

М. Кэп

ГЕОСИНКЛИНАЛИ
СЕВЕРНОЙ
АМЕРИКИ

М. КЭЙ

551.24

ГЕОСИНКЛИНАЛИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Перевод с английского
Н. С. ШАТСКОГО и Т. М. ДЕМЬО

Предисловие
Н. С. ШАТСКОГО

1184

И * Л

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва—1955



The Geological Society of America
Memoir 48

NORTH AMERICAN
GEOSYNCLINES

BY

MARSHALL KAY

Columbia University, New York, N. Y.

Baltimore, 1951

ПРЕДИСЛОВИЕ

Небольшая работа о североамериканских геосинклиналях профессора Колумбийского университета М. Кэя — одна из наиболее интересных книг по общей геологии и тектонике из числа появившихся за последние годы в Соединенных Штатах. В этой работе на основании огромной литературы по региональной геологии Северной Америки (700 названий) автор ставит общие вопросы классификации геосинклиналей и излагает свои новые выводы о развитии Североамериканского континента. Эти идеи Кэя и его номенклатура геосинклинальных и платформенных прогибов получили некоторую поддержку не только в США, но и далеко за их пределами, а именно среди геологов Австралийской федерации, Южной Америки и даже в Западной Европе.

Под геосинклиналями автор понимает все поверхности регионального глубокого прогибания, в которых происходит последовательное накопление пород поверхностного происхождения. Соответственно с этим определением, по Кэю, геосинклинали характеризуют не только складчатые зоны, но и платформенные области. В Северной Америке автор выделяет следующие виды геосинклиналей.

О р т о г е о с и н к л и н а л и — длинные и узкие прогибы, образующие полосы, разделяющие кратоны; имеются два вида ортогеосинклиналей:

- а) э в г е о с и н к л и н а л и — прогибы, относительно быстро прогибающиеся в зонах интенсивной вулканической деятельности;
- б) м и о г е о с и н к л и н а л и — такие же прогибы, но без проявлений вулканизма.

В зонах ортогеосинклиналей в процессе их развития и последовательного уменьшения их мобильности и консолидации в платформенные области, кроме того, формируются:

- в) э п и э в г е о с и н к л и н а л и — вторичные прогибы с ослабленным вулканизмом;
- г) т а ф р о г е о с и н к л и н а л и — грабенообразные прогибы, типа триасовых прогибов Аппалачей, образовавшиеся в посторогенную стадию, после полной консолидации ортогеосинклинали.
- д) п а р а л и а г е о с и н к л и н а л и — широкие прогибы вдоль континентальных краев (например, палеогеновый прогиб вдоль северного побережья Мексиканского залива).

Последний тип геосинклиналей Кэя наименее ясный, так как в его определениях совмещаются тектонические черты (линейность, глубокое опускание и т. д.) с такими чертами геоморфологического характера, как, например, положение на краю континента.

Кэй выделяет следующие типы внутрикратонных геосинклиналей, осложняющих хедреократон (ядро древних континентов) Северной Америки: 1) экзогеосинклинали — прогибы по краям кратона, выполненные осадками, которые являются продуктом эрозии окраинных складчатых сооружений; 2) автогеосинклинали — типичные внутренние прогибы кратонов; 3) зевгогеосинклинали, или геосинклинали, окруженные поднятиями, как ярмом, — такие же внутренние прогибы, как автогеосинклинали, но содержащие осадки с эродированных дополнительных поднятий (нагорий) внутри кратона.

В сущности те же типы прогибов выделяются и советскими геологами. Так, экзогеосинклинали — это типичные краевые, или передовые, прогибы в понимании советских тектонистов, автогеосинклинали — у нас обычно называются синеклизами, для них же иногда применяется термин субгеосинклинали. Эпизевгеосинклинали у нас часто называют вторичными геосинклиналями, или интрагеосинклиналями, и т. д. Только для зевгогеосинклиналей и паралиагеосинклиналей у нас нет эквивалентных специальных терминов; однако в СССР аналогичные образования, повидимому, существуют. Так, паралиагеосинклиналям США могут соответствовать такие образования, как некоторые синеклизы Западно-Сибирской низменности; для эпигерцинских платформ зевгогеосинклиналью может быть Ферганский прогиб.

Как следует из текста, разделение всех геосинклиналей на «две группы: 1) настоящих геосинклиналей и 2) парагеосинклиналей» вполне соответствует такому же делению этих образований у Г. Штилле. Следует отметить, что влияние Штилле сказалось также в терминологии ортогеосинклиналей (эвгеосинклинали и миогеосинклинали Штилле и Кэя). Вместе с тем представляет интерес точка зрения Кэя о вторичных, позднее развивавшихся прогибах, названных им эпизевгеосинклиналями. Эти образования вполне соответствуют дочерним прогибам, возникающим во второй половине периода развития геосинклиналей, и хорошо изучены у нас в складчатых областях, особенно в палеозойских, каледонских и герцинских зонах.

Характерно, что внутрикратонные геосинклинали (автогеосинклинали и др.) Кэй лишь с оговорками относит к геосинклиналям; наоборот, другие американские авторы (Кинг, Ирдли и др.) совершенно справедливо не считают возможным причислять эти прогибы к классу геосинклиналей. Действительно, если принять

чисто геометрическое определение геосинклинали Кэя («поверхность региональных размеров, глубоко опущенная в ходе накопления выполняющих ее осадков»), то можно принять и его трактовку внутрикратонных прогибов. Если же основными свойствами геосинклиналей считать не только форму, но и тип слагающих эти прогибы осадочных и магматических пород, их историю и их роль в развитии земной коры, как это делают советские геологи, то нельзя будет согласиться с точкой зрения автора.

Наиболее слабой стороной работы Кэя, пожалуй, является то, что он разобрал подробно только геосинклинали, отрицательные региональные элементы земной коры и почти не коснулся соответствующих положительных структур (щиты, антеклизы, различные геоантиклинали и т. д.), не менее разнообразных, чем негативные формы, и не менее важных для геологической истории. Такой план книги Кэя объясняется, возможно, тем, что указанные положительные формы хуже выделены и изучены вообще слабее геосинклиналей и платформенных прогибов. Однако одностороннее описание только отрицательных форм не может нас вполне удовлетворить, во-первых, потому, что различные типы прогибов в таком виде рассматриваются обычно вне связи друг с другом; во-вторых, в этом случае легко можно пропустить и некоторые отрицательные структуры, как это и случилось, в частности, с Кэем; так, например, он не выделил «плит» как главных и крупнейших отрицательных элементов кратонов, а ведь именно эти структуры легче всего объясняют те свойства миеосинклинали, которые вызывают особенные затруднения у американского автора; я имею в данном случае в виду вопрос о границах между миеосинклиналями и эвгеосинклиналями, особенно в начальные стадии их развития, вопрос о природе региональных флексур, ограничивающих эти геосинклинали друг от друга и от кратона. А эти и другие вопросы, в частности, легче всего решаются на североамериканском материале.

Почти половина книги посвящена истории развития ортогеосинклиналей Северной Америки. Показав полную несостоятельность теорий краевых рифов, архейских первичных осей и бордерлендов, Кэй развил собственную теорию краевых «вулканических» геосинклиналей и островных дуг. Вкратце его вывод может быть сформулирован так: древнее ядро Североамериканского континента окружено сплошной лентой ортогеосинклиналей — краевых миеосинклиналей и внутренних эвгеосинклиналей. Этот вывод автор подкрепляет очень подробным палеогеографическим анализом. Выводы эти для советских геологов не новы, так как уже давно А. Д. Архангельский показал ложность теории бордерлендов и пришел к заключениям, которые сходны с представлениями Кэя; однако до сих пор в лите-

ратуре не было столь основательного палеогеографического анализа Северной Америки, если не считать старой сводки Штилле.

В заключение Кэй останавливается на проблеме развития континента. Воззрения его в этой части менее определены, по существу, Кэй лишь намечает пути решения общей проблемы. Он рассматривает вопросы миграции геосинклиналей, последовательности различных типов геосинклиналей в истории развития отдельных естественных структурных единиц, связей геосинклиналей и орогении, взаимоотношений геосинклиналей и плутонических процессов, древности эвгеосинклинальных поясов и т. д. Однако все эти вопросы не получили в работе Кэй сколько-нибудь определенного разрешения.

Книга Кэй представляет, таким образом, интерес с трех точек зрения: во-первых, здесь впервые систематично изложена и подробно аргументирована классификация и терминология геосинклиналей; эта терминология и классификация, хотя и спорная, но вполне логична и заслуживает внимания; во-вторых, здесь в новом свете изложена история развития геосинклиналей для Северной Америки с использованием очень большого палеогеографического материала; в-третьих, в этой книге даны некоторые общегеологические выводы о связи осадков со структурами и движениями, о развитии геосинклиналей и континента. Идеи, развитые Кэем, и ряд его предложений и выводов, бесспорно, заслуживают внимания.

Книга позволяет составить ясное представление о современных тенденциях в развитии теорий американских исследователей по той большой группе вопросов тектоники, которой автор касается в своей работе.

Н. Шатский.

ВВЕДЕНИЕ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Термин «геосинклиналь» для обозначения «длительного оседания», выразившегося в «последовательном накоплении осадков», был введен Дэна [143], хотя концепция эта была ранее намечена Холлом [238]; Нопф [354] недавно опубликовал краткое изложение геосинклинальной теории. Если принять для руководства первоначальное определение этого понятия, то окажется, что многие черты лика Земли, к которым применялся данный термин [219], не являются геосинклиналями. Термин этот не предназначался для обозначения структуры, впоследствии образовавшейся из геосинклинали, так как Дэна писал, что «катастрофические складкообразования и консолидации» в конце «геосинклинального накопления осадочных пород» образуют «синклиналиумы». Эта концепция была связана с теориями горообразования, но Дэна не ограничивал ее только оседанием, в котором участвовали породы, позднее смятые в складки, так как триас штата Коннектикут он включил в качестве одного из трех примеров геосинклинали. Геосинклиналь есть поверхность, развивавшаяся в основании обширных поверхностных пород, которые глубоко оседали во время своего отложения или аккумуляции.

Форма геосинклинальной поверхности есть мера оседания в течение времени. Мощность накопления только приблизительно соответствует деформации, отражает ее только в тех случаях, если и нижняя и верхняя поверхности были раньше горизонтальными плоскостями или имели идентичный рельеф в соответственные периоды своего образования [313]. Погребенные осадочные поверхности, изгибавшиеся в течение долгого времени при образовании глубоко просевших впадин, представляют собой геосинклинали, даже если в них содержался углубленный водный бассейн, а не мощные осадочные накопления. Если позднее такая поверхность будет выполнена осадками без дальнейшего прогибания, то мощный разрез будет накоплен в предшествующей геосинклинали.

Термин «геосинклиналь» применялся, особенно некоторыми европейскими геологами [247, 612], для определения физиографических поверхностей осадкообразования, т. е. для таких элементов, которые измеряются или глубиной водного бассейна или поднятием поверхности земли. Подобная интерпретация не

соответствует первоначальному определению и создает такую путаницу, что было предложено отказаться от применения термина «геосинклиналь» в этом значении [193].

Большая мощность пород, обычно рассматриваемая как признак геосинклинали, — результат не только времени, но также и скорости углубления и отложения; медленное, но длительное погружение и осадкообразование могут дать столь же большую мощность, как и быстрое оседание и отложение за более короткий стрезок времени. На стадии оседания геосинклинали породы на поверхности осадкообразования находятся в зависимости от источника переноса осадков и глубины бассейна, а не от ранее отложенного или ранее перенесенного количества осадков. Величина оседания, которая является пределом для прогиба, обозначаемого как геосинклиналь, плохо определена; так, в классификации поверхностей под осадками, утолщающимися по направлению к центру или к оси, из геосинклиналей исключаются только депрессии глубиной менее 1000 футов. Поскольку это касается самого процесса, бассейн, впадина или борозда под такой толщей осадков могут быть названы геосинклиналью во время отложения осадков или в конце этого времени; эти элементы имеют качество геосинклинали, но не ее величину, потому что дифференциальные движения протекали слишком медленно, или в течение слишком короткого времени, или же имело место и то и другое.

В каждом прилагаемом разрезе и карте приблизительный промежуток времени указывается в легенде; на этих иллюстрациях показана мощность пород, но они не могут точно передать характер деформации во времени. Мы будем сравнивать деформацию характерных геосинклиналей и дадим продолжительность их образования, перечисленную на стратиграфические интервалы.

Самым основным в геосинклиналях, на что указывается многими исследователями, является линейность, протяженность по простиранию. Глубокие борозды [69], выполненные в процессе их деформации, обычно называются геосинклиналями; но существуют сомнения, включать ли сюда мощные накопления нетерригенных обломочных осадков в бассейнах — структурных депрессиях с присущими им округлыми очертаниями, развившимися в процессе отложения. Автор, принимая эти оговорки, включает в геосинклинали глубокие выполненные осадками депрессии, имеющие характерные признаки геосинклиналей, но являющиеся сомнительными геосинклиналями. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже, в главе, посвященной внутрикратонным геосинклиналям.

Термин «геосинклиналь» следует относить к поверхности, имеющей региональную протяженность и оседавшую в течение долгого времени, когда накапливались в ней осадочные и вулканические породы; большая мощность этих пород почти неизменно является доказательством оседания, но не непременно призна-

ком геосинклинали. Геосинклинали бывают преимущественно линейными, но и нелинейные депрессии могут иметь свойства, по существу, геосинклинальные.

КЛАССИФИКАЦИЯ¹

Классификация геосинклиналей, предпочитаемая автором, основана на их форме и на происхождении содержащихся в них пород, «накоплений». Породы, слагающие геосинклинали, определяют природу связанных с этими элементами или дополняющих их тектонических условий. Породы не есть геосинклиналь, но они являются основой для определения условий, в которых формировалась геосинклиналь.

Центральная часть Северной Америки настолько хорошо изучена, что в отношении ее общей формы и развития в древнем палеозое разногласий нет. Сравнительно устойчивая внутренняя часть, окаймленная более подвижными геосинклинальными поясами, называется кратоном («щит») [579], а краевые линейные или дугообразные геосинклинали являются ортогеосинклиналями («настоящими геосинклиналями») [579]. Ортогеосинклинали делятся на эвгеосинклинали («истинные, или полные, геосинклинали») и миогеосинклинали («меньшие геосинклинали»), согласно Штилле [581], который применял эти термины совершенно свободно, но отчетливо подразумевал вулканическую основу для их различий. Эвгеосинклиналь есть поверхность, глубоко опущенная в поясе с активным вулканизмом, миогеосинклиналь же — поверхность в поясе, лишенном активного вулканизма.

Так как вулканические породы практически отсутствуют в ортогеосинклиналях, которые примыкают к Североамериканскому древнепалеозойскому кратону, то они, таким образом, являются миогеосинклиналями. Кратон не постоянен, он расширяется орогенией за счет присоединения к нему пород прежних ортогеосинклиналей и сокращается, когда новые ортогеосинклинали уменьшают его площадь. Древнепалеозойский кратон Северной Америки, постоянно воздействовавший на развитие этого континента и имеющий тесную связь с современными структурами, есть хедреократон («стойкий, прочный кратон») [315]; этот термин введен для обозначения кратона, не изменявшегося в течение продолжи-

¹ Считаем полезным дать русские значения тех греческих приставок, на которых основывается терминология Кэя.

орто (*орθος*) — прямой, непосредственный;

мио (*μειον*) — менее;

эв (*ευ*) — приставка, указывающая на полноту или совершенство;

хедрео (*ἑδραϊος*) — прочный, крепкий, устойчивый;

тафро (*ταφρος*) — ров, прогиб;

паралиа (*παρالىος*) — приморский, прибрежный;

авто (*αυτος*) — сам, само. — *Прим. ред.*

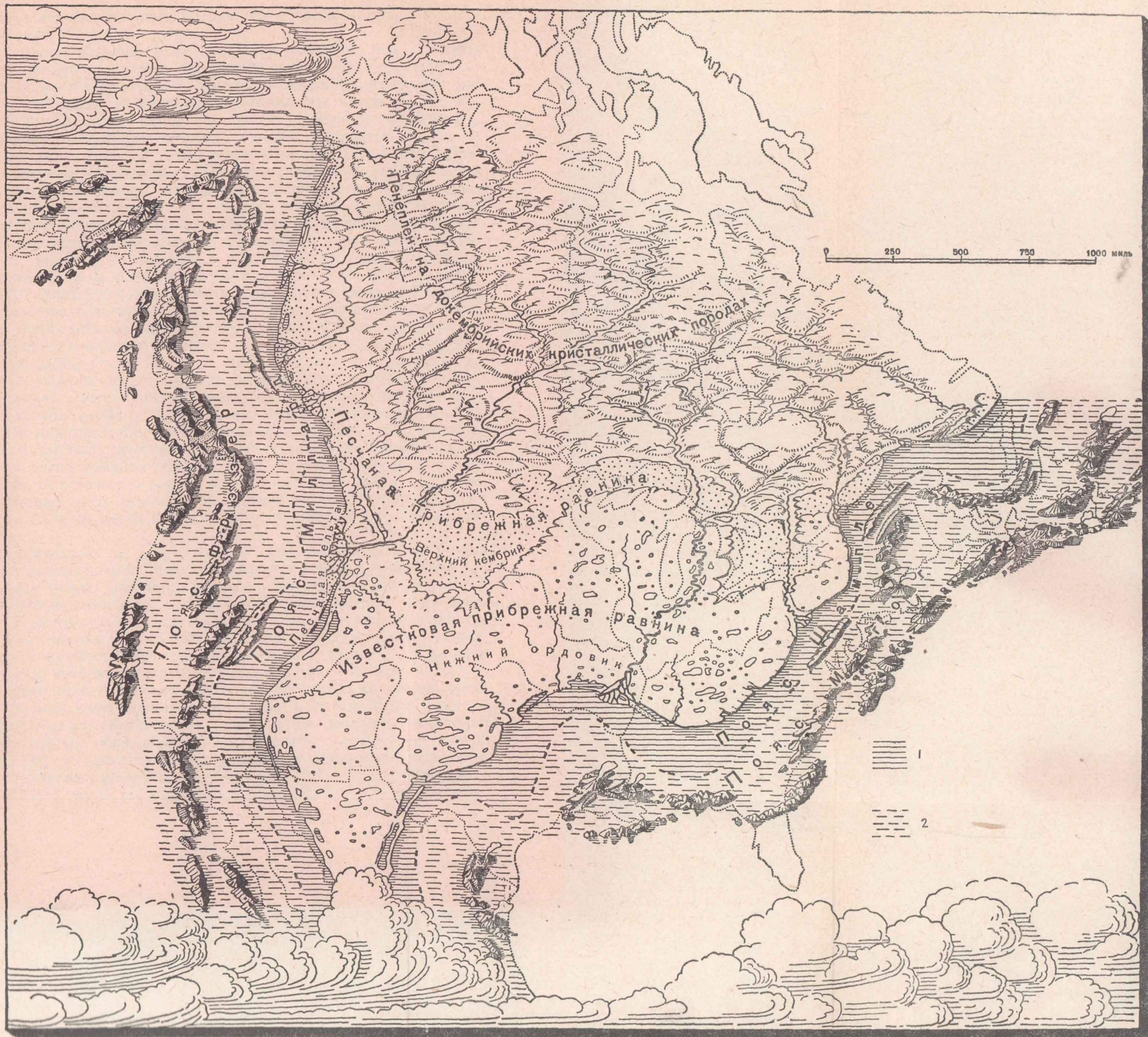
тельной истории своего развития, что является одним из вопросов, обсуждаемых в данной работе. Хотя хедреократон был сравнительно устойчивым, все же геосинклинали, или бассейны, оседавшие во время отложения, формировались во многих его областях в различные времена. Объем содержащихся в них пород большой, но относительно невелик по сравнению с объемом пород в ортогеосинклиналях, окружающих хедреократон.

Палеозойская палеогеография Северной Америки интерпретировалась в прошлом на основе концепции, согласно которой считалось, что континент, начиная с палеозойского времени, был окаймлен большими массивами суши, сложенными древними кристаллическими породами; массивы эти — Каскадия, Аппалачия и Льянория, на западе, востоке и юге, — долгое время оставались господствующими источниками обломочного материала, затем окончательно погрузились под уровень морей.

Автор приходит к противоположному заключению, а именно: по краям Северной Америки господствовали геосинклинали, осадки которых отлагались в палеогеографических впадинах, примыкавших и включавших линейные нетектонические и вулканические острова, аналогичные современным островным дугам (фиг. 1). Это теория краевых вулканических впадин и островных дуг [312]. Геосинклинали с вулканическими породами, лежащие в ортогеосинклинальных поясах за миогеосинклиналями, сильно деформированные вследствие внедрения изверженных пород и обозначаемые как эвгеосинклинали, развивались в течение долгого времени; они были замещены геосинклиналями других видов, причем некоторые из них все еще продолжают формироваться и поныне.

ОСАДОЧНАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Классификация осадочных пород недавно рассматривалась в работах Крынина [364], Ломбарда [398] и Петтиджона [485]. Применяемые термины зависят от той цели, с какой они употребляются; в классификациях придается особое значение то текстуре, то химическому или минералогическому составу или комбинации тех и других признаков. Автор предпочитает термины «*gibaceous*, «*arenaceous*, «*silty*, «*lutaceous*» применять для консолидированных пород, прилагая суффикс «ит» к корням вышеуказанных слов; в этом случае приемлемы будут термины «рудит», «аренит», «силтит» и «лютит». По составу породы можно обозначать при помощи корней, указывающих на химический или минералогический состав; так, термины «аргиллиты», «карбонатиты», «кварциты», «кальцититы» и «доломититы» уместны для пород, имеющих преимущественно глинистую, карбонатную, кварцевую, кальцитовую и доломитовую составные части. Это соответствует терминологии Грэбо [221], согласно которой все детритовые породы назывались кластическими и исключались из определения подчиненные



Фиг. 1. Палеогеография начала среднего ордовика Северной Америки.

