлению, как и позднеларамийский орогенический пояс. Значительные водные пространства, небольшие размеры современной суши в этом районе и слабая изученность — все это пока сводит к догадкам всякие попытки нанесения на карту невадских орогенических поясов.

Ларамийский орогенический пояс

Ларамийский орогенический пояс в Центрально-американской и Антильской областях может быть прослежен с большей уверенностью, чем невадский. На севере расположены позднеюрские и раннетретичные структуры Мексиканской геосинклинали, которые уже были описаны выше. К этим ларамийским структурам добавились структуры, на основании которых Саппер составил сводку по Мексике и Центральной Америке (см. фиг. 342). Ларамийская история Больших и Малых Антилл описана выше и включает два эпизода — позднемеловой, домаастрихтский и позднесреднеэоценовый. Первый эпизод сопровождал образование большого тектогена и характеризовался интенсивной складчатостью, метаморфизацией до степени филлитов, а местами — до степени кристаллических сланцев и интрузиями ультраосновной магмы, а позже — диоритовых плутонов. Второй эпизод характеризуется, как и в Скалистых горах, явлениями надвигания. Эти два эпизода разделены периодом сильных излияний андезитов и базальтов. Определение времени геологических событий и возраста ультраосновных пород местами остается сомнительным, и ход истории может оказаться более сложным, чем это предполагают.

Хесс описывает структуры геотектоклинальной зоны (бассейн над тектогеном) следующим образом:

«Небольшая область выходов древних пород на Барбадосе представляет собой исключительно интересную картину. Барбадос лежит почти на оси зоны отрицательных аномалий, причем здесь образовались типичные геотектоклинальные условия. Автор предлагает следующую интерпретацию истории Барбадоса. Океанические серии, представляющие собой, вероятно, глубоководные осадки, умеренно деформированы. Они лежат над интенсивно деформированными сериями Скотленд, которые представляют собой мелководные или, может быть, частично терригенные отложения типа кварцитов, несомненно снесенные некогда с поднимающейся геоантиклинали, расположенной западнее. Нижняя часть океанических серий имеет, по мнению Куглера, верхнеэоценовый возраст, а серия Скотленд — несколько более древний. Между этими двумя формациями был обнаружен так называемый «грязевой поток», содержащий большие глыбы песчаника среди илистой породы. Но автору эта брекчия очень напоминает выходы больших подводных оползней, которые он наблюдал в районе Квебека. Эта гипотеза представляется особенно правдоподобной, если учесть, что брекчии залегают на границе между мелководными или наземными отложениями и покрывающими их глубоководными морскими осадками при практическом отсутствии перерыва между обеими толщами. Напрашивается следующее предположение о ходе событий. В промежуток времени между образованием серии Скотленд и океанических серий имели место сильные тектонические движения, которые сформировали тектоген. Серия Скотленд была выжата вверх из ядра тектогена и при этом интенсивно нарушена, но опускание, создававшее тектоген, сохранило верхушки складок на дне глубоко опущенного океанического рва. Ил и глыбы пород серии Скотленд скользили вниз по крутым склонам, покрывая участки дна бассейна. Немедленно вслед за этим началось отложение глубоководных осадков — океанических серий. Осадконакопление продолжалось долго. Мы не знаем верхней возрастной границы этих серий. Отложение могло продолжаться в миоцене. Во время миоценовых движений океанические породы были смяты, и весь разрез в целом снова выжат еще более вверх из тектогена настолько, что приблизился к поверхности моря или даже поднялся над ней.

За этим последовало образование морских осадков и коралловых рифов, сопровождавшееся дальнейшим поднятием, которое, возможно, явилось результатом изостатического приспособления. В настоящее время остров поднимается над морем на высоту 330 *м*, и покрышка из коралловых рифов обнажается в северо-восточной его части.

Надвигание и опрокидывание антиклиналей наблюдаются в общем по обе стороны оси геотектоклинальной зоны. В большинстве случаев, как, например, в Альпах, эти явления бывают гораздо более интенсивными по одну сторону оси. В северо-восточной Венесуэле складчатость становится намного интенсивнее в направлении с юга на север, к Береговому хребту; с приближением к этому хребту можно встретить надвиги со смещением к югу. В Тринидаде, к югу от Северного хребта, как запрокидывание, так и надвиги происходили преимущественно к югу. Среди метаморфизованных осадков Северного хребта наблюдается опрокидывание в обратном направлении, к северу; в этих породах можно наблюдать также небольшие надвиги со смещением к северу: близ южного склона Северного хребта наблюдаются верхнетретичные отложения, погружающиеся в сторону хребта. Граница между верхнетретичными осадками и метаморфизованными меловыми породами, вероятно, представляет собой здесь крутой разлом. Повидимому, породы Северного хребта были взброшены вверх под крутым углом и представляют собой узкий блок пород, выжатый из глубины геотектоклинальной зоны. Это движение может являться изостатическим приспособлением после наиболее поздней деформации (тем более, что хребет расположен почти над осью тектогена), которая произошла вдоль более древних, крутопадающих сбросовых поверхностей, связанных с миоплиоценовой деформацией.

Тринидад также интересен тем, что имеет большое сходство с Барбадосом. Формация Маунт-Мория, с мощной толщей галечников и блоковых конгломератов в основании, эквивалентна и аналогична океаническим сериям Барбадоса с его базальным «грязевым потоком». Без сомнения,

история Тринидада в эту эпоху была в значительной степени сходна с уже описанной историей Барбадоса.

Также и в Кюрасао, на южном крае геотектоклинальной зоны, Моленграф описывал складчатость, интенсивность которой возрастает в южном направлении с опрокидыванием к югу.

Вдоль северного побережья Кубы преобладает опрокидывание складок и надвигание к северу; но на южном берегу, в Пинар дель-Рио и, вероятно, в горах Тринидад опрокидывание и надвигание направлены в обратную сторону. Ось геотектоклинальной зоны проходит между двумя этими зонами».

Третичный и четвертичный диастрофизм

Образование сбросов впадины Бартлетт и тектоген. Многие считают, что сбросы в результате которых возникла впадина Бартлетт, имеют очень древний возраст, но Хесс (*249*) полагает, что она сформировалась в продолжение позднемиоценового времени. Конгломераты нижнеэоценовых слоев Ричмонд острова Ямайка указывают на существование суши на северо-востоке, в современной восточной части прогиба. Полого залегающие олигоценовые и миоценовые известняки островов Кайман, которые хорошо сопоставляются со сходными слоями на Ямайке, не несут никаких признаков отложения на краю большого сбросового рва, разделяющего обе области осадконакопления.

Хесс считает далее, что движение по разломам было горизонтальным (см. фиг. 342):

«Южный край двигался к востоку; область к югу от разлома освободилась таким образом от давления и превратилась в сложно разбитый разломами блок. Область, расположенная к северу от разлома — Куба, — лишь в незначительной степени испытала позднетретичную деформацию, в то время как блок Эспаньолы, который еще испытывал давление, был очень интенсивно смят в складки в миоцене и плиоцене. В этом заключается причина главного различия позднетретичной геологической истории Кубы и Эспаньолы.

Это объясняет также резкое исчезновение зоны отрицательных аномалий у восточной оконечности Кубы и ее отсутствие вдоль всего острова. Можно предполагать, что движение по сбросу было связано со стрессом позднетретичных деформаций; таким образом тектоген к северу от разлома не был омоложен и давление так сильно уменьшилось, что тектоген под Кубой почти исчез в результате бокового сдавливания, изостатического поднятия или того и другого вместе.

Меньший разлом, вероятно того же типа, на северном краю пролива Анегада, к югу от острова Вирджин, оказал аналогичное, хотя и менее заметное влияние на область, расположенную к северу от разлома. Верхнетретичные породы Пуэрто-Рико, по данным Мейергофа, лишь слабо деформированы. Уменьшение величин отрицательных аномалий зоны к северу от островов Вирджин, может быть, также связано с разломом Анегада, хотя автор предложил выше и другое объяснение.

Характер рельефа говорит о сбросе широтного направления, расположенном прямо к северу от Барбуды.

На восточном краю зоны отрицательных аномалий эхолотированием был обнаружен большой сбросовый уступ высотой 600 *м* с приподнятым южным крылом, расположенный к востоку от Гваделупы, близ 57° з. д. Он также имеет, повидимому, широтное простирание.

Несколько сбросов широтного простирания было закартировано Ханна на острове Барбадос.

По данным Куглера, большие разломы связывают, вероятно, блок метаморфизованных пород, включающий Северный хребет Тринидада с его продолжением в северо-восточной Венесуэле. Эти хребты могут представлять собой выжатые вверх блоки метаморфизованных меловых отложений в геотектоклинальной зоне.

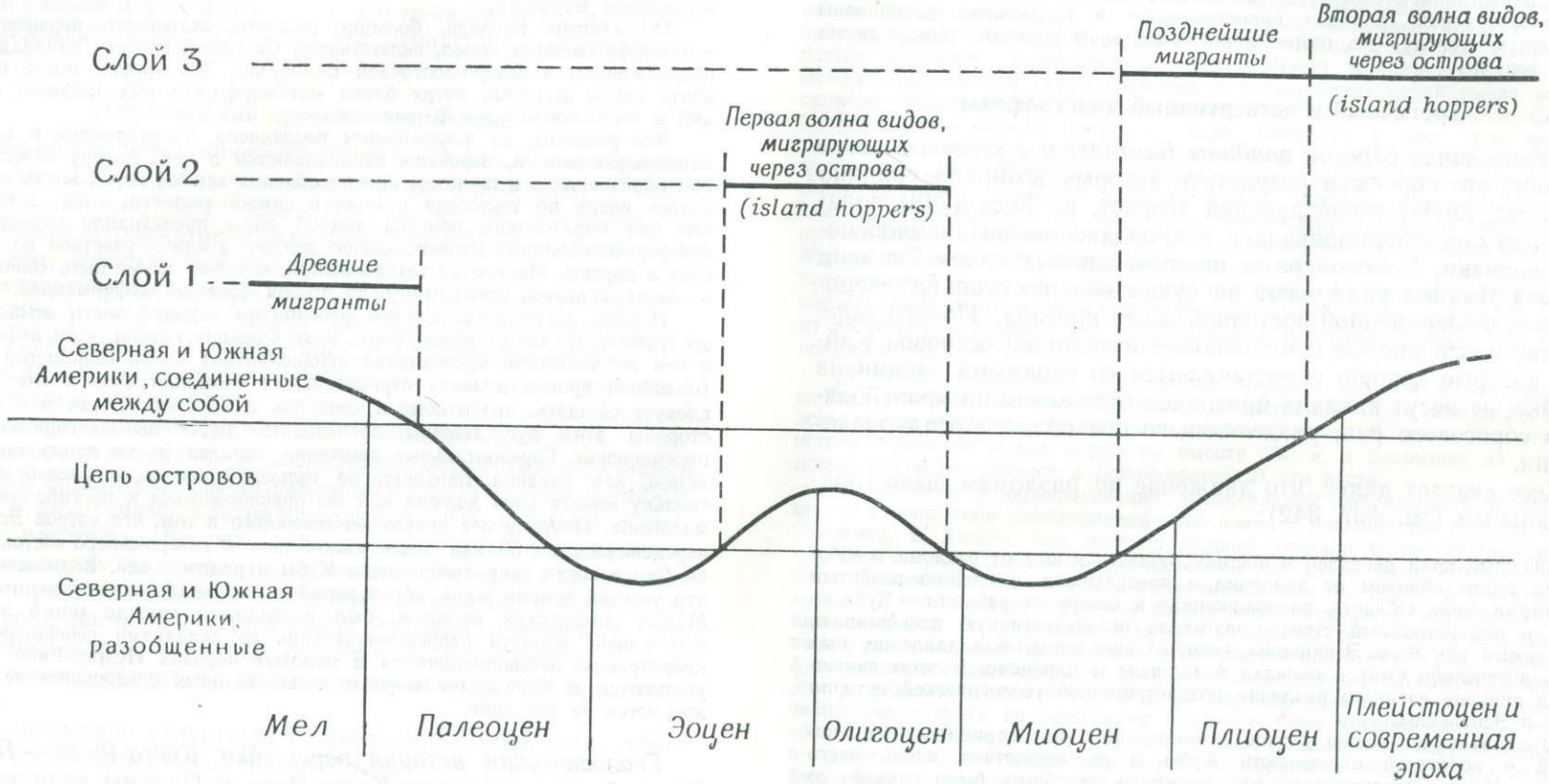
Все разломы, за исключением последнего, направляются к геотектоклинальной зоне и, вероятно, заканчиваются в ней. Автору кажется, что они образовались в процессе приспособления земной коры, когда она двигалась вверх по тектогену и вниз в самый тектоген; следует полагать, что при образовании прогиба земной коры происходило относительное дифференцированное горизонтальное движение одних участков по отношению к другим. Многие из тех движений, которые могут быть сейчас установлены, связаны, повидимому, со второй большой деформацией.

Исходя из представления о прогибании верхней части земной коры до глубины 60 *км* (а может быть, и до больших глубин, если деформация в том же тектогене происходила неоднократно) вдоль извилистой кривой (подобной кривой в зонах отрицательных аномалий Ост- и Вест-Индии) следует ожидать, что в земной коре как с внутренней, так и с внешней стороны этих дуг должны происходить значительные горизонтальные перемещения. Горизонтальные движения порядка 50 *км* вдоль таких разломов, как впадина Бартлетт, не только вероятны, но неизбежны, поскольку земная кора должна как бы приспособиться к прогибанию такого масштаба. Поэтому нет ничего невозможного в том, что остров Эспаньола передвинулся на 50 или более километров к северо-северо-востоку и что он был некогда расположен ниже Кубы и рядом с ней. Возможно также, что участок земной коры, образующий в настоящее время геоантиклиналь Малых Антильских островов, был расположен прежде много западнее, чем теперь, образуя непрерывную цепь со складками северо-восточного простирания, наблюдающимися в меловых породах Пуэрто-Рико, которые упираются в Карибское море и следы которых совершенно не прослеживаются на его дне».

Геологическая история перешейка Коста-Рика — Панама. Древнейшими породами Коста-Рики и Панамы является вулканический комплекс доверхнеэоценового возраста. В нем не было найдено ископаемых остатков, которые позволили бы установить возраст более точно, но в литологическом отношении эта толща очень напоминает андезитовый комплекс Больших и Малых Антилл, относящийся к верхнему мелу и нижнему эоцену. Принадлежность древних вулканических пород к горной цепи верхнемелового или раннетретичного времени подтверждается тем, что Сьерра-де-Чоко, хребет ларамийского

возраста, заходит в юго-восточную Панаму из северо-западной Колумбии.

Вулканический комплекс залегает, вероятно, на еще более древних породах — возможно, на тех, которые образуют боль-



Фиг. 343. Эпохи миграции фауны из Северной Америки в Южную Америку (по Симпсону).

шой выступ, поднимающийся между Карибским морем и Тихим океаном. Как отмечает Шухерт, это поднятие с его вулканами могло произойти во время ларамийского диастрофизма или быть более древним, невадским. До настоящего времени у нас нет данных, которые позволили бы установить происхождение этого поднятия.

За ларамийскими тектоническими нарушениями последовало, насколько это известно, отложение мелководных морских кластических осадков позднего эоцена. Затем произошло образование широко распространенных морских формаций олигоцена и миоцена. Вулканогенно-осадочные породы наиболее обычны для верхнего эоцена.

В позднетретичное время начались пароксизмы сжатия и широко распространенные проявления вулканизма и в результате возник участок суши, достаточно значительный, чтобы соединить оба континента.

Палеонтологическая история перешейка Коста-Рика — Панама. Данные по млекопитающим (как существующим в настоящее время, так и ископаемым) Северной и Южной Америки и самого перешейка представляют большой интерес; они свидетельствуют о соединении суши более убедительно, чем сведения по физической геологии, но все же оба ряда доказательств ведут к параллельным и подтверждающим друг друга выводам.

Южная Америка в мезозое могла соединяться с другой сушей на юге и на востоке, но, начиная, по крайней мере, с конца мела, она была отделена от всего остального мира, за исключением Северной Америки (Дж. Симпсон, личное сообщение). В силу этого Южная Америка на протяжении пятидесяти миллионов лет была идеальной лабораторией экспериментальной эволюции, и данные этой лаборатории предельно четки. На фиг. 343 показано, что группа рано переселившихся в Южную Америку млекопитающих оказалась изолированной и развивалась своим собственным путем. Соединение между Северной и Южной Америкой, которое позволило этой группе проникнуть на юг, явилось, вероятно, результатом ларамийских движений.

В позднем эоцене и раннем олигоцене мелководные моря и вулканические острова, существовавшие в области перешейка, позволили отдельным приспособленным для этого формам переходить с острова на остров; таким образом в Южную Америку вошла волна «островных прыгунов». После некоторого взаимного приспособления пришельцев и прежних обитателей первые также стали развиваться своим собственным путем. Сплошная полоса суши определенной ширины не возникала даже на короткое время, и указанный путь миграции служил как бы ситом или решетом для тех североамериканских форм, которые могли бы переселиться при более благоприятных окружающих условиях.

Орогения и широко распространенный вулканизм снова приподняли выступ перешейка в позднетретичное и четвертичное время; сначала этот район являлся, повидимому, цепью островов, позволивших проникнуть второй волне «поздних островных прыгунов»; затем возникла сплошная полоса суши, позволившая влиться волне переселенцев из Северной Америки. Некоторые из специфических южноамериканских форм также проложили себе путь в Северную Америку.

Возможно, что Антильская дуга начиная с конца мела была полосой суши, как и перешеек Коста-Рика — Панама, и что их история не была совершенно одинакова. При наличии двух мостов между материками миграция фауны из океана в океан могла задерживаться на некоторое время средиземным морем, как суда задерживаются между шлюзами канала. Если история обоих мостов не была сходной, то возможность обмена сухопутными животными возникала чаще, чем в случае существования одного попеременно опускавшегося и поднимавшегося моста. Однако данные по палеонтологии Больших и Малых Антилл не говорят об этом и не указывают на восточную орогеническую зону, как на мост между континентами.

Пермские рептилии и флора были обособлены и не мигрировали с одного континента на другой (Шухерт, *527*). Разделение продолжалось и в триасе. О юре и начале мела мы почти ничего не можем сказать.

В то время, когда установились пути миграции между Северной и Южной Америкой, сообщения между морскими беспозвоночными Атлантического и Тихого океанов оказались прерванными. Поэтому выводы палеонтолога, специализировавшегося на изучении беспозвоночных, должны совпадать с выводами палеонтолога, изучающего позвоночных. Как указывает Шухерт (*527*), не все палеонтологи, изучающие беспозвоночных, сходятся во мнении о связях между атлантическими формами или формами Мексиканского залива и Тихого океана; однако большинство данных указывает на наличие «ворот» в ранне- и среднетретичное время, и это подтверждают выводы, полученные при изучении млекопитающих.

Опускание Карибского бассейна. То, что Карибский бассейн некогда представлял собой массив суши, является простым предположением; но если предположение это верно, то следует установить время опускания массива. Предполагают, что массив суши существовал в конце юры и в мелу приблизительно до маастрихта, то есть до начала раннеларамийской орогении в Антильской области.

Древние андезитовые вулканические породы перешейка Коста-Рика — Панама представляют, повидимому, другую орогеническую зону того же возраста, достаточно приподнятую над водой для того, чтобы могла осуществляться миграция сухопутных животных. Карибский блок земной коры был, вероятно, прочно связан с этими зонами, и в это время могло начаться его погружение. Бассейн был, вероятно, ограничен двумя изогнутыми орогеническими зонами. Позже, в миоценовое время, образовался, как считает Хесс, большой тектоген

Антильской полосы, а Караибский блок передвинулся к востоку. Мы не имеем доказательств, которые свидетельствовали бы, что бассейн в продолжение кайнозоя когда-либо становился сушей; поэтому считают, что он приобрел свою современную глубину при ларамийской орогении и при более поздних третичных движениях.

Предположение о существовании караибской суши в верхней юре и мелу не противоречит биогеографическим данным, так как обширный Мексиканский залив и Мексиканская геосинклиналь безусловно разделяли в то время Северную и Южную Америку. Единственным затруднением является то обстоятельство, что выводы палеонтологов-беспозвоночников и микропалеонтологов, доказывающих наличие водных путей между Атлантическим и Тихим океанами, противоречат заключениям специалистов по ископаемым позвоночным, которые считают, что существовала полоса суши, соединяющая север с югом. Особенно противоречивы данные по позвоночным и беспозвоночным для конца мелового времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Alcock F. J., Geology of Chaleur Bay region, *Can. Geol. Survey, Mem. 183* (1935).
2. Alcock F. J., Appalachian region, *Can. Geol. Survey Geol. Ser.* 1, Ch. III (1947).
3. Alcock F. J., Mineral occurrences in the Appalachian region of Canada, *Structural Geol. of Canadian Ore Deposits — A Symposium*, C. I. M. M., p. 49—64 (1948).
4. Alden W. H., Physiography and glacial geology of eastern Montana and adjacent areas, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 174* (1932).
5. Allan D. A., Geology of Spitzbergen, *Proc. Liverpool Geol. Soc.*, **18**, pts. 2—3, p. 37—48 (1932).
6. Allan J. A., General geology of Alberta, *Univ. Alberta Research Council Rept. 34* (1943).
7. Anderson A. L., Endomorphism of the Idaho batholith, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 1099—1126 (1942).
8. Anderson A. L., Geology and mineral resources of eastern Cassia County, Idaho, *Idaho Bur. Mines Geol. Bull. 14* (1931).
9. Anderson A. L., Lead-silver deposits of the Clark Fork district, Bonner County, Idaho, *U. S. Geol. Survey Bull. 944-B* (1947).
10. Anderson A. L., Role of the Idaho batholith during the Laramide orogeny, *Econ. Geol.*, **43**, p. 84—99 (1948).
11. Anderson F. M. and Hanna G. D., Cretaceous geology of lower California, *Proc. Calif. Acad. Sci.*, 4th ser., **23**, p. 1—34 (1935).
12. Andrews D. A. and Hunt C. B., Geologic map of eastern and Southern Utah, *U. S. Geol. Survey Preliminary Map 70* (1947).
13. Applin P. L. and Applin E. R., Regional subsurface stratigraphy and structure of Florida and southern Georgia, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **28**, p. 1673—1753 (1944).
14. Argand E., Sur d'arc des alpes occidentales, *Eclogae Geol. Helv.*, **14**, p. 145—191 (1916).
15. Argand E., La tectonique de l'Asie, *Thirteenth Session Intern. Geol. Congr.*, Belgium (1922).
16. Arkhanguelsky A. D., Structure géologique et histoire géologique de l'USSR, *Seventeenth Intern. Geol. Congr.*, **2**, p. 285—304 (1939).
17. Armstrong J. E., The Arctic Archipelago, in geology and economic minerals of Canada, *Can. Geol. Survey, Econ. Geol. Ser.* 1, p. 311—324 (1947).
18. Babenroth D. L. and Strahler A. N., Geomorphology and structure of the east Kaibab monocline, Arizona and Utah, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, p. 107—150 (1945).
19. Badigan K. S., *Na Korable „Georgii Sedov"* (*Ship*), published in U. S. S. R., 1941 (1939).
20. Bailey T. L., Late Pleistocene Coast Range orogenesis in southern California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 1549—1568 (1943).
21. Bain G. W., African rift valleys; American Triassic troughs, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1889 (1941).
22. Baker A. A., Dane C. H., Reeside J. B., Jr., Paradox formation of eastern Utah and western Colorado, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **17**, p. 963—980 (1933).
23. Baker A. A., Geologic structure of southeastern Utah, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **19**, p. 1472—1507 (1935).
24. Baker A. A., Dane C. H., Reeside J. B., Jr., Correlation of the Jurassic formations of parts of Utah, Arizona, New Mexico and Colorado, *U. S. Geol. Survey Proffess. Paper 183* (1936).
25. Baker A. A. and Williams J. S., Permian in parts of Rocky Mountain and Colorado plateau regions, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **24**, p. 617—635 (1940).
26. Baker A. A., Aerial geologic map of the Green River Desert-Cataract region, Emery, Wayne and Garfield Counties, Utah, *U. S. Geol. Survey Preliminary Map 55* (1946).
27. Baker A. A., Stratigraphy of the Wasatch Mountains in the vicinity of Provo, Utah, *U. S. Geol. Survey Preliminary Chart 30* (1948).
28. Baker A. A., Huddle J. W., Kinney D. M., Paleozoic geology of north and west sides of Uinta basin, Utah, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **33**, p. 1161—1197 (1949).
29. Baker C. L., The nature of the later deformation in certain ranges of the Great Basin, *J. Geol.*, **21**, p. 273—278 (1913).
30. Balk R., Structural behavior of igneous rocks, *Geol. Soc. Am. Mem. 5* (1936).
31. Balk R., Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York, Part I: Geologic structure of sedimentary rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 685—774 (1937).
32. Ballard N., Stratigraphy and structural history of east-central United States, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **22**, p. 1519—1555 (1938).
33. Ballard N., Regional geology of Dakota basin, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **26**, p. 1557—1584 (1942).
34. Balsley J. R., Walton M. S. et al., Magnetic maps of Worcester County and part of Wicomico County, Maryland, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Map 46* (1946).
35. Bancroft H., The ore deposits of notheastern Washington, *U. S. Geol. Survey Bull. 550*, p. 1—215 (1914).
36. Barksdale J. D., Shonkin sag laccolith, *Am. J. Sci., 5th ser.*, **33**, p. 321—359 (1937).
37. Barrell J., Geology of the Marysvale mining district, Montana, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 57* (1907).
38. Barrell J., The upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline, *Am. J. Sci., 4th ser.*, **37**, p. 87—109, 225—253 (1914).

39. Barth T. F. W., Structural and petrologic studies of Dutchess County, New York, Part II: Petrology and metamorphism of the Paleozoic rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 775—850 (1936).
40. Barton D. C., Ritz C. H., Hickey M., Gulf coast geosyncline, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **17**, p. 1446—1458 (1933).
41. Barton D. C., Foreword: Gulf Coast Oil Fields; a Symposium on the Gulf Coast Cenozoic, *Am. Assoc. Petroleum Geol.* (1936).
42. Barton J. M., Pre-Permian axes of maximum deposition in west Texas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 1342, fig. 3 (1945).
43. Bascom F. and Stose G. W., Coastville — West Chester folio *U. S. Geol. Survey, Atlas 223* (1932).
44. Bascom F. and Stose G. W., Geology and mineral resources of the Honeybrook and Phoenixville quadrangles, Pennsylvania, *U. S. Geol. Survey Bull. 891* (1938).
45. Bass N. W., Correlation of basal Permian and older rocks in southwestern Colorado, northwestern New Mexico, northeastern Arizona and southeastern Utah, *U. S. Geol. Survey Preliminary Chart 7* (1945).
46. Bass N. W., Subsurface maps of the Rangely anticline, Rio Blanco County, Colorado, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Map 67* (1946).
47. Bates R. L., Oil and Gas Resources of New Mexico, New Mexico School of Mines (1942).
48. Beal C. H., Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico, *Geol. Soc. Am. Mem. 31* (1948).
49. Becker C. M., Structure and stratigraphy of southwestern Oklahoma, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **14**, p. 37—56 (1930).
50. Beckwith R. H., Structure of the southwest margin of the Laramie basin, Wyoming, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **49**, p. 1515—1544 (1938).
51. Beckwith R. H., Structure of the Elk Mountain district, Carbon County, Wyoming, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1445—1486 (1941).
52. Beckwith R. H., Structure of the Upper Laramie River Valley, Colo.-Wyo., *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 1491—1532 (1942).
53. Berkey C. P., Geological reconnaissance of Porto Rico, *Ann. New York Acad. Sci.*, **26**, p. 1—70 (1915).
54. Berry G. W., Stratigraphy and structure at Three Forks, Montana, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 1—30 (1943).
55. Berry W., North Carolina coasal plain floor, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **59**, p. 87—90 (1948).
56. Betz F., Jr., Geology and mineral resources of the Canada Bay area, northern Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 16* (1939).
57. Betz F., Jr., Late Paleozoic faulting in western Newfoundland, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 687—706 (1943).
58. Betz F., Jr., Geology and mineral deposits of southern White Bay, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 24* (1948).
59. Bevan A., Northern Virginia, *Intern. Geol. Congr. Guidebook II* (1933).
60. Billings M. P., Regional metamorphism of the Littleton-Moosilauke area, New Hampshire, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 463—566 (1937).
61. Billings M. P., Physiographic relations of the Lewis overthrust in northern Montana, *Am. J. Sci.*, **35**, p. 260—272 (1938).
62. Billings M. P., Loomis F. B., Jr., Stewart G. W., Carboniferous topography in the vicinity of Boston, Mass., *Bull. Geol. Soc. Am.* **50**, p. 1867—1884 (1939).
63. Billings M. P., Structure and metamorphism in the Mount Washington area, New Hampshire, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 863—936 (1941).
64. Billings M. P., Structural Geology, Prentice-Hall, Inc. (1942).
65. Billings M. P., Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire, *Am. J. Sci.*, **243-A**, p. 40—68 (1945).
66. Blackstone D. L., Jr., Structure of the Pryor Mountains, Montana, *J. Geol.*, **48**, p. 590—618 (1940).
67. Blackwelder E., Post-Cretaceous history of the mountains of central western Wyoming, *J. Geol.*, **23**, p. 97—117, 193—217, 307—340 (1915).
68. Blackwelder E., The recognition of fault scarps, *J. Geol.*, **36**, p. 289—311 (1928).
69. Blackwelder E., Origin of the desert basins of southwest United States (abstract), *Bull. Geol. Soc. Am.*, **39**, p. 262—263 (1928).
70. Bloesch E., Unconformities in Oklahoma and their importance in petroleum geology, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **3**, p. 253—285 (1919).
71. Bornhouser Max, Possible ancient submarine canyon in southwestern Louisiana, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **32**, p. 2287—2290 (1948).
72. Boyd L. A., The coast of northeast Greenland, *Am. Geogr. Soc. Special Pub. 30*, p. 339 (1948).
73. Bradley W. H., Geomorphology of the north flank of the Uinta Mountains, Utah, *U. S. Survey Profess. Paper 185—I*, p. 163—199 (1936).
74. Bradley W. H., Geology of the Washakie basin, Sweetwater and Carbon counties, Wyoming and Moffat County, Colorado, *U. S. Geol. Survey Preliminary Map 32* (1945).
75. Branson E. B. and Branson C. C., Geology of Wind River Mountains, Wyoming, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **25**, p. 120—151, (1941).
76. Bridge J., The geology of the Eminence and Cardareva quadrangles, *Missouri Bur. Geol. Mines*, 2nd ser., **23** (1930).
77. Brill K. G., Late Paleozoic stratigraphy, west-central and north-western Colorado, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, p. 621—656 (1944).
78. Brock B. B., The metamorphism of the Shuswap terrane of British Columbia, *J. Geol.*, **42**, p. 673—699 (1934).
79. Brower H. A., The Geology of the Netherlands East Indies, The Macmillan Company (1925).
80. Brown W. H., Tucson Mountains, an Arizona basin range type, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, p. 697—760 (1939).
81. Bryan K. and McCann F. T., Successive pediments and terraces of the upper Rio Puerco in New Mexico, *J. Geol.*, **44**, No. 2, p. 145—172 (1936).
82. Bryan K. and McCann F. T., The Ceja de Rio Puerco, a border feature of the basin and range province in New Mexico, *J. Geol.*, **45**, No. 8, p. 801—828, 1937; **46**, No. 1, p. 1—16, 1938 (1939).
83. Bucher W. H., Cryptovolcanic structures in the United States, *16th Inter. Geol. Congr.*, **2**, p. 1055—1084 (1933).
84. Bucher W. H., Thom W. T., Chamberlin R. T., Geologic problems of the Beartooth-Bighorn region, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **45**, p. 167—188 (1934).
85. Bucher W. H., The Deformation of the Earth's Crust, Princeton Univ. Press (1936).
86. Bucher W. H., Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, p. 489—512 (1940).

87. Buddington A. F., Geology of Hyder and vicinity, southeastern Alaska, with a reconnaissance of Chickomin River, *U. S. Geol. Survey Bull. 807* (1929).
88. Buddington A. F. and Chapin T., Geology and mineral deposits of southeastern Alaska, *U. S. Geol. Survey Bull. 800* (1929).
89. Burbank W. S., Relation of Paleozoic and Mesozoic sedimentation to Cretaceous-Tertiary igneous activity and the development of Tectonic features in Colorado, ore deposits of the western United States, *Lindgren Volume, Am. Inst. Mining Met. Engrs.*, p. 277—301 (1933).
90. Burbank W. S. and Goddard E. N., Thrusting in Huerfano Park, Colorado and related problems of orogeny in the Sangre de Cristo Mountains, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 931—976 (1937).
91. Butler B. S. and Wilson E. D., Some Arizona ore deposits, *Arizona Bur. Mines Geol. Ser. 12, Bull. 145*, p. 9—25 (1935).
92. Butts Ch., Birmingham folio, Alabama, *U. S. Geol. Survey Atlas 175* (1910).
93. Butts Ch., Geology of Alabama, *Geol. Survey Alabama Special Report 14* (1926).
94. Butts Ch., Bessemer-Vandiver folio, Alabama, *U. S. Geol. Survey Atlas 221* (1927).
95. Butts Ch., Feusters in the Cumberland overthrust block in south-western Virginia, *Virginia Geol. Survey Bull. 28* (1927).
96. Butts Ch., Stose G. W., Jonas A. I., Southern Appalachian region, *Intern. Geol. Congr. Guidebook 3* (1933).
97. Butts Ch., Geology and mineral resources of the Paleozoic area in northwest Georgia, *Georgia Geol. Survey Bull.*, **54** (1948).
98. Bybee H. P., Some major structure features of west Texas, *Univ. Texas Bull. 3103*, p. 19—26, 1 pl. map, October 1931 (1931).
99. Byerly P. and Wilson J. T., The central California earthquakes of May 16, 1933 and June 7, 1934, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **25**, No 3, p. 223—246 (1935).
100. Byerly P. and Wilson J. T., Northern California earthquakes, April 1, 1934 to December 31, 1935, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **26**, No. 3, p. 207—213 (1936).
101. Byerly P. and Wilson J. T., Northern California earthquakes, January 1 to December 31, 1936, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **27**, No. 3, p. 225—229 (1937).
102. Byerly P., Seismicity of the northern Pacific coast of the United States, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, No. 2, p. 255—260 (1940).
103. Cady W. M., Stratigraphy and structure of west-central Vermont, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, p. 515—587 (1945).
104. Cairnes C. E., Kettle River Map 538A, Similkameen and Osoyoos Districts, B. C., Can. Dep. Mines Resources (1936).
105. Cairnes C. E., The Shuswap rocks of southern British Columbia, *Proc. 6th Pacific Sci. Congr. 1939*, **1**, p. 259—273 (1939).
106. Caley J. F., The St. Lawrence lowlands, Chapter IV, p. 156—183 of geology and economic minerals of Canada, *Can. Geol. Survey, Econ. Geol. Ser. 1*, 3d ed. (1947).
107. Calkins F. C., The Philipsburg folio, *U. S. Geol. Survey Folio 196* (1915).
108. Callaghan E. and Gianella V. P., The earthquake of January 30, 1934 at Excelsior Mountains, Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **25**, p. 161—168.
109. Campbell C. D., The Kruger alkaline syenites of southern British Columbia, *Am. J. Sci.*, **237**, p. 527—549 (1939).
110. Campbell C. D., Cambrian rocks of northeastern Stevens County, Washington, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **58**, p. 597—612 (1947).
111. Campbell M. R., The Glacier National Park, a popular guide to its geology and scenery, *U. S. Geol. Survey Bull. 600* (1914).
112. Carlston C. W., Appalachian drainage and the highland border sediments of the Newark series, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **57**, p. 997—1032 (1946).
113. Case E. C. and Robinson W. I., The Geology of Limestone Mountain and Sherman Hill in Houghton County, Michigan, *Michigan Geol. Survey, Pub. 18*, p. 165—181 (1915).
114. Chadwick G. H. and Kay M., The Catskill region, *16th Intern. Geol. Congr. Guidebook 9a* (1933).
115. Chamberlin R. T., A peculiar belt of oblique faulting, *J. Geol.*, **27**, p. 602—613 (1919).
116. Chaney R. W., Tertiary forests and continental history, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, p. 469—488 (1940).
117. Chapman R. W. and Williams C. R., Evolution of the White Mountain magma series, *Am. Mineral.*, **20**, p. 502—530 (1935).
118. Chapman R. W. and Chapman C. A., Cauldron subsidence at Ascutney Mountain, Vermont, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, p. 191—212 (1940).
119. Cheney M. G., History of the Carboniferous sediments of the mid-continent oil field, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **13**, p. 557—594 (1929).
120. Cheney M. G., Geology of north-central Texas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **24**, p. 65—118 (1940).
121. Childs O. E., Geomorphology of the Little Colorado River, Arizona, Ph. D. thesis, Univ. Michigan (1945).
122. Christiansen F. W., Geology of the Canyon Range, Utah, Ph. D. thesis, Princeton Univ. (1948).
123. Christman R., Geology of Antiqua and St. Bartholomew Isllands, Ph. D. thesis, Princeton Univ. (1950).
124. Clapp C. H., Geology of a portion of the Rocky Mountains of northwestern Montana, *Montana Bur. Mines Geol. Mem. 4* (1932).
125. Cloos E. and Heitanen A., Geology of the „Martic overthrust" and the Glenarm series in Pennsylvania and Maryland, *Geol. Soc. Am. Special Paper 35* (1941).
126. Cobban W. A., Marine jurassic formations of Sweetgrass arch, Montana, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 1262 (1945).
127. Cohee G. V., Lower Ordovician and Cambrian rocks in the Michigan basin, Michigan and adjoining areas, *U. S. Geol. Survey Preliminary Chart 9* (1945).
128. Cohee G. V., Cambrian and Ordovician rocks in Michigan basin and adjoining areas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **32**, p. 1417—1448 (1948).
129. Coleman A. P., *Trans. Roy. Soc. Can.*, **7**, sec. 4, p. 97—108 (1889).
130. Collet L., The Structure of the Alps, Edward Arnold and Co. (1927).
131. Cooper G. A. et al., Correlation of the Devonian sedementary formations of North America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 1729—1794 (1942).
132. Cotner V. and Crum H. E., Geology and occurence of natural gas in Amarillo District, Texas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **7**, p. 877—926 (1933).

133. Crickmay C. H., Jurassic history of North America, *Proc. Am. Phil. Soc.*, **70**, p. 15—102 (1931).
134. Crickmay G. W., Status of the Talladega series in southern Appalachian stratigraphy, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 1371—1392 (1936).
135. Croneis C., Geology of the Arkansas Paleozoic area, *Arkansas Geol. Survey Bull. 3* (1930).
136. Cross W. and Larsen E. S., Contributions to the stratigraphy of southwestern Colorado, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 90*, p. 39—50 (1915).
137. Cross W. and Larsen E. S., A brief review of the geology of the San Juan region of southeastern Colorado, *U. S. Geol. Survey Bull, 843*, p. 138 (1935).
138. Currier L. H. and Jahns R. H., Ordovician stratigraphy of central vermont, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1487—1512 (1941).
139. Dake C. L., The geology of the Potosi and Edgehill quadrangles, *Missouri Bur. Geol. Mines, 2nd ser.*, **23** (1930).
140. Daly R. A., Geology of the North American Cordillera at the 49th parallel, part II, *Can. Geol. Survey Mem. 38* (1912).
141. Dane C. H., Uncompahgre plateau and related structural features, J. Wash. Acad. Sci., **21**, p. 28 (1931).
142. Darton N. H., Geologic reconnaissance in Baja California, *J. Geol.*, **29**, p. 720—748 (1921).
143. Darton N. H. and Page S., Description of the central Black Hills, *U. S. Geol. Survey, Geol. Atlas U. S., Central Black Hills Folio 219* (1925).
144. Davis W. M., The mountain ranges of the Great Basin, *Harvard College Mus. Comp. Zoo. Bull.*, **42**, p. 127—177 (1903).
145. Davis W. M., The Wasatch, Canyon, and House ranges, Utah, *Harvard College Mus. Comp. Zoo. Bull.*, **49**, p. 13—56 (1905).
146. Davis W. M., The basin range problem, *Proc. Nat. Acad. Sci. U. S.*, **11**, p. 387—392 (1925).
147. Deiss C. F., Paleozoic formations of northwestern Montana, *Montana Bur. Mines Geol., Mem. 6* (1933).
148. Deiss C. F., Cambrian geography and sedimentation in the central Cordilleran region, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1085—1116 (1941).
149. Deiss C. F., Stratigraphy and structure of southwest Laypo quadrangle, Montana, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 205—262 (1943).
150. Demorest M., Critical structural features of the Bighorn Mountains, Wyoming, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 161—176 (1941).
151. Denny C. S., Tertiary geology of the San Acacia area, New Mexico, *J. Geol.*, **48**, No. 1, p. 73—106 (1940).
152. Denny C. S., Santa Fe formation in the Espanola Valley, New Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, No. 5, p. 677—693 (1940).
153. DeWolf F. W. and West W. W., Stratigraphic studies of Baker-Clendine anticline, eastern Montana, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **23**, p. 461—475 (1939).
154. Diller J. S., Geology of the Taylorsville region, Calif., *U. S. Geol. Survey Bull. 353* (1908).
155. Dobbin C. E., Bowen C. F., Hoots H. W., Geology of coal and oil resources of Hanna and Carbon basins, Carbon County, Wyoming, *U. S. Geol. Survey Bull. 804* (1929).
156. Dobbin C. E., Hoots H. W., Dane C. H., Geology of the Rocks Creek oil field and adjacent areas, Carbon and Albany counties, Wyoming, *U. S. Geol. Survey Bull. 806*, p. 131—153 (1929).
157. Dobrovolny E., Late Paleozoic stratigraphy and oil and gas possibilities of central and northeastern Arizona, *U. S. Geol. Survey Preliminary Chart 10* (1945).
158. Dolmage V., Coast and islands of British Columbia between Douglas Channel and the Alaskan boundary, *Can. Geol. Survey Summary Rept.*, 1922, pt. A, p. 9—34, 2 maps (1923).
159. Dolmage V., Finlay River district, British Columbia, *Can. Geol. Survey Summary Rept.*, pt. A, p. 19—41 (1928).
160. Dorf E. and Cooper J. R., Early Devonian plants from Newfoundland, *J. Paleontology*, **17**, p. 264—270 (1943).
161. Dott R. H., Pennsylvanian paleogeography, *Oklahoma Geol. Survey Bull. 40—J*, 1927; also *Bull. 40*, 1, p. 51—69 (1928).
162. Dott R. H., Overthrusting in the Arbuckle Mountains, Oklahoma, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **18**, p. 567—609 (1934).
163. Dutton C. E., Geology of the high plateaus of Utah, *U. S. Geogr. and Geol. Survey, Rocky Mtn. Region* (1880).
164. Dutton C. E., Tertiary history of the Grand Canyon district, *U. S. Geol. Survey Mem.* 2 (1882).
165. Eardley A. J., Strong relief before block faulting in the vicinity of the Wasatch Mountains, Utah, *J. Geol.*, **41**, p. 243—267 (1933).
166. Eardley A. J., Structure and physiography of the southern Wasatch Mountains, Utah, *Papers Mich. Acad. Sci.*, **19**, p. 377—400 (1934).
167. Eardley A. J., Structure of the Wasatch-Great Basin region, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, p. 1277—1310.
168. Eardley A. J., Geology of the north-central Wasatch Mountains Utah, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, p. 819—894.
169. Eardley A. J., Paleozoic Cordilleran geosyncline and related orogeny, *J. Geol.*, **55**, p. 309—342 (1947).
170. Eardley A. J. and Beutner E. L., Geomorphology of Marysvale Canyon and vicinity, Utah, *Proc. Utah Acad. Sci.*, 149—159 (1934).
171. Ehlers A., Williston basin wildcat test, Oliver County, North Dakota, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **27**, p. 1618—1722 (1943).
172. Ekblaw G. E., Kankakee arch in Illinois, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **49**, p. 1425—1430 (1938).
173. Emerson B. K., Geology of Massachusetts and Rhode Island, *U. S. Geol. Survey Bull. 597* (1917).
174. Espenshade G. H., Geology and mineral deposits of the Pilleys Island area, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 6* (1937).
175. Ettlinger I. A., Ore deposits support hypothesis of a central Arizona batholith, *Am. Inst. Mining Met. Engrs. Tech. Pub. 63*, p. 1—23 (1928).
176. Evans C. S., Bisco-Dogtooth map area, B. C., *Can. Geol. Survey Summary Rept. Part A II*, p. 106—176 (1932).
177. Ewing M., Seismic studies in ocean basins, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, No. 2, p. 1885 (1949).
178. Ewing M., Crary A. P., Rutherford H. M., Geophysical investigations of the emerged and submerged Atlantic coastal plain; methods and results, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 753—802 (1937).
179. Ewing M., Woollard G. P., Vine A. C., Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain; Barnegat Bay, New Jersey section, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, p. 252—296 (1939).
180. Ewing M., Woollard G. P., Vine A. C., Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain; Part IV, Cape May, New Jersey section, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, p. 1821—1840 (1940).

181. Fanshawe J. R., Structural geology of Wind River Canyon area, Wyoming, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **23**, p. 1439—1492 (1939).
182. Fanshawe J. R., Tectonic development of Bighorn basin, *Guidebook Bighorn Basin Field Conference*, p. 178—181 (1947).
183. Fath A. E., The origin of the faults, anticlines, and buried „granite ridge" of the northern part of the mid-continent oil and gas field, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 128*, p. 75—84 (1920).
184. Fenneman N. M., Physiography of Western United States, McGraw Hill Book Co., Inc. (1931).
185. Fenneman N. M., Physiography of the Eastern United States, McGraw-Hill Book Co., Inc. (1937).
186. Ferguson H. G. Geology and ore deposits of the Manhattan district, Nevada, *U. S. Geol. Survey Bull. 723* (1924).
187. Ferguson H. G., Late Tertiary and Pleistocene faulting in western Nevada (abstract), *Bull. Geol. Soc. Am.*, 37, p. 164 (1926).
188. Ferguson H. G., Geology and ore deposits of the Mogollon mining district, New Mexico, *U. S. Geol. Survey Bull. 787* (1927).
189. Ferguson H. G. and Cathcart S. H., Major structural features of some western Nevada ranges (abstract), *J. Wash. Acad. Sci.*, **14**, p. 376—379 (1924).
190. Ferguson H. G. and Muller S. W., Early Jurassic orogeny in west-central Nevada, *Proc. Geol. Soc. Am. 1936*, p. 71 (1937).
191. Field R. M., Yellowstone-Beartooth-Big Horn region, *Intern. Geol. Congr. Guidebook 24* (1932).
192. Fillman L., Cenozoic history of the northern Black Hills, *State Univ. Iowa Studies in Nat. History*, **13** (1929).
193. Fisher R. L., Kirkland R. A., Burroughs B. B., Distribution of pre-Upper Cretaceous formations in south Arkansas and north Louisiana, *Guidebook, 17th Ann. Field trip, Shreveport Geol. Soc.* (1949).
194. Fohs F. J., Petroliferous provinces of Union of Societ Socialist Republics, *Bull. Am. Petroleum Geol.*, **32**, p. 317—350 (1948).
195. Folk S., Lower Ordovician and Cambrian oil possibilities in Illinois, *Oil Weekly*, **113**, p. 13—15 (1944).
196. Freie A. J., Sedimentation in the Anadarko basin, *Oklahoma Geol. Survey Bull. 48* (1930).
197. Fuller R. E. and Waters A. C., The nature and origin of the horst and graben structure of southern Oregon, *J. Geol.*, **37**, p. 204—238 (1929).
198. Gardner L. S., The Hurricane fault in southwestern Utah and northwestern Arizona, *Am. J. Sci.*, **239**, p. 241—260 (1941).
199. Gianella V. P., The earthquake of December 20, 1932 at Cedar Mountain, Nev., and its bearing on the genesis of basin range structure, *J. Geol.*, **42**, p. 1—22 (1934).
200. Gianella V. P., Geology of the Silver City district and the southern portion of the Comstock Lode, Nevada, *Univ. Nevada Bull.*, **30**, No. 9 (1936).
201. Gianella V. P. and Callaghan E., The Cedar Mountain, Nev., earthquake of December 20, 1932, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **24**, p. 345—377 (1934).
202. Gignoux M., Geologie stratigraphique, 3d ed., Mason & Cie (1943).
203. Gilbert G. K., *U. S. Geogr. and Geol. Surveys W. 100th Mer. Progress Rept.*, 1872 (1874).
204. Gilbert G. K., Report on the geology of portions of Nevada, Utah, California, and Arizona examined in the years 1871 and 1872, *U. S. Geogr. and Geol. Surveys W. 100th Mer. Rept.*, **3** (1875).
205. Gilbert G. K., Geology of the Henry Mountains, *U. S. Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mountain Region*, p. 159 (1877).
206. Gilbert G. K., Lake Bonneville, *U. S. Geol. Survey Monograph 1* (1890).
206a Gilbert G. K., Studies of basin range structure, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 153* (1928).
207. Gilluly J., Basin range faulting along the Oquirrh Range, Utah, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **39**, p. 1103—1130 (1928).
208. Gilluly J., Geology and ore deposits of the Stockton and Fairfield quadrangles, Utah, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 173* (1932).
209. Gilluly J., Mineral orientation in some rocks of the Shuswap terrance as a clue to their metamorphism, *Am. J. Sci.*, 5th ser., **28**, p. 182—201 (1934).
210. Gilluly J., Geology and ore deposits of the Ajo quadrangle, Arizona, *Arizona Bur. Mines, Bull. 141*, Geol. Ser. 9 (*Univ. Arizona Bull.*, **8**, No. 1) (1937).
211. Gilluly J., Geology and mineral resources of the Baker quadrangle, Oregon, *U. S. Geol. Survey Bull. 879*, vi (1937).
212. Gilluly J., Physiography of the Ajo region, Arizona, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 323—347 (1937).
213. Gilluly J., Distribution of mountain building in geologic time, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, p. 561—590 (1949).
214. Gilluly J. and Reeside J. B., Jr., Sedimentary rocks of the San Rafael swell and some adjacent areas in eastern Utah, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 150*, p. 61—110 (1927).
215. Glockzin A. R., Roy Ch. J., Structure of the Red Creek area, Fremont County, Colorado, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, p. 824 (1945).
216. Goodman A. J., The structure of the Turner Valley gas fields, Alberta, *Trans. Can. Inst. Mining Met.*, **34**, p. 307—356 (1932).
217. Goodman C. and Evans R. D., Age measurement by radioactivity, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 491—544 (1941).
218. Gorton K. A., Geology of the Cameron Pass area; Grand, Jackson, and Larimer counties, Colorado, Ph. D. thesis, Univ. Michigan (1941).
219. Goudkoff P. O., Stratigraphic relation of Upper Cretaceous in Great Valley, California, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 1003 (1945).
220. Gould L. M., Geology of the LaSal Mountains of Utah, *Papers Mich. Acad. Sci.*, **7**, p. 55—106 (1926).
221. Gregory H. E., Geology of the Navajo country, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 93* (1917).
222. Gregory H. E., The San Juan country, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 188* (1938).
223. Gregory H. E. and Moore R. E., The Kaiparowits region, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 164* (1931).
224. Griggs D., A theory of mountain-building, *Am. J. Sci.*, **237**, p. 611—650 (1939).
225. Gunning H. C., Geology and mineral deposits of Quatsino-Nimpkish area, Vancouver Island, British Columbia, *Can. Geol. Survey Summary Rept. 1929*, pt. A., p. 94—143 (1930).
226. Gunning H. C., Preliminary report on the Nimpkish Lake quadrangle, Vancouver Island, British Columbia, *Can. Geol. Survey Summary Rept. 1931*, pt. A, p. 22—35 (1932).
227. Gutenberg B., Mechanism of faulting in southern California indicated by seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **31**, No. 4, p. 263—303 (1941).

228. Gutenberg B., Seismological evidence for roots of mountains, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 473—498 (1943).
229. Gutenberg B. and Richter C. F., Seismicity of the earth, *Geol. Soc. Am., Special Paper 34*, p. 131 (1941).
230. Hack J. T., Sedimentation and volcanism in the Hopi buttes, Arizona, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 335—372 (1942).
231. Hadley J. B., Stratigraphy, structure and petrology of the Mt. Cube area, New Hampshire, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 113—176 (1942).
232. Hake B. F., Willis R., Addison C. C., Folded thrust faults in the foothills of Alberta, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 291—334 (1942).
233. Hancock E. T., Geology and oil and gas prospects of the Lake Basin field, Montana, *U. S. Geol. Survey Bull. 691*, p. 101—147 (1918).
234. Hares C. J., Geologic map of the southeastern part of the Wind River basin and adjacent areas in central Wyoming, *U. S. Geol. Survey Oil and Gas Investigations, Preliminary Maps 51*, 60 (1946).
235. Hayes A. O., Structural geology of the Conception Bay region, and of the Wabana ore deposits of Newfoundland, *Econ. Geol.*, **26**, p. 1—21 (1931).
236. Hayes A. O. and Howell B. F., Geology of Saint John, New Brunswick, *Geol. Soc. Am. Special Paper 5* (1937).
237. Hayes A. O. and Johnson H., Geology of the Bay St. George Carboniferous area, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 12* (1938).
238. Hayes A. O. and Rose E. R., Clarenville sheet, map 32, *Newfoundland Geol. Survey* (1948).
239. Hayes C. W., Rome folio, Georgia-Alabama, *U. S. Geol. Survey Atlas 78* (1902).
240. Hedberg H. D., Stratigraphy of the Rio Querecual section of northeastern Venezuela, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 1971—2024 (1937).
241. Henderson C. W., Colorado, 16th Intern. Geol. Congr. Guidebook 19, Excursion c—1 (1933).
242. Hendricks T. A., Pennsylvanian sedimentation in Arkansas coal field, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **21**, p. 1403—1421 (1937).
243. Hendricks T. A., Structure of the western part of the Ouachita Mountains, *Oil Gas J.*, **38**, p. 53—54 (1940).
244. Hendricks T. A., Black Knob Ridge area, Atoka County, Oklahoma, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Map 1* (1943).
245. Hendricks T. A. et al., Geology of the western part of the Ouachita Mountains, Oklahoma, *U. S. Geol. Survey, Preliminary Map 66* (1947).
246. Hess H. H., The Navy-Princeton Gravity Expedition to the West Indies in 1932; Interpretation of Geological and Geophysical Observations, U. S. Hydrographic Office (1933).
247. Hess H. H., Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions; a contribution to the ophiolite problem, *17th Intern. Geol. Congr.*, **2**, p. 263—283 (1937).
248. Hess H. H., Geological interpretation of data collected on cruise of U. S. S. Barracuda in the West Indies, *Trans. Am. Geophys. Union*, Pt. 1, p. 69—77 (1937).
249. Hess H. H., Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies, *Proc. Am. Phil. Soc.*, **79**, p. 71—96 (1938).
250. Hewett D. F., Late Tertiary thrust faults in the Mojave Desert, California, *Proc. Nat. Acad. Sci. U. S.*, **14**, p. 7—12 (1928).
251. Hewett D. F., Geology and ore deposits of the Goodsprings quadrangle, Nevada, *U. S. Geol, Survey Profess. Paper 162* (1931).
252. Heyl G. R., Silurian strata of White Bay, Newfoundland, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 1773—1784 (1937).
253. Heyl G. R., Geology of the Sops Arm area, White Bay, Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 8* (1937).
254. Hill M. L. and Eckis R., Origin, migration, and accumulation of oil in California, Fig. 106, *Bull. 118, Dept. Nat. Resources, State of Calif.* (1943).
255. Hills J. M., Rhythm of Permian seas — a paleogeographic study, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **26**, p. 217—255 (1942).
256. Hinds N. E. A., Paleozoic section in the southern Klamath Mountains, California, *6th Pac. Sci. Congr.*, **1**, p. 273—288 (1939).
257. Hobbs W. H., The earthquake of 1872 in the Owens Valley, Calif., *Beitr. Geophys.*, **10**, p. 352—385 (1910).
258. Hobbs W. H., Greenland, the advances of a decade (1921—1931), *Papers Mich. Acad. Sci.*, **18**, p. 363—411 (1932).
259. Hobbs W. H., Mountain growth, a study of the southwestern Pacific region, *Proc. Am. Phil. Soc.*, **88**, p. 221—268 (1944).
260. Horberg L., Structural geology and physiography of the Teton Pass area, Wyoming, *Augustana Library Publication 16* (1938).
261. Howard A. D., History of the Grand Canyon of the Yellowstone, *Geol. Soc. Am. Special Paper 6* (1937).
262. Huddle J. W. and Dobrovolny E., Late Paleozoic stratigraphy of central and northeastern Arizona, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas. Investigations, Preliminary Chart 10* (1945).
263. Huddle J. W. and McCann F. T., Geologic map of Duchesne River area, Wasatch and Duchesne counties, *Utah, U. S. Geol. Survey Preliminary Map 75* (1947).
264. Huffington R. M., Geology of the northern Quitman Mountains Trans-Pecos, Texas, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 987—1048 (1943).
265. Hume G. S., Turner Valley oil area, Alberta, *Can. Geol. Survey Summary Rept.* pt. B, p. 8—14 (1926).
266. Hume G. S., Overthrust faluting and oil prospects of the eastern foothills of Alberta between the Bow and Highland rivers, *Econ. Geol.*, **26**, p. 258—273 (1931).
267. Humphrey W. E., Geology of the Sierra de los Muertos area Coahuila, Mexico, and Aptian cephalopods from the La Pena formation, Ph. D. thesis, Univ. Michigan (1947).
268. Hunt C. B., Guidebook to the geology and geography of the Henry Mountain region, Utah, Guidebook to the Geology of Utah, No. 1, *Utah Geol. Soc.* (1946).
269. Hurlbut C. S., Jr. and Griggs D. T., Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, p. 1043—1112 (1939).
270. Imlay R. W., Geology of the western part of the Sierra de Parras, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 1091—1152 (1936).
271. Imlay R. W., Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 587—630 (1936).
272. Imlay R. W., Paleogeographic studies in northeastern Sonora, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, p. 1723—1744 (1939).
273. Imlay R. W., Lower Cretaceous and Jurassic formations of southern Arkansas and their oil and gas possibilities, Arkansas Geol. *Survey Inf. Cir. 12* (1940).
274. Imlay R. W., Late Jurassic fossils from Cuba and their economic significance, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 1417—1478 (1942).