1—моря с известковыми и песчаными донными осадками в миогеосинклиналиях; 2—моря, дно которых сложено глинистыми илами и вулканогенными породами в эвгеосинклиналиях.

обозначения, составленные по данным о происхождении отдельных частиц.

Некоторые названия охватывают как текстуру, так и состав, как, например, граувакки, представляющие плохо отсортированные илистые и песчанистые породы, обильные в некоторых фациях и состоящие из кварцевых и глинистых частиц, с плагноклазом и обломками пород, и аркозы — песчанистые породы, главными составными частями которых являются кварц и полевои шпат. Породы также могут классифицироваться путем присоединения к текстурным терминам префиксов, указывающих на их состав; например: «аргилликальциолютит», «аргиллисилицисилтит», «кальцисиликаренит»; менее странно звучат термины «глинистый кальцит» (лютит), «глинисто-кварцевый силтит» или «известково-кварцевый аренит». Первичные и вторичные структурные термины «сланцевый», «листоватый», «косослоистый», «стилолитовый» и «конкреционный» добавляются как видоизменяющие прилагательные. В настоящей работе, имеющей дело с общими литологическими понятиями, обычно употребляются термины «карбонатиты», «кальцититы», «доломититы», «кварциты», «граувакки» и «аркозы»; термин «известняк» применяется как синоним карбонатита. Вопросы происхождения и залегания пород подытожены при анализе геосинклиналей и условий осадкообразования: автор считает неудобным применение терминов «геосинклинальный» и «платформенный» для литологических фаций, так как они путают тектонические и поверхностные понятия.

Термины «кластический» и «некластический» употребляются часто в классификации осадков ради терминологического разнообразия. Кластическая порода состоит из частиц, отколотых от более крупных масс, из обломков. Детрит состоит из разрозненных частиц, которые могли переноситься течениями и при этом стираться.

Кластические и детритовые осадки, состоящие из обломков ранее существовавших пород, называются терригенными, хотя они являются только физически отломанными составными частями, а выпадающие химические осадки могут также получить свое вещество из ранее существовавших пород. Термин «тектоническая суша» применяется к областям, поднятым тектоническими движениями, в противоположность вулканической суше и дельтовым равнинам, которые поднимаются под действием аккумуляции.

Детрит может включать такие разнообразные составные части, как обломки консолидированных пород и органических масс, — терригенные или органические кластические детриты, — или такие некластические образования, как скелеты организмов, осадки, выпавшие из растворов, или отдельные аутигенные минералы, образовавшиеся ранее, до захоронения. Кальцитовые известняки, кальцититы, являются почти неизменно детритовыми, за исключе-

нием такой породы, как травертин, кристаллизовавшийся в виде плотной массы. Так фактически все осадочные кальцититы являются кальцирудитами, кальцаренитами, кальцисилтитами или кальцилютитами или смесями рассматриваемого ряда. При перекристаллизации они могут сделаться кальцитовыми мраморами. Если доломиты являются преимущественно метасоматическими породами [485], то, как полагает автор, породы редко будут представлены доломитовым детритом, но будут состоять из доломитизированного кальцитового детрита. Текстуры¹ могут быть детритовыми или кристаллическими. Таким образом, доломитит может быть доломитизированным кальцаренитом или кальцилютитом. Но они редко бывают доломаренитом или доломиллютитом; текстура может быть описана как афанитовая или фанерическая [158] без определения первоначальной детритовой текстуры.

¹ Напоминаем, что американские геологи текстуры пород называют структурами, а структуры—текстурами.—Прим. ред.

ХЕДРЕОКРАТОН И МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ ГРАНИЦ В КЕМБРИИ

Кембрий является самой древней достаточно известной системой, позволяющей правильно реконструировать палеогеографию любой крупной площади континента. Давно известно, что центральная часть континента вела себя в кембрийское время совсем иначе, чем более периферические области [646]. Распределение осадков, их типы и мощности показывают, что центральная область была относительно устойчивой или, иными словами, — кратоном, в то время как поясы по краям этой области значительно прогибались, в них отлагались сотни и тысячи футов пород и образовывались длинные невулканические геосинклинали — миогеосинклинали; термин этот введен Штилле [581] со значением, которое не соответствовало данному понятию. В Северной Америке принято рассматривать кембрийские миогеосинклинали (подобные Кордильерской и Аппалачской геосинклиналям) вдоль каждой стороны внутренней части более стабильной области. Это не «первичные» геосинклинали Северной Америки, так как в Северной Америке были докембрийские геосинклинали с осадочными и вулканическими породами, имевшие совершенно отличные простирания [266, 484]. Однако кембрийский структурный план долго сохранялся и оказывал продолжительное влияние на расположение континентальных структур.

Ниже суммируется отношение кембрийских отложений миогеосинклинальных поясов к тем же породам кратона кембрийского времени (фиг. 3). Вопрос о происхождении терригенных осадков, который влечет за собой разбор палеогеографии более периферических частей континента, мы отложим впредь до рассмотрения самих поясов.

На западе имеются значительные контрасты между кембрийскими разрезами на противоположащих сторонах извилистой зоны, простирающейся от фронта Скалистых гор в Юконе и Альберте, через западную Монтану и Вайоминг, через Юту в юго-восточную Неваду и западную Сонору (фиг. 2 и 3). Кембрий к западу значительно мощнее (фиг. 4) и разрезы содержат нижний кембрий¹, отсутствующий к востоку. Восточная граница нижнего кембрия

¹ Автор включил в породы кембрийской системы более древние, чем те кембрийские породы, которые содержит ископаемые и петрологически сходны с ними по подобной же степени уплотнения и петрографическому составу.

очень хорошо изучена на большом расстоянии. Обычно базальными кембрийскими осадками являются кварцитовые арениты мелководного происхождения, последовательно перекрывающиеся в восточном направлении все более молодыми осадками вплоть до верхнего кембрия [431, 432, 673, 448, 554, 37]. Прибрежные осадки, имеющиеся на востоке, переходят к западу в аргиллиты и в карбонатиты открытого моря [475]. Большие мощности в западном поясе объясняются отчасти более ранним началом прогибания.

Средний и верхний кембрий также мощны, свыше 1000 футов в каждом отделе, с преобладанием карбонатитов на западе, перекрывающих нижний кембрий [91, 159, 160, 161, 192, 477, 555, 673], но они становятся много тоньше (на несколько сотен футов или более) к востоку от указанной зоны [395, 429, 448]. Средний кембрий распространялся в виде заливов к востоку, а позднекембрийские моря покрывали большую южную внутреннюю часть континента (фиг. 1). Хотя берега позднекембрийских морей простирались далеко за пределы отложений древнего кембрия, здесь продолжали существовать условия, при которых в каждой серии отлагались гораздо более мощные толщи, чем к востоку. Этот контраст свидетельствует о дифференциальном движении вдоль зоны флексуры, так как не только осадки делаются гораздо мощнее к западу, но и фации к востоку становятся более мелководными. Этот западный пояс мощных осадков есть миогеосинклиналь. Сравнительно же более стабильная восточная область лежит в пределах кембрийского кратона или хедреократона.

Палеогеографы часто рассматривали западный пояс в древнем кембрии не как единую непрерывную геосинклиналь, а как две геосинклинали к северу и к югу от суши Монтания [647, 161]. В юго-восточной части Британской Колумбии нижний кембрий утоняется в результате срезания, а в юго-восточном направлении он слагается более грубыми осадками [160]; в западной Монтане

ву, и которые являются лишь частью непрерывной стратиграфической истории. Было предложено [674, 675] такие напластования относить в докембрию. Это вызывает возражение. Первое появление *Olenellus* в каждом разрезе не определяет синхронности горизонта, а отсутствие формы не свидетельствует, что такие породы древнее тех, которые где-нибудь в другом месте содержат *Olenellus*. Термин «докембрий» широко использовался для допалеозоя; Седжвик [552] предложил допалеозойские породы назвать протозоем; хотя этот термин и более удачен, однако его редко применяют. В некоторых областях подстилающие слои (более древние, чем слои, содержащие *Olenellus*) образуют часть прогрессивной типично палеозойской последовательности [339]. Чтобы определить их как докембрий, приходится отклонить проблему их классификации. Называть их «бельтской святой» [504] особенно неудачно; этим предполагается необоснованная корреляция. Можно выдвинуть критерий, который позволит безошибочно определить стратиграфическое положение таких слоев, но подобный критерий не может еще успешно применяться.

[162] эти серии отсутствуют. Такое явление объяснялось продвижением вперед поперечной суши, соединявшей кратон с Каскадией, гипотетическим бордерлендом, о котором речь будет идти ниже. Кроме того, такие особенности стратиграфии могут быть объяснены наличием в нижнем кембрии весьма обширного морского побережья; берег этот имел извилистое продолжение гораздо южнее района, строение которого зафиксировано в разрезах. Детрит, таким образом, можно было бы рассматривать как береговой осадок, отложившийся вдоль края кратонной суши. Имеется, однако, область в центральном и восточно-центральном Айдахо, в которой характерные кембрийские разрезы не были найдены и где они могут отсутствовать [528, 531]; вероятно, кембрий либо не отлагался в этой области, либо был смыт эрозией.

Таким образом, в древнем палеозое широкая миогeosинклиналь карбонатитов и основных детритовых осадков была отделена зоной флексуры от относительно стабильного несколько оседавшего кратона. В некоторых областях эта зона временами, возможно, погружалась слабее, чем кратон. Верхнекембрийские породы здесь не только несколько тоньше, чем те же породы ближе к внутренней части кратона в Вайоминге [448], но некоторые литологические черты отложений в Монтане указывают на отступление здесь в восточном направлении краевой суши [395]; эта область суши была меньше, чем предполагалось, так как верхний кембрий везде представлен в изученных границах Монтаны [162], определение же возраста некоторых слоев было пересмотрено [394].

На востоке подобные контрасты прослеживаются поперек зоны, простирающейся от юго-восточного Лабрадора до реки Святого Лаврентия, через западную часть Новой Англии, а за Аппалачским плато — от центральной Пенсильвании до Алабамы (фиг. 2, 3). Кембрий гораздо мощнее к востоку, чем к западу от нее, а нижний кембрий приурочен к восточной стороне зоны.

Хотя местонахождение границы нижнего кембрия может быть в общих чертах определено, исчезновение ее связано с тем, что граница эта скрыта под надвигами или внутри толщи осадков или уничтожена эрозией. Независимо от их возраста осадки основания кембрия являются неизменно терригенными. Нижний кембрий простирается от Ньюфаундленда до Лабрадора [46, 393, 548]. Кембрий отсутствует к северу от реки Святого Лаврентия [629], а северо-западнее карбонатитовые фации, повидимому, скрываются под огромным надвигом вдоль реки [21], о чем можно судить по валунам, приуроченным к конгломератам надвиговой чешуи [501, 502]. Огромный контраст существует между немногими сотнями футов верхнего кембрия к востоку от Адирондакских гор в штате Нью-Йорк и толщами нижнего кембрия мощностью порядка нескольких тысяч футов в надвиговых чешуях западного Вермонта [81, 546]. Язык нижнекембрийского

КРАЙ ХЕДРЕОКРАТОНА
КЕМБРИЙСКИЕ МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ
 80 млн лет

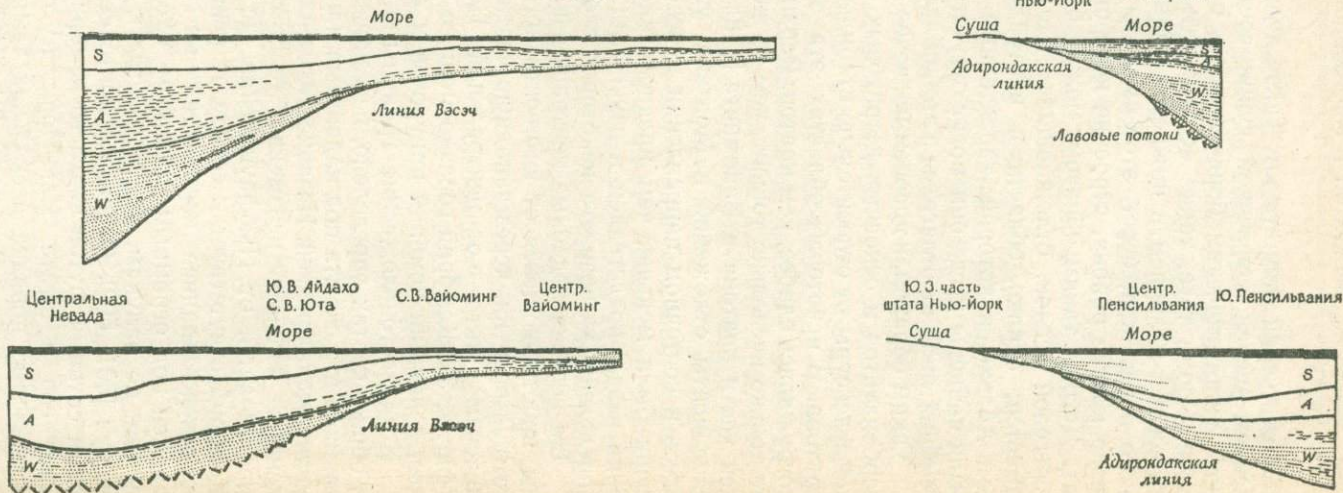
ЗАПАДНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Ю. В. Британская Колумбия
 С. В. Вашингтон С. Айдахо

ХЕДРЕОКРАТОН
 Альберта
 Монтана

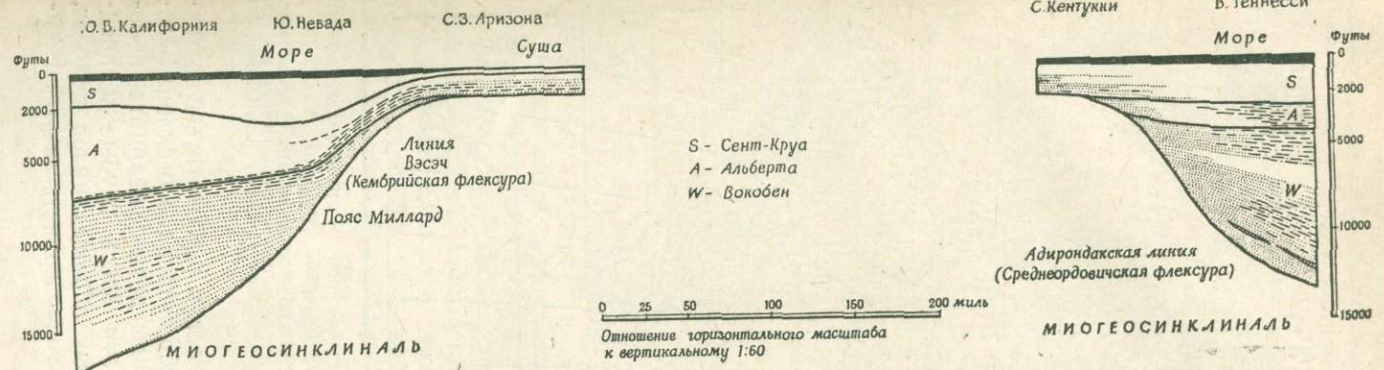
ВОСТОЧНЫЕ РАЗРЕЗЫ

С. В. часть штата Нью-Йорк
 С. В. Вермонт



1184

2 М. Кэй



Фиг. 2. Восстановленные разрезы кембрия в краевых миогесинклиналях хедреократона. Терригенный детрит показан различными условными знаками; карбонатиты — без условных знаков.





Фиг. 3. Древнепалеозойские стратиграфические пояса, нанесенные на современную географическую карту Северной Америки.

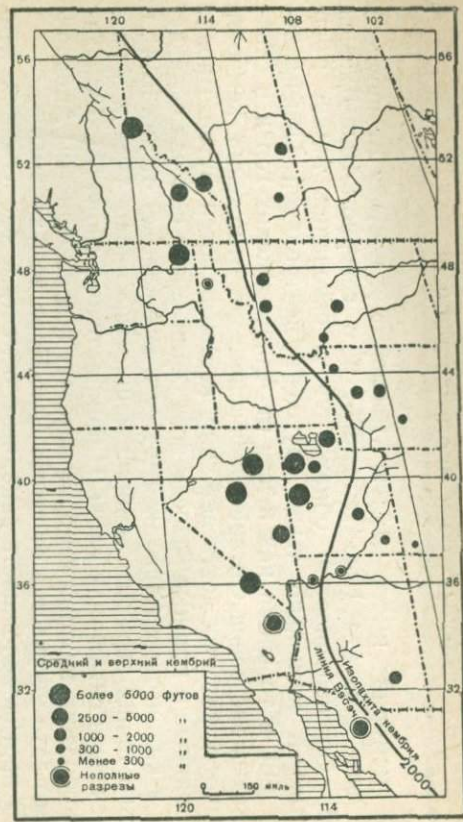
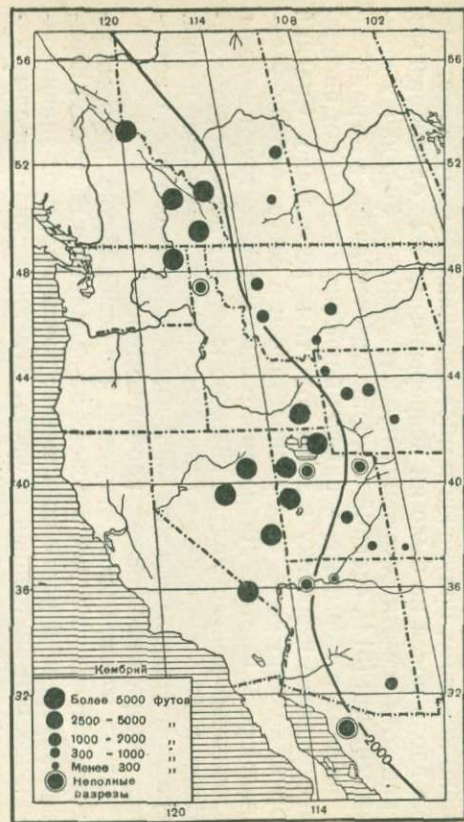
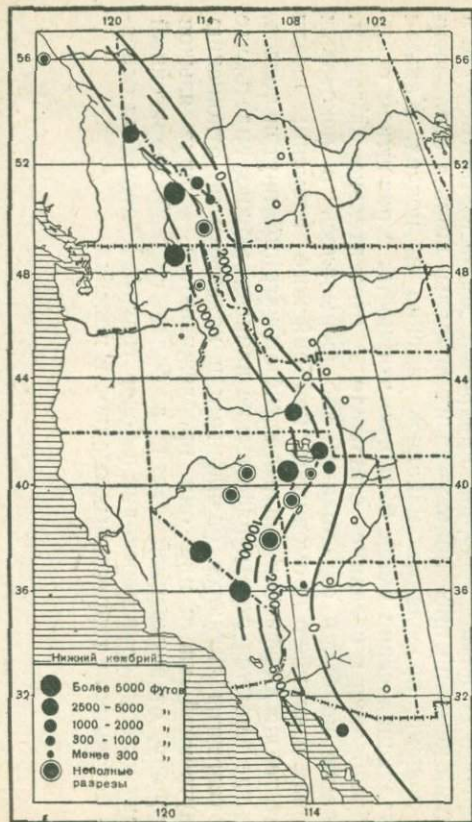
1 — хелреократон — кембрийский кратон; 2 — кембрийская миогеосинклиналь; 3 — древнепалеозойская эвгеосинклиналь; 4 — кембрийская флексура; 5 — среднеордовичская флексура; 6 — граница вулканических пород, палеозойских и древнемезозойских на западе, палеозойских на востоке.

формация Монктон) кварцита проникает в карбонатиты в восточном направлении. Самый ранний кембрий западного склона Зеленых гор вблизи границы США и Канады древнее кварцита, обнажающегося к западу; отложения эти здесь грубые и представлены конгломератами в западных обнажающихся полосах, но к востоку они становятся более тонкозернистыми [57]. Ниж-

ний кембрий имеет малую мощность к востоку от нижнего Гудзона в штате Нью-Йорк [355] и в северном Нью-Джерси [279]. Он неполностью обнажается в основании толщи мощностью в несколько тысяч футов в центральной Пенсильвании [80], в то время как к югу от Адирондакских гор и в скважинах около озера Онтарио зафиксированы отложения кембрия, мощность которых достигает лишь немногих сотен футов. Вполне постоянные и мощные разрезы всех серий есть в полосах складчатых и надвиговых Аппалачей к югу и юго-востоку от них [514], и только толща верхнего кембрия мощностью около тысячи футов отмечена в скважинах вдоль Цинциннатского свода [76, 188]. Таким образом, нижний кембрий исчезает под нескрытым Аппалачским плато на участке от штата Нью-Йорк до Алабамы.

В противоположность западным областям, где средний кембрий входит в виде заливов в кратон, на востоке средний кембрий, подобно нижнему, приурочен к миогеосинклинальному поясу. Оседание вдоль пояса не было ни непрерывным, ни однообразным, так как хотя все эти отложения представлены в Аппалачах мощными сериями [514], средний кембрий отмечен лишь в ограниченных районах в Вермонте, верхнекембрийские же пески распространены далее к востоку и залегают там несогласно. Средний кембрий, должно быть, был распространен в северо-западной части пояса реки Святого Лаврентия, о чем свидетельствуют валуны в ордовичских конгломератах [502], но к югу от реки он либо маломощен, либо отсутствует в глинистых фациях надвиговой чешуи. В западном Ньюфаундленде [393] языки кварцевого песка встречаются внутри кембрийских карбонатитов.

Подводя итоги, можно отметить, что кембрийские породы, по существу, гораздо мощнее в поясах на западной и восточной перифериях внутренней части континента; поясы прогнуты значительно сильнее, чем внутренняя их часть. Вулканические породы необычны внутри поясов, поэтому поясы являются миогеосинклинальными. Нижний кембрий приурочен лишь к этим поясам, а средний кембрий простирается за их пределы лишь в ограниченной степени; проседание началось именно в поясах. Каждая последующая серия имеет большую мощность; с развитием осадкообразования и оседание становилось относительно большим. Оседание не было однородным: оно прерывалось в некоторых районах в какие-то промежутки кембрийского времени; имели место также дифференциальные изгибы (warping) внутри поясов. Там, где имеются стратиграфические данные, можно видеть, что ортокварциты являются базальными и краевыми по отношению к внутренней части или они прослеживаются в виде языков в сторону от внутренней части, а более грубый терригенный детрит к периферии переходит в более тонкий. Кратон был основным источником терригенных осадков в поясах.



Фиг. 4. Распределение мощностей кембрия в поясе Миллард.

Таким образом, в течение кембрийского времени Северная Америка развивалась как внутренний устойчивый слабо оседавший кратон, окруженный поясами с большим проседанием — миогеосинклиналями. Край кратона не был отчетливо определенным, так как переход от кратона к миогеосинклинали не выражался резко. Линия исчезновения нижнего кембрия и двухтысячфутовая изопахита кембрия в целом имеют одинаковое положение (фиг. 4). Современная область к западу от этой линии, миогеосинклиналь в кембрии, названа поясом Миллард [315]. Приблизительно такой же область к востоку от кратона является пояс Шамплен [310], определяемый по срединной ордовичской структуре и по стратиграфическим данным. Край кембрийской миогеосинклинали на севере лежит в пределах пояса Шамплен, на юге же простирается к западу от него; изменение направления связано с деформацией в промежуточное время.

Фактические данные не подтверждают точку зрения, согласно которой полагают, что в течение кембрийского времени геосинклинали полностью окружали североамериканский континент. Предполагаемое направление продолжения миогеосинклинали в значительной мере зависит от интерпретации более периферических частей современного континента, о чем будет идти речь ниже. Верхнекембрийские осадки, залегающие на допалеозое, протягиваются в южном направлении к границе их выхода в горах Арбукль и Вичита, в Оклахоме [154] и центральном Техасе [66]; хотя мощность отложений достигает или превосходит 2000 футов, нет прямых доказательств, которые свидетельствовали бы, что в кембрийское время миогеосинклиналь лежала к югу от центрального Техаса. Нижнекембрийские осадки и кембрийские разрезы порядка нескольких тысяч футов в северо-западной Гренландии свидетельствуют, что область эта лежит на краю миогеосинклинального пояса, но его направление можно только предполагать по отсутствию нижнепалеозойских пород на островах Арктического Архипелага (исключением является лишь остров Эллесмер) [334, 611, 656]. Северная Аляска рассматривалась также как кратонная область, причем существует предположение, что миогеосинклинальный пояс изгибается резко к западу от центрального Юкона и низовьев реки Маккензи [182, 480]. Современные границы континента образовались значительно позднее кембрия.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

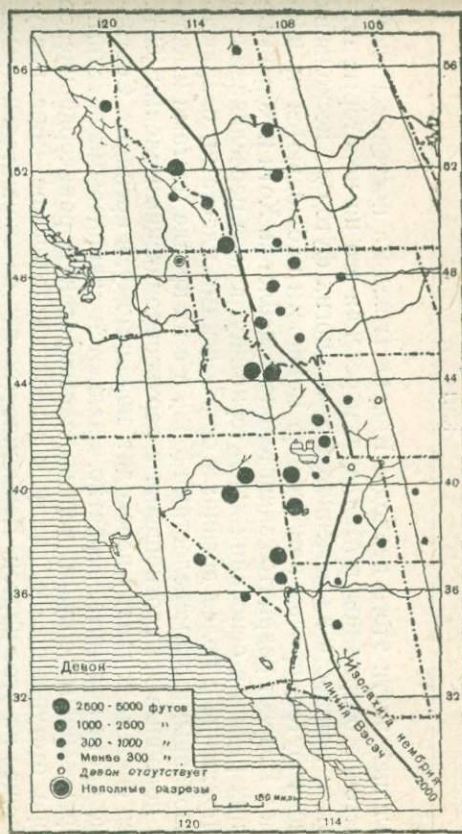
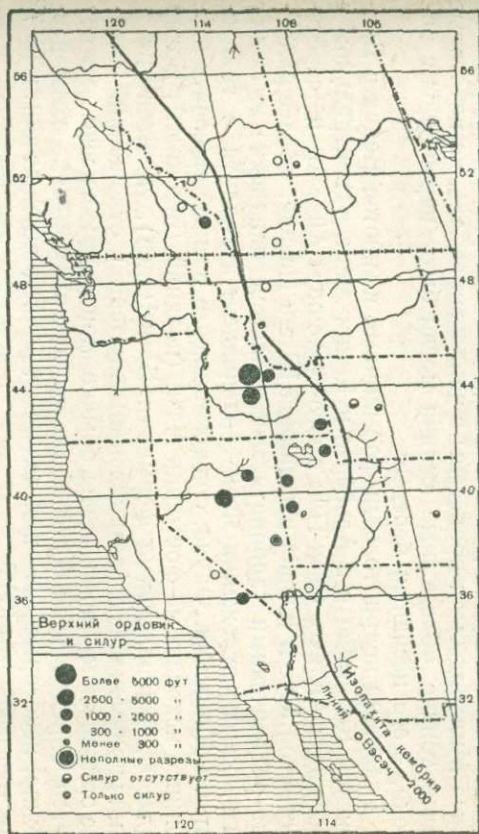
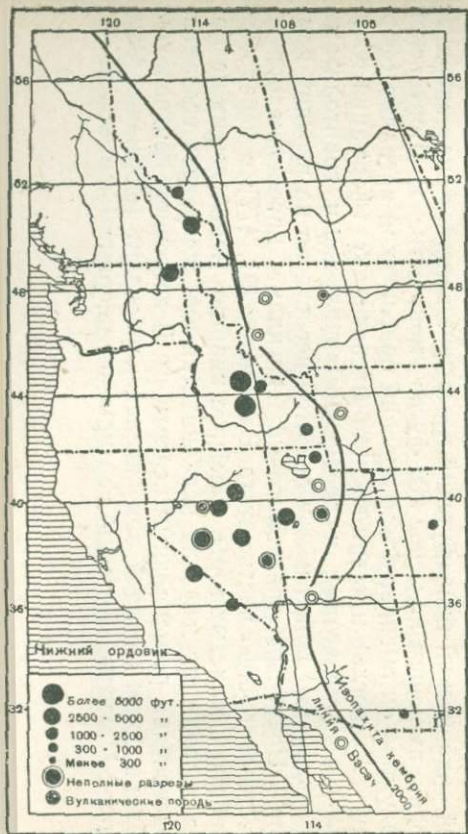
Итак, стратиграфия кембрия показывает, что в поясах на каждой стороне внутренней части континента отлагались мощные осадки. В конце этого периода геосинклинали были опущенными структурными шельфами, которые отделялись от хедреократона моноклинальными флексурами. Терригенный детрит в каждом

стратиграфическом горизонте становится более грубым и количество его увеличивается по направлению к хедреократону, явному его источнику. Противоположные границы геосинклиналей недостаточно известны, но даже если эти границы и выходили бы на поверхность, наличие их еще не являлось бы доказательством существования суши. Кембрийские миогеосинклинали скорее могли быть опущенными террасами, чем подлинными «складками, прогнутыми в Земле»; все же американские геологи давно считают их типичными геосинклиналями. Характерными признаками миогеосинклиналей являются их линейность, их положение между кратаонами и малое количество в них вулканических пород.

В кембрийских миогеосинклиналях под карбонатитами залегают главным образом основные ортокварциты, причем последние произошли из внутренней континентальной части относительно устойчивого хедреократона. Позднее, когда высокие «линейные земли» поднялись на противоположных сторонах миогеосинклинальных поясов, они явились источником детрита, отлагавшегося в значительном количестве в углублявшихся бороздах этих поясов (фиг. 7). Осадки, грубеющие по направлению к экстракратонным тектоническим землям, постепенно переходят в граувакки, плохо отсортированный детрит. Такие миогеосинклинали, т. е. области, находящиеся между флексурой вдоль кратонного края и возвышенностями за ними, являются линейными прогнутыми вниз складками, примыкающими к линейным поднятиям. Последующая история западного и восточного поясов кембрийских миогеосинклиналей весьма различна: на западном поясе в течение некоторых периодов сохраняется деформация, подобная кембрийской (фиг. 6); восточный — в скором времени охватывается орогеническими движениями.

Область западной кембрийской миогеосинклинали, пояс Миллард [315], продолжает обладать более мощными осадочными разрезами, чем хедреократон на востоке (фиг. 5). До позднего палеозоя пояс был слабо захвачен орогеней. Данные о развитии южной части пояса были суммированы Ноланом [472]. Самые древние грубые обломочные осадки в поясе Миллард, которые определено были принесены с запада, имеют каменноугольный возраст. В поясе Миллард в ордовике широко распространены кварцевые арениты или ортокварциты, которые определяются как осадки, принесенные с хедреократона с востока [348], и в таком виде они фигурируют на палеогеографической карте среднего ордовика (фиг. 1); основания для такого толкования будут изложены ниже.

Ордовичские кварциты обычно занимают промежуточное положение между более древними карбонатитами, изредка встречающимися на западе хедреократона, и более молодыми карбонатитами, которые здесь залегают совместно с базальными кварцитами с региональным несогласием. Хедреократон был сушей в течение



Фиг. 5. Распределение мощностей ордовика, силура и девона в поясе Миллард.

большей части этого периода. Кварциты весьма постоянны вдоль восточного края пояса Миллард, пересекая его на некоторых широтах; мощность их изменяется от немногих футов до нескольких тысяч футов, причем наибольшие мощности наблюдаются к востоку. Возраст кварцитов значительно колеблется. Хотя ископаемые в них редки, в основании характерно внутреннее переслаивание и сопряжение с более древними ордовичскими пластами, охарактеризованными окаменелостями [532], а в их кровле местами имеются подобные же соотношения с верхнеордовичскими слоями [531]. Вся система к западу переходит, повидимому, в аргиллит. Составные части кварцита, вероятно, являются кварцевыми песками, перенесенными с суши через хедреократон в раннеордовичское море, отступающее к западу, и в позднеордовичское море, наступающее на этот кратон. Возможно (но это не окончательно выяснено), что некоторые аргиллиты и граувакки в разрезах западного пояса Миллард были принесены с западных земель, но некоторые более тонкие обломочные осадки могли быть перенесены с востока, с его песчаных берегов.

Главными кварцитовыми формациями являются Вонах в Британской Колумбии и в Альберте и Кинникиник в центральном и восточном Айдахо, Свэн-Пик в юго-восточном Айдахо и северо-восточной Юте и Юрика в западной Юте и Неваде. «Более ранними» ордовичскими карбонатитами являются канадские и, может быть, ранние отложения Чэзи — эквивалент аргиллита с граптолитами Диипкилл. Фауна, содержащаяся в песках, включает возможные ископаемые формации Чэзи (поздний Диипкилл), Болар (пласты, эквивалентные формации Блек-Ривер), трентонских и ранних ричмондских (поздних цинциннатских) отложений. Поздние ордовичские карбонатиты, обычно мощностью в несколько сот футов, определяются большей частью как ричмондские, хотя, возможно, некоторые из них являются раннецинциннатскими [347] или трентонскими [305].

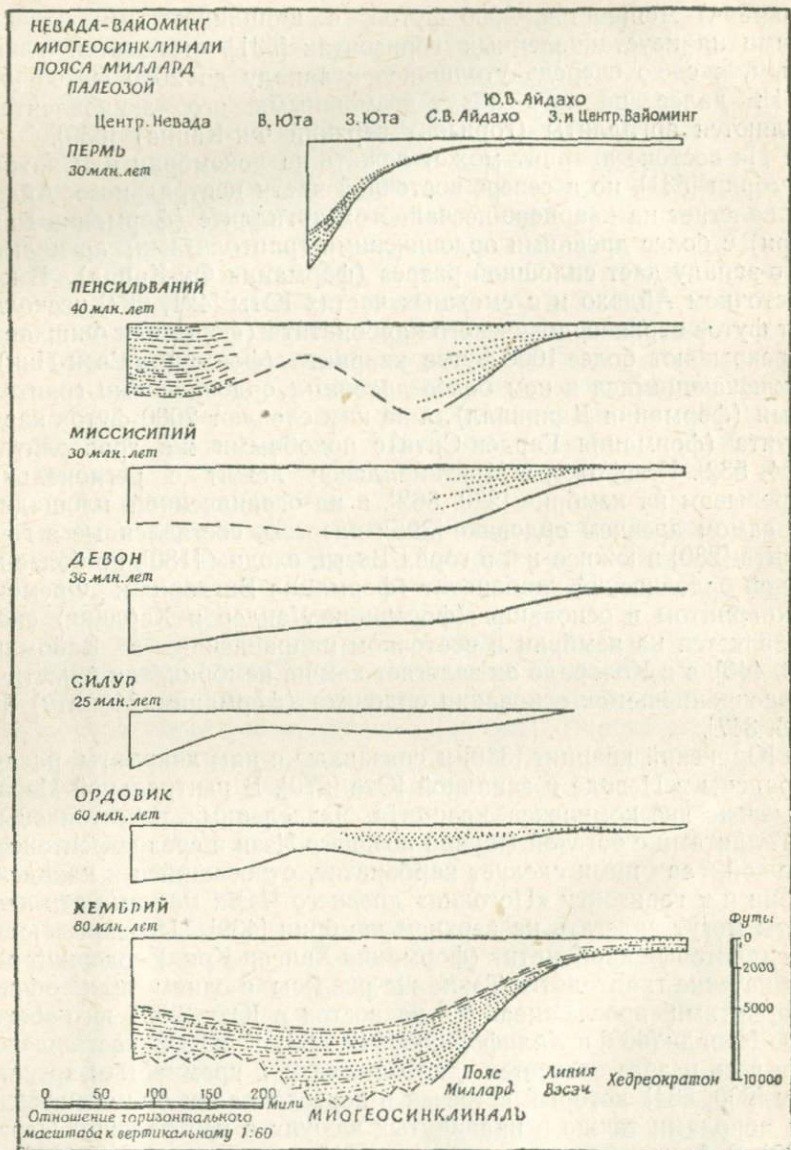
В Британской Колумбии и Альберте [192, 648, 649] более поздний ордовичский биверфутский известняк залегает на кварците Вонах, имеющем не менее 200 футов мощности. В Британской Колумбии он сменяет более древний ордовичский аргиллит (формация Гленоугль) и кварц-аренитовый аргиллит (формация Синклер) с дипкильскими и древненорманкильскими граптолитами или по направлению к югу ложится несогласно на верхний кембрий. Подобный граптолитовый аргиллит прослеживается в северо-восточную часть штата Вашингтон [91, 477]; в передовых хребтах Скалистых гор в Альберте кварцит Вонах лежит на более древних ордовичских карбонатитах или же разрез срезается додевонским региональным перерывом. В восточном центральном Айдахо более молодой ордовичский карбонатит (формация Саттердей-Маунтин), который перекрывает кварцит (формация Кин-

никиник) мощностью 2000 футов с цинциннатскими ископаемыми на неустановленных горизонтах [531], становится глинистым, в свою очередь утолщаясь к западу до 2000 футов [526, 531]; далее на юго-запад возможными его эквивалентами являются аргиллиты (горизонт верхний Фи-Каппа) [639].

На востоке кварцит может лежать на докембрии или нижнем кембрии [531], но в северо-восточной части центрального Айдахо он залегает на кварцево-песчанистом аргиллите (формация Рамсгорн) с более древними ордовичскими граптолитами; аргиллит к юго-западу дает сплошной разрез (формация Фи-Каппа). В юго-восточном Айдахо и в смежных частях Юты [421, 687] несколько сот футов верхнеордовичского карбоната (формация Фишхавен) перекрывают более 1000 футов кварцита (формация Свэн-Пик) с заключающимися в нем более древними ордовичскими граптолитами (формация Диипкилл), а за ним следуют 2000 футов карбоната (формация Гарден-Сити) с подобными же граптолитами [104, 532]. К востоку, в Монтане, девон лежит с региональным перерывом на кембрии [220, 562], а на ограниченной площади — на самом древнем ордовике [395]; разрезы, составленные в горах Уинта [280] и южнее их, в горах Вэсч, сходны [180], но более молодой ордовичский карбонатит (формация Бигхорн и Фремонт) с кварцитом в основании (формации Ландер и Хардинг) снова появляется на кембрии в восточном направлении, в Вайоминге [26, 446], а в Колорадо он залегает как на кембрии, так и частично на сохранившемся основании ордовика (формация Маниту) [64, 296, 347].

Юрикий кварцит [348] и связанные с ним кварциты распространены в Неваде и западной Юте [270]. В центральной Неваде отмечено два комплекса кварцита, разделенных известняковыми аргиллитами с богатой фауной позднего Чэзи и среднетрентонской фауной, за ними следует карбонатит, относящийся к канадской серии и к горизонту «Погонип» древнего Чэзи; местами эти кварциты могут залегать на верхнем кембрии [439]. Перекрывающий аргиллитовый карбонатит (формация Хансон-Крик) содержит цинциннатские граптолиты. Такие же разрезы с одним или обоими кварцитами прослеживаются на восток в Юту [269], юго-восточную Неваду [669] и Калифорнию [249, 486]. К западу часть разреза или весь разрез слагается граптолитовым и кремнистым аргиллитом [200, 534], который встречен в переслаивании с вулканическими породами также в надвинутых чешуях в центральной Неваде [439]. В Аризоне, за исключением крайнего юго-востока [596], на краю хедреократона ордовичские осадки отсутствуют вследствие регионального несогласия.

Пенсильваний содержит грубый детрит в поясе, простирающемся от центрального Айдахо [526] через центральную Неваду [439, 555] до хребта Инью-Рейндж в Калифорнии [346]; там же,



Фиг. 6. Восстановленные разрезы палеозоя в миогесинклиналях Невада — Вайоминг.
Терригенный детрит показан различными условными знаками; карбонатиты — без условных знаков.

возможно, был западный источник некоторых миссисипских осадков. Пояс не был сколько-нибудь деформирован орогенными до верхнего мезозоя, но продолжал прогибаться главным образом в течение палеозоя и большей части мезозоя.

Флексура, которая ограничивала миогеосинклиналь в кембрии (линия Вэсэч), продолжала быть местом дифференциального движения в течение палеозоя и древнего мезозоя. Системы от ордовика до юры вообще более полно представлены и более мощны в той же области, в которой есть нижний кембрий и где большую мощность имеет весь кембрийский разрез. Это можно видеть по последовательно восстановленным разрезам поперек пояса (фиг. 6, 17); данные, однако, настолько скудны, что карты изопахит едва ли могут быть верными, хотя точечные карты указывают на контраст между хедреократоном и поясом Миллард (фиг. 4 и 5).

Хотя пояс Миллард в общем оседал, однако оседание его не было ни непрерывным во времени, ни одинаковым по площади. Системы и серии, мощность которых лишь в некоторых районах достигает мощности нескольких тысяч футов, на значительных площадях относительно маломощны или вообще выпадают из разреза; объясняется ли их отсутствие последующей эрозией или тем фактом, что они здесь не отлагались вовсе, — в том и в другом случае это свидетельствует о перерыве в оседании.

МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ, ОГРАНИЧЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ОБЛАСТЯМИ СУШИ

Миогеосинклинали кембрия развивались как прогрессивно оседающие шельфы между флексурой, ограничивающей хедреократон, и недостающими (предполагаемыми. — *Ред.*) нагорьями на противоположном краю. Миогеосинклинали, формировавшиеся в то время, когда тектонические движения в ортогеосинклинальных поясах подняли участки суши, содержат детрит, главным образом аргиллит и граувакки, с увеличением грубости зерна по стратиграфическим горизонтам в сторону от хедреократона. Разница в детрите, содержащемся в геосинклиналях, отражает изменения геосинклинальных условий, и, хотя осадок содержится только в пределах впадины, он является существенной основой для классификации геосинклиналей. Миогеосинклинали с граувакками, грубеющими по направлению к периферии, должны были быть связаны с поднятием суши против кратона и, таким образом, могли являться настоящими прогибами между платформой кратона и линейными поднятиями — швами, которые служили источником обломочного материала.

Средний ордовик на востоке является примером миогеосинклиналей такого вида. Средний трентон на хедреократоне, по существу представляющий собой плиту известняка мощностью в

сотни футов, быстро утолщается к востоку на флекуре, причем горизонты сначала переходят в глубоководный темный аргиллит, затем при приближении к противоположной суше Вермонтии становятся грубыми (фиг. 7) [311, 306]. Таким же образом более древний известняк Болар Уард-Кейв в Аппалачских горах в южной Вирджинии и в восточном Теннесси утолщается вдоль флексуры и к юго-востоку при приближении к подобной же суше делается более грубо детритовым [316, 494]. По мере того, как



Фиг. 7. Восстановленный разрез среднего ордовика (трентон) в миогесинклинали, штат Нью-Йорк — Вермонт; период 10 млн. лет.

фации становятся более тонкими и известковистыми [124], уменьшаются мощности. Формы этих геосинклиналей известны только в общих чертах; в миогесинклинальном поясе в процессе его развития образовались борозды, выклинивающиеся в продольном направлении, переходящие во флексуру на краю кратона и имеющие наибольшую глубину и максимальную мощность содержащегося детрита около самых высоких мест суши, на что указывает увеличение грубости текстур. На западе подобные миогесинклинали появились впервые в верхнем палеозое.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ ВНУТРИ ХЕДРЕОКРАТОНА

КЛАССИФИКАЦИЯ

Выше были рассмотрены резкие различия между древнепалеозойским кратоном, хедреократоном и мнгогеосинклинальными поясами. Хотя кратон был относительно устойчивым, однако в его пределах в течение палеозоя образовалось несколько видов глубоко опущенных поверхностей; в некоторых из них осадки, достигающие мощности, исчисляемой милями, отложились за сравнительно короткие промежутки времени. Вопрос о том, правильно ли называть их геосинклиналями, можно решить после того, как будут обобщены данные об их природе.