275. Imlay R. W., Jurassic formations of Gulf region, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **27**, p. 1407—1533 (1943).
276. Imlay R. W., Cretaceous formations of central America and Mexico, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **28**, p. 1077—1196 (1944).
277. Imlay R. W. and Williams J. S., Late Paleozoic age of Morehouse formation of northeastern Louisiana, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **26**, p. 1672—1673 (1942).
278. Ireland H. A., Mayes, Delaware and Ottawa counties in Oil and Gas in Oklahom, *Oklahoma Geol. Survey Bull.*, **13**, p. 473—481 (1930).
279. Jewell W. B., Geology and mineral deposits of the Baie d'Espoir area, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 17* (1939).
280. Johnson D., Stream Sculpture on the Atlantic Slope, a Study in the Evolution of Appalachian Rivers, *Columbia University Press* (1931).
281. Johnson D., Bascom F., Sharp H., Geomorphology of the central Appalachians, 16th Intern. *Geol. Congr. Guidebook 7*, p. 242 (1933).
282. Johnson D. W., Block faulting in the Klamath Lake region, *J. Geol.*, **26**, p. 229—236 (1918).
283. Johnson J. H., Paleozoic stratigraphy of the Sawatch Range, Colorado, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, p. 303—378 (1944).
284. Johnson W. E., Jr., The gold quartz veins of Grass Valley, California, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 194*, p. 101 (1940).
285. Jolliffe A. W., Structure of the metamorphic belt of the central Appalachians, *Am. J. Sci.*, **24**, p. 228—243 (1945).
286. Jonas A. I., Structure of the metamorphic belt of the central Appalachians, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **40**, p. 503—514 (1929).
287. Jonas A. I., Structure of the metamorphic belt of the southern Appalachians, *Am. J. Sci.*, **24**, p. 228—243 (1932).
288. Jonas A. I. and Stose G. W., Age relation of the pre-Cambrian rocks in the Catoctin Mountain-Blue Ridge and Mount Rogers anticlinaria in Virginia, *Am. J. Sci.*, **237**, p. 575—593 (1939).
289. Jones J. C., The Pleasant Valley, Nevada, earthquake of October 2, 1915, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **5**, p. 190—205 (1915).
290. Kansas Geological Society, Upper Mississippi Valley, *Kansas Geol. Soc.*, Ninth Annual Field Conference (1935).
291. Kay G. M., Taconic allochthone and the Martic thrust, *Science*, 94, No. 2429, p. 73 (1941).
292. Kay G. M., Development of the northern Allegheny synclinorium and adjoining regions, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 1601—1656 (1942).
293. Kay G. M., Paleogeographic and palinspastic maps, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 426—450 (1945).
294. Kay G. M., Geosynclinal nomenclature and the craton, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **31**, p. 1289—1293 (1947).
295. Kay G. M., Paleozoic volcanic geosynclines and island ares, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **59**, p. 1132 (1948).
296. Keith A., Asheville folio, North Carolina-Tennessee, *U. S. Geol. Survey, Atlas 116* (1904).
297. Keith A., Mount Mitchell folio, *U. S. Geol. Survey, Atlas 124* (1905).
298. Keith A., Pisgah folio, North Carolina-South Carolina, *U. S. Geol. Survey, Atlas 147* (1907).
299. Keith A., Outlines of Appalachian structure, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **23**, p. 309—380 (1923).
300. Keith A., Structural symmetry of North America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **39**, p. 321—386 (1928).
301. Kellett B., Geologic cross section from western Missouri to western Kansas, *Kansas Geol. Soc. Sixth Annual Field Conference* (1932).
302. Kelley V. C. and Wood G. H., Jr., Lucero uplift, Valencia, Socorro, and Bernalillo counties, New Mexico, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Map 47* (1946).
303. Kellum L. B., Similarity of surface geology in Front Range of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **14**, p. 73—91 (1930).
304. Kellum L. B., Geology of the mountains west of the Laguna District, Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 1039—1090 (1936).
305. Kellum L. B., Geology of the sedimentary rocks of the San Carlos Mountains, Mexico, *Univ. Mich. Studies, Sci. Ser.*, **12**, p. 1—97 (1937).
306. Kellum L. B., Geologic history of northern Mexico and its bearing on petroleum exploration, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **28**, p. 301—376 (1944).
307. Kellum L. B., Imlay R. W., Kane W. G., Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico, Part I, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, No. 7, p. 969—1009 (1936).
308. Kellum L. B., Imlay R. W., Kane W. G., Relation of structure, stratigraphy, and igneous activity to an early continental margin, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 969—1008 (1936).
309. Kelly W. A., Geology of the mountains bordering the valleys of Acatila and Las Delicias, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 1009—1038 (1936).
310. King C., U. S. geological exploration, *40th Parallel Rept.*, 3, p. 451—473 (1870).
311. King C., U. S. geological exploration, *40th Parallel Rept.*, 1 (1878).
312. King P. B., An outline of the structural geology of the United States, *16th Intern. Geol. Congr., Guidebook 28* (1933).
313. King P. B., Geology of the Marathon region, Texas, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 187*, p. 1—148 (1937).
314. King P. B., Permian of West Texas and southeastern New Mexico, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **26**, p. 535—763 (1942).
315. King P. B., Tectonics of northern Mexico, *Proc. 8th Am. Sci. Congr.*, **4**, p. 395—398 (1942).
316. King P. B., Base of the Cambrian in the southern Appalachians, *Am. J. Sci.*, **247**, p. 513—530, 622—645 (1949).
317. King P. B., Tectonic framework of the southeastern states, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **34** (1950).
318. King R. E., Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, p. 1625—1722 (1939).
319. King R. E., Résumé of the geology of the south Permian basin, Texas and New Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 539—560 (1942).
320. King R. E. et al., Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico, *Geol. Soc. Am. Special Paper 52* (1944).
321. Kline V. H., Stratigraphy of North Dakota, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **26**, p. 336—379 (1942).
322. Knechtel M. M., Oil and gas possibilities of the plains adjacent to the Little Rocky Mountains, Montana, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Map 4* (1944).
323. Knopf A., Ore deposits of the Helena mining region, Montana, *U. S. Geol. Survey Bull. 527* (1913).
324. Knopf A., A geologic rexonnaissance of the Inyo Range and the eastern slope of the southern, Sierra Nevada, Calif., with a section on the

stratigraphy of the Inyo Range by Edwin Kirk, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 110* (1918).
325. Knopf A., The Mother Lode system of California, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 157* (1929).
326. Knopf A., The geosynclinal theory, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **59**, p. 649—670 (1948).
327. Koch L., Stratigraphy of Greenland, Meddelelser om Gronland, LXXIII, p. 205—320 (1929).
328. Koch L., Geologie von Grönland, Geologie der Erde, *Gebrüder Borntraeger*, p. 159 (1935).
329. Koch L., et al., Grönland, 1939, Mitt. naturforsh. *Ges.*, Bern, XVI, p. 231 (1940).
330. Koons E. D., Geology of the Uinkaret plateau, northern Arizona, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, p. 151—180 (1945).
331. Krauskopf K. B., Pre-Tertiary intrusives of the Okanogan Valley, Wash., near the forty-ninth parallel, *Proc. 6th Pac. Sci. Congr.*, **1**, p. 223—229 (1939).
332. Krauskopf K. B., Intrusive rocks of the Okanogan Valley and the problem of their correlation, *J. Geol.*, **49**, p. 1—53 (1941).
333. Kruger F. C., Structure and metamorphism of the Bellows Falls quadrangle of New Hampshire and Vermont, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **57**, p. 161—206 (1946).
333a. Kuenen Ph. H., The negative isostatic anomalies in the East Indies (with experiments), *Leidsche Geol., Meded.*, **8**, p. 169—214 (1936).
334. Kuenen Ph. H., Sediments of the East Indian Archipelago, Recent Marine Sediments — A Symposium, *Am. Assoc. Petroleum Geol.* (1939).
335. Kupsch W. O., Geology of the Tendoy-Beaverhead area, Beaverhead County, Montana, Ph. D. thesis, *Univ. Michigan* (1949).
336. Lafferty R. C., Central basin of Appalachian geosyncline, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **25**, p. 781—825 (1941).
337. LaForge L., Geology of the Boston area, Massachusetts, *U. S. Geol. Survey Bull. 839* (1932).
338. Lahee F. H., Field Geology, McGraw-Hill Book Co., Inc. (1941).
339. Lammers E. C. H., The structural geology of the Livingston Peak area, Montana, *J. Geol.* **45**, p. 268—295 (1937).
340. Landes K. K., A paragenetic classification of the Magnet Cove minerals, *Am. Min.*, **16**, p. 313—326 (1931).
341. Landes K. K., Mackinac breccia, subsurface stratigraphy and regional structure, in geology of the Mackinac Straits region, Michigan Geol. Survey Div. Pub. 44, *Geol. Ser. 37* (1945).
342. Langton C. M., Geology of the northeastern part of the Idaho batholith and adjacent region in Montana, *J. Geol. 43*, p. 27—60 (1935).
343. Larsen E. S., Petrographic province of central Montana, Bull. *Geol. Soc. Am.* **51**, p. 887—948 (1940).
344. Larsen E. S., Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, southern California, *Geol. Soc. Am. Mem. 29* (1948).
345. Lasky S. G. and Webber B. N., Manganese deposits in the Artillery Mountains region, Mohave County, Arizona, *U. S. Geol. Survey Bull. 936—R*, p. 417—448 (1944).
346. Laudon L. R. and Bowsher A. L., Mississippian formations of southwestern New Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, p. 1—88 (1949).
347. Laudon L. R. and Chronic B. J. Jr., Paleozoic stratigraphy along Alaska highway in northeastern British Columbia, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **33**, p. 189—222 (1949).
348. Lawson A. C., The recent fault scarps at Genoa, Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **2**, p. 193—200 (1912).
349. Lawson A. C., The Sierra Nevada in the light of isostasy, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 1691—1712 (1936).
350. LeConte J., On the origin of normal faults and of the structure of the basin region, *Am. J. Sci.*, 3d ser., **38**, p. 257—263 (1889).
351. Lee W., et. al., Structural development of the Forest City basin of Missouri, Kansas, Iowa and Nebraska, *U. S. Geol. Survey Preliminary Map 48* (1946).
352. Lee W. T., Correlation of geologic formations between east-central Colorado, central Wyoming and southern Montana, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 149* (1927).
353. Lehman R. P., Thrust faulting in Arbuckle Mountains, Oklahoma, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 187—209 (1945).
354. Leighton M. M., Undiscovered oil reserves in Illinois, *Oil Weekly*, **113**, p. 30—32 (1944).
355. Levorsen A. I., Pennsylvanian overlap in United States, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **15**, No. 2, p. 113—148 (1931).
356. Lewis J. W., Geology of Cuba, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **16**, p. 533—535 (1932).
357. Lindgren W., The igneous geology of the Cordilleras and its problems, Problems of American Geology, *Yale Univ. Press*, p. 234—286 (1915).
358. Lindgen W., Graton L. C., Gordon C. H., The ore deposits of New Mexico, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 68* (1910).
359. Link T. A., Leduc oil field, Alberta, Canada, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, p. 381—402 (1949).
360. Link T. A., Interpretation of foothills structures, Alberta, Canada, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **33**, p. 1475—1501 (1949).
361. Locke A., Billingsley P., Mayo E. B., Sierra Nevada tectonic pattern, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, p. 513—540 (1940).
362. Lombard A. E. Appalachian and Alpine structures — a comparative study, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **52**, p. 709—744 (1948).
363. Longwell C. R., Geology of the Muddy Mountains, Nevada, *U. S. Geol. Survey Bull. 798* (1928).
364. Longwell C. R., Faulted fans west of the Sheep Range, southern Nevada, *Am. J. Sci.*, 5th ser., **20**, p. 1—13 (1930).
365. Longwell C. R., Eastern New York and western New England, *Intern. Geol. Congr. Guidebook 1* (1933).
366. Longwell C. R., Geology of the Boulder Reservoir floor, Arizona-Nevada, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 1393—1436 (1936).
367. Longwell C. R., Geologic interpretation of gravity anomalies in the southern New England-Hudson Valley region, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 555—590 (1943).
368. Longwell C. R., How old is the Colorado River? *Am. J. Sci.*, **244**, p. 817—835 (1946).
369. Longwell C. R., Structure of the northern Muddy Mountain area, Nevada, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, p. 923—968 (1949).
370. Lord C. S., Hage C. O., Stewart J. S., Geology and econimc minerals of Canada, 3d ed., The Cordilleran region, *Can. Geol. Survey, Econ. Geol. Ser. 1*, p. 220—260 (1947).

371. Louderback G. D., Basin range structure of the Humboldt region, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **15**, p. 289—346 (1904).
372. Louderback G. D., Basin range structure in the Great Basin, *Univ. Calif., Bull. Dept. Geol. Sci.*, **14**, p. 329—376 (1923).
373. Louderback G. D., Period of scarp production in the Great Basin, *Univ. Calif., Bull. Dept. Geol. Sci.*, **15**, p 1—44 (1924).
374. Louderback G. D., Morphologic features of the basin range displacements in the Great Basin, Univ. Calif., *Bull. Dept. Geol. Sci.*, **16**, p. 1—42 (1926).
375. Love J. D., Geology along the southern margin of the Absaroka Range, *Wyo., Geol. Soc. Am. Special Paper 20* (1939).
376. Love J. D., The Tertiary stratigraphy of the Jackson Hole area, northwestern Wyoming, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Chart 27* (1947).
377. Love J. D., et al., Stratigraphic sections of Mesozoic rocks in central Wyoming, *Geol. Survey Wyoming Bull. 38* (1947).
378. Lovering T. S., The geologic history of the Front Range, Colorado, *Proc. Colo. Sci. Soc.*, **12**, p. 83 (1929).
379. Lovering T. S., Geology of Colorado, 16th Intern. *Geol. Congr. Guidebook 19* (1933).
380. Lovering T. S., Geology and ore deposits of the Montezuma quadrangle, Colorado, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 178*, p. 119 (1935).
381. Lovering T. S., Rock Alteration as a Guide to Ore — East Tintic District, Utah, Monograph 1, Economic Geology Publishing Co. (1949).
382. Lovering T. S. and Goddard E. N., Geologic map of the Front Range minerals belt, Colorado, *Proc. Colo. Sci.*, **14**, p. 3—48 (1938).
383. Lovering T. S. and Goddard E. N., Laramide igneous sequences and differentiation in the Front Range, Colorado, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **49**, p. 35—68 (1938).
384. Ludlum J. C., Structure and stratigraphy of part of the Bannock Range, Idaho, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 973—986 (1943).
385. Lupher R. L., Jurassic stratigraphy of central Oregon, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 219—270 (1941).
386. MacKenzie J. D., Geology of Graham Island, B. C., *Can. Geol. Survey Mem. 88*, p. 76—82 (1916).
387. MacKenzie J. D., The historical and structural geology of the southernmost Rocky Mountains of Canada, *Trans., Roy. Soc. Can.*, 3d ser., **16**, p. 97—132 (1922).
388. Mackin J. H., Some structural features of the intrusions in the Iron Springs District, Guidebook to the geology of Utah, No. 2, *Utah Geol. Soc.* (1947).
389. Maher J. C., Correlation of Paleozoic rocks across Las Animas Arch in Baca, Las Animas, and Otero Counties, Colorado, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **30**, p. 1756—1763 (1946).
390. Malloch G. S., A revonnaissance on the upper Fraser River between Fort George and Tête Jaune Cache, *Can. Geol. Survey Summary Rept.*, p. 123—130 (1910).
391. Mansfield G. R., Geography, geology and mineral resources of part of southeastern Idaho, *U. S. Geol. Survey, Profess. Paper 152*, p. 1—409 (1927).
392. Marshall J., Structures and age of the volcanic complex of Cecil County, Maryland, *Maryland Geol. Survey*, **13**, p. 191—213 (1937).
393. Martin L., The geology of the Lake Superior region, *U. S. Geol. Survey Monograph 52*, p. 112 (1908).
394. Matthes F. E., Geologic history of the Yosemite Valley, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 160*, p. 137 (1930).
395. Mayo E. B., Deformation in the interval Mt. Lyell-Mt. Whitney, California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1001—1084 (1941).
396. Maxwell J., Geology of Tobago, British West Indies, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **59**, p. 801—854 (1948).
397. Mayne W., Ancient Arctica; remarks and supplement, *J. Geol.*, **57**, p. 314—319 (1949).
398. McClellan H. W., Subsurface distribution of pre-Mississippian rocks of Kansas and Oklahoma, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **14**, p. 1535—1556 (1930).
399. McClellan H. W., and Charles H. H., Oklahoma and Texas, plate 2, *16th Intern. Geol. Congr. Guidebook 6* (1933).
400. McConnell R. G., Report on a geological exproration of the Finlay and Omenica rivers, northern British Columbia, *Can. Geol. Survey Summary Rept. 1893*, p. 16—22 (1894).
401. McFarlan A. C., Geology of Kentucky, *Univ. Kentucky* (1943).
402. McGee W. J., On the origin and habe of normal faults, *Am. J. Sci.*, 3d ser., **26**, p. 294—298 (1883).
403. McGlothlin T., General geology of Mississippi, *Bull. Am., Assoc. Petroleum Geol.*, **28**, p. 29—62 (1944).
404. McKee E. D., The Coconino sandstone — Its history and origin, *Carnegie Inst. Wash. Pub. 440*, p. 77—115 (1934).
405. McKee E. D., The environment and history of the Toroweap and Kaibab formations of northern Arizona and southern Utah, *Carnegie Inst. Wash. Pub. 492* (1938).
406. McKee E. D., Cambrian history of the Grand Canyon region, *Carnegie Inst. Wash. Pub. 563*, p. 1—168 (1945).
407. McKee E. D., Paleozoic seaways in western Arizona, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **31**, p. 282—292 (1947).
408. McKee E. D., Sedimentary basins of Arizona and adjoining areas, *Geol. Soc. Am. Program Abstracts*, p. 52 (1949).
409. McLaughlin D. B., The thickness of the Newark series in Pennsylvania and the age of the Border conglomerate, *Papers Mich. Acad. Sci.*, **16**, p. 421—427 (1931).
410. Meinesz V. F. A., Martime gravity survey in the Netherlands East Indies; tentative interpretation of the provisional results, *Proc. Koninkl. Akad. Wetenschap. Amsterdam*, **33**, p. 1—12 (1930).
411. Mellen F. F., Black Warrior basin, Alabama and Mississippi, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **34**, p. 1801—1816 (1947).
412. Melton F. A., The Ancestral Rocky Mountains of Colorado and New Mexico, *J. Geol.*, **33**, p. 84—89 (1925).
413. Melton F. A., Age of the Ovachita orogeny and its tectonic effects, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **14**, p. 57—72 (1930).
414. Merriam C. W., Devonian stratigraphy and paleontology of the Roberts Mountains region, Nevada, *Geol. Soc. Am. Special Paper 25*, p. 1—144 (1940).
415. Merriam C. W, and Berthiaume S. A., Late Paleozoic of central Oregon, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 145—172 (1934).
416. Mertie J. B., Jr., Mountain building in Alaska, *Am. J. Sci.*, **20**, p. 101—124 (1930).
417 Mertie J. B., Jr., Pre-Cambrian and Paleozoic volcanism of interior Alaska, *Trans. Am. Geophys. Union, 16th Ann. Mtg.*, pt. 1, p. 292—302 (1935).

418. Meyerhoff H. A., Tertiary physiographic development of Porto Rico and the Virgin Islands, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **38**, p. 557—575 (1927).
419. Meyerhoff H. A. and Smith I. F., The geology of Fajardo district, Porto Rico, *N. Y. Acad. Sci. Scientific Survey Porto Rico*, **2**, p. 360 (1931).
420. Miller B. L., Taconic folding in Pennsylvania, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **37**, p. 497—512 (1926).
421. Miller B. L., Geological significance of the geophysical data, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 803—812 (1937).
422. Miller B. L., Specific data on the so-called „Reading overthrust", *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, p. 211—254 (1944).
423. Miller B. L. and Fuller J. O., Geologic and structure contour maps of Rose Hill oil field Lee County, Virginia, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Map 76* (1947).
424. Millison C. and Reed P., Prospect of new shallow (oil) area, north flank, Wichita Mountains, *Oil Gas J.*, **38**, p. 30—31 (1939).
425. Miser H. D., Structure of the Ouachita Mountains of Oklahoma and Arkansas, *Oklahoma Geol. Survey Bull.*, **50** (1929).
426. Miser H. D., Llanoria, a Paleozoic land in Louisiana and eastern Texas, *Am. J. Sci.*, 5th ser., **2**, p. 61—89 (1921).
427. Miser H. D., and Sellards E. H., Pre-Cretaceous rocks found in wells in Gulf coastal plain south of Ouachita Mountains, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **15**, p. 801—918 (1931).
428. Molengraaff G. A. F., De geologie van Nederlandsch West-Indie: Saba, *St. Eustatius and St. Martin, Leidsche Geol. Modedeel*, p. 715—739 (1931).
429. Monroe W. H., Pre-Tertiary rocks from deep wells at Jackson, Mississippi, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **17**, p. 38—51 (1933).
430. Monroe W. H., Deepest rocks at Jackson, Mississippi, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **22**, p. 927—928 (1938).
431. Moody C. L., Mesozoic igneous rocks of northern Gulf coastal plain, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **33**, p. 1410—1428 (1949).
432. Moore P. D., Paleozoic of southern plains of Alberta, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **15**, p. 1141—1155 (1931).
433. Moore R. C. and Jewett J. M., Oil and gas fields of Kansas, *The Mines Magazine*, October 1942, p. 1—16 (1942).
434. Moore R. C., et al., Correlations of Pennsylvanian formations of North America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, p. 657—706 (1944).
435. Morgan G. D., Boggy unconformity and overlap in southern Oklahoma, *Oklahoma Bur. Geol. Cir. 2*, p. 8 (1924).
436. Muir J. M., Geology of the Tampico Region, Mexico, *Am., Assoc. Petroleum Geol.* (1936).
437. Muller S. W. and Ferguson H. G., Triassic and Jurassic formations of west-central Nevada, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 241—251 (1936).
438. Murray G. E. and Thomas E. P., Midway-Wilcox surface stratigraphy of Sabine uplift, Louisiana and Texas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 45—70 (1945).
439. Murray G. E., Cenozoic deposits of central Gulf coastal plain, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **31**, p. 1825—1850 (1947).
440. Murray G. E., Submarine mountains in the Gulf of Alaska, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 333—362 (1941).
441. Murray H. W., Profiles of the Aleutian trench, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, p. 757—782 (1945).
442. Nettleton L. L., Fluid Mechanics of Salt Domes; Gulf Coast Oil Fields, *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 79—108 (1936).
443. Nevin Ch. M., Principles of Structural Geology, 3d ed., *John Wiley & Sons, Inc.* (1942).
444. Newcombe R. J. B., Oil and gas fields of Michigan, *Mich. Geol. Survey Div. Pub. 38, Geol. Ser. 32* (1933).
445. Noble L. F., A section of the Paleozoic formations of the Grand Canyon at the Bass Trail, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 131* (1923).
446. Noble L. F., The San Andreas rift and some other active faults in the desert region of southeastern California, *Carnegie Inst. Wash., Year Book 25*, p. 415—428 (1926).
447. Noble L. F., The San Andras rift in the desert region of southeastern California, *Carnegie Inst. Wash., Year Book 31*, p. 355—363, (1932).
448. Noble L. F., Structural features of the Virgin Spring area, Death Valley, California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 941—999 (1941).
449. Nolan T. B., A late Paleozoic positive area in Nevada, *Am. J. Sci.*, 5th ser., **16**, p. 153—161 (1928).
450. Nolan T. B., The Gold Hill mining district, Utah, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 177* (1935).
451. Nolan T. B., The basin and range province in Utah, Nevada, and California, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 197-D*, p. 141—196 (1943).
452. Northrop S. A., Paleontology and stratigraphy of the Silurian rocks of the Port Daniel-Black Cape region, Gaspe, *Geol. Soc. Am. Special Paper 21* (1939).
453. O'Harra C. C., The Black Hills, *Intern. Geol. Congr., Guidebook 25* (1933).
454. Pack F. J., New discoveries relating to the Wasatch fault, *Am. J. Sci.*, 5th ser., **11**, p. 399—410 (1926).
455. Pack R. W., Reconnaissance of the Barstow-Kramer region, *Calif. U. S. Geol. Survey Bull. 541*, p. 141—154 (1914).
456. Page B. M., Basin range faulting of 1915 in Pleasant Valley, Nevada, *J. Geol., 43*, p. 690—707 (1935).
457. Palmer R. H., Geology and oil prospects of Cuba, Proc. 8th Ann. *Sci. Congr.*, 1940, **4**, p. 627—637 (1942).
458. Papanin I., Life on an Ice Floe, *Julian Messner, Inc.* (1939).
459. Pardee J. T., Geology and mineral deposits of the Colville Indian Reservation, Washington, *U. S. Geol. Survey Bull. 677*, p. 1—180 (1918).
460. Park C. F., Jr. and Cannon R. S., Jr., Geology and ore deposits of the Metaline quadrangle, Washington, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 202* (1943).
461. Parsons W. H., Volcanic centers of the Sunlight area, *Park County, Wyo., J. Geol.*, **47**, p. 1—26.
462. Paschal E. A., Major tectonic provinces of southern Oklahoma and their relation to oil and gas fields, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **25**, p. 9—10 (1941).
463. Peacock M. A., Fiord-land of British Columbia, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **46**, p. 633—696 (1935).

464. Pecora W. T., Structure and petrology of rhe Boxelder laccolith, Bearpaw Mountains, Montana, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 52, p. 817—854 (1941).
465. Pecora W. T. and Fisher B., Cenozoic geologic history of the Bearpaw Mountains Montana, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1926—1927 (1941).
466. Perry E. S. and Sloss L. L., Big Snowy proup; lithology and correlation in northern Great Plains, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **27**, p. 1287—1304 (1943).
467. Philpott T. H. and Hazzard R. T., Preliminary correlation chart of the upper Gulf coast, Guidebook, *17th Ann. Field Trip, Shreveport Geol. Soc.* (1949).
468. Phinney A. J., The natural gas field of Indiana, *U. S. Geol. Survey, Ann. Rept. 11*, pt. 1, p. 579—742 (1891).
469. Pierce W. G., Heart Mountain and South Fork thrusts, Park County, Wyoming, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **25**, p. 2021—2045 (1941).
470. Pijpers P. J., Geology and paleontology of Bonaire (Danish West Indies). *Geogr. en geol. Mededeel.*, Utrecht, Rijksunwersiteit, Geogr. en mineral.-geol. Inst., Phys.-geol. (1933).
471. Pirson L. V. and Knopf A., Rocks and Rock Minerals, 2d ed., Jhon Wiley & Sons, Inc. (1926).
472. Pirtle G. W., Michigan structural basin and its relationship to surrounding areas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **16**, p. 145—152 (1932).
473. Powell J. W., Report on the geographical and geological survey of the Rocky Mountain region, *U. S. Govt. Print. Off.* (1877).
474. Powers S., Age of the folding of the Oklahoma Mountains, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **39**, p. 1031—1072 (1928).
475. Pratt W. E., Petroleum on continental shelves, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **31**, p. 657—672 (1947).
476. Pressler E. D., Geology and occurrence of oil in Florida, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **31**, p. 1851—1862 (1947).
477. Price P. H., The Appalachian structural front, *J. Geol.*, **39**, p. 24—44 (1931).
478. Prouty C. E., Paleogeographic signiiicance of Cambro-Ordovician sandstones of northeast Tennessee, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **59**, p. 1344—1345 (1948).
479. Prouty W. F., Triassic deposits of the Durham basin and their relation to their Triassic areas of eastern United States, *Am. J. Sci.*, **21**, p. 472—490 (1931).
480. Ransome F. L., Geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle, Arizona, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 21* (1904).
481. Ransome F. L., The copper deposits of Ray and Miami, Arizona, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 115* (1919).
482. Ransome F. L., General geology and summary of ore deposits, In ore deposits of the southwest, *Intern. Geol. Congr. Guidebook 14*, p. 1—22 (1933).
483. Read C. B. and Brown R. W., American Cretaceous ferns of the genus Tempskya, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 186-F*, p. 105—131 (1937).
484. Read C. B., Wood G. H., Wanck A. A., Mackee P. V., Stratigraphy and geologic structure in the Piedra River Canyon, Archuleta Co., Colo., *U. S. Geol. Survey Preliminary Map 96* (1949).
485. Reed J. C., Recent investigations of United States Geological Survey of petroleum possibilities in Alaska, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **30**, p. 1433—1443 (1946).
486. Reed R. D., Geology of California, *Am. Assoc. Petroleum Geol.*, Tulsa, Okla. (1933).
487. Reed R. D. and Hollister J. S., Structural evolution of southern California, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **20**, p. 1533—1721 (1936).
488. Reeside J. B., Jr., Upper Cretaceous and Tertiary formations of the western part of the San Juan basin of Colorado and New Mexico, *U. S. Geol. survey Profess. Paper 134*, p. 1—70 (1924).
489. Reeside J. B., Jr., Thickness and general character of the Cretaceous deposits in the western interior of the United States, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Map 10* (1944).
490. Reeves F., Geology of the Big Snowy Mountains, Montana, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 165-D*, p. 135—149 (1930).
491. Reid J. A., The geomorphology of the Sierra Nevada northeast of Lake Tahoe, Univ. Calif., *Bull. Dept. Geol. Sci.*, **6**, p. 89—161 (1911).
492. Renick B. C., Geology and ground-water resources of western Sandoval County, New Mexico, *U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper 620*, p. 117 (1931).
493. Resser Ch. E., Cambrian system of the southern Appalachians, *Geol. Soc. Am. Special Paper 15* (1938).
494. Rice C. M., Dictionary of Geologic Terms, Edwards Bros., *Ann. Arbor, Mich.* (1940).
495. Rich J. L., The physiography of the Bishop conglomerate, southwestern Wyoming, *J. Geol.*, **18**, p. 601—632 (1910).
496. Richards A., Geology of the Kremmling area, Colorado, Ph. D. thesis, *Dept. Geol., Univ. Mich.* (1941).
497. Richards H. C., Subsurface stratigraphy of Atlantic coastal plain between New Jersey and Georgia, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 885—955 (1945).
498. Richards H. G., The Atlantic coastal plain; its geology and oil possibilities, *World Oil*, Sept. 15, 1947, p. 44—47 (1947).
499. Richmond G. M., Geology and oil possibilities at the northwest and of the Wind River Mountains, Sublette County, Wyoming, *U. S. Geol. Survey Preliminary Map 31* (1945).
500. Roberts R. J., Structure and stratigraphy of the Antler Peak quadrangle, north-central Nevada, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60** (1949).
501. Robinson H. H., The San Francisco volcanic field, Arizona, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 76* (1913).
502. Ross C. P., Ore deposits of the Saddle Mountain and Banner mining districts, Arizona, *U. S. Geol. Survey Bull. 771*, p. 79 (1925).
503. Ross C. P., Mesozoic and Tertiary granitic rocks in Idaho, *J. Geol.*, **36**, p. 673—693 (1928).
504. Ross C. P., Correlation and interpretation of Paleozoic stratigraphy in south-central Idaho, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 45, p. 937—1000 (1934).
505. Ross C. P., Geology and ore deposits of the Casto quadrangle, Idaho, *U. S. Geol. Survey Bull. 854* (1935).
506. Ross C. P., Some features of the Idaho batholith, *16th Intern. Geol. Congr.*, **1**, p. 369—385 (1936).
507. Roth R., Origin of siliceous dockum conglomerates, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **27**, p. 622—631 (1943).