Экзогеосинклиналь («геосинклиналь извне») [315] есть геосинклиналь, «в которой мощные обломочные осадки внутри кратона связаны с поднятием, расположенным вне края кратона». Этот термин заменяет термин «дельтагеосинклиналь» [310]. В экзогеосинклинали включаются отложения геосинклинального характера в том смысле, что отложения эти мощные, что они образовались во время их оседания, что лежат они в пределах кратона и источником их была суша, расположенная за пределами кратона. Экзогеосинклинали могут стать краевыми впадинами орогений. Примером являются верхний ордовик и средний девон Пенсильвании и соседних штатов.

Термин «автогеосинклиналь» («самогеосинклиналь») применяется к эллиптическим или языкообразным областям, которые прогрессивно опускались и загружались осадками; причем их погружение «протекало независимо и изолированно от погружений близрасположенных более активных тектонических зон» [310]. Автогеосинклинали образуются внутри кратона без возникновения дополнительных нагорий. Деформация может продолжаться в течение короткого срока и на протяжении длительного времени и может быть прервана изменением режима. Структура слоев, отложившихся до окончания развития автогеосинклинали, будет иметь форму, соответствующую фигуре бассейна или впадины, причем эта особенность может быть затушевана или стерта отличной от них формой, созданной более поздними движениями. Верхний силур Мичигана отлагался в типичной автогеосинклинали.

**ЭКЗОГЕОСИНКЛИНАЛЬ
ОЗЕРО ЭРИ-Ю.ПЕНСИЛЬВАНИЯ**

СЗ

Огайо Озеро Эри С.З. Пенсильвания

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ДЕВОН
25 млн. лет



**ЭКЗОГЕОСИНКЛИНАЛЬ
МИЧИГАН-ПЕНСИЛЬВАНИЯ**

СЗ

Ю.В. Мичиган Озеро Эри Огайо С.З. Пенсильвания

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК (ЦИНЦИННАТ)
10 млн. лет



Фиг. 8. Восстановленные разрезы верхнего ордовика и среднего и верхнего девона в экзогеосинклиналях Пенсильвании и сопредельных штатов. (Верхний разрез по Вудворду [698], нижний — по Кэю [310].)

1 — терригенные осадки; 2 — неморские осадки, преимущественно красные; 3 — черные аргиллиты; карбонатиты — без условных знаков.

Зевгогеосинклиналь («ояременная» геосинклиналь¹) [314] об- лагает той же формой, что и автогеосинклиналь, но внутри кра- тона к ней примыкает одно или несколько прилежащих нагорий, с которых сносится обильный обломочный материал; термин относится к геосинклиналям, окруженным дополнительными под- нятиями. Пенсильваний и пермь Центрального Колорадо и Нью- Мексико были отложены в зевгогеосинклиналях.

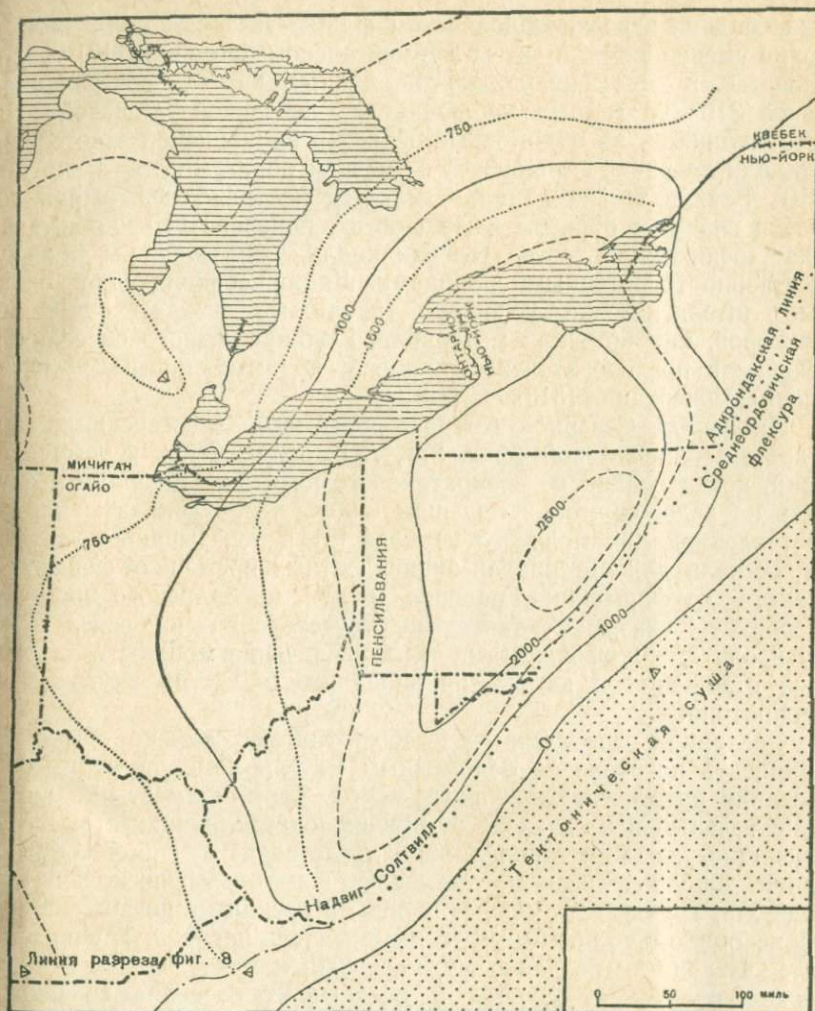
Области кратона, разделяющие геосинклинали, относительно более стабильны. Обычно они называются геоантиклиналями, под- нятиями или платформами. Цинциннатский структурный свод яв- ляется типичной геоантиклиналью в понимании Дэна [143]; хотя термин этот обычно применяется для линейных складчатых поя- сов, первоначальный пример показывает, что геоантиклиналь в понимании Дэна — это область прерывистого погружения, в ко- нечном счете меньшего, чем в окружающих геосинклиналях. Кел- люм [322] предпочитает термин «платформа» для областей отно- сительно более медленного оседания, чем в примыкающих геосин- клиналях; этот термин был применен к таким областям, как Цен- тральное канзасское «поднятие», в котором скорее господствовали погружения, чем поднятия [650]. Термин «антеклиза» также был применен к этим структурам, представляющим «пассивные оста- точные тектонические формы, а именно части кратона, которые прогибались медленнее при общем опускании платформ» [539].

ЭКЗОГЕОСИНКЛИНАЛИ

Экзогеосинклиналь, выраженная верхнеордовичской цинцин- натской серией в восточной части Северной Америки (фиг. 8 и 9), является наиболее типичной структурой такого рода. Она сла- гается обломочным флишем, кверху более грубым, с макси- мальной мощностью около 3000 футов; более грубозернистые слои с течением времени все шире и шире распространяются в западном направлении [310]. Геосинклиналь эта имеет непра- вильную полулинзовидную форму с центром в Пенсильвании. В последующей силурийской экзогеосинклинали объем обломоч- ных молассовых отложений меньше, чем в верхнеордовичском флише [310], а силурийские осадки на юго-востоке лежат не- согласно на складчатом ордовике [587]. Стратиграфические соот- ношения экзогеосинклинали, выполненной флишем среднего и верхнего девона [16, 31, 627, 698], хорошо описаны для штатов Нью-Йорк и Пенсильвания [125, 126, 229, 99, 100, 98, 681]; мощ- ность осадков здесь доходит до двух миль (фиг. 8 и 10).

В экзогеосинклинали простейшей формы мощность обломоч- ных отложений на краю кратона постепенно уменьшается; в

¹ В оригинале «*yoked geosyncline*». — Прим. ред.



Фиг. 9. Карта мощностей верхнего ордовика (цинциннатий) в экзогеосинклинали Пенсильвании и сопредельных штатов; период 10 млн. лет (по Кэю [310].)

Изопахиты в футах.

этом случае, если осадки происходили из обширного источника в ортогеосинклинальных поясах, изопахиты приобретают дугообразные или фистончатые контуры. При переходе на внутреннюю часть кратона экзогеосинклинали часто поглощаются самостоятельно погружающимися областями, которые являются автогеосинклиналими. Так, к Мичигану мощность более тонких обломоч-

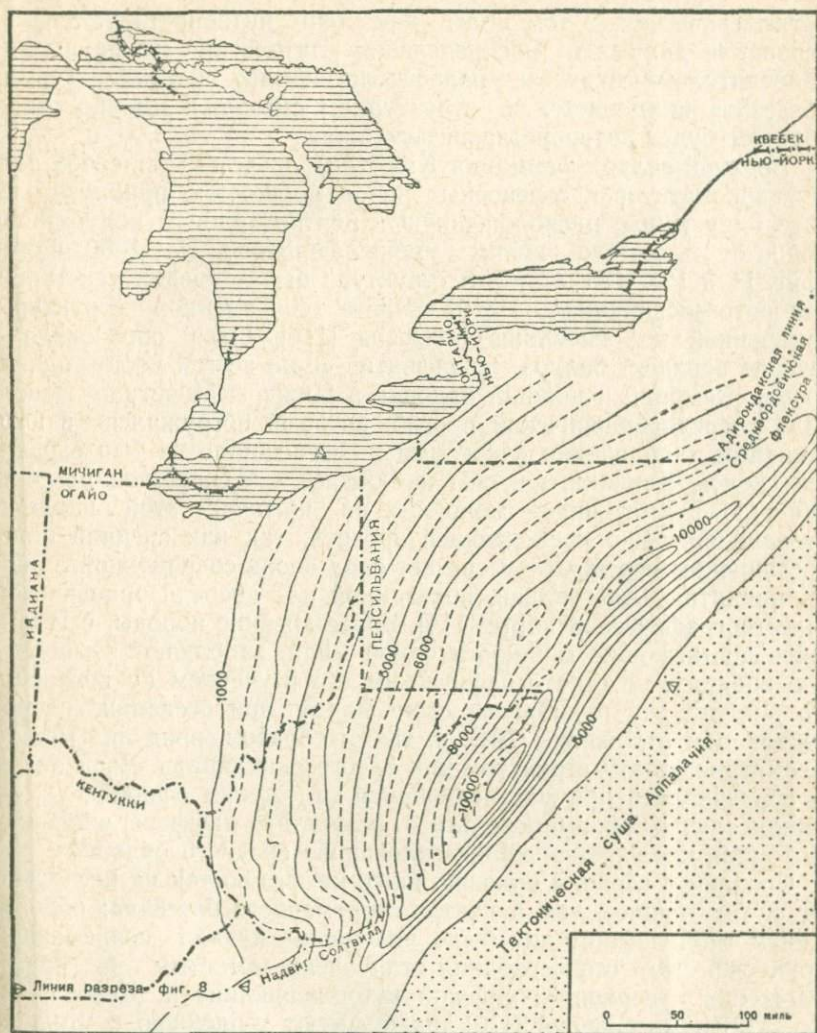
ных осадков в верхнеордовичском флише геосинклинали постепенно уменьшается, а затем в Мичиганском бассейне [117] увеличивается, в противоположность данным карты, составленной ранее [310]. То же самое наблюдается в девонской флишевой экзогеосинклинали, но обломочные осадки в силурийской экзогеосинклинали не распространяются заметным образом до Мичигана [310]. Всякая геосинклиналь является поверхностью, выражающей главным образом в мощностях, показанных изопакитами. Экзогеосинклиналь есть геосинклиналь, заполненная преимущественно терригенными породами. Линии, соединяющие сходные литологические условия (изолиты), зависят от таких факторов, как источник материала, глубина водного бассейна и течения в последовательные времена, поэтому они имеют независимые очертания [313].

На западе Северной Америки неизвестно экзогеосинклинали старше верхнемеловой (фиг. 27), т. е. относящейся к тому времени, когда осадки из внекратонного источника впервые торглись на хедреократон в большом количестве. Изопакиты карты, составленной для мелового периода [511], показывают экзогеосинклинали для интервалов эквивалентных времени от формации Дакота до формации Гранерос и для ниобранского времени. Изопакиты указывают также на отсутствие прямой связи между изолитами и изопакитами и на увеличение мощности некоторых отложений в автогеосинклинальных областях внутри хедреократона.

Оседание основания экзогеосинклинали можно было бы приписать нагрузке ее обломочным материалом, снесенным с соседних ортогеосинклинальных пород. Термин имеет характер описательный и не зависит от причин, определяющих структуру. Очевидно, что экзогеосинклинали представляют собой образования, дополнительные по отношению к нагорьям, поскольку они содержат грубые обломочные породы и поскольку погружение их происходило в то время, когда поднимались нагорья. Трудно сказать, зависит ли оседание от нагрузки, или нет, но, во всяком случае, положение нагорья и оседающего бассейна связано с тектоническими силами, начальное проявление которых не вызывалось изостатическими движениями от нагрузки [33, 310].

АВТОГЕОСИНКЛИНАЛИ

В некоторых областях внутри хедреократона на протяжении тех или иных стадий их развития образовывались структуры в виде бассейнов. Геосинклинали, которые не граничат с поднимающимися нагорьями, и есть автогеосинклинали; хорошим примером таких автогеосинклиналей является палеозой Нижнего Мичигана (фиг. 11). Автогеосинклинали — это структурные бас-



Фиг. 10. Карта мощностей среднего и верхнего девона в экзогеосинклинали Пенсильвании и сопредельных штатов; период 25 млн. лет (по Вудворду [698].)

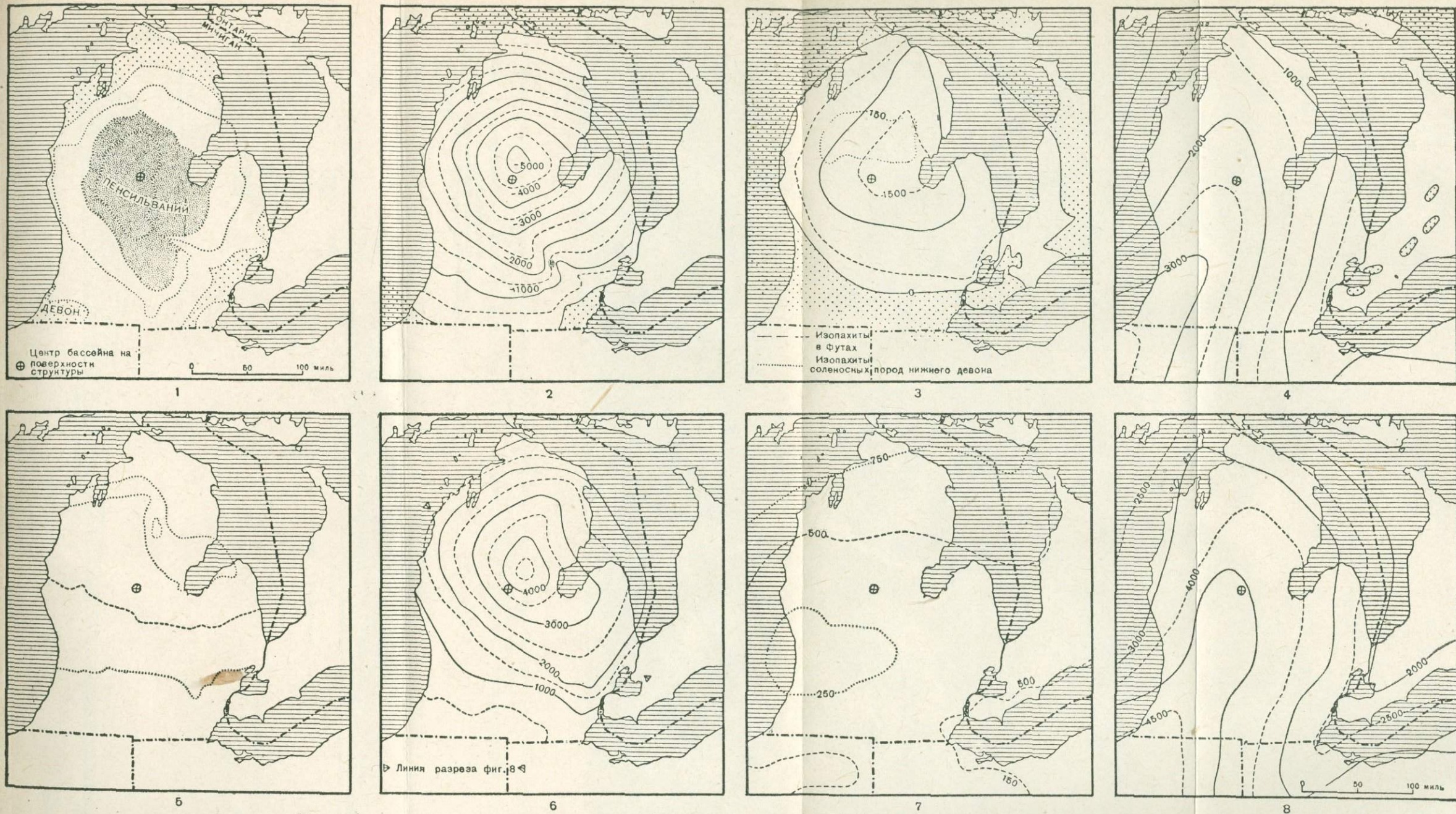
Изопахиты в футах.

сейны, развивавшиеся во время отложения осадков и приблизительно выражающиеся изопахитами, что дает возможность отличать их от современной структуры Мичиганского бассейна, показанной структурными контурами, и от бассейнообразных поверхностей отложений, первоначально топографических или

батиметрических, в том виде, как они интерпретируются на основании данных о распределении литологии и фауны на палеолитологических и палеоэкологических картах. Термин «бассейн» применяется в структурном смысле и именно таким образом будет интерпретироваться ниже.

Верхний силур (формация Кайюган) представляет собой толщу карбонатитов и соленосных пород мощностью приблизительно в одну милю, расположенную в центре нижнего полуострова Мичиган и по его краям уменьшающуюся до 1000 футов (фиг. 11 и 12) [470, 372]; эта структура была описана как типичная автогеосинклиналь [310]. Часть современной структуры, измеренной по основанию палеозоя [116], была образована в течение верхнего силура, но развитие ее не всегда было одинаковым. Кембрий и нижний ордовик в Нижнем Мичигане заполнили досреднеордовичский прогиб, который погружался в юго-западном направлении и который на юго-западе не был ограничен сводом Канкаки, как это наблюдается в современном бассейне [116]. Уменьшение мощности на крыльях этой впадины вызвано частично последующей эрозией, так как средний ордовик широким перекрытием срезает свод вдоль современной линии Цинциннати — Альгонквин, показанной на досреднеордовичской палеогеографической карте [114]. Более древние породы, в Иллинойсе достигающие мощности одной мили, заполняют языковидную впадину, но стратиграфическим его изучением не доказано, что впадина эта приобрела свою форму при оседании, сопровождающем отложение [701], и, таким образом, вряд ли можно рассматривать эту структуру как автогеосинклиналь. Если она и не образовалась при развивающемся отложении осадков, то, во всяком случае, сформировалась в результате дифференциальных движений, предшествовавших отложению среднего ордовика.

Средний и верхний ордовик далее на юго-восток на несколько сот футов мощнее, чем в центре современного бассейна; образованием этой деформации было положено начало современной структуре. Этот тип изгибания стал очень заметным во время отложения в верхнесилурийской автогеосинклинали. Девон [119, 115, 372] и миссисипий [470] также имеют тенденцию к утолщению в направлении к середине Нижнего Мичигана. Хотя более поздний девон и более ранний миссисипий в основном представлены терригенными детритами, осадок не смывался с дополнительного прилежащего нагорья; подобное же утолщение имеется и в более древних нетерригенных осадках, источником которых была низкая соседняя суша, или удаленное высокогорье, или то и другое одновременно. Подобная форма деформации продолжалась после отложения наиболее молодых из сохранившихся пенсильванских серий, так как основание этой системы структурно глубже в центре, чем в области ее выходов на поверхность,



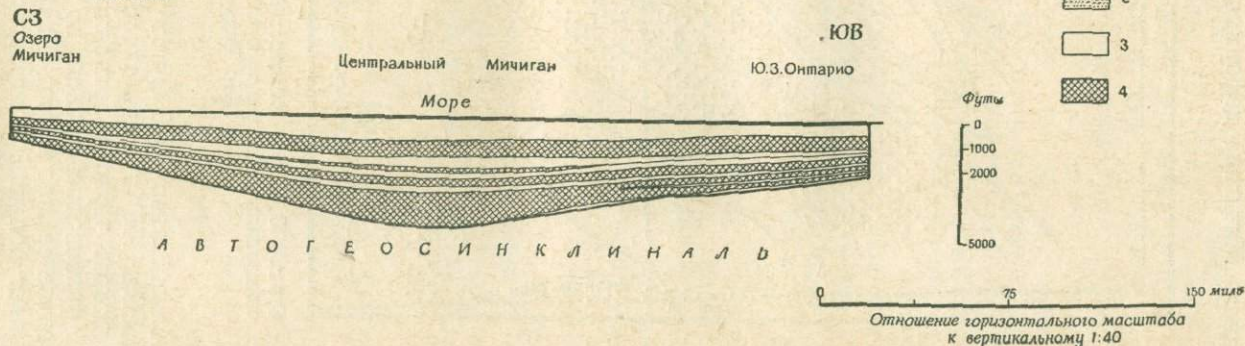
Фиг. 11. Карты, иллюстрирующие геологическую историю Мичигана в палеозое.

1 — геологическая карта Мичигана. 2 — структурные контуры (стратонизогипсы) верхов верхнего силура (Кайюган) (по Ландесу [371, 372]). 3 — карта мощностей соленосных пород верхнего силура (Кайюган); период 10 млн. лет (по Ландесу, Элеру и Стенли [373]). 4 — карта мощностей верхнего кембрия и нижнего ордовика; период 40 млн. лет (по Кохи [112, 113]). 5 — карта мощностей среднего девона (трансверс); период 10 млн. лет (по Кохи [114, 115]). 6 — карта мощностей верхнего силура (Кайюган); период 10 млн. лет (по Ландесу [371, 372]). 7 — карта мощностей нижнего силура (Докайюган); период 15 млн. лет (по Кохи [116, 117]). 8 — карта мощностей постпротозоя (Докайюган); период 155 млн. лет (по Кохи [116, 117]).

МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬ
ОГАЙО-ВИРДЖИНИЯ
НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПЕНСИЛЬВАНИЙ
(ПОТТСВИЛЛ)
30 млн. лет



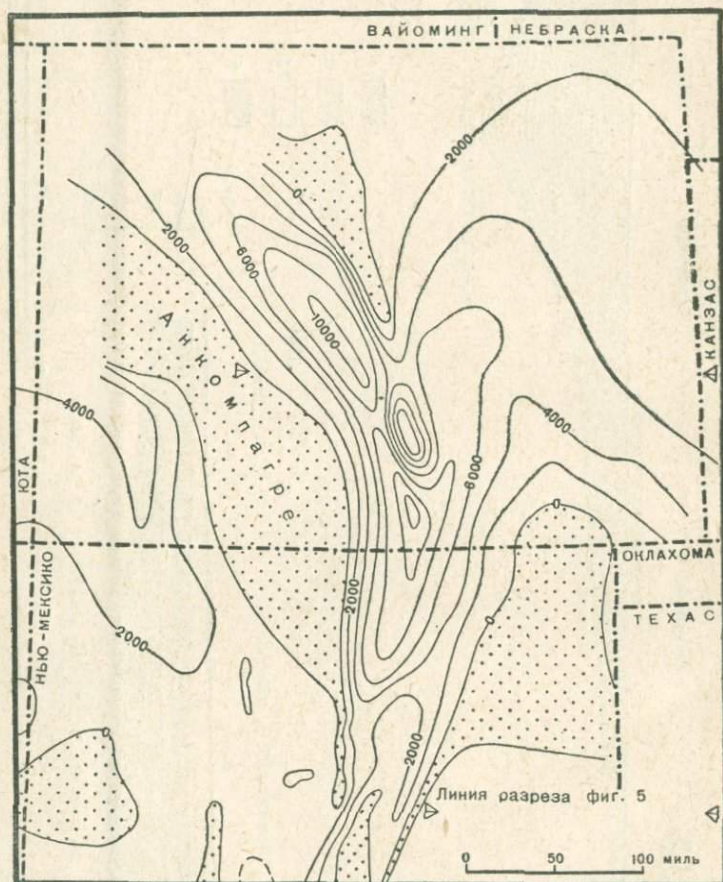
АВТОГЕОСИНКЛИНАЛЬ
МИЧИГАН
ВЕРХНИЙ СИЛУР (КАЙЮГАН)
10 млн. лет



Фиг. 12. Восстановленные разрезы в миогeosинклинали Огайо — Вирджиния и силура автогeosинклинали Мичигана.
(Верхний разрез по Уонлесу [653], нижний — по Ландесу [371, 372].)

1 — терригенные осадки; 2 — неморские осадки, угленосные свиты и языки морских отложений; 3 — карбонаты; 4 — соленосные породы, мощные толщи галититов.

и выходы каждой нижележащей системы образуют серию концентрических окружностей. Величина этой развившейся поперек Нижнего Мичигана деформации в структурном рельефе равна



Фиг. 13. Карта мощностей пенсильвания и перми в зевгогеосинклиналях Колорадо и Нью-Мексико; период 70 млн. лет. (По Риду и Вуду, [1948].)

приблизительно 6000 футов по кровле среднеордовичского известняка [116] и лишь около 1500 футов по основанию верхнедевонского черного аргиллита [341]. Таким образом, эта структура развивалась отчасти по мере отложения, и быстрее всего развитие ее шло в позднем силуре. Этот вид деформации представляет большой контраст с деформацией в раннем силуре,

который образует наиболее маломощный комплекс в центре современного бассейна [117].

Иллинойский бассейн — прекрасный пример автогеосинклинальной впадины в миссисипии (фиг. 14). Современный бассейн структурно осложнен сбросами вдоль поднятого южного края [341]. Изучение мощности показывает, что ось более слабого прогибания пересекала бассейн в течение среднего девона [700] и что в более древних породах изопакиты имеют изменчивые очертания [176]. Озаркский купол на юго-западе, возможно, находится на месте имевшейся в позднем кембрии и раннем ордовике структурной впадины, погружавшейся к югу [384]; установлено также, что углубляющаяся впадина протягивалась на северо-восток [116]. Последевонская палеогеология кентуккской части бассейна показывает, что погружение, конформное очертанию современной структуры, началось в раннем миссисипии [207]. Автогеосинклиналь миссисипия погружалась к югу, так как серии и меньшие стратиграфические единицы имеют тенденцию утолщаться до мощностей, превышающих одну милю в южном направлении через структурный центр [479, 699]. В том же самом направлении деформация продолжалась в последующем интервале, иногда с отсутствием отложения и эрозией, как это следует из допенсильванской палеогеологии [699], а затем из структуры основания пенсильвания [41]. Иллинойский бассейн развивался в период формирования его последевонских осадков, и деформация его в плане оставалась такой же, как и в эпоху действия эрозии в конце палеозоя [665].

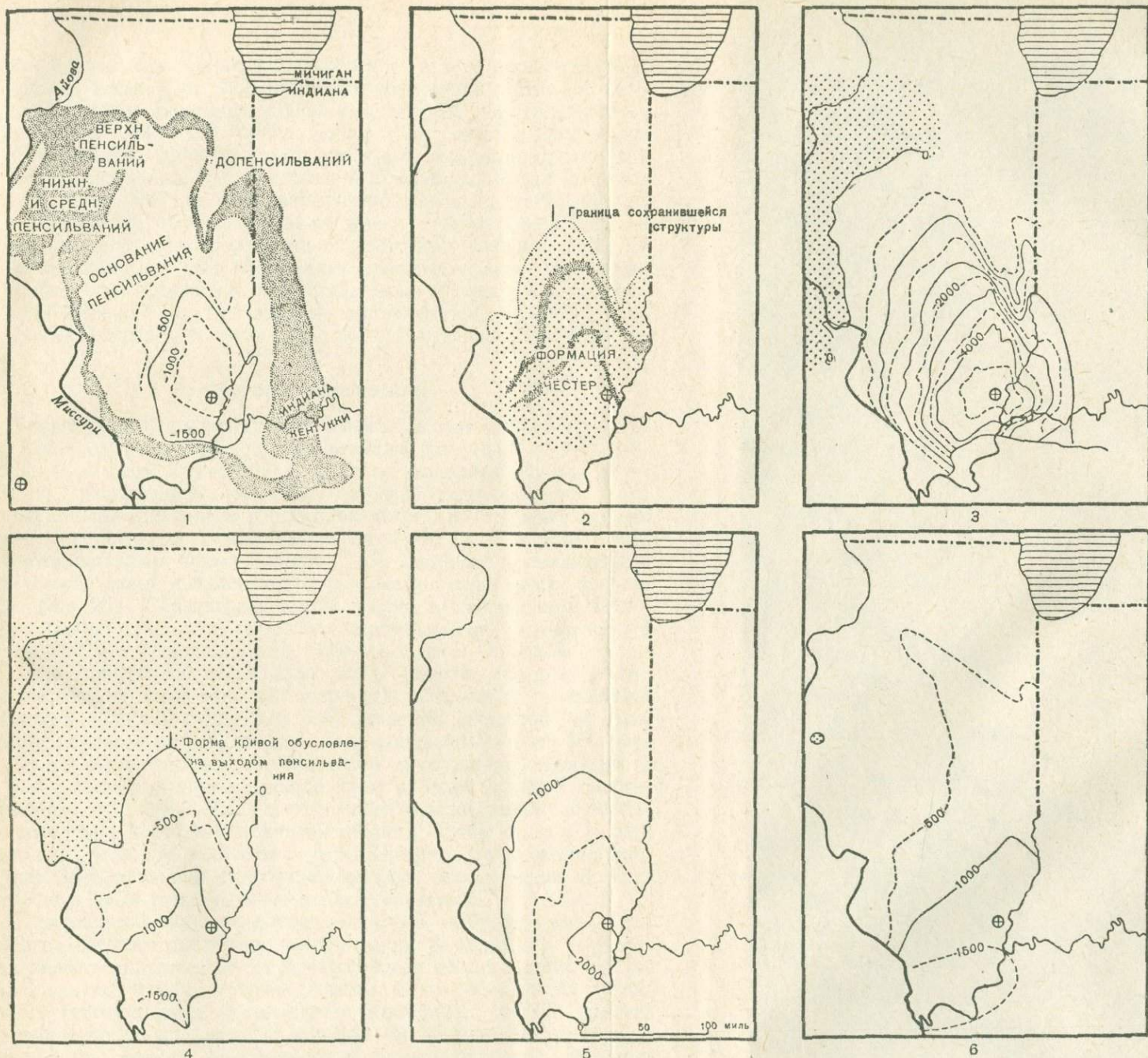
Для раннего миссисипия Иллинойского бассейна и окружающих районов характерна независимость распределения литологических особенностей от мощностей. Изолит, отделяющий известняки от алевролитов в осадках формации Осего, проходит в западной части Мичиганского бассейна и через Иллинойский бассейн с севера на юго-восток [479]; далее он следует в юго-восточном направлении через западный Кентукки к северо-восточному Теннесси. Литофации внутри этого дугообразного изолита делимы на ряд литологических поясов с более грубыми осадками к центру [583, 272, 164], имеющих в плане фестоны, располагающиеся вдоль указанной дуги; литофации разделяются и в вертикальном разрезе [98]. Детрит поступал из источников, которые находились как на севере, так и на востоке, т. е. из восточного Огайо и западной Вирджинии [526].

Последовательный ряд более грубых литофаций представляет собой дельтовые осадки, постепенно отлагавшиеся все ближе и ближе к берегу; положение берега изменялось вследствие колебаний морского уровня, изменений в ходе оседания и приноса осадков. Более тонкие текстуры последовательно распределялись все дальше от берега, и вероятнее всего, что осадки были

разнесены течениями со значительными скоростями. Но мощности любого яруса зависели главным образом от оседания; они были весьма невелики, и порой те или иные ярусы выпадали из разреза в то время, когда область оседания слабо погружалась, а осадок перемещался через эту область; когда же поверхность опускалась ниже уровня действия волн, что способствовало отложению некластических материалов или некоторых обломочных осадков, мощности значительно возрастали.

Из всех структур хедреократона сохранились автогеосинклинали в палеозое Мичигана и Иллинойса, которые и изучены более основательно. Если мощности верхнего силура в Нижнем Мичигане, равные приблизительно одной миле, или мощности миссисипия в Иллинойсе, достигающие порядка полумили, могут являться достаточным критерием, позволяющим назвать оседающую поверхность, которую они выявляют, геосинклиналью, то имеются другие области, в которых деформация во время отложения образовывала бассейны и впадины, обладающие качествами автогеосинклинали, но не величиной, по которой можно было бы с гарантией назвать их геосинклиналями. Таким образом, в Канзасе и в прилежащих штатах под пенсильванскими и более молодыми осадками погребены подземные бассейновые структуры, стратиграфические единицы которых утолщались при оседании. Североканзасский бассейн среднего палеозоя был разрезан в раннем пенсильвании пополам поднятием Немаха, вследствие чего образовались подземные бассейны Форест-Сити на северо-востоке [384, 385] и бассейн Салина на северо-западе [608, 610, 386], продолжающийся на север в виде Центрального бассейна Небраски [121]. Оседание Североканзасского бассейна, сопровождаемое отложением осадков, продолжалось от среднего ордовика до девона, хотя размах дифференциального движения не превышал нескольких сот футов. Центральное канзасское «поднятие», или «платформа», в западной части Канзаса оставалось относительно стабильным [650] до тех пор, пока не покрылось пенсильвaniem; к северу, в Небраске, флексура на восточном краю продолжения Кембриджского свода развилась главным образом в перми [121], а в южной Дакоте антиклиналь Блек-Хиллс ларамийской орогении была предвосхищена в пенсильвании эпайрогеническими движениями, создавшими меньшую депрессию на оси, чем на крыльях [27].

Автогеосинклинали и области с автогеосинклинальными свойствами были распознаны и в некоторых других районах. Подземный бассейн Уиллистон в восточной Монтане и в западной Дакоте скрыт теперь под мезозойскими и кайнозойскими осадками и ограничен ларамийскими складками. Автогеосинклиналь развилась в этой области в миссисипийский период [561, 482]. Ряд погружающихся в юго-восточном направлении впадин осе-



Фиг. 14. Карты, иллюстрирующие геологическую историю Иллинойса в палеозое.

1 — структурные контуры (стратозигипсы) по основанию пенсильвания (по Уэллеру и Беллу [670]). 2 — палеогеологическая карта допенсильвания (по Уоркмену [699]). 3 — структурные контуры (стратозигипсы) по основанию верхнего девона (по Кингу, 1945). 4 — карта мощностей верхнего миссисипия (Честер); период 15 млн. лет (по Уоркмену [699]). 5 — карта мощностей нижнего миссисипия Айова; период 15 млн. лет (по Пейну [479]). 6 — карта мощностей силура и девона; период 60 млн. лет (по Уоркмену [700]).

дания развился в раннепенсильванское время вдоль границы кратона в Техасе [101, 102]. Пермские отложения в Делаварском и Мидлендском бассейнах западного Техаса на поперечных разрезах [1, 344, 533] определяются как автогеосинклинали; опубликованные палеогеологические карты показывают, что тот же тип деформации продолжался и в периоды, когда отложений не было [337]; палеолитологические карты свидетельствуют, что поверхности отложения также имеют форму бассейна; в большинстве случаев форма эта соответствует формам, выявляемым мощностями [337, 262]. Более древние юрские формации обнаруживают утолщение по направлению к центру в юго-восточной Юте [25]. Другие области автогеосинклинального режима также доказаны и выяснены с разной степенью детальности.

ЗЕВГОЕОСИНКЛИНАЛИ

Типичная зевгогеосинклиналь имеется в пенсильвании и перми Колорадо и северной части Нью-Мексико (фиг. 13 и 15). Префикс «зевго», относится к впадине, дополненной, или ояренной, возвышенной областью внутри хедреократона. Эта геосинклиналь развилась в пенсильванское и пермское время между структурами Анкомпагре-Сент-Луис и Колорадо или геоантиклиналями Фронт-Рейнджа [73], наиболее приподнятыми (на высоту одной и более миль) участками суши этого района [437, 643, 251]. Стратиграфический разрез в центральном Колорадо частью слагается детритом, выполняющим продолговатый бассейн [67]; в северной части Нью-Мексико в основной геосинклинали накопилось около двух миль осадков, которые утоняются к югу, по мере того как возрастает расстояние от наиболее поднятых областей суши [504, 505]. Нижний палеозой в этом районе свидетельствует, что впадина, вмещающая около 1000 футов осадков, в основном карбонатитов, погружалась прерывисто в поясе, лишь частично совпадающем с более поздней геосинклиналью [407, 408, 295]. Прилегающие участки суши не приобрели характера настолько поднятой области, чтобы с них могли поступать большие количества грубого детрита; сама же впадина может быть признана автогеосинклиналью исходя не из ее масштабов, а на основании качественных признаков.

В верхнепалеозойское время появились нагорья на обоих флангах зевгогеосинклинали центрального Колорадо; у некоторых зевгогеосинклиналей внутрикратонные области суши выступали, однако, только с одной стороны. В то время когда развивалась геосинклиналь центрального Колорадо, грубый детрит сносился также на восток с нагорья Фронт-Рейндж в другую оседающую область, в современный Джалисбургский бассейн. Границы и стратиграфические соотношения не очень хорошо

МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ
И ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯСЫ
НЬЮ-ЙОРК — МЭН

КЕМБРИЙ — СРЕДНИЙ ОРДОВИК
130 млн. лет

З



ЗЕВГЕОСИНКЛИНАЛЬ
КОЛОРАДО

ПЕНСИЛЬВАНИЙ И ПЕРМЬ
70 млн. лет

З



- 1
- 2
- 3

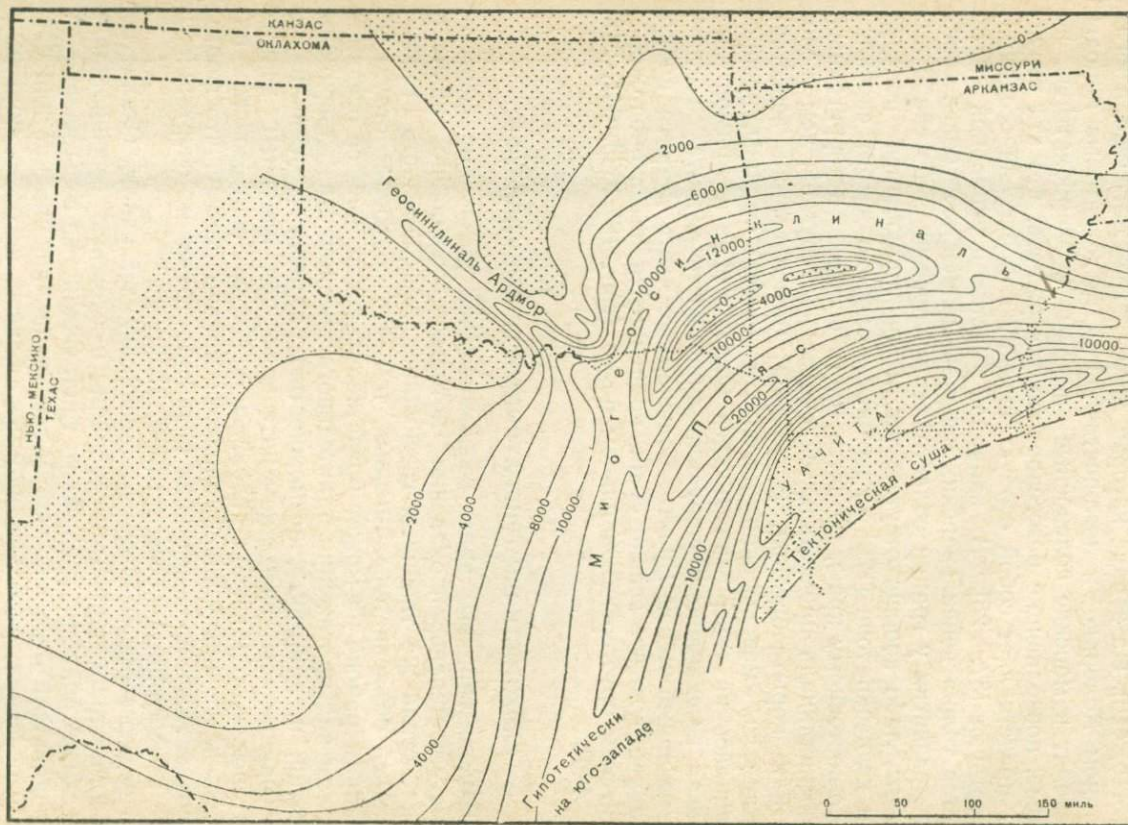
Фиг. 15. Восстановленные разрезы кембрия и ордовика в миогесинклинали и эвгесинклинали Нью-Йорк — Мэн и пенсильвании и перми в зевгесинклинали Колорадо.
Верхний разрез: терригенный детрит показан различными условными знаками; карбонаты — без условных знаков; в восточной части содержатся пирокластические породы.

выявлены, так как эти породы редко обнажаются из-под мезозойских и кайнозойских серий области Великих равнин [621, 122, 414, 415, 416]. На западе нагорья Анкомпагре-Сент-Луис, в юго-западном Колорадо и юго-восточной Юте детритовые породы переходят в морские соленосные породы и карбонатиты, но данные, позволяющие безоговорочно утверждать, что эта структура представляет собой особую впадину или бассейн оседания, отсутствуют [37, 25]. В западной части центральной Юты имеется толща пенсильванских осадков мощностью более трех миль, развитая у границ областей, где депрессии либо слабо выражены, либо вообще отсутствуют, и простирающаяся поперек края хедреократона [179]. С нагорья Колорадо детрит сносился к юго-восточному краю, но здесь много осадков нетерригенных, а геосинклиналь представляется скорее полукруглой, чем желобо- или корытообразной. В среднем пенсильвании зевгеосинклиналь, имея высокое нагорье с южной стороны, распространилась на северо-запад через Оклахому; эта Ардмор-Анадарская геосинклиналь получила лишь часть детрита с суши, примыкавшей к оси Вичита, большая же часть детрита поступила в результате эрозии суши, поднявшейся на юго-востоке в Уачитском ортогеосинклинальном поясе (фиг. 16) [625, 641, 243, 175, 420].

СЛОЖНОСТЬ ВНУТРИКРАТОННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

В одних типичных видах геосинклиналей резко выражены те свойства, степень проявления которых совершенно иная в других столь же типичных геосинклиналях. Сложность геосинклиналей объясняется, во-первых, тем, что подобная структура в данном районе не может представлять собой процесс оседания в целом на протяжении длительного периода изменяющихся событий, и, во-вторых, возможностью развития геосинклинали на ограниченном временном интервале под влиянием многих факторов. Автор изучил сложный характер палеозойских апалачских геосинклиналей, сложных именно потому, что формы их создавались при оседаниях различных видов и очертаний в ходе изменяющихся событий [309, 310].