508. Roth R., Paleogeology of the Panhandle of Texas, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, p. 1671—1688 (1949).
509. Rouse J. T., Genesis and structural relations of the Absaroka volcanic rocks, Wyoming, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 1257—1296 (1937).
510. Rouse J. T., Hess H. H., Foote F., Vhay J. S., Wilson K. P., Petrology, structure and relation to tectonics of porphyry intrusions in the Beartooth Mountains, Montana, *J. Geol.*, **45**, p. 717—740 (1937).
511. Russell I. C., A geological reconnaissance in southern Oregon, *U. S. Geol. Survey, 4th Ann. Rept.*, p. 435—464 (1884).
512. Russell I. C., Geological history of Lake Lahontan, *U. S. Geol. Survey Monogram 11* (1885).
513. Russell I. C., Notes on the geology of southwestern Idaho and southeastern Oregon, *U. S. Geol. Survey Bull. 217* (1903).
514. Russell L. S., The Cretaceous-Tertiary transition of Alberta, *Trans. Roy. Soc. Can.*, 3d ser., **26**, sec. 4, p. 121—156 (1932).
515. Russell L. S., Land and sea movements in the late Cretaceous of western Canada, *Trans. Roy. Soc. Can.*, 3d ser., **33**, p. 81—99 (1939).
516. Russell R. J., Basin range structure and stratigraphy of the Warner Range, northeastern Calivornia, Univ. Calif., *Bull. Dept. Geol. Sci.*, **17**, p. 387—496 (1928).
517. Sapper K., Mittelamerika, Handbuch der regionalen Geologie, **8** (1937).
518. Schmitt H., Summary of the geological and metallogenetic history of Arizona and New Mexico, in Ore deposits of the western United States, *Lindgen Volume, Am. Inst. Mining Met. Engrs.*, p. 316—326 (1933).
519. Schoff S. L., Geology of the Cedar Hills, Utah, Ohio State Univ abstracts of *Doctors' Dissert. 25*, p. 375—386 (1937).
520. Schofield S. J., The origin of the Purcell trench, British Columbia, *Trans. Roy. Soc. Can.*, Section iv, p. 231—241 (1920).
521. Schofield S. J., Cascadia, *Am. J. Sci.*, **239**, p. 701—714 (1941).
522. Schofield S. J., The origin of Okanagan Lake, *Trans. Roy. Soc. Can.*, Section iv, p. 89—92 (1943).
523. Schrader F. C., Mineral deposits of the Santa Rita and Patagonia mountains, Arizona, *U. S. Geol. Survey Bull. 582* (1915).
524. Schuchert Ch., Sites and nature of North American geosynclines, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **34**, p. 151—230 (1923).
525. Schuchert Ch., Historical Geology, John Wiley & Sons, Inc. (1924).
526. Schuchert Ch., Orogenic times of the northern Appalachians, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **41**, p. 701—724 (1930).
527. Schuchert Ch., Historical Geology of the Antillean-Caribbean Region, John Wiley & Sons, Inc. (1935).
528. Schuchert Ch., Stratigraphy of the Eastern and Central United States, John Wiley & Sons, Inc. (1943).
529. Schuchert Ch. and Dunbar C. O., Stratigraphy of western Newfoundland, *Geol. Soc. Am. Mem. 1* (1934).
530. Schuchert Ch. and Dunbar C. O., Historical Geology, John Wiley & Sons, Inc. (1941).
531. Schuchert Ch. and Longwell C. R., Paleozoic deformations of the Hudson Valley region, New York, *Am. J. Sci.*, **23**, p. 305—326 (1932).
532. Scott H. W., Some carboniferous stratigraphy in Montana and northwestern Wyoming, *J. Geol.*, **43**, p. 1132 (1935).
533. Seager D. A., Test on Cedar Creek anticline, southeastern Montana, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **26**, p. 861—864 (1942).
534. Sellards E. H., Rocks underlying Cretacous in Balcones fault zone of central Texas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **15**, p. 819—827 (1931).
535. Sellards E. H. and Baker C. L., et al., Geology of Texas, 2, Structural and economic geology, *Univ. Texas Bull. 3401* (1934).
536. Senn A., Paleogens of Barbados and its bearing on history and structure of Antillean-Caribbean region, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **24**, No. 9, p. 1548—1610 (1940).
537. Shanazarov D. A., Petroleum problem of Siberia, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **32**, p. 153—917 (1948).
538. Sharp R. P., Basin-range structure of the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, p. 881—919 (1939).
539. Sharp R. P., Ep-Archean and ep-Algonkian erosion surfaces, Grand Canyon, Arizona, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, p. 1235—1270 (1940).
540. Sharp R. P., Stratigraphy and structure of the southern Ruby Mountains, Nevada, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 647—690 (1942).
541. Shepard F. P., Submarine Geology, Harper & Brothers (1948).
542. Shepard F. P. and Emery K. O., Submarine topography of the California coast, *Geol. Soc. Am. Special Paper 31* (1941).
543. Sherrill R. E., Some problems of Appalachian structure, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **25**, p. 416—423 (1941).
544. Simpson E. C., Geology and mineral seposits of the Elizabeth Lake quadrangle, California, *Calif. J. Mines Geol.*, **30**, p. 371—415 (1934).
545. Simpson G. W., Holarctic mammalian faunas and continental relationships during the Cenozoic, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **58**, p. 613—688 (1947).
546. Skeels D. C., Structural geology of the Trail Creek-Canyon Mountain area Montana, *J. Geol.*, **47**, p. 816—840 (1939).
547. Smith G. O., The Mount Stuart quadrangle, *U. S. Geol. Survey, Folio 106* (1904).
548. Smith G. O. and Calkins F. C., A geological reconnaissance along the Cascade Range near the 49th parallel, *U. S. Geol. Survey Bull. 235* (1904).
549. Smith G. O. and Calkins E. C., The Snoqualmie folio, *U. S. Geol. Survey, Folio 139* (1906).
550. Smith H. T. U., Tertiary geology of the Abiquiu quadrangle, New Mexico, *J. Geol.*, **46**, No. 7, p. 933—965 (1938).
551. Smith J. F. Jr. and Ray L. L., Geology of the Cimarron Range, Sangre de Cristo Mountains, New Mexico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1935 (1941).
552. Smith P. S., Areal geology of Alaska, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 192* (1939).
553. Smith U. D., Contributions to the geology of southeastern Oregon (Steens and Pueblo mountains), *J. Geol.*, **35**, p. 421—440 (1927).
554. Smith W. S., Stratigraphy of the Skykomish basin, Washington, *J. Geol.*, **24**, p. 559—582 (1916).
555. Smith W. S. T., Hartville folio, Wyoming, *U. S. Geol. Survey, Geol. Atlas Folio, 91* (1903).
556. Snelgrove A. K., Geology and ore deposits of Betts Cove-Tilt Cove area, Notre Dame Bay, Newfoundland, *Can. Inst. Mining Met. Bull.*, p. 1—43 (1931).

557. Snelgrove A. K., Chromite deposits of Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 1* (1934).
558. Snelgrove A. K., Mines and mineral resources of Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey, Information Circ. 4* (1938).
559. Spieker E. M., Late Mesozoic and early Cenozoic history of central Utah, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 205*, p. 117—161 (1946).
560. Spieker E. M., Transition between the Colorade plateaus and the Great Basin in central Utah, *Guidebook to the Geology of Utah, No. 4, Utah Geol. Soc.* (1949).
561. Spurr J. E., Origin and structure of the basin ranges, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **12**, p. 217—270 (1901).
562. Stamp L. D., Britain's Structure and Scenery, *Collins, London* (1947).
563. Stanley G. M., Raised beaches on the east coast of James and Hudson bays, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **50**, p. 1936—1937 (1939).
564. Stebinger E., Anticlines in the Blackfeet Indian Reservation, Montana, *U. S. Geol. Survey, Bull. 641*, p. 281—310 (1916).
565. Stebinger E., Oil and gas geology of the Birch Creek-Sun River area, northwestern Montana, *U. S. Geol. Survey, Bull. 691*, p. 149—184 (1918).
566. Stephenson L. W., Major marine transgressions and repressions and structural features of the Gulf coastal plain, *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., **26**, p. 281—298 (1928).
567. Stephenson L. W., Cooke W. W., Gardner J., The Atlantic and Gulf coastal plain, *Geologie der Erde*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, p. 520—573 (1939).
568. Stetson H. C., Geology and paleontology of the Georges Bank canyons, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 339—366 (1936).
569. Stewart J. S., Petroleum possibilities in Mackenzie River Valley, N. W. T., *Trans. Can. Inst. Mining Met.*, **47**, p. 152—171 (1944).
570. Stille H., Wege und Ergebnisse der geologish-tectonischen Forschung, *25 Jahre Kaiser Wilhelm Ges. förd. Wiss.*, **2** (1936).
571. Stille H., Einführing in den Bau Amerikas, Gebrüder Borntraeger, Berlin (1941).
572. Stirton R. A. and Gealey W. K., Reconnaissance geology and vertebrate paleontology of El Salvador, Central America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, p. 1731—1754 (1949).
573. Stokes W. L., Morrison and related deposits in and adjacent to the Colorado plateau. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, p. 951—992 (1944).
574. Stokes W. L., Geology of the Utah-Colorado salt dome region, with emphasis on Gypsum Valley, Colorado, *Utah Geol. Soc. Guidebook 3*, p. 50 (1948).
575. Storm L. W., Résumé of facts and opinions on sedimentation in Gulf coast region of Texas and Louisiana, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 1304—1335 (1945).
576. Stose A. J. and Stose G. W., Geology of the Hanover-York district, Pennsylvania, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 204* (1944).
577. Stose G. W., Unconformity at the base of the Silurian in southeastern Pennsylvania, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **41**, p. 629—658 (1930).
578. Stose G. W. and Bascom F., Fairfield-Gettysburg folio, *U. S. Geol. Survey, Geol. Atlas, Folio 225* (1929).
579. Stose G. W. and Jonas A. I., Ordovician overlap in the piedmont province of Pennsylvania and Maryland, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **34**, p. 507—524 (1923).
580. Stose G. W., Jonas A. I., Ashley G. H., Southern Pennsylvania and Maryland, *Intern. Geol. Congr., Guidebook 10* (1933).
581. Stose G. W. and Jonas A. I., Highlands near Reading, Pennsylvania; an erosion remnant of a great overthrust sheet, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 757—779 (1935).
582. Stose G. W. and Stose A. J., Ocoee series of the southern Appalachians, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, p. 267—320 (1949).
583. Stoyanow A., Correlation of Arizona Paleozoic formations, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 459—540 (1936).
584. Stoynow A., Paleozoic paleogeography of Arizona, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 1255—1282 (1942).
585. Strahler A. N., Hypotheses of stream development in the folded Appalachians of Pennsylvania, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**, p. 45—87 (1945).
586. Swartz F. M., Trenton and sub-Trenton of outcrop areas in New York, Pennsylvania, and Maryland, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **32**, p. 1493—1595 (1948).
587. Taber S., The great fault troughs of the Antilles, *J. Geol.*, **30**, p. 89—114 (1922).
588. Taber S., Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett trough, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **45**, p. 567—620 (1934).
589. Taliaferro N. L., Geologic history and correlation of the Jurassic of southwestern Oregon and California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 71—112 (1942).
590. Taliaferro N. L., Franciscan-Knoxville problem, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **27**, p. 109—219 (1943).
591. Taliaferro N. L., Geologic history and structure of the central Coast Ranges of California, *State Div. Mines, Dept. Nat. Resources, Calif., Bull. 118*, p. 119—162 (1943).
592. Taliaferro N. L., Cretaceous and paleocene of Santa Lucia Range, California, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **28**, p. 449—521 (1944).
593. Taff J. A., Geology of the Arbuckle and Wichita mountains in Indian Territory and Oklahoma, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 31* (1904).
594. Taylor R. E., Origin of the cap rock of Louisiana salt domes, Louisiana Dept. Conservation, *Geol. Bull. 11* (1938).
595. Tenney J. B., The Bisbee mining district, *Intern. Geol. Congr., Guidebook 14*, p. 40—66 (1933).
596. Thayer T. P. and Guild P. W., Thrust faults and related structures in eastern Cuba, *Trans. Am. Geophys. Union*, **28**, p. 919—930 (1947).
597. Thom W. T., Jr., The relation of deep-seated faults to the surface structural features of central Montana, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **7**, p. 1—13 (1923).
598. Thom W. T., Jr., Position, extent and structural makeup of Appalachia, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **48**, p. 315—322 (1937).
599. Thom W. T., Jr., Hall G. M., Wegeman C. H., Moulton G. F., Geology of Big Horn County and Crow Indian Reservation, Montana, *U. S. Geol. Survey Bull. 856*, p. 200 (1935).
600. Thomas C. R., McCann F. T., Raman N. D., Mesozoic and Paleozoic stratigraphy in northwestern Colorado and northeastern Utah, *U. S. Geol. Survey, Preliminary Chart 16* (1945).
601. Thomas H. D., The geologic history and geologic structure of Wyoming, *Geol. Survey Wyoming Bull. 42* (1949).

602. Thompson M. L., Pennsylvanian system in New Mexico, *New Mexico School Mines Bull. 17* (1942).
603. Thwaites F. T., Sandstones of the Wisconsin coast of Lake Superior, *Wisconsin Geol. and Nat. Hist. Survey Bull. 25*, p. 1—116 (1912).
604. Thwaites F. T., Structural map on top of the Dresbach formation (upper Mississippi Valley), *Kansas Geol. Soc. Guidebook, 9th Ann. Field Conf.*, p. 356 (1935).
605. Thwaites F. T., Stratigraphic work in northern Michigan, 1933—1941, *Papers Mich. Acad. Sci.*, **28**, p. 487—502 (1943).
606. Tomlinson C. W., The Middle Paleozoic stratigraphy of the central Rocky Mountain region, *J. Geol.*, **25**, p. 373—394 (1917).
607. Tomlinson C. W., The Pennsylvanian system in the Ardmore basin, *Oklahoma Geol. Survey Bull. 46* (1929).
608. Tourtelot H. A. and Nace H. L., Tertiary stratigraphy of the northeastern part of the Wind River basin, Wyoming, *U. S. Geol. Survey, Preliminary Chart 22* (1946).
609. Trechman C. T., Geology and fossils of Carriacon, *West Indies, Geol. Mag.*, **72**, p. 529—555 (1935).
610. Trechamn C. T., Some observations on the geology of Antigua, West Indies, *Geol. Mag.*, **78**, p. 113—124 (1941).
611. Tullis E. L., Contributions to the geology of Latah County, Idaho, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 55, p. 131—164 (1944).
612. Twenhofel W. H., Silurian of eastern Newfoundland with some data relating to physiography and Wisconsin glaciation of Newfoundland, *Am. J. Sci.*, **245**, p. 65—122 (1947).
613. Twenhofel W. H. and MacClintock P., Surface of Newfoundland, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **51**, p. 1665—1728 (1940).
614. Twenhofel W. H. and Shrock R. R., Silurian strata of Notre Dame Bay and Exploits Valley, Newfoundland, *Bull. Geol, Soc. Am.*, **48**, p. 1743—1772 (1937).
615. Tweto O., Pre-Cambrian and Laramide geology of the Frazer area, Front Range and Middle Park, Colorado, *Ph. D. thesis, Univ. Mich.* (1947).
616. Umbgrove J. H. F., Origin of continental shelves, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **30**, p. 249—253 (1946).
617. Umbgrove J. H. F., The Pulse of the Earth, Martinus Nijhoff (1947).
618. Umpleby J. B., Westgate L. G., Ross C. P., Geology and ore deposits of the Wood River region, Idaho, *U. S. Geol. Survey Bull. 814* (1930).
619. Van Alstine R. E., Geology and mineral deporsits of the St. Lawrence area, Burin peninsula, Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 23* (1948).
620. Vanderwilt J. W., et al., Guide to the geology of central Colorado, *Quart. Colo. School Mines*, **43**, No. 2 (1948).
621. Van Waterschoot van der Gracht W. A. J. M., Permo-Carboniferous orogeny in south-central United States, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **15**, p. 991—1057 (1931).
622. Van Weelden A., Regional tectonic features of the Wichita-Arbuckle Mountain region in the light of geophysical observations, *Oil Weekly*, **70**, p. 27—30 (1933).
623. Veatch A. C., Geography and geology of a portion of southwestern Wyoming, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 56*, p. 178 (1907).
624. Veatch A. C. and Smith P. A., Atlantic submarine valleys of the United States and the Congo submarine valley, *Geol. Soc. Am. Special Paper 7* (1939).
625. Ver Viebe W. A., Ancestral Rocky Mountains, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **14**, p. 765—788 (1930).
626. Ver Viebe W. A., Present distribution and thickness of Paleozoic systems, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **43**, p. 495—540 (1932).
627. Wager L. R., Geological investigations in East Greenland, Part IV, The stratigraphy and tectonics of Knud Rasmussens Land and the Kangerdlungssuaq region, *Meddelelser om Gronland*, **134**, *Nr.* 5 (1947).
628. Walker J. E., Canada Geol. Survey, *Mem. 148* (1926).
629. Wallace R. E., Structure of a portion of the San Andreas rift in southern California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **60**, p. 781—806 (1949).
630. Wallace W. E., Jr., Structure of south Louisiana deep-seated domes, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **28**, p. 1249—1312 (1944).
631. Walthier T. N., Geology and mineral deposits of the area between Corner Brook and Stephenville, western Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey Bull. 35* (1949).
632. Walton P. T., Geology of the Cretaceous of the Uinta basin, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **55**, p. 91—130 (1944).
633. Waring G. A., Geology and water resources of a portin of south central Oregon, *U. S. Geol. Survey Water Supply Paper 220* (1908).
634. Waring G. A., Geology and water resources of the Horney basin region, Oregon, *U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper 231* (1909).
635. Waring G. A., The geology of the Island, British West Indies, Johns Hopkins Univ., *Studies in Geology*, No. 7 (1926).
636. Warren P. S., Age of the Selkirk and Rocky Mountain uplifts in Canada, *Am. J. Sci.*, 5th ser., **36**, p. 66—71 (1938).
637. Warren P. S., Sedimentation in the Cordilleran geosyncline in Alberta and British Columbia, *Proc. 6th Pac. Sci. Congr.*, **1**, p. 245—251 (1939).
638. Warren W. C., Grivetti R. M., Norbisrath H., Geology of northwestern Oregon, *U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations, Preliminary Map 42* (1945).
639. Warren W. C., Norbisrath H., Grivetti R. M., Brown S. P. Preliminary geologic map and brief description of the coal fields of King County, Washington, *U. S. Geol. Survey, Preliminary Map* (1945).
640. Washburn A. L., Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, arctic Canada, *Geol. Soc. Am. Mem. 22* (1947).
641. Waters A. C., Summary of the sedimentary, tectonic and igneous and metalliferous geology of Washington and Oregon: Ore deposits of the western States, Lindgren Uolume, *Am. Inst. Mining Met. Engrs.*, p. 253—265 (1933).
642. Waters A. C. and Krauskopf K., Protoclastic border of the Colville batholith, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1355—1418 (1941).
643. Watson K., Mafic and ultramafic rocks of the Baie verte area, Newfoundland, *J. Geol.*, **51**, p. 116—130 (1943).
644. Watson K., Geology and mineral deposits of the Baie Verte-Mings Bright area, *Newfoundland Geol. Survey, Bull. 21* (1947).
645. Weaver C. E., The mineral resources of Stevens County, *Washington Geol. Survey Bull. 20* (1920).

646. Weaver C. E., Tertiary stratigraphy of western Washington and northwestern Oregon, *Univ. Wash., Pub. in Geol.*, **4** (1931—1937).
647. Weaver C. E., Stratigraphy and paleontology of the Tertiary formations at Coos Bay, Oregon, *Univ. Wash., Pub. in Geol.*, **6**, p. 31—62 (1945).
648. Weaver C. E., Geology of Oregon and Washington and its relation to occurence of oil and gas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 1377—1415 (1945).
649. Weaver C. E., Geology of the Coast Ranges immediately north of the San Francisco Bay region, California, *Geol. Soc. Am. Mem. 35* (1949).
650. Weeks A. W., Balcones, Luling, and Mexia fault zones in Texas, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **29**, p. 1737 (1945).
651. Weeks L. G., Paleogeography of South America, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **59**, p. 249—282 (1948).
652. Weidman S., Structure of the Miami-Picher district, *Geol. Soc. Am. Special Paper 24* (1939).
653. Welch G. I., Geophysical study of the Douglas fault, Pine County, Minnesota, *J. Geol.*, **49**, p. 408—413 (1941).
654. Weller J. M., Pennsylvanian overlap in United States, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **15**, p. 704—707 (1931).
655. Weller S. and St. Clair S., Geology of Ste. Genevieve County, Missouri, *Missouri Bur. Geol. Mines.*, **22**, 2d ser. (1928).
656. Westermann J. H., De geologie van Nederlandsch West-Indie: Aruba, *Leidsche Geol. Mededeel*, p. 709—714 (1931).
657. Westgate L. G. and Knopf A., Geology and ore deposits of the Pioche district, Nevada, *U. S. Geol. Survey Profess. Paper 171* (1932).
658. Westgate L. G. and Ross C. P., Geology and ore deposits of the Wood River region, Idaho, *U. S. Geol. Survey Bull. 814* (1930).
659—660. Wheeler H. E., Fusulinids and the McCloud and Nosoni formations of North California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **44**, p. 218 (1933).
661. Wheeler H. E., New trilobite species from the anthracolitic of northern California, *Proc. Geol. Soc. Am.*, **1934**, p. 386 (1935).
662. Wheeler H. E., Permian volcanism in western North America, *Proc. 6th Pac. Sci. Congr.*, p. 369—376 (1939).
663. Wheeler H. E., Scott W. F., Thompson T. L., Permian-Mesozoic stratigraphy in northeastern Nevada, *Geol. Soc. Am. Abstracts*, p. 72 (1949).
664. Whitcomb L., Spitzenberg conglomerate as a Triassic outlier in Pennsylvania, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **53**, p. 755—764 (1942).
665. White D. E., Molybdenite deposits of the Rencoutre East area, Newfoundland, *Econ. Geol.*, **35**, p. 967—995 (1940).
666. White L. H., Subsurface distribution and correlation of the pre-Chattanooga („Wilcox" sand) series of northeastern Oklahoma, *Oklahoma Geol. Survey Bull. 40-B* (1926).
667. Wichender R. T. D., Paleozoic and Jurassic formation in well sections in Manitoba, *Can. Geol. Survey Summary Rept.*, pt. 13, p. 158—168 (1933).
668. Willard B., Continental Upper Devonian of northeastern Pennsylvania, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 565—608 (1936).
669. Williams H., Pliocene volcanoes of the Navajo-Hopi country, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **47**, p. 111—172 (1936).
670. Williams H., The ancient volcanos of Oregon, Oregon State System of Higher Education, Eugene, Oregon (1948).
671. Williams J. S., Carboniferous formations of the Uinta and northern Wasatch mountains, Utah, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**, p. 591—624 (1943).
672. Willis B., Stratigraphy and structure, Lewis and Livingstone ranges, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **13**, p. 305—352 (1902).
673. Willis B., Nat. Research Council, *Div. Geol. Geogr., Ann. Rept. 1933—1934*, App. I, p. 12—13.
674. Willis B. and Willis R., Geologic Structures, 3d ed., *McGraw-Hill Book Co.*, Inc. (1934).
675. Willis B. and Willis R., Eruptivity and mountain building, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **52**, p. 1643—1684 (1941).
676. Wilson C. W., Jr., The pre-Chattanooga development of the Nashville dome, *J. Geol.*, **43**, p. 449—481 (1935).
677. Wilson C. W., Jr., Geology of the Nye-Bowler lineament, Stillwater and Carbon counties, Montana, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **20**, p. 1161—1188 (1936).
678. Wilson C. W., Jr., and Spain E. L., Jr., Upper Paleozoic development of the Nashville dome, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **20**, p. 1070—1085 (1936).
679. Wilson C. W., Jr., Geology of the Muskogee-Porum district, Muskogee and McIntosh counties, Oklahoma, *Oklahoma Geol. Survey, Bull. 57* (1937).
680. Wilson C. W., Jr., The Tensleep fault, Johnson and Washakie counties, Wyoming, *J. Geol.*, **46**, p. 868—881 (1938).
681. Wilson C. W., Jr., Probable connection of the Nashville and Ozark domes by a complementary arch, *J. Geol.*, **47**, p. 583—597 (1939).
682. Wilson C. W., Jr., and Born K. E., Structure of central Tennessee, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **27**, p. 1039—1059 (1943).
683. Wilson E. D., Geology and mineral deposits of southern Yuma County, Arizona, *Ariz. Bur. Mines, Geol. Ser. 7, Bull. 134* (1933).
684. Wilson R. A., Thrust faulting in the Empire Mountains of southeastern Arizona, *J. Geol.*, **42**, p. 422—429 (1934).
685. Winther P. C. and others, A preliminary account of the Danish Peary Land Expedition, 1948—1949, *Arctic, 3*, No. 1, p. 3—13 (1950).
686. Wissler S. G., Stratigraphic formations of the producing zones of the Los Angeles basin oil fields, *Calif. Dept. Nat. Resources, Div. Mines Bull. 118*, p. 209—234 (1941).
687. Wolcott Ch. D., Pre-Devonian Paleozoic formation of the Cordilleran provinces of Canada, *Smithsonian Inst. Misc. Collections*, **75**, p. 175—368 (1928).
688. Wolcott P. P., Fossils from metamorphic rocks of coast range of Venezuela, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **27**, p. 1632 (1943).
689. Wood G. H. and Northrup S. A., Geology of Nacimiento Mountains, San Pedro Mountain, and adjacent plateaus in parts of Sandoval and Rio Arriba counties, New Mexico, *U. S. Geol. Survey, Preliminary Map 57* (1946).
690. Woodford A. O., Pre-Tertiary diastrophism and plutonism in southern California and Baja California, *Proc. 6th Pac. Sci. Congr.*, p. 253—258 (1939).
691. Woodring W. P., Tectonic features of the Caribbean region, *Third Pan-Pacific Sci. Congr.*, Tokyo, **1926**, p. 401—431 (1928).

692. Woodring W. P., Brown J. S., Burbank W. S., Geology of the Republic of Haite, Republic of Haiti, *Department of Public Works, Port-au-Prince* (1924).
693. Workman L. E., Subsurface geology of Chester series in Illinois, *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol.*, **24**, p. 209—224 (1940).
694. Wrather W. E., Oklahoma and Texas (introduction), *Intern. Geol., Congr., Guidebook 6* (1933).
695. Wright F. E. and Wright C. W., Lode mining in southeastern Alaska, *U. S. Geol. Survey Bull. 248*, p. 30—54 (1906).
696. Wright H. E., Jr., Tertiary and quaternary geology of the lower Rio Puerco area, New Maxico, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **57**, p. 383—456 (1946).
697. Young G. A., Geology and economic minerals of Canada, *Can. Geol. Survey, Econ. Geol.*, ser. 1, p. 186 (1926).