Пример верхнемезозойских геосинклиналей района Скалистых гор иллюстрирует процесс собирания в сложную геосинклиналь оседающих областей различного типа. Скалистые горы различные исследователи относили либо к геосинклинали, впадине или бассейну оседания, расположенному в области, которую, по терминологии автора, следует рассматривать, как пояс Миллард [689, 578, 579, 181], либо к этому поясу и добавочному поясу верхнемезозойского оседания и к морям, простирающимся далеко в хедреократон [544], либо только к хедреократону [549]. В верхне-



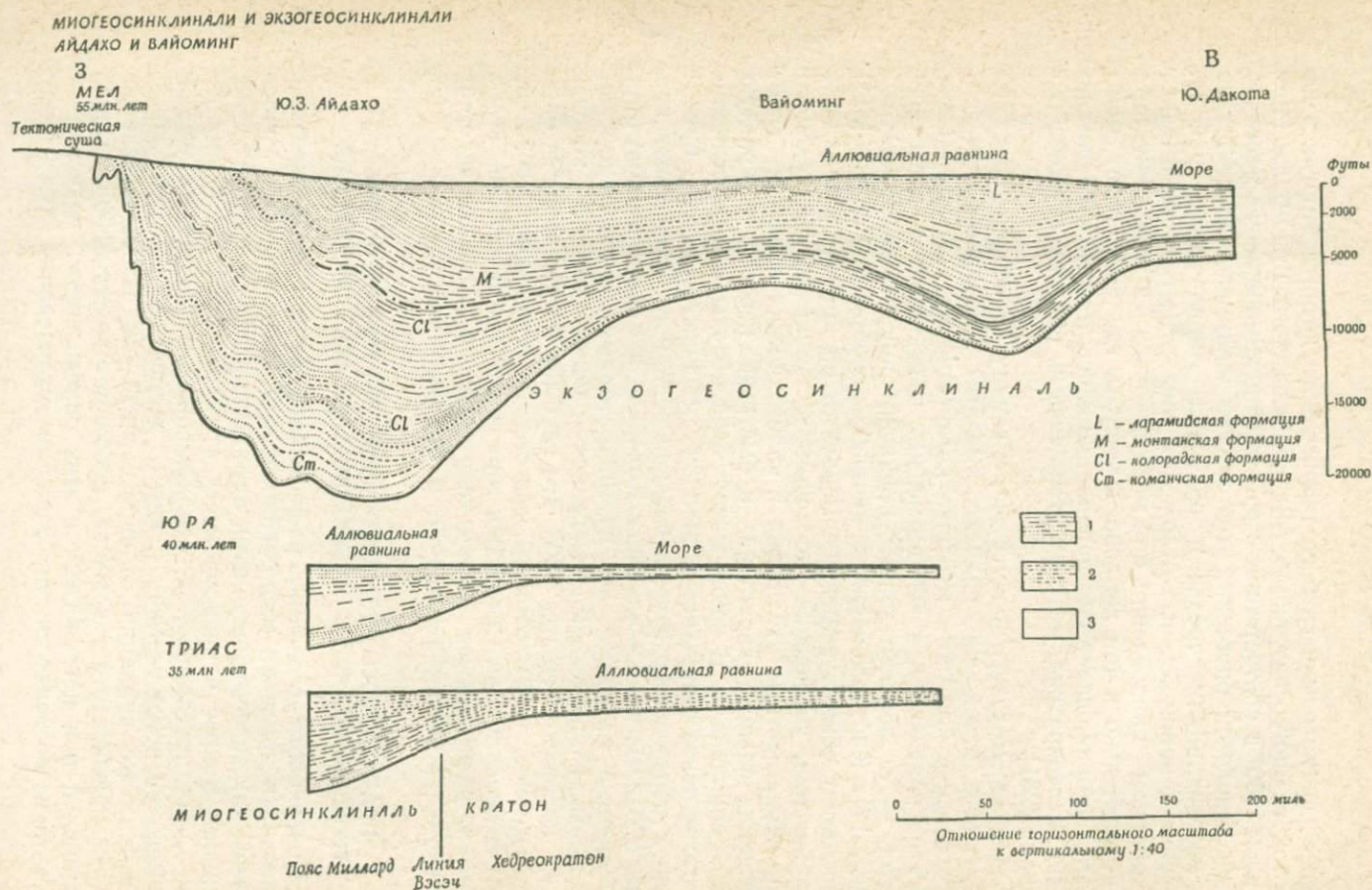
Фиг. 16. Карта мощностей нижнего пенсильвания (Спрингер-Морроу) центральных и южных штатов период 15 млн. лет. (По Чени [101] и Томлинсону [625].)

юрское время языки грубого терригенного детрита вторглись на восток в миогеосинклиналь Айдахо, западного Вайоминга [468] и Юты [180] в соответствии с эрозией поднимавшихся массивов суши невадской орогении; эта миогеосинклиналь уподобилась миогеосинклинали среднего ордовика Аппалачского района. Юрские и нижнемеловые отложения также быстро утолщались в западном направлении по мере перехода в пояс Миллард приблизительно в той же зоне флексуры, где возрастают мощности кембрия; далее они распространялись тонким покровом по краю хедреократона, местами утолщаясь по образцу автогеосинклинали [281].

В позднемеловую эпоху суша, к западу от современных выходов этих отложений, являлась главным источником терригенных осадков [36], хотя меньшее количество их принесено было изнутри континента, а некоторые, как выясняется в настоящее время, — с верхнемеловых поднятий внутри хедреократона (фиг. 17). Карта мощностей начала верхнемеловой эпохи [511] показывает общее увеличение мощности на кратоне в западном направлении, увеличение по существу экзогеосинклинального характера, местные утолщения в эллиптических областях автогеосинклинального характера и быстрый переход в краевую миогеосинклиналь. В конце мела, когда породы в миогеосинклинальном поясе сминались в складки и поднимались, что привело к образованию грубых осадков западного происхождения [652, 570, 180], геосинклинали в Колорадо и Вайоминге получили обломочный материал из внутрикратонных геосинклиналей, с которых нижнемеловые отложения и более древние породы были постепенно смыты [350]. Эти глубоко погружавшиеся бассейны имеют, таким образом, зевгогеосинклинальные свойства, и в «геосинклинали Скалистых гор» в широком смысле этого термина распознаются внутри хедреократона элементы экзогеосинклинали, автогеосинклинали и зевгогеосинклинали.

ПРАВИЛЬНОСТЬ ОТОЖДЕСТВЛЕНИЯ ВНУТРИКРАТОННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ С ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМИ СТРУКТУРАМИ

Поверхности оседания, развившиеся внутри хедреократона в период накопления содержащихся в них осадков, были определены как экзогеосинклинали, автогеосинклинали и зевгогеосинклинали. Вопрос о правомерности отождествления их с геосинклиналами представляется, однако, спорным. Не говоря уже о применении этого термина к иным элементам земного лика, имеются еще вариации в определениях их исследователями, занимающимися стратиграфией, проблемами осадкообразования, тектоникой или петрологией; в этих определениях подчеркиваются такие особенности, как величина, удлиненность, продолжи-



Фиг. 17. Восстановленные разрезы мезозоя в миогеосинклиналях и экзогеосинклиналях в Айдахо и Вайоминге. (Средний разрез по Нили [468], нижний — по Ньювеллу и Каммелю [471] и Лаву [405, 406].)

1 — терригенные осадки; 2 — неморские отложения; 3 — карбонаты.

тельность развития, тектонический характер ближних районов и их последующая орогеническая и плутоническая история.

Ортогеосинклинали обычно считались геосинклиналями, хотя американские стратиграфы, допускаяшие, что метаморфизованные и интрузивные породы в палеозойских эвгеосинклиналях есть древние породы бордерлендов, применяли этот термин главным образом к миогеосинклиналям, к «структурным чертам континентального блока земной коры», получившим свой детрит от «старой суши», извне [222]. Некоторые геологи предлагают ограничивать применение терминов «эвгеосинклиналь» и «миогеосинклиналь» [485, 563] пределами «настоящих геосинклиналей» Штилле (1924), «подвижных поясов» Бачера [69], «ортогеосинклиналей» Штилле [580] и Кэя [312, 449]. Экзогеосинклинали включались сюда без должных оснований, а миогеосинклинали, наоборот, исключались главным образом лишь в силу таких литологических ограничений, как наличие граувакк и фактического отсутствия карбонатных пород [485]; в других случаях экзогеосинклинали относились к ортогеосинклиналям только потому, что по условиям их образования, т. е. «по литологическим ассоциациям, мощности накопленных осадков и по орогенической истории, эти структуры отличаются от других внекратонных образований, независимо от их положения» [149]. Штилле [578] определял внутрикратонные геосинклинали как парагеосинклинали; термин этот неудачно был широко применен к иным структурным формам [544], но вследствие приоритета и общего употребления термина им определяют внутрикратонные поверхности, отнесенные к категории геосинклиналей.

Геологи неизменно рассматривают экзогеосинклинали восточной части Соединенных Штатов, особенно средне- и верхнедевонские, как геосинклинали. Дэна указал на породы «хребта Аллеганы» как на комплексы, накопившиеся в геосинклинали, а Холл [238] основывал свою концепцию на сравнении их мощностей с мощностями этих же слоев в центральных штатах; некоторые ограничивают применение термина «экзогеосинклиналь» невулканическими поверхностями. С этой концепцией связаны обобщения, которые выдвинуты при явно еще недостаточном уровне познания существа понятия «геосинклиналь» [310]. Обычно считается, что в геосинклиналях отложились как верхнемеловые породы западных Великих равнин и Скалистых гор, выполняющие экзогеосинклинали, так и пенсильванские слои бассейна Ардмор в Оклахоме. Типичная эвгеосинклиналь пенсильваняния и перми центрального Колорадо и северной части Нью-Мексико на завершающем этапе процесса более чем двухмильного оседания имела форму продолговатого бассейна или короткого прогиба; она рассматривается как геосинклиналь [73].

С другой стороны, силурийские и более молодые породы Мичиганского бассейна, отложившиеся в автогеосинклиналях, рассматривались как «не относящиеся к геосинклиналям в истинном смысле этого термина, хотя их некоторые характерные особенности поразительно сходны с геосинклиналями» [470]. Отсутствие линейности, повидимому, является контрольным фактором в тех случаях, когда при отождествлении экзогеосинклиналей с геосинклиналями возникают сомнения. Мощность пород в экзогеосинклиналях оказывается наименьшей, чем в других структурах, обычно принимаемых за геосинклинали, особенно, когда они рассматриваются в связи со степенью и продолжительностью деформаций; однако восточные экзогеосинклинали также нелинейны. Преобладание карбонатитов не может считаться явлением исключительным, так как геологи определенно считают сложенные карбонатитами нижнепалеозойские серии Аппалачских гор и пояса Миллард геосинклинальными отложениями. Последующая деформация может и не быть совершенно обязательным признаком; понятие «геосинклиналь» не было структурным термином, и было бы анахронизмом рассматривать поверхности, образовавшиеся в течение некоторого отрезка времени, как геосинклинали, только в том случае, если они были деформированы на протяжении другого временного интервала. Геосинклинали обычно рассматриваются скорее как борозды, чем как бассейны, и принято употреблять нейтральные термины, чтобы отличать линейные депрессии от нелинейных [69]. Некоторые полукруглые бассейны оседания под такими экзогеосинклиналями, как экзогеосинклиналь верхнего ордовика и девона восточных штатов, могут считаться линейными; меловая экзогеосинклиналь запада располагается вдоль протяженного пояса, а верхнепалеозойская автогеосинклиналь в центральном Колорадо и в северной части Нью-Мексико была вытянутой впадиной в эпоху, когда завершался процесс ее оседания. Но многие автогеосинклинали имеют форму почти округлого или отчасти эллиптического бассейна. Общепринятые геосинклинали легко могут быть выведены под названием ортогеосинклиналей или эвгеосинклиналей, если ограничиться структурами, которые располагаются в магматических поясах.

Синонимом для внутрикратонных поверхностей — «геосинклиналей» — является термин «внутрикратонные бассейны». Обычно английский термин «basin» (бассейн) применяется неравнозначно [402]. Ближе всего он отвечает округлым или почти округлым прогнутым вниз поверхностям, при этом без учета их происхождения [69]. Как правило, его применяют к современным структурам, определяемым контурными изогипсами [341], независимо от того, смяты ли они орогенически в эту форму, или нет. Но часто термин «бассейн» относится к поверхности

отложения, которая оказывала влияние на литологические особенности осадков; в этом смысле термин «бассейн» приобретает физико-географическое значение. Предлагаемый ограниченный термин «внутрикратонный бассейн» может рассматриваться как удовлетворяющий стратиграфическим понятиям, но все типы бассейнов могут быть внутрикратонными и все могут отвечать особенностям геологической истории района; употребление терминов в многозначном смысле приводит к недоразумениям. Такие термины, как «экзогеосинклиналь» и «автогеосинклиналь», предназначены для поверхностей, оседающих во время отложения в них пород, но несущих возможные линейные осложнения.

Внутрикратонные поверхности имеют свойства геосинклиналей. Степень оседания в них может быть так же велика, как и в ортогеосинклиналях, хотя обычно продолжительность их погружения не столь значительна. Некоторые внутрикратонные поверхности относительно удлинены, другие более округлы. В прошлом многие из них назывались геосинклиналями. Прежде термин этот применялся к одному классу структур — экзогеосинклиналям; некоторые геологи подразумевают под экзогеосинклиналями «типичную» геосинклиналь, в то время как другие отвергают такое применение этого термина. Автор рассматривает эти внутрикратонные поверхности как «геосинклинали». Имеются подобные же термины, которые можно применять при выделении других классов, по мнению некоторых исследователей, более типичных, и в то же время следует отметить, что применение термина «бассейн», отвечающего различным типам структур, вносит значительную путаницу.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КРАЕВ КОНТИНЕНТА

ВВЕДЕНИЕ

На континенте в древнем палеозое имелась внутренняя платформа, хедреократон, отделенный флексурами от краевых поясов более ранней и более крупной депрессии — миогеосинклиналей. Границы их не полностью установлены, но характерные особенности выяснены на основании многочисленных данных. Природа более периферических частей менее ясна. Известно мало областей с нижнепалеозойскими осадками вне пределов поясов кембрийских миогеосинклиналей. Породы в этих поясах более молодые, и поэтому поясы эти имеют форму синклиналиев; нижнепалеозойские породы, в случае их наличия, глубоко погребены. Интенсивные интрузии уничтожили много первоначальных признаков и настолько метаморфизировали породы, что совершенно изменили их первоначальные разрезы.

Палеогеографические условия континентальных краев были объектом различных гипотез и теорий. Первая гипотеза, гипотеза о краевых рифах, была высказана Дэна почти сто лет назад. Согласно следующей гипотезе Дэна об архейских первичных осях, весьма популярной в конце XIX в., современные кристаллические цепи рассматривались как элементы, существующие с давних времен (фиг. 18).

Широко распространенная теория бордерлендов, разработанная главным образом Шухертом, помещала древнюю Каскадию и древнюю Аппалачию на противоположных сторонах континента и рассматривала их как огромные массивы суши, сложенные кристаллическими породами (в основном гранитными), простиравшимися от пунктов в пределах современных побережий до областей, расположенных за берегами океана. По теории краевых вулканических геосинклиналей и островных дуг [312] районы за пределами миогеосинклиналей рассматриваются как глубоко погруженные поясы, сложенные осадочными и морскими вулканическими породами, т. е. как эвгеосинклинали с небольшими зонами внутренних вулканических и линейных тектонических поднятий.

ГИПОТЕЗА АРХЕЙСКИХ ПЕРВИЧНЫХ ОСЕЙ (ДЭНА, по Уолкотту [646])



ГИПОТЕЗА БОРДЕЛЕНДОВ (ШУХЕРТ, по Шухерту и Данбару [549])



ТЕОРИЯ КРАЕВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОГИБОВ, по Кэю [312]



Фиг. 18. Разрезы, иллюстрирующие гипотезы края континента в кембрии.

1 — аргиллиты; 2 — аргиллитсодержащие кварцевые аргиты; 3 — кварцевые аргиты; 4 — карбонатиты; 5 — лавы.

ТЕОРИЯ КРАЕВЫХ РИФОВ

Представление о строении восточной, наиболее известной в середине XIX в. части Северной Америки было изложено Дэна [142]:

«Район, расположенный близ атлантического края, позже поднятый в виде Аппалачей, даже в конце нижнего силура (ордовика) был уже повышенной частью суши», лежащей «в виде огромного рифа или песчаной банки, которая частью ограничивала широкую континентальную лагуну... и отделяла таким образом, более или менее совершенно, уже существующую Атлантику от внутренних вод».

Суша эта не рассматривалась ни как результат горообразования, ни как источник осадков:

«Атлантический край, от Лабрадора до Алабамы, после долгой подготовки был в конце палеозоя смят в горы». «Подобных событий не было с момента революции, завершившей азойский период». «Касаясь же гипотезы, согласно которой породы нашего континента снабжались песками и гравием с континента, теперь погруженного в океан... необходимо отметить, что вся система развития... опровергает подобное представление. Предположение о существовании какой-либо Амазонки на любом таком Атлантическом континенте в силурийское, девонское или каменноугольное время может рассматриваться лишь как дикая гипотеза, не заслуживающая даже минутного снисхождения». «Континент в те далекие времена омывался вдоль восточного азойского края северным лабдорским течением, которое приближалось к берегу так же, как и теперь», а отсюда «проходило через Аппалачский район, где шла широкая аккумуляция песков и сланцев; следовательно, едва ли можно сомневаться в участии лабдорского течения в образовании этих отложений».

На севере с докембрийского времени сохранились области, ставшие источником осадков; в конце азойской эры «некоторые части континента оставались сушей; в таком же виде суша сохранилась и в последующие времена, так как она не перекрывалась никакими последующими пластами». Эта концепция может быть названа теорией краевых рифов.

ТЕОРИЯ АРХЕЙСКИХ ПЕРВИЧНЫХ ОСЕЙ

Благодаря росту знаний в последующие годы получила развитие теория Дэна об архейских первичных осях [144]:

«Силы, действовавшие в архее, повидимому, впервые создали пограничные массивы, и палеозойское и мезозойское горообразования происходили во впадинах между краевыми цепями. Границы, отделяющие атлантический и тихоокеанский края от внутренней части континента, должны были протягиваться, насколько это оказывалось возможным, вдоль рядов архейских хребтов. Таковы были границы в начале палеозойского времени, и они стали самыми важными разграничительными линиями, отмечающими весь ход развития. Учитывая архейское происхождение этих осевых линий в двух горных цепях и тот факт, что их поднятием положено было начало цепям Аппалачей и Скалистых гор, я предлагаю называть каждую из них архейской

первичной осью данного хребта... Значительная, большая часть обломочных пород, за исключением известняков, образовалась от разрушения этих архейских кражей...

Но после окончания нижнего силура (ордовика) появилась область Зеленых гор. Здесь следует отметить, что факт существования этого замкнутого северо-восточного залива наносит удар старой теории о перенесении как грубых, так и тонких осадков апалачских горных пород лабрадорским течением с северо-востока во время верхнесилурийской эпохи, а затем в течение ряда последующих периодов. Неизбежен вывод, что все осадочные пласты штата Нью-Йорк и Аллеганов на протяжении верхнего силура, девона и каменноугольной эры были отложены во внутреннем море из материала, происшедшего, поскольку это касается известняковых осадков, от разрушения окружающих пород, и что приливные и другие течения распределяли этот материал во внутреннем море».

Уолкотт был первым, кто смог обосновать объяснение существенных фактов наиболее древней палеозойской стратиграфии. В тексте и иллюстрациях отчета, опубликованного в 1891 г. [646], относительно архейских первичных осей он принимает воззрения Дэна:

«Когда континент медленно прогибался и воды затопляли сушу, осадки, образующие теперь ниже- и среднекембрийские серии, были отложены между различными внутренними поднятиями к востоку и к западу от главной суши, а также между этой последней и лежащими снаружи хребтами. Когда в конце среднего кембрия или в верхнекембрийское время море трансгрессировало на поверхность континента в северном направлении через его широкую внутреннюю часть, морские волны также оказали воздействие на основания краевых гребней, и здесь отлагались осадки, образовавшиеся в то время, когда главная масса континента была под водою. Вековое разрушение подготовило огромное количество материала для наступающего моря, которое отсортировало этот материал и перераспределило его в древнекембрийское время. Накопление мощных осадков образовалось в результате распределения материала, отнесенного от берега волнами и транспортированного в море реками из внутренней области континента и внешних хребтов».

Новая концепция о природе атлантического края в начале палеозоя предложена была в той же работе в подстрочном примечании:

«Нет ничего невероятного в том, что область огромной прибрежной равнины атлантического склона была в то время поднятой частью континента и что большое количество осадков, отложившееся в кембрийское и более позднее палеозойское время, было смыто в море, расположенное непосредственно к западу от этого поднятия».

Название «Аппалачия» было дано в этом районе той суше, которая была источником верхнедевонского кластического детрита [687].

Таким образом, выдвинутая концепция бордерлендов отличалась от концепции первичных осей Дэна тем, что в ней массивы суши не связывались непосредственно с поясами тех пород, которые позднее определялись как архейские или докембрийские.

Во времена Дэна на Атлантическом побережье к докембрию относили более обширные области, чем в наши дни [145]; в

результате оказалось, что некоторые первичные оси слагаются в основном докембрийскими породами. Последующие исследования показали, что интрузивы здесь преимущественно палеозойские. Так, в Нью-Гемпшире вместо антиклинорий из докембрийских пород был обнаружен синклинорий, сложенный девоном, причем следует признать, что высокий метаморфизм объясняется здесь скорее близостью к интрузиям, чем древностью пород [48, 49]. Пояс метаосадочных пород в западных Зеленых горах является главным осадочным поясом в Новой Англии, и эти породы могут быть признаны кембрием и более древними, чем нижние толщи этой системы с обнаруженными окаменелостями [57, 105]. Подобные метаосадки (серия Гленарм западного Пьемонта) имеют аналогичное стратиграфическое положение как в сериях Гленарм Западного Пьемонта [108, 531], так и в серии Вирджилина в Южной Вирджинии и в Северной и Южной Каролине [299, 341, 375]. Серия Окои на Аппалачах в восточном Теннесси представляется, однако, определено докембрийской [591].

Западная первичная ось Дэна [146] в Скалистых горах расположена на юге полностью внутри кратона, а в Канаде внутри миогеосинклинального пояса, значительно восточнее так называемой Каскадии, выделенной позднейшими исследователями. Уолкотт поместил второй «краевой хребет» в Сьеррах [646]. Некоторые исследователи допускают, что эта суша была заимствована у Дэна, так как задолго до Уолкотта было установлено, что плутонические породы в Сьерра-Неваде в Калифорнии [680] и в Кост-Рэйндже в Британской Колумбии [152] являются мезозойскими. Среди последних «докембрийских пережитков» отложения Шусвап в Британской Колумбии, подобно кристаллическим породам Нью-Гемпшира, были переопределены как метаморфизованные вблизи интрузивов осадки палеозойского и мезозойского возраста [86]. На Западе древнейшими породами являются породы додевонской серии Сискиу [267] в северной Калифорнии.

ТЕОРИЯ БОРДЕРЛЕНДОВ

Теория бордерлендов неизбежно стала наследницей теории архейских первичных осей, когда гипотеза постоянных докембрийских поднятий оказалась несостоятельной вследствие признания, что осадки в миогеосинклинальных поясах имеют периферическое происхождение и что на востоке перенос кластических осадков в палеозое не мог вызываться лабрадорским течением. Кроме того, имеется огромное количество фактов, свидетельствующих, что источник осадков в среднем и верхнем ордовике, в силуре и в среднем и верхнем девоне в восточных штатах находился на востоке, так как в синхронных слоях в восточном направлении текстуры делаются более грубыми. Аппалачия Вилльямса [683]

была установлена на основании этих соотношений. Представлялось спорным, происходили ли эти породы из громадных кристаллических бордерлендов, образовавшихся еще до начала кембрия, осадки которого лежат с каждой стороны континента, или они сносились с участков суши, поднявшихся из древних палеозойских геосинклинальных поясов в результате горообразования в палеозойскую эру.

Теория бордерлендов была развита в первых десятилетиях нашего века главным образом Шухертом [543, 544].

«Аппалачия, восточный бордерленд, простиралась на восток до неизвестных пределов, занимая область современного Пьемонта и прибрежные равнины и, кроме того, возможно, континентальный шельф. Каскадия, западный бордерленд, занимала положение современных береговых хребтов и явно простиралась на некоторое расстояние за пределы современного берегового края; соответственно бордерленд Льянория простирался в южном направлении — в район, который в настоящее время занят Мексиканским заливом... Эти элементы существовали при всех изменениях, которые имели место на протяжении палеозойской эры [549].

Во время дискуссии относительно раннепалеозойских бордерлендов некоторые исследователи высказывали сомнения о целесообразности выделения этих единиц.

Если нижнекембрийские осадки поступали с периферических поясов к миогеосинклиналям, то требуется признать наличие бордерлендов определенного вида. В древнем кембрии, осадки которого отсутствуют на кратоне, вся внутренняя часть континента в эту эпоху могла снабжать детритом миогеосинклинали.

«Вековая дезинтеграция подготовила громадное количество материала, который наступающее море отсортировало и распределило в начале кембрийского времени» [646]. Последовательно уменьшающаяся область развития докембрия была источником базальных осадков постепенно расширяющихся позднекембрийских морей, так как эквивалентные им слои, утолщаясь, становятся глинистыми и известняковыми при их переходе в краевые миогеосинклинальные пояса [311, 673]. Нижнекембрийские пески вдоль внутренней части миогеосинклиналей должны были иметь то же происхождение, так как они продолжают быть с подобными же базальными песками в более молодых сериях на кратоне. «Базальные вокобенские отложения удивительно сходны по литологическому составу на всей площади Великого Бассейна и явно представляют собой продукты эрозии, перенесенные потоками от изолированных гранитных областей на востоке и на севере и пересортированные действием волн в трансгрессирующем море [161].

Мы и сейчас еще встречаем следующие утверждения:

«Название «Каскадия» продолжает употребляться в общепринятом смысле и является термином, которым пользуются здесь для обозначения массива суши, центральная часть которой доставляла массу кембрийских осадков

в рассматриваемом районе [161]. В этих нижнекембрийских слоях замечательно полное преобладание песчаных осадков. Большое количество песка, возможно, принесено с поднятий Каскадии» [547].

Самым исчерпывающим исследованием, которое, повидимому, доказало наличие периферического источника в Аппалачах на юге, была работа Барелла [34]. Но стратиграфическое отношение серии Окои, которая казалась грубее и ближе к источнику, чем серия Чильхови на северо-западе, находится под сомнением; окойская серия считалась более древней [591], она отчасти похожа на очковые гнейсы и срезается конгломератами. Другие конгломераты в нижнем кембрии этого района переходят в более тонкие осадки вдали от кратона [56, 57]. Так как средний кембрий преимущественно нетерригенный, то Каскадия и Аппалачия, согласно этой теории, прекратили поставлять пески в то самое время, когда море распространилось по кратону, увеличивая расстояние от низкой суши, сложенной докембрийскими породами.

Некоторые геологи поставили под сомнение господствующее представление, согласно которому в палеозойское время краевая часть континента была сушей.

«На западе по всему поясу Кордильер от Тихого океана до границы Лаврентии осадкообразование в палеозое и в триасе создало огромные скопления отложений, в одних случаях служащие основанием для образования вулканов, в других — без образования вторичных структур... Едва ли может быть доказано существование в какой бы то ни было период на запад от Кордильерской геосинклинали любого элемента, за исключением вулканической суши... Область Каскадии по карте Шухерта была открытым морем в течение значительного времени» [133]. «Некоторые полагали, что Колумбийское плато является «положительной областью» или районом, который последовательно в течение геологического времени был высоко поднят... Наиболее живое доказательство, имеющее отношение к этой теории, погребено под потоками лавы, но многие факты противоречат такому толкованию» [657]. «Случайные методы, которыми иные авторы пользуются при решении вопроса о палеозойской «Каскадии» на запад от морских отложений известного палеозойского возраста в Калифорнии и Неваде, способны возбудить либо большое восхищение, либо сомнение. Если Каскадия существовала, то где кластические отложения, которые скопились по ее краям?» [509]. «По господствующему в Америке мнению, Аппалачи и Уачита рассматриваются как горы, поднявшиеся из интраконтинентальных геосинклиналей... Хинтерландами этих гор были бордерленды Аппалачи и Льянория. И существовала ли вообще Льянория, если под ней подразумевать древнюю жесткую глыбу земной коры, проявляющуюся прежде всего как область источника кластических флишевых осадков?» [642].

ТЕОРИЯ КРАЕВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И ОСТРОВНЫХ ДУГ

Теория, согласно которой на краевых частях современного континента имелись палеозойские вулканические геосинклинали и островные дуги [фиг. 1], развилась в течение последнего десятилетия. Штилле [578] полагал, что в западной части Северной Америки располагались плиомагматический «тихоокеанский» пояс и

амагматический пояс «Скалистых гор» и что этот контраст характерен не только для плутонических интрузий, но и для вулканических экструзий; по мнению Штилле, вулканические экструзии преобладали в нижнем палеозое на обоих краях континента [580], которые он называл эвгеосинклиналями [581]. Хотя Штилле и предложил этот термин, применение его носило случайный и вольный характер и именно при объяснении периодичности орогенических движений; представление об эвгеосинклиналях как о поверхностях оседания только подразумевалось им. Однако Штилле явно имел в виду вулканические различия:

«В этом смысле в понятии «ортогеосинклиналь» можно прежде всего отличать «полное геосинклинальное» («эвгеосинклинальное») состояние, характеризующееся, особенно в начальном магматизме, хорошо выраженной высокой геосинклинальностью, от «малогееосинклинального» («миогееосинклинального») состояния, в котором начальный магматизм отсутствует».

Стратиграфические данные привели автора [306] к заключению, что на востоке на оседающих краевых поясах существовали тектонически поднятые линейные участки суши; при этом упоминалось об этих более периферических вулканических поясах как об ортогеосинклиналях [307] еще до уточнения определения этого термина [310].

Хесс [254, 255] отметил, что распределение ультраосновных интрузий по краям Атлантического и Тихого океанов сходно с распределением их в орогенических зонах других континентов и на островных дугах. Кэй отнес поясы Фрэзер и Миллард к поясам на тихоокеанском крае, несущим палеозойские эвгеосинклинали и миогееосинклинали, а поясы Магог и Шамплен — к соответственным поясам на Атлантике (фиг. 3) [310, 315]. Данные, собранные Ирдли [181] на тихоокеанском крае, убедили его в том, что в палеозойской палеогеографии имеются аналогии с современными вулканическими архипелагами.

Выражение «краевые вулканические геосинклинали и островные дуги» несколько анахронично в том отношении, что в него включаются как стратиграфические, так и палеогеографические элементы. В палеогеографическом отношении имеются в виду батиметрические впадины, отчасти усталые вулканическими породами, «краевые вулканические впадины» [312], разделяющие гирлянды вулканических островов и тектонических швов; в стратиграфическом же плане вулканические породы островов, так же как осадочные и вулканические породы, развитые в межостровных пространствах, входят в состав геосинклиналей, располагающихся между тектоническими поднятиями или переходящих ближе к кратону в миогееосинклинальные поясы. Взаимоотношения здесь такие же, как и в ордовичской эвгеосинклинали Уэльса [199].

Осадочные и вулканические породы в основном местные. Хотя некоторые из обломочных осадков происходили от более древне-

отложенных и интродуцированных пород, поднявшихся в швах, большая часть пород может иметь самый отдаленный вулканический источник, происходивший из экструзивных потоков и обломочных пород всех текстур первого цикла или из осадков второго цикла, т. е. из продуктов эрозии пород вулканического происхождения. В некоторых же районах временами отлагались большие мощности местных карбонатитов и кремней — нетерригенные осадки, химические составные части которых могли быть отдаленного происхождения. Некоторые породы, вскрытые эрозией в тектонических швах, являются плутоническими, а также и крайними основными (ultimately) вулканическими разностями древних циклов. Оседание любой геосинклинали измеряется мощностью пород, но при этом прибавляется или вычитается величина первоначальных превышений поверхностей по отношению к основанию или кровле разрезов.

К этой теории мы еще вернемся после обзора стратиграфических разрезов вдоль краев континента.

СТРАТИГРАФИЯ КРАЕВ КОНТИНЕНТА

ТИХООКЕАНСКИЙ КРАЙ—ПОЯС ФРЭЗЕР

Введение. Пояс Фрэзер — полоса, простирающаяся от Тихого океана до границы распространения мощных вулканических пород в палеозойских и нижнемезозойских сериях [315]. Его восточная граница точно не установлена вследствие недостаточной изученности и того факта, что вулканические породы не обрываются резко, но эта неясная зона невелика по сравнению с расположенными по обе ее стороны участками. Вулканические толщи мощностью порядка нескольких тысяч футов представлены в нескольких системах близ этой границы; но, насколько известно автору, только единственный основной лавовый покров мощностью 20 футов отмечается в осадках пояса Миллард к востоку от пояса Фрэзер. Он приурочен к нижнему кембрию (формация Дональд) и протягивается вдоль западной части рва Скалистых гор на юге Британской Колумбии [192]; в области хедреократона неизвестно ни одного потока лавы. Таким образом, объем вулканических пород в поясе Фрэзер несоизмеримо более значителен, чем на востоке.

Чрезвычайно немногочисленны примеры достаточно изученных последовательностей напластований значительных частей систем или систем в целом; поэтому трудно составить точные представления о тех или иных разрезах. Большинство данных касается состава пород и отражено лишь на мелкомасштабных геологических картах или на картах участков, прилегающих к рудным месторождениям, причем само картирование носит случайный характер. Факторы деформации и метаморфизма ограничивают возможность получения соответствующих данных. Предлагаемая сводка составлена автором главным образом для того, чтобы указать на повсеместное обилие вулканических пород в мощных разрезах всех систем и дать представление о природе участков суши. Верхнепалеозойские и нижнемезозойские породы столь широко развиты, что здесь дается скорее подбор ссылок, чем исчерпывающее резюме. В этой сводке учтены отчеты, составленные в течение последних десятилетий.

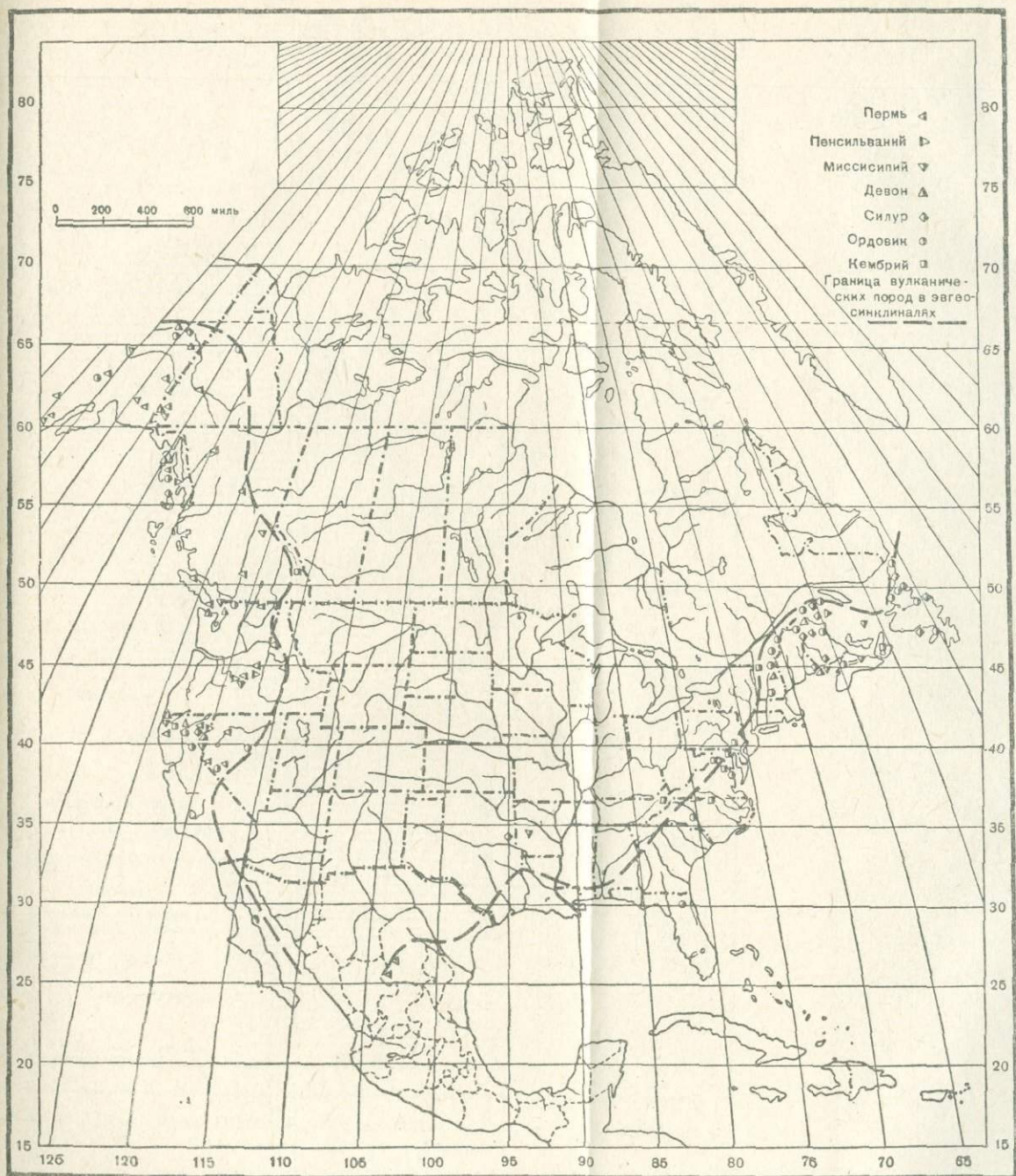
К вулканическим породам внутри пояса относят потоки, многие из них с шаровыми лавами, аггломераты и туфы; андезитовые вулканические породы встречаются наиболее часто, базальтовые — обычны, риолитовые же, как правило, относительно редки.

Во многих отчетах имеются не отвечающие современным требованиям сведения о составе; вулканические породы описываются суммарно либо в пределах больших подразделений — как лавы или как зеленокаменные разности. Вулканические породы сильно колеблются в мощности и присутствуют в пределах ограниченных районов, причем отмечается их относительная приуроченность к тем или иным периодам. Связанные с ними литологические разновидности значительно варьируют во временном и пространственном отношениях; преобладают аргиллиты и граувакки, карбонатиты менее часты, хотя порой достигают большой мощности и протяженности, кремни менее обычны, а ортокварциты редки. Некоторые авторы особо оговаривают, что породы, описанные как кварциты, являются скорее метаморфизованными кремнями, чем кварцевыми аренидами. Конгломераты с гальками литифицированных осадков, вулканических, а также редких плутонических пород малы по объему, но местами относительно важны и очень интересны с палеогеографической точки зрения. Значение этих пород возросло бы, если бы удалось получить больше количественных данных и сведений об их ориентировке [132]. В очень немногих отчетах даются суммарные сводки о типах пород [216]. Хотя несогласия отмечаются при этом неоднократно, однако не всегда удается выяснить, являются ли они угловыми, или же такое залегание выводится из определения или толкования возрастов смежных стратиграфических единиц.

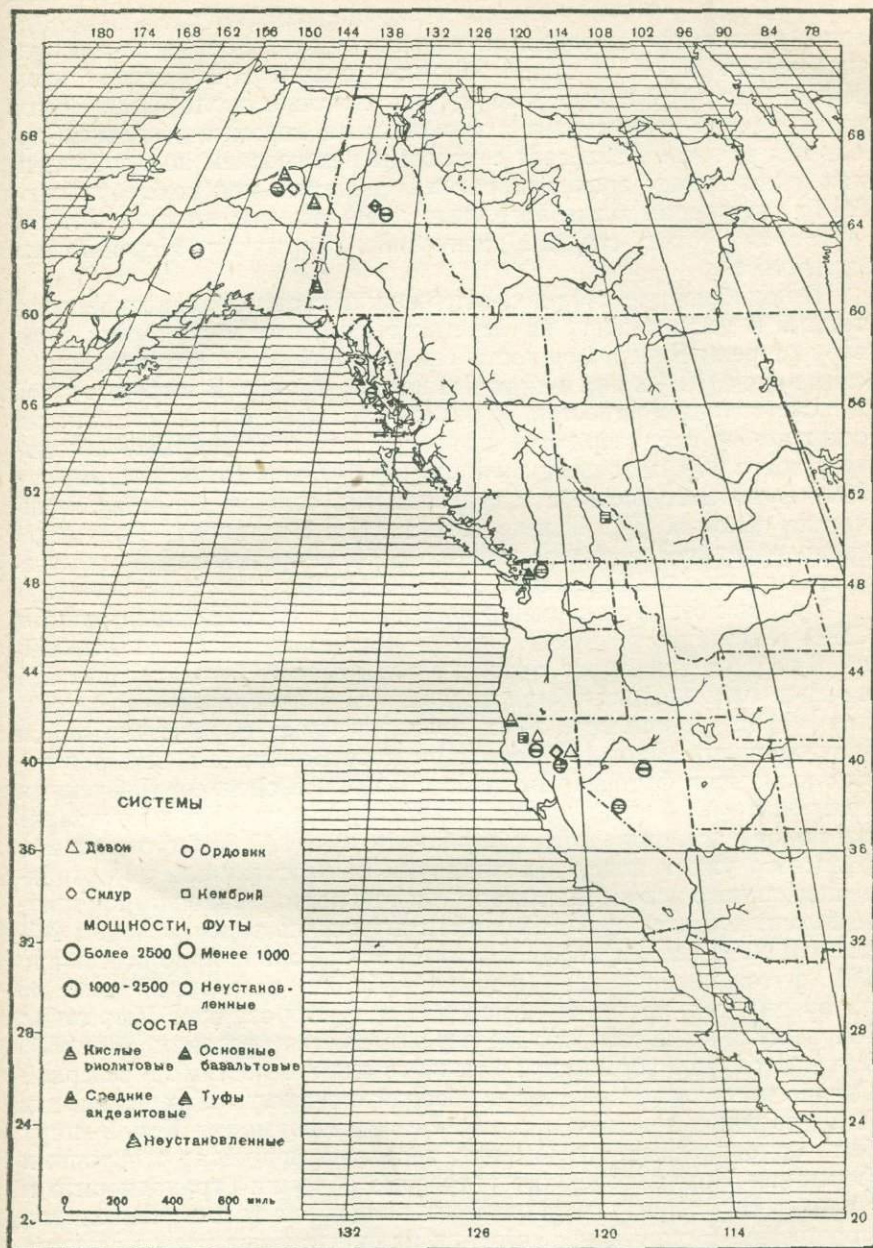
Разрезы, содержащие вулканические породы, в общем рассматриваются с севера на юг и от нижнего палеозоя к среднему мезозою. Данные по вулканическим породам сведены в фиг. 19, 20, 21 и 23, а по несогласиям и плутоническим интрузиям — в фиг. 22.

Кембрий и ордовик. Фаунистически установленный кембрий во внутренней части пояса Фрэзер неизвестен, хотя возможно, что он представлен в напластованиях, подстилающих нижнеордовичские охарактеризованные ископаемыми аргиллиты к югу от Юкона в Аляске [441] и в горах Кламат в Калифорнии [264, 267]. Учитывая отсутствие данных противоречивого характера для областей, лежащих внутри пояса, и опираясь на сведения о поясе Миллард, т. е. о районе, расположенном далее к востоку, можно предполагать, что подобные же отношения имеют место и в смежных кембрий ордовичских отложениях.

Ордовик распространен довольно широко. В восточной Аляске к югу от реки Юкон имеется толща мощностью в несколько тысяч футов, представленная аргиллитами с нижнеордовичскими ископаемыми, за которыми следуют приблизительно 2000 футов базальтовой лавы, аггломераты и связанные с ними верхнеордовичские известковистые туфы с фауной [442]. Переслаивающиеся



Фиг. 19. Распределение вулканических пород в палеозое Северной Америки.