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Абахо 424, 432, 433
Абсарока, хребет 352, 375, 379, 383, 387—389, 395, 403, 404
Авалон, п-ов 230, 238
Авес, отмель 588
Агатла 437
Адамс, гора 482
Адирондак, п-ов 111
Адирондакские горы 28, 175, 176, 183
Адмиралтейства о-в 297, 301
Адмиралти-Инлет 482
Азия 19, 93
Азорские о-ва 566
Айдахо, штат 25, 33, 44, 50, 72, 73, 75, 76, 83, 84, 306, 318, 341, 353, 356, 365, 523—525
Айова, штат 61
Аксель-Хейберг, о-в 556, 557
Алабама, штат 24, 54, 115, 119, 129, 132, 133, 139, 140, 245, 571
Александр, архипелаг 91, 92, 96, 295
Алеутские горы 551
— о-ва 534
Аллеганское плато 101
Альберта, округ 207
— провинция 25, 33, 44, 308, 311, 328, 338, 483, 550
Альпы 18, 19, 20, 242, 622
Альта Верапак 616
Альхамбра-Рок 437
Аляска 24, 25, 50, 55, 85, 91, 92, 288, 290, 291, 295, 300—302, 305, 311, 468, 483, 484, 486, 487, 501, 549, 553, 557, 558, 560, 564
Аляскинский хребет 549—551
Аляски юго-восточной о-ва 324
Амарильо, горы 57, 257, 259, 262
Америка Центральная 25, 313, 314, 569, 606, 612, 615, 620, 625
Ангий-Маунтин, горы 220
Ангилья, о-в 601
Англия 565, 567
Андрос, о-в 600
Анды южно-американские 25
Анегада, пролив 588, 596—598, 606, 623
Анкомпагре, плато 367
— хребет 42, 263—265, 416, 430
Аннаполис-Корнуэл, долина 205
Антогониш, округ 205
Антигуа, о-в 601
Антилон-Айленд, о-в 363
Антильские Большие о-ва 25, 50, 569, 587, 588, 602, 606, 620
— Малые о-ва 25, 26, 569, 601, 602, 605, 606
Анхель-де-ла-Гуарда, о-в 498
Аппалачи 39, 52, 99, 105, 118, 127—129, 131—133, 141, 143, 146, 152, 174, 203—205, 219, 235, 244
— Новой Англии 175—204
— Новой Шотландии и Нью-Брансуика 205, 219
— Ньюфаундлендские 220—238
Аппалачское нагорье 133, 141
— плато 99, 105, 175
Арбукль, горы 16, 32, 39, 244, 252—256
Аргельо, каньон 531
Аризона, штат 32, 42, 50, 55—57, 263, 314, 439, 440, 444—446, 448, 449, 502, 521, 621
Аризоны горы 502
Арисейга 209, 216
Арканзас, штат 32, 35, 68, 571, 573 579, 580, 587
Арканзасская долина 69
Арктика 54, 554—568
Арктик-Ред, река 327
Арктические о-ва Канады 554
Арктический архипелаг 24, 53, 54, 554, 558
Арктическое море 27, 54, 566, 568
Артибонит 596
Артиллери-Маунтин, горы 448, 449
Аруба, о-в 603
Асбюри 164
Асунсьон, мыс 493
— о-в 493
Атлантика 567
Атлантический океан 22, 44, 50, 205, 521, 599, 605, 621
Атлин, округ 297
Африка 159
Ахо, округ 444, 446

Бабин, горы 324, 326
Бабокивари, горы 444
Багамские о-ва 26, 588, 599
Бай-оф-Айлендс, залив 224
Байхорс 76
Бакер, о-в 297
Балкли, горы 324, 326
Балтимора, город 104
Банка Авес 601
— Боуэрс 535
— Джордж 26, 166, 204
— Петрель 535
Банкеро, отмель 166
Банф 73
Баранова о-в 297
Барбадос 603, 605—607, 622, 623
Барбуда, о-в 601
Бартлетт, впадина 588, 596
Басс-Маунтин, горы 88
Бастроп, округ 575, 577
Батерст, о-в 556
Баумани, фиорд 557
Баффинов залив 559, 567
Баффинова Земля 53, 554, 556, 557
Беата, мыс 595
Бе-Верт, залив 224, 225
Бейкер, гора 482
Бек, хребты 414, 415
Бекер 81, 88, 89
Белкнап, горы 196
Белл, о-в 228
Бель-Иль, о-в 230
Бенкс, о-в 556
Береговые Каскадные хребты Орегона и Вашингтона 352, 458, 476—483
Береговые хребты 25, 79, 91, 285, 286, 289, 295, 324, 326, 458, 475, 484
— — Аляски 541
— — Вашингтона 458, 484
— — Венесуэлы 604
— — Калифорнии 279, 284, 456, 458—466, 468—476, 481, 484, 550, 553, 564
— — Орегона и Вашингтона 352, 458
— — Тихого океана 458—488, 501, 618
— — Центральные 466, 467, 473
Берингово море 535
Бер-Лейк, озеро 524
Беркширские горы 182
Берпо, горы 376
Бертут, горы 50, 375, 379, 384, 404
Бертут-Оул, горы 380
Бертут, плато 380, 383
Биверхед, хребет 75, 353
Биг-Белт, горы 376
Биг-Салмон, хребет 326
Биг-Сноу 308
Бигхорн, река 403, 404
— — хребет 17, 50, 320, 379, 389—391, 404

Бил-Вильямс, пик 434
Бингем 96, 365
Бисби 315, 444, 445
Биттер-Крик, приток 403
Биттерут, хребет 342, 345, 525
Блек-Кеп 210
Блектайл, хребет 352, 525
Блектайл-Крик, долина 353
Блек-Харбор 211
Блек-Хиллс, хребет 50, 320, 379, 391—394, 404
Блоу-Ми-Даун, горы 220, 224
Блю, см. Абахо, горы
Блю-Маунтин, горы 87, 479, 598
Блю-Ридж, хребет 39, 103, 105, 123, 126, 129, 133, 137, 138, 141, 153, 169
Боброва о-в 295
Большой каньон 423, 438
Большое Соленое озеро 363
Бонайре, о-в 603
Борден, п-ов 556
Бостон, горы 68
Бостон-Бай 202
Бостонский округ 202
Боулдер-Дам 505
Брасос, хребет 263, 265
Браун-Парк, долина 405
Бридж-Ривер 92, 305
Бриско, хребет 335
Британская Колумбия 25, 26, 33, 44, 50, 73, 83, 84, 87, 90, 288—291, 295, 301, 309, 311, 326, 341, 345, 483, 484, 486, 487, 501, 527, 541, 549
Британский Гондурас 615—617
Британского Гондураса горы 615
Бром, гора 213
Брукс, хребет 26, 549
Булл, гора 399
Булл-Шофилд, река 335
Бутия, п-в 53, 554
Бьютт, горы 352, 389
Бьюрин, п-ов 222, 226, 232

Вайоминг, штат 25, 39, 71, 78, 132, 353, 356, 357, 393, 404, 447, 523—525, 550
Вайоминга хребты 400
Валдес-Крик 547
Ванкувер, о-в 91, 288, 295, 301, 303, 304, 324, 484
Ван-Хорн, хребет 335
Варисцийские горы 242
Васкес, гора 406
Ватлинг, см. Сан-Сальвадор, о-в
Вашингтон, город 104
— штат 25, 50, 83, 90, 288, 290, 291, 304, 346, 476, 478, 479, 487, 501, 529
Вашингтонские хребты 481
Вашита, река 255
Вебер, каньон 75, 96
Великая долина 102, 103, 121, 126, 127, 133, 137, 140
— равнина 44, 50, 393, 394
Великие озера 52, 60, 65
Венесуэла 25, 604, 605, 620, 622
Вентура 458
Вермонт, штат 189, 190, 205
Верхнее озеро 22, 39, 55, 60, 269
Вест-Индия 588, 605, 606, 609, 611
Вет, горы 409
Виктория, о-в 554, 558, 566
Вильямс, гора 406
Вирджин, о-ва 588, 596—598, 606
Вирджин-Спрингс 514
Вирджиния, штат 55, 114, 123, 129, 136, 137, 140, 141, 161, 165
— Западная, штат 54, 57, 99, 101, 116, 127
Висконсин, штат 53, 55, 56
Вичита, горы 35, 39, 245, 252
Вичита-Амарильо, хребты 256
Вичита-Фолс 252
Внутреннее плато 326
Вобаш, округ 61
Восточные штаты 14
Вуд-Ривер 76
Вэсеч, горы 75, 307, 358, 363, 522
— плато 521

Гаванна, провинция 595
Гаити 26, 595
Галтон, хребет 335
Гальинас, горы 420
Гамильтон, залив 485
— округ 61
Гандер, река 224
Ганнет, пик 379
Ганнисон, плато 307
Гарибальди 92
Гаспе, залив 211
— п-ов 205, 207, 210, 211, 213, 214, 233, 235, 236, 238
Гаттерос, мыс 161
Гвадалупа, горы 262, 422
— о-в 313
Гватемала, 313, 612, 614—616
Генри, горы 424, 432, 433, 438
Генри, мыс 165
Германия 273
Гласс, горы 249, 422
Глен, каньон 438
Гленлайон, хребет 326
Говард, о-в 211
Голд-Хилл 365
Голландские Подветренные о-ва 603, 605
Гондурас 313, 612, 616, 617
Гонсалес, округ 414, 577
Горе, хребет 406
Гранд-Терр, о-в 601, 612
Гранд-Титон, пик 379
Грасс-Велли 279
Грейт-Смоки, горы 103
Гренада, о-в 601
Гренадины, о-ва 601
Гренландия 22, 24, 52, 53, 554, 556, 562—567
Гренландское море 467, 559
Грехем, о-в 303, 304, 486, 487
Гринейля о-в 556
Грин-Ривер 398, 403—405
Гро-Вентр, хребет 357, 358, 379, 380, 389, 524
Гройс, о-в 223, 228, 234
Гудзон, река 126, 167, 176, 178, 179
Гудзона долина 113, 130, 167, 175, 176
— нагорья 175, 179
Гудзонов залив 22, 32, 52, 53, 55, 556, 558
— канал 167
— пролив 22
Гудзон-Шампленская область 198
Гузатонское нагорье 179
Гумбольт, озеро 506
— хребет 72
Гурон, озеро 60

Двайтвудспринг 60
Девис, горы 450
Девон, о-в 53, 554
Дедвуд 96
Дезирадо, о-в 601
Делавер 161
Дель-Норте, гора 422
Денмарк, пролив 565
Десьерто-де-Санта-Клара, пустыня 490
Джаспер 73
Джексон-Хол, долина 379, 525
Джелм, гора 399
Джорджия 24, 99, 118, 119, 133, 140, 141, 143, 161, 586, 587
— пролив 484
— Стрейт 482
Джудит, гора 376, 377
Дивайд, гора 328
Диксон, проход 91
Диксон-Энтранс, пролив 487
Диско, залив 565
— о-в 53
Догтут, хребет 335
Долина Памятников 437
— Смерти 75, 468
Долл, о-в 297, 301
Долорес, река 438
Доминиканская республика 595
Драгун, горы 444
Дуглас, округ 61
Дьябло 39, 259, 261, 266, 285, 450, 459, 461, 462, 464

Евразия 554, 566

Западный мыс 493, 496
Зеленые горы 175, 182, 187, 189
Зеленый Мыс, о-ва 591
Земля Ливерпуль 565
— Пири 557
— Франца-Иосифа 562

Игл, округ 543
Иентна, округ 547
Изабелла, залив 557
Известковые Карибские о-ва 601
Икстасиуатль, пик 612
Иллинойс, штат 32, 55, 56, 64, 65
Ил-Ривер, залив 474, 475
Ильи св., горы 551
— — мыс 534
— — хребет 91, 324
Империал, округ 492
Индиана, штат 32, 55, 58, 64
Индонезия 607
Иран 591
Исландия 566
Ист-Гумбольт, горы 509
Истпорт 213
Ис-Фиорд 565

Йеллоустон, река 387
Йеллоустонский парк 351, 352, 375, 387—389
Йорк, мыс 565

Кайбаб, плато 521
Каледонис, горы 207

Калифорнийский залив 497, 498, 501
— п-ов 25, 44, 283, 284, 315, 458, 489—503, 621
Калифорнии долина 286
— южной горы 537
Калифорния 25, 33, 44, 75, 78, 87, 275, 278, 279, 283, 311, 473, 476, 478, 494, 504, 505, 507, 514, 519, 529
Кам, о-в 485
Камагуэй, провинция 594, 595
— равнина 588
Камберленд 101
— горы 101, 121
Камберленд-Пикту 205
Камерон, озеро 92
Камишак, округ 547
Камлупс 92
Кампече, штат 616
Камселл, хребет 327
Камчатка 97
Канаб, плато 521
Канада 42, 301, 311, 327, 333
Канадская равнина 53
Канадские горы 324
— Скалистые горы 73
Кандик, округ 543
Канзас 12, 16, 24, 33, 55, 56, 66, 256, 268
Канкаки, город 56
Каннинг, округ 544
Кантишна, округ 543
Каньон, хребет 327
Каолинга 469
Кап-Бретон, о-в 205, 209, 214
Кап-Руж, мыс 223
Капистрано, залив 468
Капитан, горы 420
Караибские о-ва 601, 602, 605
Караибское море 26, 558, 587, 588, 595, 598, 609, 611, 620
Карибу, горы 326
Карлейл, гребень 103
Карпаты 242
Каррисо, горы 424
Картерсвиль 140
Каскадные горы 292, 324, 458, 464, 477, 479, 480, 482—484
Кассиарские горы 87, 324, 326
Каталина, о-в 468, 529
Катоктен, горы 135
Квадрант 96
Квебек, город 238
—, провинция 53, 176, 189, 196, 205, 207, 210, 214
Кеку, о-в 91
Кенай, п-ов 551
Кендрик, пик 434
Кентукки 12, 32, 39, 268
Кер-д'Ален 346
Керн 516
Кетскилл, горы 175
Кетчикан, река 91, 335
Кивиноу, п-ов 56
Кинг, округ 207
Китмен, горы 450
Кламат, горы 25, 78—81, 87, 88, 96, 475
— озеро 505
Клир-Уотер, озеро 474
Кобекид, горы 205
Кодьяк, о-в 531, 551
Колима, пик 612
Колорадо, река 406
— хребет 42, 50, 68, 263, 264, 406
— штат 12, 14, 15, 22, 24, 25, 33, 35, 55, 56, 252, 259, 263, 264, 320, 414, 438, 448, 497
Колорадские Скалистые горы 379
Колорадское плато 24, 25, 321, 367, 423—439, 521
Колумбийское плато 352, 477, 479
Колумбия 620, 621
— река 80, 326, 335
Колчестер, округ 205
Коквехелла 92
Кокскомб, горы 615
Комсток-Лод 506
Коннектикут, долина 158
— река 153
— штат 153, 158
Консаг, о-в 498
Консепсьон, залив 494
Консепшен-Бай, бухта 222, 230
Континентальный хребет 484
Кордильера Сан-Доминго 595—597
— Санта-Клара 594
Кордильеры 16, 22, 78, 170, 219, 263, 310, 324, 473, 564, 595
— Большие 324
— Канадские 288
— северо-американские 52
Королевы Шарлотты залив 301
— — о-ва 288, 289, 295, 301, 484
Коронадос, о-в 91
Коронейшен, о-в 297
Коста-Рика, государство 618, 619
— — перешеек 25
Костюшко о-в 297
Косумнес, река 276
Котс, о-в 53
Крази-Маунтин, горы 376, 377
Крейенхаген 461
Кристмасс, 448
Кроуснест, горы 338
Кюль-де-Сак 596
Кюрасао, о-в 603, 623
Куба 25, 26, 44, 588, 594—597, 609, 612, 620, 621, 623
Куйю, о-в 297, 485
Кука хребет 266
Купер, река 531
Куприянова о-в 290, 297, 485
Кус, залив 479
Кускоквим, залив 549
Кутней 92
— озеро 289
— река 326

Ла-Бердж 92
Лабрадор, п-ов 32, 52
Лаврентия, округ 61
— св. залив 32, 211, 238
— — река 52, 176, 236, 238
Лаврентьевская низменность 185
Лаврентьевские нагорья 175
Лаган, гора 385
Лаймстон, горы 269
Лайяр, река 335
Ламуаль, река 183
Ла-Пас, залив 493, 494
— — перешеек 496
Ла-Пуаль-Бай, залив 223, 225
Ларами хребет 320, 379, 398, 399, 404, 406
Ла-Саль, горы 270, 424, 432, 433, 438
— — округ 61
Ла-Суфриер, вулкан 601
Лас-Трес-Вирхенес, гора 497
Лисборн, округ 544
Литтл-Белт, горы 376
Литтлтон-Мусилак 190
Литуйя, залив 486, 551, 553
Логан, гора 324
Логанспорт 66
Лодор, каньон 405
Лодор-Бренч, река 405
Лома-Ла-Вихия 594
Ломерио Пейотес, горы 573
Ломо-Тина, вершина 595
Лонг-Рейндж, хребет 227, 228, 238
Лос-Анжелос 458
Луизиана, штат 26, 33, 571, 573, 579, 580, 586
Лукаут-Хиллс, холмы 220
Лукильо, горы 597
Лулу, о-в 297
Льюис, хребет 329
Льюис-Хилл, холмы 220
Льяно-Эстакадо 252

Магдален, о-в 211—214
Магдалена залив 490
Майн-Ридж 129
Мак-Гилливрей 335
Макей 75
Маккензи, горы 310, 326
— река 27, 75
Маккинак, о-в 60
Мак-Кинли, вершина 535
— — горы 549
Мак-Куллок, пик 385, 386
Малер, плато 477, 502
Малоне, горы 450
Маммот-Лейк 282
Манагуа, озеро 618
Манантиал, холм 604
Манитоба 32, 53
Маратон 203, 247—249
Маратонские горы 20, 24, 256
Маргариты о-ва 603
Мари-Галант, о-в 601, 602
Марипоза, река 276
Мартиника, о-в 801
Масатсал 57
Маскарен, п-ов 211
Массачусетс, штат 153, 189, 194, 199
Массел, залив 92
Матадор, хребет 253
Матансас, залив 591
— провинция 591, 595
— равнина 588
Матануска 547
Маунт-Карлстон 207
Маунт-Лайел, пик 512
Маунт-Марси, вершина 176
Махава, пустыня 502
Медисин-Боу, горы 379, 396, 398, 399, 406, 414
Медисон, горы 352, 353, 523
Мексика 25, 26, 39, 42, 50, 301, 311, 313, 314, 450, 487, 501, 514, 569, 581, 589, 612, 616, 621
Мексиканский залив 14, 26, 32, 50, 161, 163, 314, 558, 579, 581, 587, 588, 602, 609, 611, 620, 621, 626

Мексиканское нагорье 439
Мелвилл, п-ов 53, 554, 556, 557
Мелроз 352
Мен 190, 194, 196, 199, 210, 213
— залив 166, 167, 204, 205
Мендосино, мыс 476
Менсел, о-в 53
Мепсиниль 591
Мериленд 26, 108, 115, 123, 133, 136, 137, 140, 141, 161
Мерсед, река 276
Меса Центральная 502
Мехия 577
Мидлл-Парк, хребет 406
Мидлтон, о-в 552
Мингс-Байт, залив 224
Миннесота 53, 55
Мирамичи, река 205
Миссикуа, река 183
Миссисипи, дельта 569, 579, 581, 586
— залив 51, 579, 587
— река 26, 569
— штат 26, 245, 571, 573, 581
Миссури 55, 68, 268
Митчелл, гора 103
Мичиган 14, 32, 53, 55, 56, 60
Могольон, хребет 436
Мокассин, гора 377
Мона, пролив 597
Монаши, горы 326
Мон-Пале, вулкан 601
Монро 580
Монсеррат, о-в 601
Монтана, штат 25, 32, 33, 39, 44, 70, 71, 76, 78, 84, 306, 308, 309, 311, 319, 320, 327, 333, 344—347, 349, 351, 357, 377, 525, 527, 550
Монтаны Центральные горы 323, 375
Монтерей, залив 463
Монтериги, холмы 213
Монт-Ропал 213
Моратонские горы 39
Морган, долина 363
Моренси-Метхалф 446
Москито, хребет 406
Мохаве, горы 516
Мохавия, залив 468
Мохавская пустыня 468
Мудди, горы 76
Мюнстер, хребет 253

Навахо, вулканы 437
— гора 338, 424, 433
Нахани, хребет 327
Небо, гора 359
Небраска 16, 55, 66
Невада 16, 25, 28, 32, 33, 42, 50, 55, 72, 79, 83, 274, 278, 306, 348, 367—371, 504, 507
Невер-Саммер, гора 406, 414
Неви-Борд, залив 557
Невис, о-в 601
Немаха, горы 12, 16, 35, 66, 68
Ненана, округ 543
Никарагуа 615, 617—619
Николая св. бухта 91
Ниписигуит, река 205
Ноатак, округ 544
Ноатак-Кобук 544
Новая Англия 18, 24, 32, 35, 42, 105, 128, 131, 143, 152, 161, 174, 183, 202, 204, 214, 216 219, 223, 227, 235, 236
— Зеландия 520, 562
— Шотландия 24, 26, 32, 35, 105, 131, 143, 153, 190, 205, 209—211, 213, 214, 216, 219, 222, 223, 227, 233—236
Новой Англии нагорья 178, 190
— — низменность 190
Нойес, о-в 297
Норвегия 562
Нор-Дам, залив 222, 223, 234
Норман, хребет 327
Норт-Маунтин 205
Норт-Платт, река 403
Нутцотин, хребет 549
Нуэсес 575
Нью-Брансуик 26, 35, 105, 131, 143, 174, 190, 209—211, 214, 216, 219, 222, 223, 233—235
Нью-Гемпшир, штат 142, 189, 190, 199, 205, 236
Нью-Джерси 50, 146, 153, 155, 164
Нью-Йорк, штат 24, 28, 53, 99, 113, 146, 183, 189, 205, 210
Ньюкастл-Хиллс 480
Нью-Мексико 12, 15, 17, 22, 24, 25, 32, 33, 39, 57, 252, 259, 263—266, 422, 436, 439, 444, 446, 502
Нью-Уотер, горы 448
Ньюфаундленд 24, 26, 28, 32, 35, 174, 210, 216, 219, 220, 222, 223—225, 227, 232, 233, 235, 236, 238

Оахака 313, 616
Обсерватории залив 297
Огайо, штат 58, 101, 113, 116
Огилви, горы 324, 326
Огненная Земля 219
Озарк, горы 16, 68
Оканоган, долина 84
— река 83
Оканоган-Лейк-Велли, долина 527
Ок-Бай, залив 210, 214
Оквепр, хребет 78
Окирх, горы 506
Оклахома 12, 16, 24, 32, 33, 55, 56, 66, 239, 245, 256, 268
Ок-Хилл, округ 209
Олимпик, горы 477
Омаха 66
Оминека, горы 324, 326
Онтарио, озеро 60, 176
— провинция 58, 66, 176
— штат 53, 113
Органос, горы 595
Орегон 25, 33, 65, 78, 81, 87, 274, 278, 284, 288, 291, 304, 475, 476, 478, 482, 487, 501, 505, 507, 529
— Центральный 80
Орегона Береговые Хребты 481, 484
Орисаба, пик 612
Оро-Бланко, горы 444
Ортис, горы 420
Орьента, провинция 589, 594, 595
Оул-Крик, хребет 383, 385, 390
Оул-Маунтин, горы 404
Оуэн, долина 512
Офир 365
Охотское море 93, 98
Очокские горы 87

Пайн, горы 121
Панама, государство 618, 619
— перешеек 25, 618, 621, 623, 625
Панхендль, горы 57
Парадокс, бассейн 263
Парк, хребет 379, 406, 414, 416
Парселл, горы 326, 335, 340, 527
Парснип, река 326, 335
Пассамакводи, залив 211
Патагония, горы 219, 444
Пат-О'Харра, горы 385
Пауэлл, долина 121
Педернал, хребет 15, 263, 264, 414
Пекос, хребет 35, 39, 55, 261, 262, 575
Пелли, горы 324, 326
Пенаско, хребет 263, 265
Пеннел, горы 432, 433
Пенсильвания 32, 35, 57, 99, 108, 114—116, 118, 123, 126, 128, 129, 131, 133, 136, 137, 140, 141, 146, 151, 153, 156, 159
Перрис, горы 311
Перу 66
Петерсберг, округ 91, 104
Пикту, округ 205, 209
Пикту-Антигонии нагорье 209
Пил, плато 327
— река 327
Пилот 274
Пинар-дель-Рио, провинция 595
Пинос, о-в 588, 591
Пиоче 75
Пис, река 335
Пласер, округ 276
Плини 196
Пойнт-Арена, о-в 474, 476
Полуостровной хребет 489
Попакатепетль, пик 612
Поркьюпайн 543
Порт-Камден, бухта 485
Потомак, река 103
Предгорья Аляски 26
Принц-Патрик, о-в 556, 557
Принца Уэльского о-в 91, 297, 301, 554
— Эдуарда о-в 205, 207, 211
Приор, горы 379, 390, 391
Причер, округ 543
Провидения, пролив 599
Промонтори, хребет 363
Пурисма 496
Пуэрто-Рико, о-в 588, 596, 598
Пьедмонт 14, 103, 124, 140, 145
Пюджет-Саунда пролив 482

Ранконтр 222
Ратлснейк, гора 383, 385
Ред-Велли, долина 392
Редонда, о-в 601
Рейнбоу, плато 437
Рейнир, гора 477, 482
Рестигуш, долина 207
Риверсайд, округ 492
Риган, хребет 259, 261, 262
Риддинг, вершина 179
Ринг, гора 399
Рио-Гранде, река 26, 450, 575
Ричардсон, горы 326
Ричмонд, город 104
Роанок 103
Робертс, хребет 75

Род-Айленд, штат 26, 199, 202
Роджерс, гора 103
Роухайд, горы 449
Руби, горы 509, 525
— округ 543
Рудный район Техаса 16
Рутленд, долина 183

Сабин 580
Сабул 61
Саванна 61
Савач, хребет 406, 414
Сакатекас, штат 316, 455
Сакраменто, горы 264
— долина 285
Салиния, залив 468
Салтонское море 497
Сальвадор 616, 617
Саман, п-ов 595
Саммит, долина 405
Самовар 551
Сан-Бенито, о-в 493
Сан-Бернардино, горы 311, 529
Сан-Габриель, горы 311
Сангре-де-Кристо, хребет 264, 409—414, 420
Сан-Диего, округ 492
Сандия, горы 420
Сан-Игнасьо 496
Сан-Иполито, мыс 493
Сан-Карлос, горы 455
— — залив 493
Сан-Ласаро, мыс 493
Сан-Луис, хребет 263, 265
Сан-Пабло, мыс 493
Сан-Педро, горы 417
Сан-Педро-Мартир, о-в 498
Сан-Петер, долина 307
Сан-Роке, о-в 493
Сан-Сальвадор, о-в 588
Санта-Анна, горы 278
Санта-Барбара, залив 458, 468, 469
Санта-Каталина, о-в 498
Санта-Клара, долина 464
— — провинция 591, 593
— — пустыня 493, 496
Санта-Крус, горы 459
— — о-ва 529
Санта-Маргарита, о-в 493
Санта-Люсия, о-в 601
— — хребет 286, 459, 463, 464
Санта-Рита, горы 444
Сантьяго, горы 422
Сантьяго пик 619
Сантьяго-де-Куба 591
Сан-Фернандо, о-в 297
Сан-Франциско (Юта), город 76
— — залив 461, 475
— — пик 434
Сан-Херонимо, о-в 493
Сан-Хоакин, долина 458, 473
— — залив 458, 464, 468, 469
Сан-Хуан, долина 486
— — округ 423
— — о-в 480
— — река 438
— — хребет 416, 417, 529
Сапли 88
Сапфир, хребет 345
Саскачеван, провинция 44, 53
Саус-Велли-Хиллс 151
Саус-Моккасин, горы 376
Саутхемптона о-ва 53
Сван, долина 524
Свитуотер, долина 353
— река 403
— хребет 394, 395, 403
Себастьян-Вискайно, залив 493
Северная Дакота 76
— Каролина 50, 142, 143, 146, 156, 161, 164
Северные Каскадные горы 84
Северный Ледовитый океан 554, 558, 559, 566, 567
— хребет 604
— — Гаити 596
— — Тринидада 623
Североамериканский континент 22, 52
Седар-Бригс, округ 423
Седар-Хиллс, горы 307
Седрос, о-в 493, 496
Сейбл-Айленд, о-в 235
Селвин, горы 324, 326
Селдовия, округ 547
Селкирк, долина 527
— горы 17, 326, 340
Семисопочный о-в 535
Сен-Бартелемью, о-в 601
Сен-Винсент, о-в 601
Сен-Мартен 601
Сенотаф, о-в 486
Сент-Грегори, нагорье 220
Сент-Джонс, долина 207
— — округ 207
Сент-Джордж, залив 223, 234
Сентер, округ 129
Сентинел, хребет 333
Сент-Кристофер, о-в 601
Сент-Стефен 210
Сент-Френсис, долина 207
Сент-Хеленс, гора 482
Сент-Эвстатиус, о-в 601
Сент-Элиас, см. Ильи св. хребты
Сент-Эндрюс 211, 213
Серальбо, о-в 498
Серпентайн, хребет 220
Серрания де-ла-Коста-Ориенталь 604
Серрания-дель-Бурро, хребет 457
Серрания-дель-Интерьор 604
Серро-Прието 497
Сесил, округ 140
Сибао, хребет 595
Сибирь 24, 559, 562, 564, 566, 568
Сиокан 92
Сионский Национальный парк 423
Сискью, горы 79
Ситгрейвс, пик 434
Скалистые горы 15, 17, 18, 21, 25, 28, 33, 35, 44, 50, 52, 75, 78, 120, 132, 306—323, 327, 605
— — Вайоминга 379—405
— — Западной Сьерра-Мадре 450
— — Канады и Монтаны 318, 319, 325—340
— — Колорадо 44, 406—422
— — — и Нью-Мексико 321
— — Малые 376, 377
— — Монтаны 327
— — Нью-Мексико 35, 406—422
— — северо-восточной Мексики 321, 450—457
— — Сонорские 321
— — Центральной Монтаны 320, 372—378
— — Центральные 319, 320, 348—371, 401, 404
— — Южной Аризоны 320, 439—449
Скандинавский п-ов 566
Скандийское море 562
Сквентна, округ 547
Смит-Уотер, хребет 50
Снейк, гора 186
— река 352
Снейк-Ривер, горы 348, 523
— — каньон 524
Сноу, хребет 387
Сомбреро, о-в 601
Сомерсет, о-в 554
Сонора, пустыня 313—315, 321, 439, 499—501
Спениш-Пикс, горы 414
Средиземное море 558
Стакел-Плейнс 259
Стар, долина 524
Стивенс, округ 83
Стикен-Ривер 92
Стикин, плато 324, 326
Стокбридж, долина 183
Столовые горы Центральные 439, 450—454
Стон, хребет 333
Стур-Фиорд 565
Стюарт, озеро 87
Суни, хребет 263, 266
Суперьор-Мапами-Глоб 446
Суситна, река 531
Суспьегана, река 145
Суэмес, о-в 297
Сьерита, горы 444
Сьерра-Баха-Калифорния 458
Сьерра-Бланка, горы 420, 450
Сьерра-Буэнависта, отрог 573
Сьерра-Виктория, п-ов 489, 494
Сьерра-Вискайно, мыс 489
Сьерра-де-Грасьяс, хребет 453
Сьерра-де-Кубитас 594
Сьерра-де-Морадильяс 313
Сьерра-де-Сан-Карлос, хребет 457
Сьерра-де-Чоко 623
Сьерра-де-ла-Пайла, хребет 453
Сьерра-де-лос-Аламитос, хребет 453
Сьерра-дель-Абра, хребет 453, 457
Сьерра-дель-Венадо, хребет 453
Сьерра-дель-Кампана, хребет 453
Сьерра-дель-Собако, хребет 453
Сьерра-дель-Сур, провинция 612
Сьерра-дель-Тлауалило, хребет 453, 454
Сьерра-Камахан 594
Сьерра-Кучаррас, хребет 453
Сьерра-Лампасос, горы 457, 573
Сьерра-Мадре Восточная 422, 439, 450—454
— — Западная 321, 499, 612
— — штата Чиапас 616
Сьерра-Маэстра, горы 589, 593
Сьерра-Насимьенто, хребет 417
Сьерра-Невада 25, 50, 79, 80, 87, 275, 279, 281, 284, 308, 459, 464, 621
Сьерра-Папагайос, горы 573
Сьерра-Сан-Карлос, горы 573
Сьерра-Сан-Педро-Мартир, горы 494
Сьерра-Тамаулипас, горы 457, 573
Сьерра-Танчипа, хребет 453
Сьерры Америки Центральной 612

Табаго, о-в 603, 605, 606
Табаско, штат 616, 617
Тайбл, горы 220
Такло, озеро 87
Таконские горы 173, 183, 236
Таламака, хребет 618
Талахаси 587
Тампико 569, 573
Тампико-Рио-Гранде 569
Тарифа-Уивела, вершина 612
Тасеко, озеро 302
Татлайоко, озеро 302
Тахо, озеро 506, 508, 512
Тендой, хребет 353, 525
Тенмайл, хребет 406
Теннеси 39, 54, 55, 114, 118, 119, 121, 129, 130
Тетон, хребет 379, 380, 523
Тетфорд 209, 210, 214
Теуантепек, перешеек 615
— провинция 612
Техас 12, 24, 26, 32, 33, 35, 39, 42, 50, 55, 57, 245, 247, 249, 256, 259, 261, 571, 572, 587
Тимберед-Хиллс, холмы 253
Тинтик 96
Тихий океан 50, 93, 521, 529—539, 552, 621
Тобике, река 205
Толована, округ 543
Толука, пик 612
Тонге оф Ошуен, долина 600
— — — пролив 599
Тортуга, о-в 497
Тревис, округ 575
Трентонский гребень 103
Тринидад 604—606, 622, 623
— горы 594
Трипайрамид, гора 196
Троицы о-в 553
Трокадеро, залив 91
Туксекан, о-в 297
Турксон, горы 444

Уайзмен, округ 543
Уайт, округ 61
Уайт-Бай, залив 222, 234
Уайт-Маунтис, горы 190
— — — Канады 190
— — — США 190
Уайтхорс, округ 297
Уачита горы 20, 32, 39, 69, 203, 239—247, 257
Уачука, горы 444
Уильямс, хребет 414
Уиндермер 335
Уинд-Ривер, каньон 404
— — река 404
— — хребет 50, 320, 379, 380, 404, 524
Уинта, хребет 17, 50, 323, 348, 379, 401, 404
Уинуски, река 183
Уитленд 461
Умнак, залив 565
— о-в 534
Уналашка, о-в 534
Унимак, о-в 535
Уорнер, горы 506
Уоррен, о-в 297
Уошаки, хребет 383, 385
Уошберн, хребет 388, 389
Уральский хребет 559
Уэйн, округ 61
Уэко, горы 266
Уэлс 96
Уэллсвилл, горы 75
Уэтсон, горы 444

Файетт, округ 577
Фер, мыс 164
Филипсбург 352
Финли, река 326, 335, 336
Флатхед 96
— долина 528
Флорида, п-ов 50, 569, 571, 586, 587, 620, 621
— хребет 39, 263, 266
Фонеска, п-ов 618
Форейкер, гора 549
Форланд-Саунд, пролив 565
Форрейстер, о-в 297
Форчюн-Бай, залив 222, 223, 232
Франклин, горы 326, 327
Фредерик, пролив 301
Фредерик-Саунд, пролив 486
Фредериксбург, город 104
Фримонт, о-в 363
Фримонт, река 438
Фронт-Рейндж, хребет 399, 404, 406—409, 411, 416, 417, 448
Фрэзер, река 326, 335, 336
Фунди, залив 26, 210, 212, 213

Хайвуд, горы 376, 377
Хайдер, округ 296
Хайсборо, округ 205
Хайнтс, округ 205
Хар-Маунтин, гора 385
Харт, гора 403
Харфорд, округ 140
Хастинго-Арм, вершина 296
Хейр-Бай, залив 224
Хекат, пролив 301
Хекат-Стрейт, пролив 487
Хесета, о-в 297
Хилл, о-в 211
Хиллерс, гора 432, 433
Хиллс-Миллер, горы 76
Хичкок 551
Хобак, каньон 524
— хребет 348, 357, 380, 389
Холмс, гора 433
Хопи, озеро 437
Хопи-Бьюттс, вулканы 436—438
Хот-Спрингс 543
Хуан-де-Фука, пролив 480, 482
Худ, гора 477, 482
— канал 482

Центральная равнина 596
Центрально-Восточный округ 543
Центрально-западная область 544

Чатам 66
Чей, холмы 551
Чемеувис, горы 448
Ченделар, округ 543
Честер, долина 151
Чиапас, штат 313, 616
Чизана-Ток, округ 543
Чили 219
Чинитна, округ 547
Чирики, пик 619
Чисос, горы 450
Чиуауа 313, 450
Чиф, гора 328
Чотокуа 66
Чугач, горы 551
Чилитна, округ 547

Шайвиц, плато 521
Шалер-Бай, залив 210, 211, 213, 214
Шампеленского озера низменности 183, 189
— — долина 175, 176, 182
Шампеленское озеро 113, 210, 236
Шаста, гора 477
Швабские Альпы 437
Шерман, холмы 269
Шеффорд, гора 213
Шикшокские горы 207, 210, 213
Шип, гора 385, 386, 399
Шип, ручей 335
Широк 437
Шишалдин, вулкан 535
Шодьер, долина 207
Шотландия 437, 567
Шпицберген 562, 564, 567

Эврика 76
Эджкомб, гора 301
Эксума-Саунд, долина 600
— — пролив 557, 599
Эксцельсиор, хребет 274
Электра, хребет 253, 259, 261, 262
Элк, горы 265
— река 338
Эллен, горы 432
Эллисмер, о-в 52, 556, 557, 566
Элсуорт, гора 433
Эль-Пасо 450
Эмпайр, горы 444
Энсли, озеро 213
Энтрада, мыс 493
Эри, озеро 60
Эспаньола, о-в 588, 595, 596
Этолин, о-в 295

Южная Дакота 55
— Каролина 24, 26, 99, 141, 143, 161, 164
Южные горы 135, 136, 140, 151, 551
Южный мыс 490, 496
Юкатан, п-ов 569, 588, 616
— штат 616, 617
Юкатанский пролив 616
Юкон 26, 87, 288, 302, 324, 527
— река 549
Юта 25, 26, 33, 35, 39, 50, 72, 75, 78, 263, 265, 306—308, 318, 348, 353, 367, 447, 504, 505, 507, 521, 523, 525, 550

Ямайка, о-в 588, 598, 612, 623
Ямпа, река 403
Ян-Майен, о-в 566
Японские о-ва 93—98
Японское море 93, 98

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абсарока, надвиг 403
— надвиговые чешуи 353, 356—358
— хребта брекчиевые серии 387
— — плутоны 388
Абсарокская орогения 364
Абсарокское поле 367
Авес, вздутие 62
Адирондак, купол 53, 187
— поднятие 175
— ось 189
— свод 111, 114, 115
Азиатские брахиоподы 567
Айдахо, батолит 50, 76, 303, 318, 319, 330, 341—347, 349, 357, 480
— депрессия 502
— ров 527
Айер, гранит 202
Айона, формация 461
Айрон-Спрингс, конгломерат 369
Акадия 18
Акадская геоантиклиналь 219
— горная система 52, 203
— орогения 32, 131, 132, 146, 152, 189—198, 214, 216, 234
Акадские нарушения 18
Акадский орогенический пояс 35
— прогиб 187
Аклей, батолит 215, 226
Александр, зона 91—93, 96, 98
Алеутская дуга 535
Алеутский ров 339, 535, 553
Алеутского архипелага ров 537
Аллеганская формация 101, 110, 116
Аллеганский антиклинорий 105, 111, 115, 117
Аллеганский бассейн 189
Алми, конгломераты 361
— формация 356
Альберта, формация 338
Альбертские глины 338
Альби, формация 190—192
Альгонская ось 66
Альпийская орогения 19, 20, 568
Аляски современной леса 564
Аляскинского хребта дуга 553
Амадор, группа 276, 277
Амаргоса, надвиг 514
Америки Центральной бассейн 620, 621
— — литеральные формации 615
— — орогения 616
— — юрские бассейны 620, 621
Аммонусук, надвиг 195, 198
— формация 148, 198, 222
Анадарко, бассейн 39, 256
Анарчист, серия 81, 83, 90
Ангарский щит 559
Ангий, серия 221, 228
— формация 223
Андезитовая линия 93
Андезитовые потоки 389
Андовер, гранит 202
Андрос о-ва, глубокая скважина 600
Анегада, прогиб 596, 597
Аномалии силы тяжести 606—609, 611
Антиллы Древние 101, 102
Антильских Малых островов внутренняя дуга 602
— островов диастрофизм 605
Антильско-Карибская область 569
Апориолиты 135
Аппалачская геосинклиналь 14, 16, 54, 62, 93, 105—108, 169—174, 562
— горная система 3, 52, 99—104
— орогения 26, 128, 129, 132, 133, 141, 146, 169, 175, 235, 237—258, 280
— революция 18
— силурийская система 113—115
— эпейрогения 169
Аппалачские многеосинклинальные фации 130
Аппалачский бассейн 35
— бордерленд 105, 127, 169, 170
— орогенический пояс 14, 18, 24, 54, 98—100
— прогиб 35
— структурный фронт 116, 121
Аппалачского плато провинция 101
Аппалачской зоны надвиги 572
Араго, формация 479
Арбукль, бассейн 255
— группа 241, 244, 252
— известняки 33, 55, 66
— фации 33, 256
Ардмор, бассейн 39, 255—257, 259, 261
Арднес, формация 211
Аризоны рудные месторождения 446
— центральной батолит 445
Арисейг, формация 209—211
Арканзас-Велли, бассейн 69, 239, 621
Арканзасский бассейн 35
Арктика, древняя 554—568
Арктическая прибрежная равнина 541
— устойчивая область 24, 52—54, 556
Арктический архипелаг, провинция 554
— миоцен 568
Арктического архипелага каменноугольный бассейн 562
— — пояс 562
Арм, формация 363
Армендарис, группа 264
Арморикансная орогеническая зона 562
Арчулета, антиклинорий 306
Аспен, формация 308, 351, 357
Астория, формация 479, 480
Асунсьон, группа 286, 459
Атлантическая платформа 558
— прибрежная равнина 161—174
Атлантический орогенический пояс 51
Атока, формация 62, 241, 243, 267
Аттала, конгломерат 111

Багамская скважина 600
Бай-дю-Нор, батолит 226
— — — серия 223
Базальный комплекс 596
Базальтовое поле 564
Балтиморские гнейсы 133
Бальенас, пролив 498
— сбросовая зона 496, 575, 579
Баннок, разлом 353, 356, 357, 361, 403
Баннокская надвиговая чешуя 353
Барачойс, серия 223, 234, 235
— формация 221
Баренцова моря и Пыткова Камня ядро 559
Барнт-Ривер, сланцы 81, 82, 88, 89
Барранка, формация 311, 313, 500
Барранский разрез 499
Баском, формация 186
Бассейн 13, 14
— предгорий 414
Бассейнов и Хребтов провинции сбрососбразование 567
— — — провинция 337, 501, 502, 516
— — — разломы 508
— — — система 502, 503
— — — структура 436
Бассейны Колорадского плато 424—428
Батолиты 44, 76, 90, 141, 143, 152, 225, 226, 236
— юрские 73, 92
Баттинг-Рам, песчаники 139
Беата, хребет подводный 588
Бейли-Спрингс, формация 75

Бекер-Глендайв, антиклиналь 378
Белли-Ривер, формация 338
Белт, формация 73, 83, 107, 319, 320, 347
Белтская эпоха 320
Белтские кварциты 344
— породы 329
— слои 330, 342
Белтский прогиб 319, 320
Бель-Бай, риолиты 233
Бельден, формация 264
Бель-Иль, формация 221, 222
Бельфонте, песчаники 129
Бенд, свод 217, 261, 263, 577
Бер-Бьютт, лакколит 392
Бервардский пояс 143
Берд, формация 79, 80
Береговой хребет 484
Береговых хребтов батолиты 291—297, 300—303, 340
— — орогеническая зона 514
— — орогения 535, 536, 553
Берингова моря шельф 535
Беркли-Хилл, разлом 474
Бермаут, надвиг 345
Бер-Маунтин, эрозионная поверхность 405
Бернт, разлом 345
Берпо, глины 338
— формация 374
Бер-Ривер, формация 357
Берри-Маунтин, свинцовые месторождения 214
Бертут, надвиг 380
Бертут-Оул, структурный элемент 380
Биверхед, конгломерат 350, 351, 357
Биг-Белт, купол 377
Биг-Сноу, бассейн 33, 76
— — формация 71
Биг-Хорн, бассейн 389—391, 403
— — свод 373
Бидахочи, формация 437
Бикментаун, формация 110, 111, 186, 187, 210
— эпоха 108
Бисби, группа 314, 315
Биттерут, выступ 345
Бишопские конгломераты 405
Блек-Пойнт, формация 223
Блек-Ривер, известняки 58, 59
— — формация 66, 108, 110, 269
Блектайл, слои 352
Блермор, формация 338
Блоковые подвижки 353
Блоковые разломы 507
Блоунт, группа 108, 109
Блуд-Крик, синклинорий 373
Блумсберг, красные слои 110
Блю-Маунтин, поднятие 80
— — серия 599
Блю-Ридж, надвиг 137
— — провинция 99—103, 105, 112, 116, 119, 121, 123, 126, 127, 131—141, 146, 169, 170
— — структура 136
Блю-Ридж — Катоктен антиклинорий 133, 136
Богемский кристаллический массив 140, 141
Богги, формация 267
Бойл, формация 63
Бокарит, формация 500
Бокс-Элдер, лакколит 376
Боландер, группа 264
Большая долинная депрессия 458
— долина 484
Большого Бассейна провинция 502
— — разломы 503
Большое несогласие 572
Большой Бассейн 26, 363, 364, 505
Большой сброс 158
Бонавентюр, формация 209, 212, 214
Бордерленды 5, 18, 92, 127, 132, 169, 170
Борозды 17
Бостон-Бай, группа 200
Бостонский бассейн 199—203
Боулдер, батолит 330, 341
Боултерский плутон 344
Брагдон, формация 79, 80, 88
Брадфорд, формация 110
Бразер, формация 153—156
Брайер, бассейн 33
Брансуик, формация 71, 75
Браун-Парк, формация 397, 405
Бревард, надвиг 146
Бредфорд-Каньон, формация 279
Бренди-Брукс, свинцовые месторождения 214
Бригус, формация 232
Бристоль-Пасс, известняки 75
Британской Колумбии депрессия 502
Бруклин, конгломераты 200
Бурбон, свод 68

Вайоминг, бассейн 394
— ров 527
Вайоминга депрессия 502
Вакерос, песчаники 469
Вамсутта, группа 200
Вапанука, синклиналь 259
— формация 241, 244
Варисцийские элементы 560
Варисцийский орогенический пояс 560
Васкес, надвиг 416
Вастана, формация 222
Вашингтонско-Орегонский прогиб 486
Вашита, синклиналь 255
Великих озер депрессия 57
— — поднятия 65
— равнин меловое море 575
— северных равнин структура 378
Вентура, бассейн 466, 469, 473
Вердерос, группа 264
Вермонтия, барьер суши 289
Вернер, формация 244, 287, 580
Верхнеканвонские базальты 389
Верхнемиссисипский бассейн 33
Вест-Индии подводные прогибы 596
Вестерли, гранит 202
Вест-Форк, формация 543
Взбросовые чешуи 18
Вздутие 13
Виксбург, группа 579
Виндзор, формация 209, 211
Виньялес, известняки 590, 591
— формация 595
Виола, известняки 241, 257
Виргилий 110
Вирджинская миогеосинклиналь 116
Вирджин-Спрингс, фация 514
Висконсин, купол 55, 56, 64
Виссахика, сланцы 136, 146, 164
— формация 151, 152
Висячие долины 506
Вичита, геосинклиналь 256
— прогиб 56
— связь с Уачитой 259
— система 3, 52, 241, 256—259
Вобаш, структура 64
Вобаш-Ривер, антиклиналь 61, 62
Возраст надвигообразования 338—340
Волфкамп, формация 259, 261, 262
Ворчестерский бассейн 202
Восточная система 326, 327
Восточно-триасовый бассейн 153—160, 169
Вспучивание 13
Вудбейн, формация 166
Вуди-Пойнт, песчаники 223
Вудфорд, кремнистая порода 241
Вудшоппер, вулканогенные породы 543
Вулканизм 213, 352, 542, 553, 564, 566
— в Абсароке 394
— кайнозойский 385
— Мечосин 478
Вулканизма возраст 438
Вулканическая дуга внутренняя 602
— зона современная 553
— провинция 567
Вулканические породы 565—567
— провинции Мексики 612—614
— — Центральной Америки 617, 618
— серии Аппалачей 143, 145
Вулканический архипелаг 32, 35, 42, 44, 92—98, 479, 550
— орогенический пояс 560
Вулканов большая дуга 553
Вулканы 601, 602
— современные 553
Вуфф, магнезиты 543
Вэсеч, блок 508, 523
— группа 356
— разлом 513, 523
— сброс 507
— уступ 525
— формация 364, 370, 397
Вэсечские конгломераты 361, 374
— песчаники 374

Габсс, формация 274
Гавана, формация 591, 593, 596
Гавана — Матансас, антиклиналь 595
Гайавата, поднятие 399
Гайаватского газового поля линия 397
Галис, формация 284
Ганнет, 308
Гарленд, антиклиналь 391
Гарлокский разлом 467, 516
Гаспе, формация 209, 217
Гвадалупа, поднятие 422
Гейтбург, формация 129
Генри, бассейн 438
Геоантиклиналь 16, 17
Геологическое районирование 476
Геоморфологические провинции 540
Геосинклинали краевые 14
Геосинклиналь 3—5, 14, 15
Геосинклиналь триасовая 544
— юрская 544
Геосинклинальный режим в Аппалачах 128
Гетерогенный фундамент 463
Геттисбург, силл 155
Гила, конгломерат 436, 438, 449

Гилберт-Пик, эрозионная поверхность 405
Гилмана железо-цинковые месторождения 409
Гилпин-Каунти золотые месторождения 409
Гинес, известняк 591, 595
Гипсум-Велли, антиклиналь 431
Гланс, конгломерат 444
Гленарм, серия 136, 140, 141, 145, 146, 152
Гленармская проблема 146—152
Глендайл, надвиг 371
Глен-Каньон, группа 433
Глен-Фоллс, известняк 186
Глорьета-Меса, формация 413
Голд-Хилл, структура 367
Гоптанк, формация 249, 261
Горный пояс 327—335
Грабеновые долины 353
Граничные конгломераты 156
Грейт-Бай-де-Ло 221, 238
Грейт-Смоки, надвиг 140
Гренады прогиб 588
Гренби, туфы 157, 158
Гренландии орогения 557
Гренландия, провинция 554
Гренландский щит 22, 559
Грин-Маунтин, интрузия 374
Грин-Ривер, бассейн 394, 398
— — формация 364, 397
Грин-Хед, группа 207, 209
Группировка структур 537
Гряда 16
Гудзон-Ривер, пелиты 179—182

Дагу, надвиг 249
Дайтон, конгломерат 200
Дакота, песчаник 392, 413, 414
— конгломерат 350
Дальхузи, формация 209, 210
Даменгин, формация 461
Данди, формация 60
Данкард, серия 101, 110, 118
Данлап, формация 274, 275
Данхам, доломиты 187
Дарби, надвиговые чешуи 353, 356—358, 403
Дарст-Крик — Солт-Флат, линия сбросов 575
Датил, лавовое поле 434, 436, 438, 446
Даунингтон, дайки 155
Даусонские аркозы 414
Девил-Ридж, надвиг 450
Девис-Тауэр, лакколит 392
Девис, разлом 345
Девонские структуры 32, 33, 35, 57, 75
Дадмен-Маунтин, лакколит 392
Дедхам, гранодиориты 200
Делавер, бассейн, 251, 263
Де-Мойн, формация 110, 261
Денвейр, бассейн 414
Десинь, группа 110
Детройт-Ривер, формация 60
Дефьянс, антиклиналь 438
— моноклиналь 424
Де-Челли, песчаник 437
Джексон, группа 579
— купол 573, 579
— надвиг 358
— сброс 121, 577
Джекфорк, песчаники 241—244, 256
Джессаминский купол 12
Джонас, породы 136
Джон-Велли, формация 241—244, 256, 257
Джордж-Ривер, группа 207, 209
Джорджтаун, надвиг 345
Джорджтауна свинцово-серебряные месторождения 409
Джоханские отложения 221
Джубили, фация 514, 515
Джуниата, формация 115
Джуницер-Флатский шток 445
Джуно, синклинорий 300, 301
Диастрофизм третичный 623
— четвертичный 623
Дивайденский разлом 444
Диз, формация 256, 257
Дизъюнктивные дислокации 387
Диксон-Энтранс, прогиб 487
Димпл, формация 249
Дип-Ривер, бассейн 156, 158, 159
Дир-Крик, слои 352
Дискордантная система 484
Добелтский кристаллический комплекс 322
Девонские бассейны 54, 55, 72—75
Додевонские палеозойские структуры 28, 32
Додевонский фундамент 391
Докембрийское ядро 392
Долины Смерти структура 515
Доменгин, песчаники 474
Допенсильванские слои 396
Дорник-Хиллс, формация 256
Дорчестер, слои 200
Досентпетерское несогласие 33
Дотан, формация 276
Дракат, диориты 202
Древние системы Береговых Хребтов 285—306
— Скалистые горы 3, 12, 17, 20—22, 27, 39, 55, 56, 68, 70, 257, 259, 263—266, 306, 321—323, 430
Дургам, бассейн 156
Дьябло, поднятие 256, 258, 462, 468
Дьяблонская орогения 285
Дю-Куань, моноклиналь 62
Дюшен-Ривер, формация 364, 367

Западная система 324
Западной Вирджинии и Пенсильвании бассейн 57
Западный пояс 495
Зона выравнивания 163, 169, 170
— кулисных сбросов 372, 373
— флексур, центральная 372
Зоны Верхнего озера 269—270
— деформаций 322, 323
— разломов форланда 267—269

Игл-Миллс, формация 244, 580, 587
Иегуа, сброс 577
Изли, группа 110
Иллинойс, свод 56
Иллинойс — Индиана — Кентукки, бассейн 57, 61, 62
Иллинойсский бассейн 65
Индиана, свод 56
Индианола, группа 307, 308
Инъекционные гнейсы 133
Исидро, формация 489, 494, 496, 500
Исландии базальтовое поле 565

Йеллоустон-Гро-Вентр, конгломераты 347
Йеллоустонского Парка брекчиевые серии 388
— — лавы 357
Йорктаун, формация 164
Йоркхевен, силл 155

Кагуана пенеплен 597
Казеновия, формация 110
Кайбаб, моноклиналь 424
Кайго, формация 110, 113
Кайента, формация 433
Калаверас, формация 80—82, 89, 275, 276, 279
Каледонская орогения 234
Калико, фация 514
Калико-Блафф, формация 542
Калифорнии южной взбросы 503
Калифорнийская дуга 480
Калифорнийский прогиб 44, 50, 459
Калифорнийского полуострова синклиналь 493, 496
Камберленд, формация 209
Камберлендский блок 121, 122
Каменноугольные бассейны 42, 64, 199—204
Камураска, формация 210
Канадская дуга 480
Канадский щит 4, 22, 28, 32, 52—54, 58, 66, 176, 215, 220, 227, 238, 554, 559
Канделярия, формация 274
Канзас, свод 217
Кани, слои 241, 242
Канкаки, свод 35, 63—66, 156, 270
Каньон, формация 259, 261
— Гудзона 167, 168
— Конго 168
Каньон-Рейндж, разлом 361
Каньоны подводные 167, 168
Капай, глины 474
Кап-Руж, формация 223
Карибских островов вулканическая дуга 602
Карбон, бассейн 395
Кардиган, гнейсы 446
Карлайл, выступ 137
— сланцы 396
Кармел, формация 369
Каролинские гнейсы 139, 141
Каролинский сланцевый пояс 102, 103, 143, 144
Каррент-Крик, формация 361
Картерсвилл, надвиг 137, 140
Каскадия 92, 93
Кастер, гранито-гнейсы 90
Кастл, разлом 386
Кастл-Рок, конгломераты 414
Касто, интрузия 344
Каталина, подводный каньон 535
Каталла, формация 552
Катаракт, ось 66
Катаула отложения 577
Катлер, формация 265, 431
Катоктен, красные слои 135, 136
— формация 129
Катоктенская зеленокаменная толща 107
Кау-Хед, орогения 233

Кач-Крик, группа 84, 90
Квантико, сланцы 130
«Квебекская группа» 209, 210
Квебекский барьер 189
Квинси, гранит 202, 203
Кебин, разлом 345, 352
Кеку-Гравина, синклинорий 300, 301
Келвин, конгломераты 308, 358
Келлер, группа 264
Келловейское море 562
Келсон, батолит 341
Кембридж, свод 70
Кемп-Девис, формация 389, 405, 525
Кенава, формация 110
Кенай, угленосная формация 550
Кендл, формация 333
Кеннет, формация 79, 80, 81, 88
Кентуккийский бассейн 32, 33
Кентукки-Ривер, разлом 262
Кентуэлл, формация 549, 550, 551
Керр, бассейн 248, 261
Кети-Клаб, разлом 241
Кет-Крик, антиклиналь 373
— — зона сбросов 373
Кетскиллская дельта 57, 110, 115, 132
Кеттлман-Хиллс, антиклиналь 473
Кивино, разлом 269
Кимишак, сланцы 547
Кингсбери, конгломераты 390
Киндерхук, формация 110
Кинин-Рим, гребень 396
Кинсмен, монцониты 193, 194, 197
Киркер, формация 461
Китмен, надвиг 450
Китменский плутон 450
Киттатини, формация 103
Клаймакс, молибденовые месторождения 409
Кламат, зона 87—91, 93, 96, 98
— поднятие 50
Клам-Банк, формация 221, 223
Кларенвилл, сланцы и известняки 221
Кларк-Форк, разлом 345, 346
Кларон, формация 369
Классификация соляных куполов 581
Клейборн, отложения 579
Клей-Сити, антиклиналь 62
Кливаж 182
Климатические барьеры 567
Клинтон, группа 110, 113, 114
Клинч, песчаники 114
Клиппены 182—184, 186, 187, 189
Клифорд, формация 221
Клифтон, формация 209
Кловерли, формация 396
Кловер-Крик, формация 83, 89
Клуг, формация 190, 191, 198
Коалбург, синклиналь 119
Коалинг, антиклиналь 463
Коауилла, бассейн 311
— п-ов 44, 50, 313, 314, 321, 453—457
— система 249—251, 321
Коба, слои 84
Кобау, группа пород 84, 90
Кодрой, формация 221, 223
Койот-Бьюти, формация 81, 82
Колвилл, батолит 341
Колгейт, формация 374
Колдбрук, группа 207, 209
Колдуотер, глины 469
Колдуэлл, группа 210, 214
Колмар-Плимут, антиклиналь 61
Колорадо, дельта 498
— формация 338
Колорадское древнее нагорье 416
Колумбийского плато базальтовые потоки 479
Колумбийское лавовое плато 480
Колумбия, система 288—305
Колумбия-Ривер, лавы 479
Команч, надвиг 417
— формация 444
Комб, моноклиналь 437
Комб-Ридж, моноклиналь 424
Комонду, формация 489, 494, 496, 497
Конасауга, формация 111
Конвекционные токи 537
Конемо, формация 101, 110, 116, 132
Конестого, формация 110, 151
Коннектикут, бассейн 156—158
Консепсьон-дель-Оро, антиклиналь 455
Консепшен-Бай, разломы 238
Континентальный массив 15, 17
— шельф 26, 132, 161, 165—170, 174, 536, 537, 553
Кончо, свод 33, 35, 57, 242, 259, 261, 262
Коншохен, дайки 155
Копли, формация 78—80, 88, 96
Кордильер Канады геоантиклиналь 544
Кордильерская геоантиклиналь 42, 44, 319, 322, 323, 348, 349, 357, 369, 391, 544, 549
— геосинклиналь 3, 5, 16, 28, 32, 33, 35, 70, 72—98, 169, 174, 306, 309, 319, 323, 423, 543, 562, 566
Кордильерский девонский бассейн 32
Корнваллиус, слои 496
Коронадо, подводный бассейн 535
Коттон-Велли, формация 579
Коттонвуд, интрузии 523, 588
— поднятие 358, 361
Кофи-Крик 81, 82
Крейенхаген, формация 461, 469
Кринер-Хиллс, структура 252, 255, 257
Криптовулканические структуры 270—273
Крук-Маунтин, лакколит 399
Кубинский прогиб 621
Куза, бассейн 132
Кузская дислокация 129, 132, 133
Куинстон, формация 189
Кук-Маунтин, сброс 577
Кук-Ренч, слои 352
Купол, 12, 13
— без протыкания 583
Кутней, формация 308, 310, 338, 349
Кучара, формация 412
Кучилья, поднятие 594
Кучилья-де-Тоар, структура 594
Куштака, формация 552

Лабрадор, серия 221
Лаврентия св. геосинклиналь 219
Лаврентьевский прогиб 187
Лайкинс, формация 264
Лаймстон-Бьютт, лакколит 374
Лакколиты 377, 432—434
Лампасас, формация 110, 261
Ланнинг, формация 274, 275
Ланс, эпоха 50, 374
Ла-Пас, сброс 494, 496
Ларами, бассейн 398, 399
— поднятие 399
Ларамийская орогения 4, 18, 46, 50, 306, 317—323, 342, 344, 346, 348, 383, 384, 446—449
— революция 18, 394
— структура 319—321, 348, 417, 523
Ларамийские плутоны 399
— породы 409
— Скалистые горы 317, 321
Ларамийский орогенический пояс 25, 26, 347, 412
— пояс Колорадо 423
— — Нью-Мексико 423
Ларамийских интрузий зона 420
— надвигов пояс 348
Ларамийское плато Колорадо 321
Ларимор, нефтяное поле 575
Ла-Саль, антиклинальный пояс 33, 35, 39, 61—63, 65
Лас-Анимас, свод 252
Ла-Хиганта, антиклиналь 494
Лебо, горизонт 374
Левис, формация 210, 215
Ледбеттер, сланцы 84
Ледвилл, свинцово-серебряные месторождения 409
Ледниковая эпоха 483
Лейвенгуд, сланцы 542
Лейк, зона сбросов 373
Ленн-Рим, обод 396
Леннеп, формация 374
Леола, эффузивы 84
Леонард, комплекс 263
Ли, формация 110
Ливингстонские вулканические породы 401
«Линеамент» Най-Болдр 374, 380
Лисборн, известняки 544
Литтл-Ривер, серия 143
Литтлтон, формация 190—192
Литтон-Спринг, нефтяное поле 575
«Ловушки» для нефти 58
Логана линия 215
Логанспорт, впадина 65
Логтаун-Ридж, формация 276
Локатонг, формация 153, 155, 156
Ломбардский надвиг 328—330
Лонг-Пойнт, серия 221
Лонг-Харбор, формация 233
Лонгмидоу, песчаники 158
Лос-Анжелос, бассейн 466, 468, 470, 473
Лоудон, толща 136
Луанн, формация 244, 580, 587
Лун-Лейк, батолит 341
Люлинг, нефтяное поле 575
— сбросовая зона 575
Люлинг-Мехия, сбросовые зоны 575
Льюис, взброс 346
— формация 209, 396
Льюисский надвиг 328, 329, 340
Льюсайт, холмы 398
Льяно, купол 39, 267
— поднятие 56, 59, 247, 248, 252, 261, 572, 575
Льянория 32, 242, 247—249, 256, 259, 572

Магнет-Ков, структура 273
Магогский прогиб 185, 187, 189, 198
Мадзер-Лод, зона 277—281

Мадруга, антиклиналь 595
Майн, формация 129
Майн-Ридж, антиклиналь 129, 151
Майнсвилл, формация 63, 110
Мак-Алистер, формация 241, 257, 267
Мак-Дугал, песчаники 335
Макеро, группа 207, 209, 214, 216
Маккензи, формация 110
Маккинакские брекчии 60, 61
Мак-Клауд, формация 80, 81
Мак-Коннел, известняки 335
Мак-Лер, сланцы 463
Малиньянт-Ков, формация 209
Манкос, слои 420
Манлиус, известняки 189
Мануэль, сланцы 221
Манхаттенская геоантиклиналь 35, 39, 42, 76, 78, 88, 93, 138, 306
Манчо, известняки 335
Маратон, система 3, 16, 39, 42, 52, 53, 55, 58, 247—249, 321, 422
Маратонская орогения 39, 580
Марикопа, бассейн 473
Марипоза, формация 89, 276, 281
Маркли, песчаники 461, 474
Марта, бассейн 241
Мартик, надвиг 146, 151, 152
Мартинес, формация 469, 474
Мартинсберг, сланцы 137
— слои 103, 113
Марун, формация 264
Марч-Пойнт, формация 221
Маскарен, формация 209
Массет, формация 486
Матаван, формация 166
Материковый комплекс осадков 566
Маунт-Клуг, плутон 197, 198
Маунтин-Мидоу, среднеолигоценовые отложения 394
Мегабрекчии Мичиганского бассейна 59
Мегантик, антиклиналь 207
Мегума, группа 207, 209
Медина, формация 110
Медисин-Боу, антиклиналь 395
— — формация 396, 399
Медисон-Велли, слои 353
Мезозойские бассейны 439—444, 562
Мейтлен, филлиты 84
Мексиканская геоантиклиналь 320, 321
— геосинклиналь 44, 50, 456, 573, 626
Мерамек, формация 110
Мериден, формация 157, 158
Меримакский угольный бассейн 199, 202
Мерсед, формация 474
Мертвого моря грабен 527
Меса-Верде, формация 396, 398, 399, 420
Меса-Габила, поднятие 468
Метабазальты 135
Металайн, известняки 84
Метариолиты 135
Мечосинские вулканические породы 478
Миграция фауны 567, 568, 623—626
Миддл-Парк, бассейн 406, 416
— — формация 415, 416
Мидконтинент 20, 257
Мидуэй, слои 577, 579
Милл-Крик, синклиналь 255, 257
Миллсан, формация 244
Милтон, формация 276
Миндер, антиклиналь 430
Миогеосинклинальные фации 139
Миссисипская система Аппалачей 115, 116
— фауна 75, 234
Миссисипские слои 333
— структуры 33
Миссисипский бассейн 75
— прогиб 115
Миссури-Маунтин, слои 241
Миссурий, эпоха 110
Мичиганский бассейн 13, 32, 33, 42, 55, 57—61, 64, 65, 114
Могавк 110, 111
Модок, лавовое поле 477
Моенкопи, глины 437
Молассы 93
Монк, формация 84
Монмут, песчаники 166
Мононгахела, формация 101, 110, 116, 118, 152
Монро, поднятие 573, 579
Монтана, купол 92, 329
Монтанская фаза 358
— формация Каррент-Крик 364
Монтанский сегмент 327
Монтаны депрессия 502
Монтарский блок 474
Монтерей, подводный каньон 531
— сланцы 489
Монтериги, кристаллические породы 213
Монтесума свинцово-серебряные месторождения 409
Монумент, поднятие 438
Морви, сланцы 396
Моррисон, формация 310, 396, 433
Морроу, формация 257
— эпоха 110
Мохауз, формация 244, 587
Москито, надвиг 415
Мот, формация 193, 196, 198, 202
Моффат-Туннель, разлом 407
Мохорвичское несогласие 520
«Мраморный» пояс 182
Мудди-Брук, надвиговая чешуя 184, 187
Мудди-Маунтин, надвиг 371
Муди-Ледж, граниты 193
Муктон, антиклиналь 187
Мултон, диориты 193
Мурал, известняки 444
Мюнстер, свод 261
Мэрисвеллский плутон 344

Наварро, горизонт 166
Навахо, формация 369, 433, 437
— поля вулканических пород 436, 437
Нагорье 15, 17
Надвиги третичные 567
Най-Боулер, зона сбросов 373, 374
— — моноклиналь 374
— — флексура 374
Найт, формация 356, 361, 363
Накнек, формация 547
Нарагансеттский угольный бассейн 199, 200, 202
Насимьенто, надвиг 417
Небраска, свод 68
Невада — Айдахо, бассейн 57, 88
Невадская орогения 26, 44, 284, 285, 291—303, 348, 444, 446, 493
Невадский батолит 39, 44
— пояс 44, 347, 476
Невады прогиб 50
Нейшен-Ривер, формация 542
Нельсон, батолит 291, 341, 344
Ненана, формация 550, 553
Нефтеносные структуры 257
Нешвилл, поднятие 270, 572
Нешвиллский купол 12, 33, 35, 62—65
Ниагара, формация 110
Нижнеканьонские базальты 389
Нижнепенсильванская фаза орогении 234, 235
Николия, надвиговые чешуи 352
Ниобрара, формация 396
Нисконлит, серия 84
Ниттан, свод 129
Ноатак, формация 544
Новой Англии девонский прогиб 32
— — орогенический пояс 42
Новокулит Кабальос 241, 242, 247
Нозони, формация 80
Нокс, доломиты 111
Ноксвиллские осадки 44, 284, 285, 459, 463, 474
Норвуд, туфы 364
Норсей-Хилл, надвиг 194, 195, 198
Норт-Маунтин, надвиг 123
Норт-Парк, бассейн 406
— — формация 396
Нью-Арк, группа 153—157, 160
Нью-Браунсуик, геоантиклиналь 237
Нью-Гемпшир, магматическая серия 192—198
Нью-Мексико, порфировый пояс 420
Нью-Фаундленда гранитные плутоны 225, 226
— — тектонические зоны 227—232

Овертон, конгломераты 308
Огаллала, группа 394
Озарк, купол 33, 35, 39, 42, 62, 66, 68—70, 239, 242, 267, 270, 572
Озарк-Нешвиллский свод 33
Озойс, батолит 90
Окала, свод 145, 587
Оканоган, зона 90—92, 527
— ров 527
Окверр, блок 523
— разлом 522
Оквилл, отложения 577
Окирх, блок 508
Окленд, антиклиналь 61
Окои, формация 107, 129, 138, 139, 141, 143
Окридж, поднятие 469
«Октораро», фации 146, 151
Ок-Хилл, надвиг 184, 186, 187
Олбени, сиенит 193
Оливерская магматическая серия 192, 193
Олигоценовая фаза 364
Определение возраста по радиоактивности 142
Орвелл, чешуя 186, 187
Орган, поднятия 420
Ордовикская система Аппалачей 108—113
Орискани, песчаники 115

Орогенические зоны Большой Аппалачской 219
— пояса 14, 15, 18
Орогения, см. абсарокская, аппалачская, ларамийская, маратонская, невадская, палисадская, пасаденская, плейстоценовая, современная, позднеларамийская, позднемеловая, Прайс-Ривер, раннеларамийская, раннетретичная, седар-хиллская, Скалистых гор, среднеларамийская, среднеплейстоценовая, таконская Уачита
Орфордвилл формация 192
Орьенте, туфовая серия 596
Осборнская зона разломов 345, 346
Освего, дислокация 129
— ось 189
Осейдж, формация 110
Оси поднятий 579
Оскур, поднятие 420
«Ось» Кэя 111
Оул-Крик, горные структуры 383
Охо-Аламо, песчаники 417

Пайн-Маунтин, пояс 143, 145
— — разлом 121, 241
Палеозойские бассейны 439—444
Палеоценовая фаза 350, 414
Палисадская орогения 42, 159, 160
Памелия, формация 111
Парадокс, бассейн 265
— формация 265, 431
Параллельных хребтов и долин провинция 498, 499
Парк-Сити, вулканические породы 364, 365
Паррас, бассейн 314, 316, 573
Паррас, синклинорий 50, 321, 454, 457
Парселл, грабен 527
— лавы 319
— серия 335
Партридж, формация 190, 191
Пасаденская орогения 473
Паскапу, песчаники 338
Пасс-Пик, конгломераты 358
Паттон, подводные горы 531, 532
Паудер-Ривер, бассейн 391—394, 403
Пауквар, кварциты 179—181
Пауэй, конгломераты 469
Пауэлл, антиклиналь 121
Пацифика, архипелаг 286
Пачеко, группа 286
Пенд-Орей, группа 83
Пенеплен Олбани 176
— Шули 176
Пенсил-Кейв, формация 62
Пенсильванская формация 116, 119
Пенсильванские структуры 35—39
Пенсильванский бассейн 76—78
— купол 32
Пенсильванско-Ньюфаундлендский бассейн 153, 154
Пермская система Аппалачей 116—118
Пермские структуры 39, 42
Пермский бассейн 76—78
Перри, формация 209, 214
Перьевые сбросы 374
Петерс-Крик, формация 145
Петерсбергс, граниты 164
Пико, формация 473
Пиннакл, «система» 551
Пиньон, конгломераты 357, 358, 383
Пират-Ков, формация 209
Пирр, формация 415
Пирс-Спрингс, формация 75
Питсфилд — Ходлей, антиклиналь 61
Плассер-Ривер, разлом 345
Платформа 17
Плейстоценовая орогения 551, 558
— фаза 470
— эпейрогения 566
Плейстоценовое поднятие 567
Плиоценовые движения 487
Плиоценовый прогиб 487
Плутоны насильственного внедрения 197, 198
Подводная возвышенность Миллер 531, 532
Подводные возвышенности 531, 537, 539, 486
— каньоны 531, 599
— сбросовые обрывы 535
Подводный рельеф 529
Поднятие 13
Позднеларамийская орогения 358, 363
Позднемеловая орогения 550
Пойсон-Каньон, формация 412
Покахантас, группа 132
Поконо, формация 103, 115
Пол-Крик, сланцы 241
Понд-Хилл, граниты 193
Понтоток, ось 256, 257, 267
Поперечный пояс изверженных пород 375—378
Поркьюпайн, купол 377
Порт-Депозит, комплекс 146
Послеарбукльское несогласие 33
Послекентуэллские движения 551
Послериолитовые деформации 389
Послериолитовый размыв 389
Постбрекчиевый размыв 389
Постульстерские отложения 115
Потейто, конгломераты 242
Потомак, формация 164
Поттер-Каунти, разлом 263
Поттсвилл, формация 63, 82, 110, 116, 132, 235
Пояс миоценовых деформаций 481
— надвигов 351, 400
— порфировый 409, 417
— предгорий 327, 337, 338, 415, 457
— продольных взбросов 333
Поясы метаосадочных пород 143
Прайс-Ривер, конгломерат 358, 361
— — орогения 359
— — песчаники 359
Прери-дю-Шьен, формация 65
Прибрежная равнина Атлантического океана 3, 51, 99, 106, 486, 569
— — Мексиканского залива 569—587
— — Центрального Техаса 575, 577
— — Юкатана 616
Прибрежные равнины 26, 27
Принсипе, формация 591
Прист-Ривер, группа 84
Прогиб 15
Протыкающий купол 583
Пти-Жюрден, формация 221
Пти-Кодьяк, группа 209
Пуант-о-Шен, формация 60
Пуласки, надвиг 123
Пургатори, конгломерат 200
Пуэрто-Рико, древние серии 597
— — пенеплен 598
Пьедмонт, провинция 35, 99—105, 127, 131, 133, 140—146, 169, 170
Пюджет, прогиб 476
Пюджет-Саунд, бассейн 483

Рависта, формация 461
Раджет-Топ, лакколит 392
Раджет-Футхилл, пояс 597
Радиоляриты 603
Разломы Миссури восточного 268
— третичные 565
Размещение соляных куполов 581
Рампорт, группа 335, 542
Ранконтр, формация 221, 222, 233
Раннеларамийская орогения 353
Раннемеловая фаза 349
Раннепалеоценовая фаза 353
Раннетретичная орогения 550
— фаза 458
Раннеэоценовая фаза 351, 401
Ранние Ларамиды 353
Раритан, формация 166
Распространение землетрясений 518
Рассел-Форк, сброс 121
Ратон, бассейн 414
Раунд-Маунтин, лакколит 374
«Революции» 18, 19
Ред-Ривер, поднятие 252, 253, 256, 257, 262
Редуолл, известняки 265
Ред-Хилл, надвиг 45
Родондо, подводный каньон 535
Рейнский грабен 527
Ремик, тоналиты 193
Риверсдейл, формация 209
Ридинг, выступ 138
Ридо, прогиб 111
Рико, формация 265, 431
Ринкон, глины 469
Риолитовые лавовые потоки 389
Рирдон, формация 310
Риф, моноклиналь 424
Рифообразование 600
Ричленд-Спрингс, ось 261, 267
Ричмонд, формация 63, 598
Роанские гнейсы 141
Розенберг, чешуя 184, 186, 187
Роз-Хилл, нефтеносное поле 123
Роксбери, конгломераты 200
Рок-Спрингс, поднятие 394, 397, 398, 403
Ролинс, поднятие 394, 396
Ром, надвиг 120, 121
Роннинг, известняки 335
Росарио, формация 489, 495
Роусон-Кейп, слои 556, 557
Рочестерский угольный бассейн 199
Рудный пояс 407
Русско-Балтийский щит 559

Сабин, поднятие 577, 579
Саванна, формация 267
Саванны и Сабуллы антиклиналь 61
Саддбек, антиклиналь 395
Сакраменто, поднятие 420
— шток 445
Салада, формация 489, 500
Салем-Лоуден, антиклиналь 62
Салина, горизонт 60
Салиния, поднятие 458, 468

Салмон, сланцевая формация 78, 81, 88, 96
Сан-Андреас, поднятие 417
— — разлом 337, 466—468, 476, 502, 516
Сандаски, свод 66
Сандия, поднятие 420
Сан-Кайетано, формация 590, 593, 595
Сан-Кинтина, лавовые потоки 497
Санлайт, бассейн 385
Сан-Лоренсо, группа 461
Сан-Маркос, свод 575
Санниленд, зона, 600
Сан-Пабло, группа 474
Сан-Педро, слои 473
Сан-Педро-Мартир, зона 494
Сан-Рафаэль, вздутие 367, 438
— — группа 433
— — поднятие 458, 468, 470
Сан-Саба, ось 261, 267
Санта-Барбара, каньон 531
— — прогиб 469
Санта-Люсийская орогения 286, 287, 458
Санта-Маргарита, пески 463
Санта-Фе, формация 417
Санта-Хертруда, песчаники 496
Сантьяго, разлом 422
Сан-Фернандо, формация 489, 491, 495
Сан-Франциско, поля вулканических пород 434
— — формация 474
Сан-Хоакин, бассейн 466
Сан-Хуан, бассейн 417, 424, 428, 438
— — поднятие 417
Сателлиты 344
Саус-Парк, бассейн 406
Саус-Форк, надвиг 386
Саутут, формация 310
Сбросовая зона Шаунитаун-Раф-Крик 62
Свитграсс, свод 309, 310
Свитуотер, поднятие 394, 399, 401
Свод 12, 13
Северного Ледовитого океана глубоководный бассейн 558, 568
Северный массив 596
«Северный Сноусонский блок» 387
Северных Скалистых гор система 309—316
Североамериканская геосинклиналь 16
— платформа 4
Северогренландский пояс 24
Седар, блок 508, 522, 523
Седар-Крик, антиклиналь 378
Седар-Хиллская орогения 307—309, 348, 358
Сейдж-Крик, формация 350, 352, 353
Сейсмичность 518—520
— зоны рвов 528
Сейф-Харбор, дайки 155
Секвачи, антиклиналь 101, 119
Селкирк, поднятие 338
Селкирская система 335, 340
Селмон-Трут, известняки 543
Сенат-Петерс, силл 155
Сенека, разлом 267, 268
— формация 110
Сент-Джо, разлом 345
Сент-Джон-Маунтин, взброс 475
Сент-Джонс, группа 209
Сент-Джордж, интрузия 214
Сент-Петер, песчаники 56, 58, 59, 64, 65, 68
Серальбо, разлом 495, 496, 498
Серкл, породы 542
Серкл-Клиффс, поднятие 438
Серпентиновые интрузии 609, 611
Серпентиновый пояс 223—225
Серрания-де-Бурро, поднятие 450
Сеспе, песчаники 496
Сиваликские отложения 93
Сикамор, известняки 241
Силвер-Плам, свинцово-серебряные месторождения 409
Силлери, формация 210
Силлы 565
Симпсон, группа 241, 257
Синонимика американской геологической карты 6
Сискью, комплекс, 78, 79
Система сбросовых уступов 521
Скагит, известняки 543
Скаджит, известняки 544
Скалистых гор грабен 527
— — меловое море 575
— — орогенический пояс 25
— — орогения 605—607
— — прогиб 72—78, 91, 92, 96
Скандинавско-Шотландский континент 560
Сквантум, тиллиты 200, 202
Скветна, группа 547
Складчатая провинция Аппалачей 101
Сколиты 145
Сконун, формация 486, 487
Скотти-Вашш, формация 75
Скраг, граниты 193
Скуо-Парк, интрузия 374
Смоковер, формация 580
Снейк-Ривер, лавовая равнина 502
— — формация 83
Солдак, формация 477
Солевые антиклинали 396, 428—431
Солт-Лейк, формация 365, 524
Солт-Крик, антиклиналь 392
Солтон, прогиб 502
Соляные купола 581—586
Сонорской пустыни провинция 498, 499
Спениш-Пикс, вулканический район 414
Сплит-Рок, туфы 405
Спотед-Ридж, толща 81, 82
Спрингдейл, формация 221
Спрингер, формация 241, 245, 256, 257
Среднеатлантическое поднятие 558
Среднеларамийская орогения 356, 361
Среднеплейстоценовая орогения 464
Среднеэоценовая фаза 403
Стейплс и Лариморе, линия разломов 575
Стенсбюри, разлом 508, 522, 523
Степли, сланцы 241—243, 256
Стерлинг, гранито-гнейсы 202
Стивенс, серия 83, 84
Стил, сланцы 396
Стилуотер, формация 552
Сток-Маунтин, антиклиналь 207
Стоктон, формация 153, 155, 156
Стонуол, разлом 267
Стрессы горизонтальные 519
Строун, формация 244, 261, 267
Структуры Аляски 300, 301
— островных хребтов 301
Стюарт-Брук, формация 209
Суок, формация 477
Супай, формация 265
Сур, серия 286
Суситна реки депрессия 541
Сьерра, блок 513
Сьерра-Гранде, свод 414
Сьерра-де-Испанья, надвиг 454
Сьерра-де-Нипе, купол 594
Сьерра-де-Пуриаль, структура 594
Сьерра-Мадре западная, провинция 498
Сьерра-Маэстра, сбросовый блок 595
Сьерра-Невада, разлом 511
Сьерра-Невады батолиты 50, 275, 278, 282, 283
— — корни 520
— — система 274—285
Сьерра-Тамаулипас, антиклиналь 573
Сьерры древней породы 461

Таганик, формация 110
Тай, формация 479
Тайлер, бассейн 575, 579
Такандит, известняки 542
Такония 189
Таконская орогения 129, 131, 152, 175, 176, 178, 189, 198, 215, 216, 225, 233, 234, 237, 238
— система 52
— фаза 28
— эра 132
Таконский архипелаг 131, 182—186
— орогенический пояс 32, 33, 35, 39, 143
Талкитна, формация 547
Талладета, серия 138—141
Тамаулипас, известняки 573
Танкера бассейн 588
Татуна батолит 344
— плутон 342
Тейзвелл, свод 111
Тектоген 609—611
Тектоническая история 593, 596, 597, 599
Тенслип, разлом 390
— формация 396
Теория геосинклинального строения 572
Тепетате, формация 489, 495, 496
Термополис, сланцы 396
Террасы 466
Теснус, формация 249
Тетон, разлом 525
Тетон — Гро-Вентр — Уинд-Ривер, структурный элемент 379
Техасский форланд 259—266
Техон, глины 469
— формация 461, 469
Ти-Велли, разлом 241—243
Тиллиты 200, 202, 203
Тихого океана подводная система 529
Тихоокеанская провинция 560
— система 483—488
Тихоокеанский вулканический архипелаг 479
— горный пояс 483, 560

Тихоокеанский прогиб 72, 73, 75, 78—87, 90, 91, 95, 96, 98
Тишеминго, антиклиналь 255
— формация 257, 259
Тоби, конгломераты 158
Токум 552
Толована, известняки 543
Топаче, формация 76
Топсхем, граниты 142
Тордрильо, формация 547
Торовип, разлом 522
Торрехон, формация 417
Траверс, группа 65
Трансконтинентальный свод 20, 33, 35, 42, 55—57, 70
Транс-Пекос 247
Трентон, группа 110, 186
— известняки 58, 59
Третичные плутоны 342
— сбросы нормальные 449
Триасовые низменности 153
— слои 333
Триасовый сбросовый бассейн Аппалачей 212
Тукседни, песчаники 547
Тулароза, бассейн 420
Туле, группа 557
Тускалуса, формация 164, 166
Тускарора, кварциты 189
— песчаники 110
— формация 113, 114
Тушар, разлом 521
Тыловая область 18
Тьюньяга, формация 110

Уайдвуд-Пик, лакколит 392
Уайт-Маунтин, серия 193, 195, 196
— — формация 197, 199, 202
Уайт-Ривер, слои 400
Уайтс-Ривер, формация 192
Уачита, связь с Аппалачами 244—246
— — — Маратоном 247—249
— система 3, 52, 55, 239—251
— структура 67
— фации 33
Уачиты орогеническая зона 572
— орогенические пояса 54
— орогения 580
Уиггинс, антиклиналь 579
— формация 385
Уилкокс, отложения 579
Уилламетт — Пюджет-Саунд, депрессия 458, 476, 478, 481, 482
Уиллард, разлом 353, 361
Уиллистон, бассейн 378
Уиллс-Крик, антиклиналь 101
— — формация 110
Уильям-Рейндж, надвиг, 415, 416
Уингейт, формация 433
Уинд-Ривер, бассейн 383—395
Уинд-Ривер — Гро-Вентр — Титон, структурный элемент 403
Уинта, бассейн 367, 424, 438
— поднятие 361, 398
— формация 364
Уитленд, формация 461
Улстер, формация 110
Ультрамафические интрузии 236
Ультраосновные интрузии Аппалачей 142, 143
Умпка, формация 479
Уомбл, сланцы 241
Уопинджер, известняки 179, 181
Уорика, бассейн 253
Уотерлоу антиклиналь 61
Уотерпокет, моноклиналь 424
Уошаки, бассейн 394, 396—398
Устойчивая внутренняя область 3
Утика-Лоррен, формация 215
Уэллсли, формация 542
Уэлс, группа 91
Уэрфано, пласты 414
— формация 412

Фабиус, группа 110
Фаза арбукльская 20
— Дан-Бланш 19
— инсурбриенская 19
— Монтаны 21
— поздневичитская 20
— ранневичитская 20
— сент-бернарская 19
Фазы Аппалач 128—131
— Древних Скалистых гор 263—266
— Маратонской системы 249
— системы Вичита 257—258
— — Северной Невады 274—284
— — Уачиты 242—244
Фарерских островов базальтовое поле 565
Фауна 19
Фаунтин, формация 264
Фервью, батолит 90
Фер мыса свод 164
Фернас, известняки 311
Ферни, формация 310
Феррис, формация 396
Филипсбургский надвиг 344, 345
Филипсбургский плутон 344
— шток 341
Фингерхейкс, группа 110
Финдлей, свод 35, 63, 66
Фиордовый блок 565
Фич, формация 190—192, 198
Флексура эоценовая 567
Флексуры 565
Флиш 6
Флойд, сланцы 132
Флора «арктическая миоценовая» 564
Флора Бридж-Крик 564
— третичная 563
Флориды платформа 569, 586
— шельф 587
Фоксхилл, эпоха 50
Фолл-Ривер, песчаники 392
Фораминиферы 473
Форест-Сити, бассейн 67, 68
Форланд 18, 20
Формация 5, 6
Форт-Крик, сланцы 335
Форт-Уорт, бассейн 248, 259, 261, 267
Форт-Юнион, формация 372, 383, 386
Форчюн-Бай, синклиналь 225
Франклин, поднятие 420
Франкония, квадрант 196
Франкс, грабен 259
Францисканская серия 44
Францисканские отложения 459, 463
Франциско-маринский блок 474
Фредерик-Саунд, прогиб 486
— — свод 486
Френч-Понд, граниты 193
Фреснал, группа 264
Фриз, надвиг 137
Фронтенакская ось 176
Фронтир, песчаники 353, 358
— формация 308, 357, 396
Фьюнерал, фангломераты 515

Хайландкрафт, серия 192, 193
Хайнсбург, надвиг 184, 186, 187
Хайнсбургский синклинорий 187
Хайуорд, разлом 467
Хамберг-Арм, серия 221—234
Ханна, бассейн 394, 395
— формация 396, 399
Хансонбург, группа 264
Хантон, свод 32, 69, 255—257, 267
«Хаос» Амаргоса 514—516
Харбор-Мейн, серия 221
Хардпан, разлом 386
Харперс-Ферри, надвиг 137
Харрикейн, разлом 521, 522
Хартвилл, поднятие 399, 414
Хартсхорн, песчаники 241
— формация 267
Хатангская депрессия 566
Хатангской депрессии сбрасообразование 567
Хаттон, группа 241
Хатчетигби, антиклиналь 579
Хейзлтон, группа 289
Хеймонд, формация 249
Хенефер, формация 358
— конгломераты 361
Херт-Маунтин, надвиг 386—388
Хиллерс, конгломераты 432
Хобак, бассейн 398
— обломочная толща 357
— разлом 525
— разлома депрессия 525
— формация 358
Хогсбег, надвиг 195
Хозамин, формация 84, 90
Хоксбар, группа 257
Холиок, покров 158
Холстон, надвиг 140
Хомберг, группа 110
Хомстейк, формация 369
Хоп, разлом 345
— сброс 346
Хопи-Бьюттс, поля вулканических пород 436, 437
Хортон, группа 209, 211
Хортон-Блафф, формация 211, 214
Хостон, комплекс 580
Хребтов и долин провинция 101—103, 105, 114, 115, 117, 120, 127, 128, 130, 132, 138—141, 145, 153, 169, 170, 237, 244, 245
Хуан-де-Фука прогиб 483
Хэйкок, силл 155

Центральная система 324—326
— — Скалистых гор 306—309
— устойчивая область 16, 19, 22, 24, 39, 52—71, 323, 423
Центрального Канзаса свод 66
Центральных Скалистых гор система 348—371
Циглер, силл 155
Циклы извержений 444—446
Цинциннатская геосинклиналь 12, 13
Цинциннатский купол 32, 57, 62—65
— свод 35, 114, 115, 117, 270

Чанчеллула, формация 78, 79, 81, 88, 96
Чези, формация 110, 210
Чемберлен, формация 221
Чероки, бассейн 68
Честер, известняки 146, 151
— слои 65
— формация 110
Чеша, песчаники 139
Чешунг, группа 110
Чизик, конгломераты 547
Чико, формация 286, 305, 474
Чико-Шуни, интрузия 444
— — кварцевые монцониты 446
Чикские осадки 459
Чилливак, формация 84, 90
Чилхови, группа 107, 129, 133, 139
Чинитна, сланцы 547
Читтануга, формация 62, 63
Член 6
Чокто, разлом 241
Чотаго, формация 110
Чотокуа, свод, 55, 69
Чугуотер, формация 396
Чукотская глыба 559
Чукотское ядро 559

Шавангунк, кварциты 189
Шавангуна, конгломерат 190
Шалер-Бай, фаза 209
Шампленская геосинклиналь 189
Шампленский надвиг 186, 187
— прогиб 11, 187, 189
Шарлотта, группа 209
Шаста, группа 285
— формация 304
Шастские осадки 459, 463
Шевери, формация 211, 214
Шедруф, конгломерат 84
Шелихова пролива депрессия 541
Шельф 17
— Альберты 71
— Атлантического океана 99, 100
— континентальный 529, 530
— мелководный 558
— Сибири 558, 559
— Юты-Вайоминга 50, 70, 71
Шельфа зона 529
— континентального депрессии 531
— область, геологическая провинция 554
Шельфовые фации 383
Шикшокская орогения 216
Шип-Маунтин, синклиналь 378
Шипрок, надвиг 361
Шов 17
Шонитаун-Раф-Крик, разлом 268
Шотландии базальтовое поле 565
Штоки вулканические 196, 197
Шугарлоф, песчаники 158
Шугар-Хилл, монцониты 193
Шули, пенеплен 169
Шумагинская группа 531
Шусван, формация 90, 291
Шусванские породы 336

Щиты 559
— северного полушария 567
Щитов области, геологические провинции 554

Эбрам, сланцевая формация 78, 81, 88
Эвгеосинклинали 129, 245
Эвгеосинклинальные фации 139
Эврика, формация 76
Эден, группа 110
Эдмонтон, формация 338
Экзогеосинклинальные фации Аппалачей 130
Эксцельсиор 274, 275
Электра, свод 17, 261
Элк, бассейн 391
Элкхорн-Ридж, формация 82, 83, 88, 89
Эллен, купол 432, 433
Элленбург, известняки 33
Эллис, группа 310
— свод 55, 66, 69
Эллисмер — Гренландия, складчатый пояс 556
Элсуорт, купол 432
Эльвир, группа 110
Эль-Пасо — Рио-Гранде, пояс надвигов 450
Эмбар, формация 396
Эмпайр, формация 486
«Энтрада», песчаники 396
Эоценовая фаза 358, 363
Эоценовый бассейн 485
Эпигерцинские платформенные образования 4
Эпейрогенические явления 566
Эпейрогеническое движение 565
Эпейрогения 19, 20
Эпицентры землетрясения 536
Эргемин, формация 232
Эри, формация 110
Эрмоса формация 265, 431
Эрозионные процессы 352
Эрозионный цикл 404
Эурика, структура 367
— формация 367
Эфраим, конгломерат 353

Южно-техасский бассейн 579
Юкатана Прибрежная равнина 616
Ют-Пасс, разлом 407
Ютская впадина 307, 308, 319
Юты депрессия 502
— прогиб 42, 44, 50

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

1. ВВЕДЕНИЕ

Цель книги 9
Способ изложения 9
Виды иллюстраций 9
Карты для параллельного использования 10
Источники для стратиграфических сопоставлений 10

2. ТЕРМИНОЛОГИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУР

Необходимость стандартных терминов для региональных структур
Значение терминов, употребляющихся в этой книге
Свод и купол (arch и dome) 12
Вздутие (swell) 13
Поднятие и вспучивание (uplift и upwarp) 13
Бассейн (basin) 13
Геосинклинали 14
Континентальный массив 15
Нагорье (highland) 15
Гряда (ridge) 16
Геоантиклиналь 16
Горный кряж (randge) 17
Платформа и шельф (platform и shelf) 17
Шов и борозда (welt и furrow) 17
Тыловая и фронтальная области (hinterland и foreland) . . 18
Термины для обозначения структурных нарушений
Термин «революция» и его синонимы 18
Фаза (phase) 19
Классификация, применяемая для нарушений земной коры
Революция 20
Система (system) 20
Фаза (phase) 20
Орогения (orogeny) 21

3. СВОДНЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Главные тектонические подразделения (divisions)
Канадский щит 22
Гренландский щит 22
Центральная устойчивая область 22
Арктическая устойчивая область 24
Орогенические пояса Атлантического края 24
Орогенические пояса Тихоокеанского края 25
Орогенические пояса Скалистых гор 25
Прибрежные равнины 26
Структурная эволюция
Введение 27
Додевонские палеозойские структуры 28
Девонские структуры 32
Миссисипские структуры 33
Пенсильванские структуры 35
Пермские структуры 39
Триасовые структуры 42
Юрские структуры 44
Меловые структуры 44

4. УСТОЙЧИВОЕ ВНУТРЕННЕЕ ЯДРО КОНТИНЕНТА

Общие характерные особенности 52
Канадский щит
Физико-географический очерк 52
Геологическая история 53
Арктическая устойчивая область 53
Центральная устойчивая область Соединенных Штатов . . . 54
Общая характеристика 54
Додевонские бассейны 54
Трансконтинентальный свод 55
Восточные внутренние своды и бассейны 57
Западные шельфы 70

5. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ КОРДИЛЬЕРСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Подразделения и их характеристика 72
Прогиб Скалистых гор
Додевонские бассейны 72
Девонский бассейн 75
Миссисипский бассейн 75
Манхаттенская геоантиклиналь 76
Пенсильванские и пермские бассейны 76
Тихоокеанский прогиб
Горы Кламат 78
Сьерра-Невада 80

Центральный Орегон 80
Восточный Орегон 81
Центральный Айдахо и северо-западная Невада 83
Северный Вашингтон и южная часть Британской Колумбии 83
Юго-восточная Аляска 85
Северная часть Британской Колумбии и Юкон 87

Доказательства палеозойской орогении в Тихоокеанском прогибе 87
Зона Кламат 90
Зона Оканоган 91
Зона Александр 92

Вулканический архипелаг
Понятие о западном континентальном массиве 93
Доказательства существования западного архипелага . . . 98
Архипелаг и орогенический пояс 99

6. АППАЛАЧЕСКАЯ ГОРНАЯ СИСТЕМА

Главные структурные зоны 101

Взаимоотношения с геоморфологическими провинциями
Провинция Аппалачского плато 101
Провинция Хребтов и Долин 103
Провинция Блю-Ридж 103
Провинция предгорий (Пьедмонт) 105

7. ЮЖНЫЕ И ЦЕНТРАЛЬНЫЕ АППАЛАЧИ

Распространение и подразделение на зоны 105

Главные элементы стратиграфии
Аппалачская геосинклиналь 106
Кембрийская система 108
Ордовикская система 113
Силурийская система 114
Девонская система 115
Миссисипская система 116
Пенсильванская система 116
Пермская система 118

Складчатые и надвиговые структуры Аппалачских гор
Выступы и углубления (salients и recesses) 118
Структурные особенности области в пределах Алабамы, Джорджии и Теннесси 123
Структурные особенности области в пределах Вирджинии, Мериленда и Пенсильвании 127
Фазы деформации 133

Провинция Блю-Ридж
Введение и подразделение на зоны 133
Стратиграфия и структура северо-восточной зоны 138
Стратиграфия и структура юго-западного участка 140
Северо-западная граница провинции Блю-Ридж 140

Провинция кристаллических пород предгорий (Пьедмонт)
Главные сланцеватые (foliate) породы 140
Батолиты 141
Определение возраста по радиоактивности 142
Ультраосновные интрузии 142
Нескладчатые поясы метаосадочных пород 143
Каролинский пояс метаморфических пород 143
Пояс Пайн-Маунтин 145
Палеозой Флориды 145
История предгорий (Пьедмонт) 145
Надвиги Мартик и Бревард 146

Гленармская проблема
Сущность вопроса 146
Данные о геологическом строении района 151
Возраст серии Гленарм 151
Доказательства надвига 151

8. ВОСТОЧНЫЕ ТРИАСОВЫЕ БАССЕЙНЫ

Распределение бассейнов 153

Природа триасовых пород
Общая характеристика 153
Бассейн Нью-Джерси — Пенсильвания — Мериленд — Вирджиния 153
Бассейн Дип-Ривер 156
Бассейн долины Коннектикут 156
Строение бассейнов 158
Происхождение бассейнов 159

Поздняя триасовая фаза (палисадская орогения) 159

9. АТЛАНТИЧЕСКАЯ ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА

Распространение и характер осадков 161

Стратиграфия 161

Структуры
Прибрежная равнина 161
Континентальный шельф 165
Аппалачская эпейрогения 169
Аппалачский бордерленд 169

10. АППАЛАЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ НОВОЙ АНГЛИИ

Таконская система
Определение 175
Горы Кетскилл 175
Адирондакские горы 176
Кристаллические породы нижней части долины реки Гудзон 178
Зеленые горы 182
Таконские горы 183
Низменности Шампленского озера 183
Лаврентьевская низменность 185

Стратиграфия 185
Главные структуры
Таконский аллохтон 186
Другие надвиги 186
Синклинории 187
Сбросы 187
Тектоническая история 187
Акадская система
Определение 190
Стратиграфия 190
Магматические серии 192
Метаморфизм 193
Важнейшие структуры 194
Механика интрузий 195
Тектоническая история 198
Каменноугольные бассейны
Распространение 199
Стратиграфия 200
Интрузивные породы 200
Структура 202
Погребенный рельеф 202
Тектоническая история 202

11. АППАЛАЧИ НОВОЙ ШОТЛАНДИИ И НЬЮ-БРАНСУИКА

Определение 205
Геоморфологическое деление
Общая характеристика 205
Новая Шотландия 205
Нью-Брансуик и остров Принца Эдуарда 205
Квебек 207
Стратиграфия
Введение 207
Кембрийская система 207
Ордовикская система 209
Силурийская система 210
Девонская система 210
Каменноугольная система 211
Триасовая система 212
Кристаллические породы
Эффузивные породы 213
Интрузивные породы 213
Структуры
Несогласия 214
Складки и надвиги 214
Тектоническая история
Последовательность орогенических фаз 216
Нью-брансуикская геоантиклиналь Шухерта 216

12. НЬЮФАУНДЛЕНДСКИЕ АППАЛАЧИ

Физико-географические подразделения 220
Стратиграфия
Введение 220
Кембрийская система 222
Ордовикская система 222
Силурийская система 222
Девонская система 223
Миссисипская система 223
Пенсильванская система 223
Интрузии
Зоны серпентинитов 223
Гранитные плутоны 225
Основные структурные подразделения и их характеристика
Тектоническая карта 226
Главные структурные направления 227
Соотношение с рельефом 227
Характеристика тектонических зон 227
Тектоническая история
Нижнекембрийская фаза 231
Верхнекембрийская фаза 232
Нижнеордовикская фаза 232
Среднеордовикская фаза (орогения Кау-Хед) 233
Верхнеордовикская фаза (таконская орогения) 233
Верхнесилурийская фаза (каледонская орогения) 234
Верхнедевонская фаза (акадская орогения) 234
Миссисипская фаза 234
Нижнепенсильванская фаза 234
Посленижнепенсильванская фаза (аппалачская орогения) 235
Послеаппалачская история 235
Общие тектонические соотношения Большой Акадии
Определение 235
Главные геосинклинальные черты 235
Батолиты 236
Метаморфизм 236
Ультрамафические интрузии 236
Фронт последовательных орогений 237

13. СИСТЕМЫ УАЧИТА, МАРАТОН И КОАУИЛА

Система Уачита
Расположение и рельеф 239
Главные структурные части 239
Фазы системы Уачита 242
Связь Уачиты и Аппалачей 244
Связь Уачиты и Маратона 247
Система Маратона

Расположение и важнейшие структуры 247
Льянория и льянорская геосинклиналь 248
Фазы маратонской системы 249

Система Коауила

Геологическая история 249
Структурные направления 249
Соотношение с системой Маратона 251

14. ВИЧИТА, ДРЕВНИЕ СИСТЕМЫ СКАЛИСТЫХ ГОР И ФОРЛАНД ТЕХАСА

Система Вичита

Гряды и бассейны системы 252
«Геосинклинали» Вичита и Уачита 256
Отношение системы Вичита к Уачите 256
Фазы системы Вичита 257

Техасский форланд

Основные структуры 259
Позднедевонская фаза 259
Пенсильванская фаза 261
Пермская фаза 261

Древние Скалистые горы

Основные структурные особенности 263
Допенсильванская обстановка 263
Хребты 263
Пенсильванская фаза 264
Пермская фаза 266

15. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЗОНЫ СМЯТИЯ И КРИПТОВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Изогнутая дугой зона разломов форланда 267
Зона разломов Верхнего озера 269

Криптовулканические структуры

Определение 270
Распространение 270
Происхождение и возраст 270
Магнет-Ков 273

16. МЕЗОЗОЙСКИЕ СИСТЕМЫ ВДОЛЬ ТИХОГО ОКЕАНА

Система Сьерра-Невада

Триасовая и раннеюрская фазы 274
Позднеюрская фаза (невадская орогения) 279

Древние системы Береговых хребтов (Coast Range)

Послеюрская фаза (дьаблонская орогения) 285
Среднемеловая фаза (среднемеловая орогения) 286
Фаза середины верхнего мела (орогения Санта-Люсия) . . 286

Система Колумбия

Протяжение 288
Триасовая и нижнеюрская фазы 288
Верхнеюрская и нижнемеловая фазы (невадская орогения) 291
Поздняя меловая фаза 303

17. МЕЗОЗОЙСКИЕ СИСТЕМЫ СКАЛИСТЫХ ГОР

Центральная система Скалистых гор

Протяжение 306
Триасовая и юрская фазы 306
Среднемеловая фаза (орогения Седар-Хиллс) 307

Система северных Скалистых гор

Расположение 309
Триасовая и юрская фазы 309
Меловая фаза 310

Мексиканская мезозойская геосинклиналь и близкие системы

Доверхнеюрская фаза 311
Верхнеюрская и нижнемеловая фазы 313
Верхнемеловая фаза 315

18. СИСТЕМЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И НИЖНЕТРЕТИЧНЫХ СКАЛИСТЫХ ГОР — ЛАРАМИЙСКАЯ ОРОГЕНИЯ

Определение ларамийской орогении 317
Общая характеристика 317

Подразделения зон деформаций

Главные подразделения 317
Скалистые горы Канады и Монтаны 318
Центральные Скалистые горы 319
Скалистые горы южной Аризоны 320
Скалистые горы Вайоминга 320
Скалистые горы центральной Монтаны 320
Скалистые горы Колорадо и Нью-Мексико 321
Скалистые горы северо-восточной Мексики 321
Сонорские Скалистые горы 321
Плато Колорадо 321

Зависимость зон деформаций от строения земной коры 322

19. СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ КАНАДЫ И МОНТАНЫ

Районирование

Основные системы Канадских Кордильер 324
Западная система 324
Центральная система 324
Восточная система 326

Скалистые горы Канады и Монтаны

Районирование 327
Горный пояс 327

Ров (trench) Скалистых гор 335
Предгорья 337
Возраст надвигообразования 338

20. БАТОЛИТ АЙДАХО

Расположение 341

Состав

Состав главной массы пород 341
Более молодые интрузии 341
Краевые зоны 342

Возраст

Генетические связи с другими интрузиями 343
Интрузивные взаимоотношения 343
Сателлиты (?) 344
Положение интрузий в ларамийской тектонической структуре 344
Осборнская зона разломов 345
Положение батолита в невадской тектонической структуре 346
Взаимоотношения с третичными осадками 347
Заключение 347

21. ЦЕНТРАЛЬНЫЕ СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ

Пространственное расположение 348
Отложения, сопровождающие орогению 348

Юго-западная Монтана

Раннемеловая фаза 349
Среднемеловая фаза 350
Палеоценовая (?) фаза 350
Раннеэоценовая (?) фаза 351
Позднеэоценовая и раннеэоценовая фазы 352
Миоценово-плиоценовая фаза 352
Плиоценовые и четвертичные дизъюнктивные нарушения и размыв 353

Восточный Айдахо и западный Вайоминг

Позднеюрская и раннемеловая фазы 353
Позднемеловая и раннепалеоценовая фазы (раннеларамийская орогения) 353
Палеоценовая фаза (среднеларамийская орогения) 356
Эоценовая фаза (позднеларамийская орогения) 358

Район Вэсеч в Юте

Монтанская фаза (раннеларамийская орогения) 358
Палеоценовая фаза (среднеларамийская орогения) . . . 361
Эоценовая фаза (позднеларамийская орогения) 363
Олигоценовая фаза (абсарокская орогения) 364
Западная Юта 367
Юго-восточная Юта и южная Невада 367

22. СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНТАНЫ

Центральная зона флексур 372

Зона кулисных сбросов

Определения и структурные взаимоотношения 373
Этапы орогении 374

Поперечный пояс изверженных пород

Общие данные 375
Взаимоотношения с наклонными сбросовыми блоками . . . 377
Структуры Северных Великих Равнин 378

23. СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ ВАЙОМИНГА

Общие сведения 378
Структурный элемент Тетон — Гро-Вентр — Уинд-Ривер . . . 379
Структурный элемент Бертут-Оул 380

Хребет Абсарока и Йеллоустонский Парк

Брекчиевые серии хребта Абсарока 387
Плутоны хребта Абсарока 388
Деформации вулканических пород 388
Брекчиевые серии Йеллоустонского Парка 388

Хребет Бигхорн и бассейн Бигхорн

Подразделения хребта Бигхорн 389
Ларамийская история 390
Горы Приор 391
Бассейн Бигхорн 391

Хребет Блек-Хиллс и бассейн Паудер-Ривер

Общие данные о хребте Блек-Хиллс 391
Общие данные о бассейне Паудер-Ривер 392
Возраст поднятия 392
Интрузивные породы 392
Постларамийская история 392

Бассейн Вайоминг

Определение 394
Поднятие Свитуотер 394
Бассейн Уинд-Ривер 395
Бассейн Ханна 395
Поднятие Ролинс 396
Бассейн Уошаки 396
Бассейн Грин-Ривер 398
Поднятие Рок-Спрингс 398
Хребет и бассейн Ларами и хребет Медисин-Боу 398
Поднятие Хартвилл 399
Пояс надвигов 400

Развитие хребтов и бассейнов

Палеоценовая и раннеэоценовая фазы 401
Среднеэоценовая фаза 403

Поздние эоценовые фазы 403
Позднейшие эоценовая и олигоценовая фазы 403
Речная сеть и максимум отложения 403
Эрозионный цикл и региональное поднятие 404

24. СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ КОЛОРАДО И НЬЮ-МЕКСИКО

Общие черты ларамийской геологии центрального Колорадо . . 406
Хребет Фронт-Рейндж в Колорадо 406
Поперечный порфировый пояс 409
Хребет Сангре-де-Кристо 409
Бассейн предгорий 414
Хребты Бек в Колорадо 414

Ларамийская история центрального Колорадо

Позднемеловая фаза 415
Палеоценовая фаза 416
Позднепалеоценовая или раннеэоценовая фазы 416
Горы Сан-Хуан 416
Пояс надвигов Насимьенто-Лусеро 417
Поднятия Сандия и Сакраменто 420
Порфировый пояс центральной части Нью-Мексико 420
Поднятия Гвадалупе и Маратон 422

25. КОЛОРАДСКОЕ ПЛАТО

Общая геология 423
Моноклинали, поднятия и бассейны 424
Солевые антиклинали 428
Горы, образованные лакколитами 432

Поля распространения вулканических пород

Поле вулканических пород Сан-Франциско 434
Поле распространения вулканических пород Датил 434
Поля распространения вулканических пород Хопи-Бьюттс и Навахо 436
Источник магмы 437
Возраст поднятий и вулканизма 438

26. СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ ЮЖНОЙ АРИЗОНЫ

Физико-географическая характеристика и районирование . . . 439
Палеозойские и мезозойские бассейны 439
Циклы извержений и минерализация 444
Невадская орогения 446
Ларамийская орогения 446
Нормальные третичные сбросы 449

27. СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ МЕКСИКИ

Пояс надвигов Эль-Пасо — Рио-Гранде 450
Центральные Столовые горы (Меса-Сентрал) и Восточная Сьерра-Мадре 450
Синклинорий Паррас 454
История орогении 456
Пояс предгорий 457

28. БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Главные составные части 458

Центральные Береговые хребты Калифорнии

Залив Сан-Хоакин и поднятие Дьабло 458
Раннетретичная фаза 458
Позднемиоценовая фаза 462
Позднеплиоценовая и среднемиоценовая фазы 463

Разлом Сан-Андреас и связанные с ним элементы

Размыв, сопровождающий главную орогению 466
Верхнеплейстоценовая и современная пологая складчатость 466
Террасы 466
Разлом Сан-Андреас 466

Южные береговые хребты Калифорнии

Основные структурные особенности 468
Раннетретичная фаза 469
Средне- и позднемиоценовая фазы 469
Плейстоценовая фаза 470

Северные Береговые хребты Калифорнии

Общие данные 474
Раннеплиоценовая фаза 475
Позднеплиоценовая и четвертичная фазы 475
Позднеплейстоценовые и современные движения 475
Разлом Сан-Андреас 476

Береговые каскадные хребты Орегона и Вашингтона

Геологическое районирование 476
Раннетретичная фаза 477
Базальтовые потоки Колумбийского плато 479
Вулканический архипелаг (?) 479
Позднемиоценовая фаза 480
Позднеплиоценовая и нижнеплейстоценовая фазы 481
Тихоокеанская система Британской Колумбии и юго-восточной Аляски
Физико-географические районы 483
Раннетретичная фаза 484
Верхнетретичная фаза 486
Четвертичная фаза 487

29. СИСТЕМЫ КАЛИФОРНИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СОНОРЫ

Калифорнийский полуостров

Топография 489
Стратиграфия 489
Метаморфические и интрузивные породы 491
Структура 493
Тектоническая история 495
Калифорнийский залив 497

Западная Сьерра-Мадре

Раннетретичная фаза 498

Среднетретичная фаза 499
Позднетретичная или раннеплейстоценовая фазы . . . 500

30. СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ СИСТЕМА ЦЕНТРАЛЬНЫХ КОРДИЛЬЕР 502

Система Бассейнов и Хребтов
Исторический обзор теории происхождения 503
Доказательства существования разломов 506
Природа блоковых разломов 507
Природа сил земной коры 508
Возраст образования блоковых разломов 509
Складкообразование и взбросообразование 514
Разлом Гарлок 516
Соотношение с разломом Сан-Андреас 516

Сейсмичность в Калифорнии
Распространение землетрясений 518
Направление движения по разломам 519
Корни Сьерра-Невады 520

Позднекайнозойские депрессии в Скалистых горах
Высокогорные плато Юты 521
Хребет Вэсеч 522
Западный Вайоминг и юго-восточный Айдахо 523
Юго-западная Монтана и центральный Айдахо 525
Северо-западная Монтана, Британская Колумбия и Юкон 527
Сейсмичность зоны грабенов 528

31. ПОДВОДНАЯ СИСТЕМА ТИХОГО ОКЕАНА

Открытие сильно рассеченного подводного рельефа 529

Видимые подразделения подводной поверхности
Бассейны, банки и хребты на дне, у побережья Калифорнии 529
Зона шельфа 529
Край шельфа 530
Область больших подводных возвышенностей 531
Область крупных поднятий и депрессий 532
Алеутская впадина (trench) 534
Область шельфа Берингова моря 535
Подводные сбросовые обрывы 535
Значение склона шельфа 536
Значение возвышенностей 537
Алеутская впадина и современная орогения 539

32. АЛЯСКА

Обзор и состояние геологической изученности 540
Геоморфологические провинции 540
Палеозойская геосинклиналь и связанная с ней орогения . . . 541
Триасовая и юрская геоантиклиналь и смежные бассейны . . . 544
Меловые бассейны и горные поясы 544
Позднемеловая и ранне (?) третичная орогения 550

Плиоценовая и плейстоценовая орогения
Области осадкообразования и зоны нарушений 551
Современная вулканическая зона 553

33. АРКТИКА

Определение и цели 554

Арктический архипелаг
Введение и литература 554
Докембрийские и раннепалеозойские области 554
Каменноугольные и триасовые области 556
Складчатый пояс Эллисмер — Гренландия 556
Третичные отложения 557
Плейстоценовая орогения 558

Бассейн Северного Ледовитого океана
Область шельфов 558
Глубоководный бассейн 558
Платформы, перешейки и бассейны 558

Геологическое строение областей, окружающих Северный Ледовитый океан
Щиты, обращенные к бассейну 559
Палеозойские орогенические зоны (поясы) 560
Каменноугольные бассейны 560
Мезозойские бассейны 562
Третичные отложения 563
Третичные движения земной коры 564
Плейстоценовая эпейрогения 566
Итоги данных по древней Арктике 566
Палеонтологическое значение древней Арктики 567

34. ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА

Основные литературные источники 569
Общая характеристика
Главные подразделения 569
Рельеф 569
Осадочные породы 569
Общая структура 571
Теория геосинклинального строения побережья Мексиканского залива 572
Большое несогласие 572
Изверженные породы 573

Тектоника отдельных районов
Район Тампико 573
Залив (embayment) Рио-Гранде 575
Сбросовые зоны Балконес и Люлинг—Мехия 575
Бассейн Тайлер или Южно-техасский бассейн 579
Поднятия Монро и Сабин 579
Миссисипский залив и дельта Миссисипи 579
Соляные купола 581
Древние подводные долины 586
Платформа Флориды 586
Происхождение Мексиканского залива 587

35. АНТИЛЬСКО-КАРАИБСКАЯ ОБЛАСТЬ

Географические провинции 588
Большие Антильские острова
Куба 588
Эспаньола 595
Пуэрто-Рико 596
Острова Вирджин и прогиб Анегада 597
Ямайка 598
Багамские острова 599
Малые Антиллы
Подразделения 601
Внешние Известняковые Карибские острова 601
Внутренняя вулканическая дуга 602
Остров Маргарита и Голландские Подветренные острова . 603
Зона Барбадос — Тринидад 603
Общий обзор истории диастрофизма 605
Соотношение Малых Антильских островов с Большими Антильскими островами и Венесуэлой 605
Впадина Браунсона и аномалии силы тяжести
Подводный рельеф 606
Гравитационные аномалии 606
Понятие о тектогене 609
Серпентинитовые интрузии и зона отрицательных аномалий
Впадина Бартлетт 611
Южная Мексика и Центральная Америка
Геологические провинции 612
Тектонический синтез
Палеозойские орогенические пояса 619
Юрские и меловые бассейны 620
Невадский орогенический пояс 621
Ларамийский орогенический пояс 622
Третичный и четвертичный диастрофизм 623
Литература 627
Указатель географических названий 643
Предметный указатель 649

А. ИРДЛИ
СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Редактор *Я. М. СВЕТ*
Переплет художника *Б. Н. Гладкова*
Технический редактор *Б. И. Коркилов*
Корректор *Н. И. Мильчина*

Сдано в производство 16/I 1954 г. Подписано к печати 14/V 1954 г.
Т-02898. Бумага 60×92¹/₈=41,75 бум. л. 83,5 печ. л.
Уч.-издат. л. 78,4. Изд. № 5/1779. Цена 57 р. 90 к. Зак. 1097.
Издательство иностранной литературы Москва, Ново-Алексеевская, 52.

4-я типография им. Евг. Соколовой Союзполиграфпрома Главиздата
Министерства культуры СССР. Ленинград, Измайловский пр., 29.

КНИГИ ПО ГЕОЛОГИИ,

ВЫПУЩЕННЫЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВОМ ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Жинью М. **Стратиграфическая геология.** Перевод с французского, 638 стр., ц. 43 руб. 25 к.

Островные дуги. Сборник статей. Перевод с английского, 176 стр., ц. 10 руб. 10 к.

Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. Сборник статей. Перевод с английского и немецкого, 399 стр., ц. 26 руб. 25 к.

Хуан Бо-цинь. **Основные черты тектонического строения Китая.** Перевод с английского, 162 стр., ц. 12 руб.

Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. Сборник статей. Перевод с английского, французского, немецкого, итальянского и испанского, 626 стр., ц. 30 руб. 50 к.

Вопросы сейсмической разведки. Сборник статей. Перевод с английского и немецкого, 436 стр., ц. 20 руб. 65 к.

Осадочные фации в геологической истории. Сборник статей. Перевод с английского, 564 стр., ц. 39 руб. 15 к.

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ:

Дэна Дж. Д. и др. **Система минералогии,** том II, полутом 2. Перевод с английского, 590 стр.

Кришнан М. **Геология Индии и Бирмы.** Перевод с английского, 400 стр.

Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. Перевод с английского и немецкого, 437 стр.

261