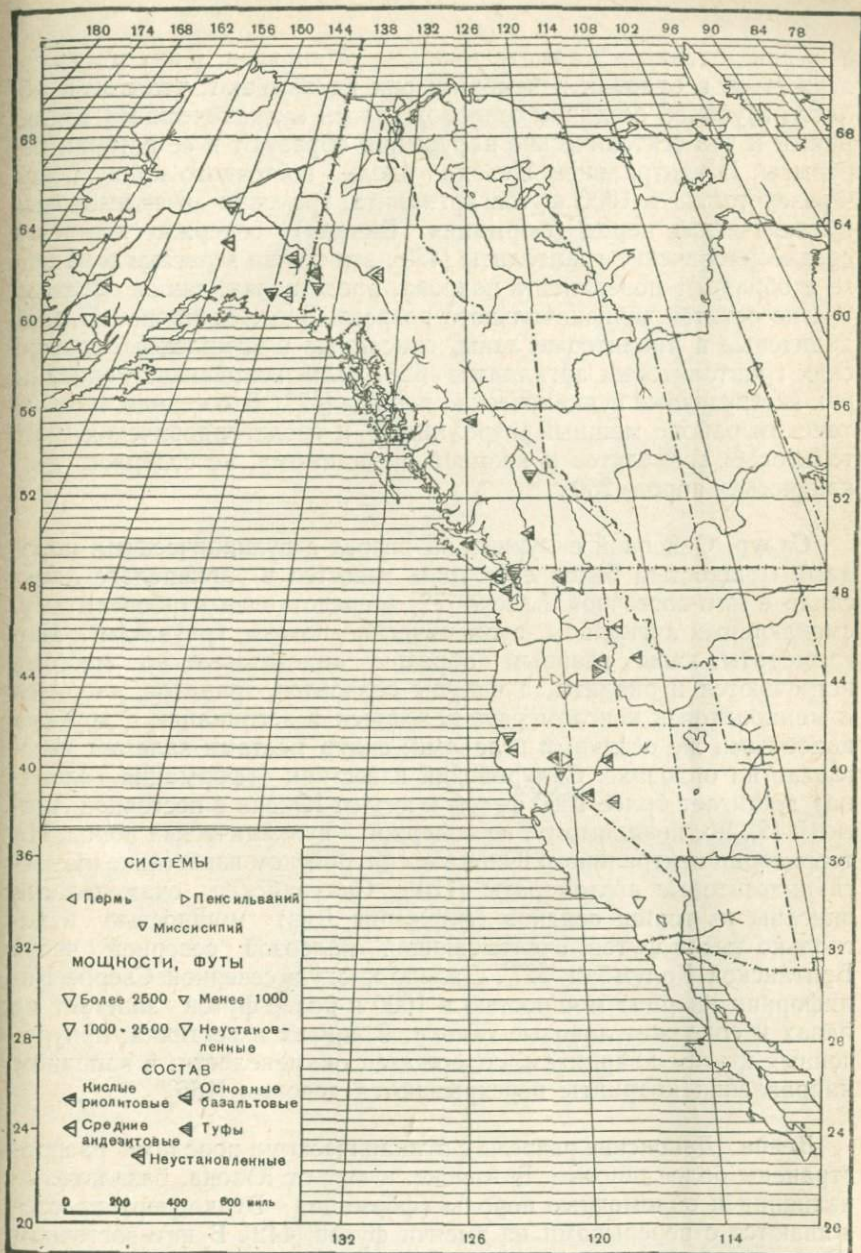


Фиг. 20. Древнейшие палеозойские вулканические породы Тихоокеанского побережья Северной Америки.

ними конгломераты содержат гальки и валуны осадочных и вулканических пород, а также обломки гранитов. В центральном Юконе вдоль реки Бивер толща мощностью около 1000 футов андезитового аггломерата с несколькими перемежающимися лавовыми потоками залегает с угловым несогласием на карбонатитах и кварцевых аренидах, рассматриваемых как докембрийские [110]; следующая пачка аргиллитов мощностью в несколько тысяч футов содержит среднеордовичский (формация Норманскил) граптолиты.

В подобных же сланцах, содержащих среднеордовичские граптолиты и достигающих на берегах реки Пилл, в ста милях к северу от реки Бивер, мощности около одной мили, нет вулканических пород [157] и они лежат вне пояса Фрэзер. В юго-восточной Аляске толщи мощностью в несколько тысяч футов аргиллитов, с ниже- и среднеордовичскими граптолитами, нередко ассоциируются с андезитовыми вулканическими породами, местами до 2000 футов мощности, и с граувакками, содержащими вулканические обломки [72]. Далеко к востоку, в Британской Колумбии, среднеордовичские граптолиты найдены в аргиллитах в мало известном разрезе близ устья реки Диз [153].

Ордовик был установлен в нескольких областях вдоль границы США и Канады, но вулканические породы здесь описаны не были. В районе Скикомиш к востоку от Пьюджет-Саунд среднеордовичские окаменелости были распознаны в аргиллитовых отложениях [569]; связанные с ними вулканические породы считаются интрузивными. Далее на восток в штате Вашингтон имеется несколько тысяч футов аргиллитов с ниже- и среднеордовичскими граптолитами; в юго-восточной части Британской Колумбии такие же породы ассоциируются с карбонатитами [477, 649]. Эти разрезы относятся уже к поясу Миллард, так как состоят они из охарактеризованного ископаемыми аргиллита с переслаивавшимися граувакками, достигающими мощности двух миль в центральном Айдахо [639]. В южных горах Кламат в Калифорнии приблизительно 2000 футов метаандезита (формация Копли) несогласно залегают на аргиллитах, кремнистых породах и других осадках (формация Ченчеллула) и несогласно же перекрываются девоном [264, 267]. Так как силур (формация Гриззли) с окаменелостями в северной Сьерре несогласно залегает на базальте и риолитовых излияниях [166], то эти отложения и сходная с ними формация Копли могут быть ордовичскими. Аггломерат, переслаивающийся с породами формации Копли, содержит угловатые обломки гранодиорита и гранита [264]; в подстилающей их осадочной толще Ченчеллула мощностью в одну милю имеются радиолариевые кремни; толща эта лежит несогласно на серии мощностью в две и более мили, представленной осадочными и андезитовыми метавулканическими породами формации Сискью. Хотя возраст некоторых стратигра-

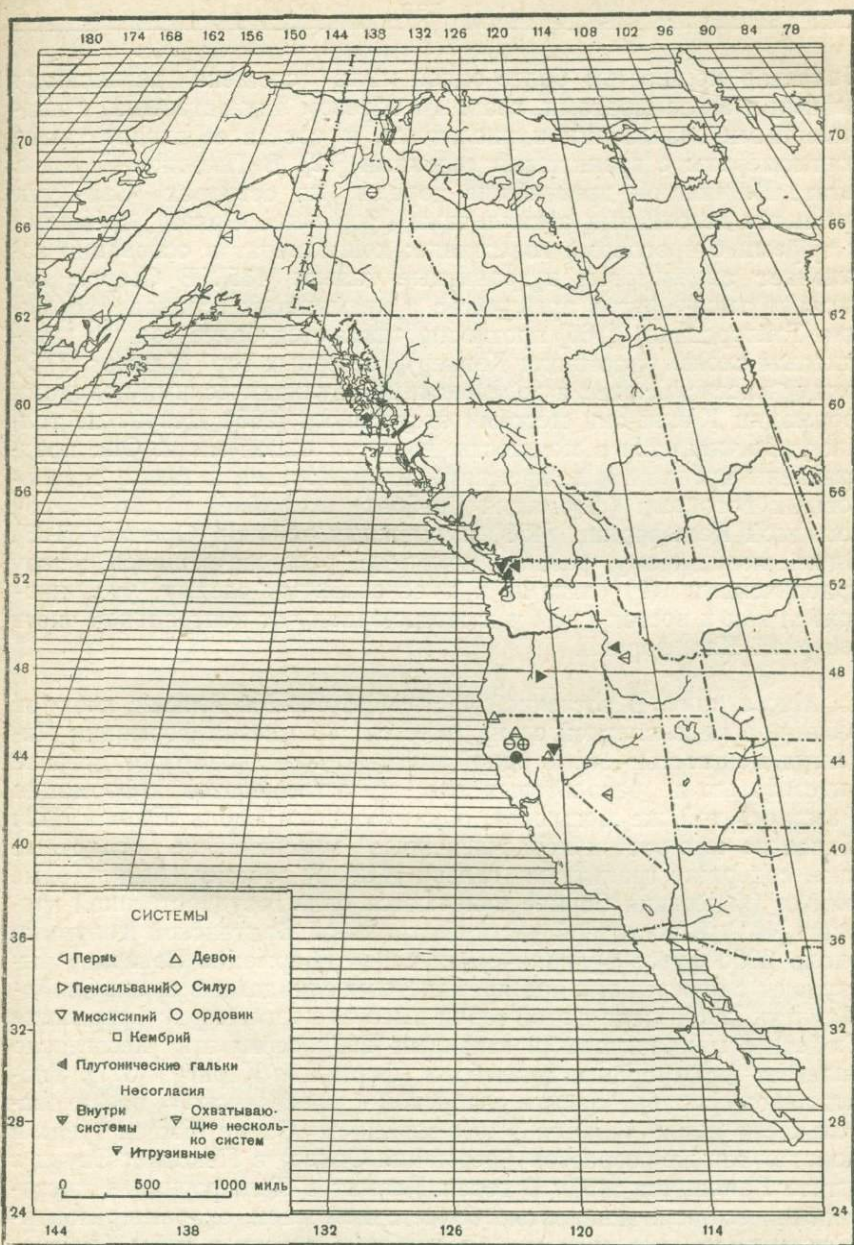


Фиг. 21. Позднепалеозойские вулканические породы Тихоокеанского побережья Северной Америки.

фических единиц в Кламате точно не установлен, в них могут содержаться и ордовик и кембрий; они показывают, что в этой области глубокое оседание сопровождалось вулканическими излияниями и что тектонические нарушения образуют в ее истории перерывы. В центральной Неваде вдоль восточного края пояса Фрэзер толща в 1000 футов аргиллита, граувакк и андезитовых вулканических пород (формация Винини) содержит ниже- и среднеордовичские граптолиты [439]; эти толщи залегают в надвиге и образуют поверхность покрова, представляя, таким образом, только остаток первоначального разреза. В юго-восточной Неваде дацитовые и риолитовые лавы, описанные в комплексе ордовичских граптолитовых аргиллитов [628], были неправильно описаны как экструзивные вулканические породы [472]. В соседнем манхаттанском районе мощный разрез ниже- и среднеордовичских граптолитовых аргиллитов и кремней, повидимому, не содержит вулканических пород [200].

Силур. Основной силурийский разрез с вулканическими породами мощностью более двух миль известен в архипелаге Александр в юго-восточной Аляске [72] и представлен карбонатитами, сменяющими аргиллиты, вулканические потоки, граувакки и конгломераты; лавы главным образом андезитовые, но местами встречаются и риолиты, а валуны базальтов, гранитов, диоритов и монцонитов в конгломерате находятся в ассоциации с другими подобными же осадками и лавами; силур местами залегают несогласно на ордовике. Силурийский известняк (формация Толована) достигает более 1000 футов к югу от Юкона в восточной Аляске [442], но, повидимому, не содержит вулканических пород. На территории центрального Юкона в силурийском известняке имеются андезитовые аггломераты [110]. Силурийские окаменелости описаны из толщи осадков (формация Диз) мощностью в несколько тысяч футов, охватывающей палеозой северной части Британской Колумбии [327]. Далеко к югу в северной Сьерре Калифорнии кварцит мощностью в 1000 и более футов залегают на лавах и содержит лавовые гальки; в линзах известняка, приуроченных к этим кварцитам, содержатся окаменелости; в западном направлении кварциты перекрываются девонем [166].

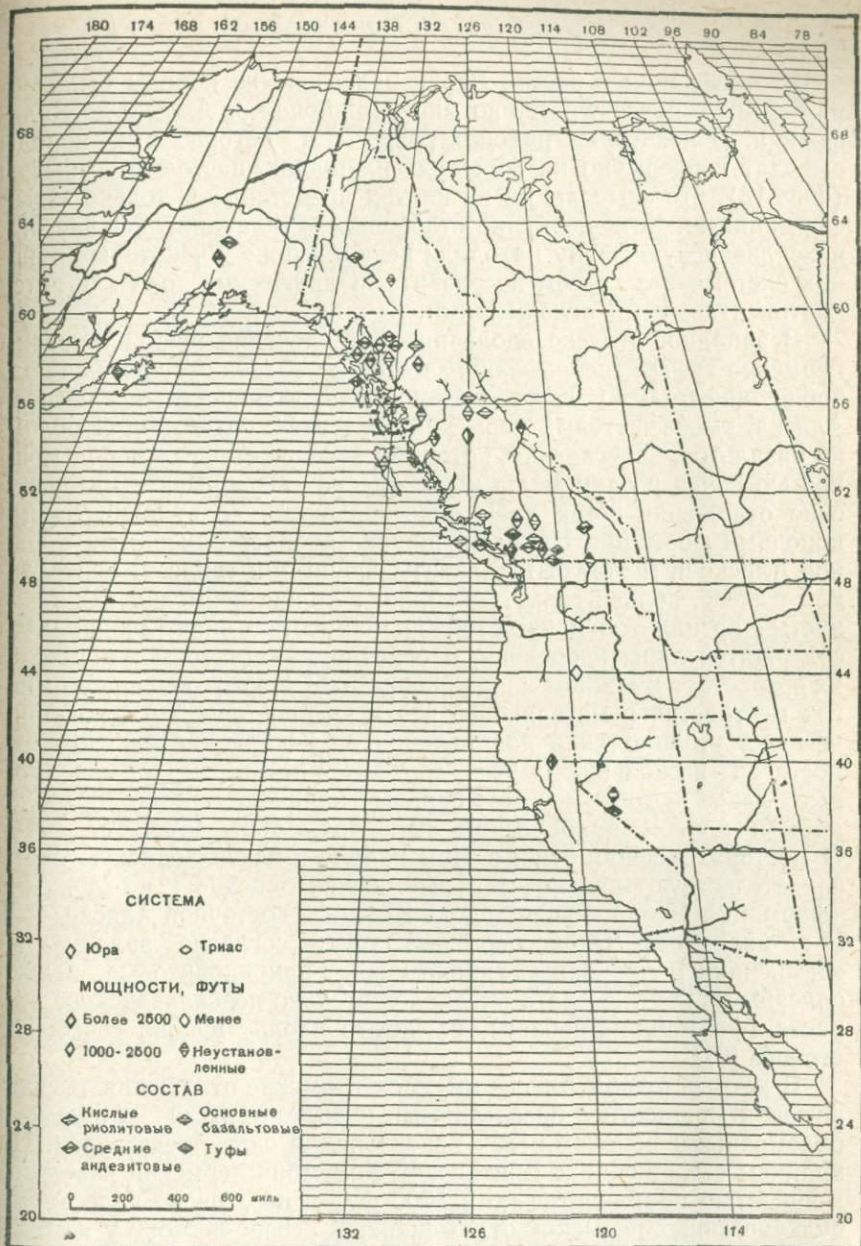
Девон. Девонские разрезы с вулканическими породами распространены более широко. В Аляске, к югу от Юкона, базальтовые излияния и обломочные породы (формация Вудчоппер) прослеживаются с перерывами на тысячи футов [442]. В юго-восточном Юконе наиболее древние из этих описанных пород [556], представленные тысяchefутовыми толщами карбонатитов и аргиллитов с зеленокаменными породами, рассматривались как девонские, переходящие в миссисипские. В юго-восточной Аляске формация



Фиг. 22. Распределение палеозойских и плутонических галек и несогласий вдоль Тихоокеанского побережья.

Валленар мощностью более одной мили сложена различными лавами и аггломератами, главным образом андезитовыми, с подчиненными базальтами и риолитами, в состав ее входят также конгломераты с гранитными гальками [72]. В Пьюджет-Саунд в штате Вашингтон древнейшие породы на островах Сан-Хуан являются девонскими аргиллитами (формация Орказ), кремнями и туфами с прослоями известняка; конгломерат в основании включает андезитовые и гранитные гальки [435]. В Сьерре несколько тысяч футов аргиллитов и кремнистых осадков (формация Тэйлорсвилл) [166] противопоставляются более тонким известковым слоям (формация Кеппер) северных гор Кламат [575]; между миссисипскими и додевонскими вулканическими породами формации Копли они местами отсутствуют [265]. Девонские толщи увеличиваются в мощности, достигая одной мили. Они представлены аргиллитами, кремнями и мраморами, а также базальтовыми потоками (формация Грэйбэк) в крайней части северо-западной Калифорнии [428] и смежных районов Орегона [166]. Здесь, повидимому, развит комплекс, располагающийся между ордовичскими (?) лавами и миссисипскими слоями, утолщающийся как к востоку, так и к северо-западу от центральной части северной Калифорнии.

Миссисипий. В восточной части центральной Аляски, к югу от Юкона, в миссисипской серии имеется кремневая формация Ливенгуд мощностью около одной мили, которая, возможно, древнее андезитовых и базальтовых лав и аггломератов (формация Рампарт) той же мощности, обнажающихся вдоль Юкона [442]. Далее на юго-восток нерасчлененные миссисипские осадочные слои содержат гранитные гальки [442]. К востоку базальтовые потоки (формация Серкл) отмечаются близ государственной границы [441]. В восточной части центральной Британской Колумбии около 2000 футов вулканических слоев (формация Вэверли) выступают с перерывами под кремнистыми сланцами в серии Слайд-Маунтин [298]; ниже в этой серии имеется конгломерат (формация Гюйет) с мондонитовыми гальками [298]; серия эта несогласно залегает на кембрии и докембрии (формация Карибу) [377]. Упомянулись основные лавы в девонской и миссисипской последовательности напластования в юго-западном Юконе [556] и туфы в породах тех же возрастов (формация Оркас) в Пьюджет-Саунд в штате Вашингтон [435]. В горах Кламат в Калифорнии в миссисипских осадках мощностью более одной мили, охарактеризованных ископаемыми, имеются базальтовые потоки и туфы (формация Бас-Маунтин и Берд) [165, 264, 265, 267]. В северной Сьерре диоритовые гальки находятся в осадках мощностью более одной мили (формация Арлингтон) [166], лежащих под андезитом (формация Тейлор), возможно, верхнемиссисипского возраста [664].



Фиг. 23. Древнейшие мезозойские вулканические породы Тихоокеанского побережья Северной Америки.

Пенсильваний и пермь. Верхнепалеозойские породы были обнаружены в поясе Фрэзер во многих районах от Аляски до Калифорнии. В некоторых районах разрезы, в которых эти породы выходят непрерывно на больших площадях, настолько обычны (фиг. 13), что символы на их картах представлены только этими формациями. Хотя пермские отложения устанавливались часто, а пенсильванскую фауну находили редко, все же в некоторых районах система эта совсем не развита, в других же она слагается континентальными отложениями.

В западной Аляске вдоль нижнего течения реки Кускоквим пермские туфы перекрывают известняки; разрез этот не был подробно описан [567]. К юго-востоку, близ основания полуострова Аляска, тысячефутовый пермский известняк, содержащий обломки базальтов, залегает под потоками зеленокаменных пород мощностью почти в одну милю и несогласно перекрывает миссисипские отложения [443]; лавы сопоставляются с вулканическими породами формации Николаи, широко распространенными в южной Аляске и, может быть, захватывающими и триас. В центральной Аляске, вблизи горы Маккинли, в толще пермских (?) кремнистых аргиллитов и известняков мощностью около одной мили содержатся лавы и брекчии, в основном андезитовые; мощность их возрастает в южном направлении [525]. Пермь описана во многих местностях в материковой части юго-восточной Аляски, причем она утолщается в направлении от Юкона к берегу океана, достигая нескольких тысяч футов; андезитовые и базальтовые лавы и обломочные породы начинают резко преобладать в южном направлении [94, 454, 455, 456, 457, 444]. О местонахождении суши в этом районе в пенсильванскую эпоху свидетельствуют континентальные пенсильванские (?) отложения (формация Нейшн-Ривер) вдоль Юкона в восточной Аляске [442]. В юго-западном Юконе пермские туфы несогласно залегают на миссисипии и прорваны габбро [556]. Гранодиоритовые гальки описаны из конгломерата предположительно пенсильванского возраста (формация Бребарн), развитого вдоль Юкона северо-восточнее [87].

В юго-восточной Аляске имеются пермские отложения тысячефутовой мощности с базальтовыми и андезитовыми потоками и обломочными породами [72]; пенсильваний едва представлен. На крайнем северо-западе Британской Колумбии пермский известняк мощностью приблизительно в 1000 футов несогласно залегает на вулканогенных пермских отложениях. К северо-востоку у истоков реки Диз имеются мощные пермские карбонаты [327, 333], в которых вулканические породы не описаны; пермские или более древние горизонты (формация Диз) содержат гранитные гальки [241]. Далее на юг в центральной части провинции андезитовые и базальтовые потоки встречаются часто в столь же мощных

разрезах карбонатитов и аргиллитов с фауной (формация Кэч-Крик), залегающих на плутонических породах, интродуцированных в начале палеозоя [11, 13, 14, 224]. В толще пород верхнего палеозоя мощностью в 4000 футов нижние пачки сложены карбонатитами [392]. Зеленокаменные породы представлены в предположительно каменноугольных породах к востоку, почти до реки Финлэй [173]. К югу, по реке Томпсон, потоки и туфы переслаиваются с пермскими карбонатитами и другими осадками (формация Марбл-Кантон) [136]; хотя из этого района был описан кварцит, однако он является перекристаллизованным кремнем [327, 14]. В северо-восточной части острова Ванкувер андезитовые и базальтовые потоки, туфы и брекчии связаны с фаунистически охарактеризованными пермскими отложениями [232, 208]. Около Ванкувера залегают дацитовые туфы, брекчии и андезиты (формация Малахат) [103] мощностью в тысячи футов, следующие за такими же мощными, вероятно пенсильванскими, осадками и туфами (формация Лич-Ривер), обнажающимися на островах Сан-Хуан в штате Вашингтон; в их конгломератах имеются гранит-порфиновые гальки [435]. На материке в Британской Колумбии, на юге, около берега мощный кремнистый аргиллит (формация Фергюсон) подстилает базальтовые и андезитовые потоки и туфы [84, 85]. Близ реки Колумбии предположительно допермские зеленокаменные породы (формация Кобау) выходят к северу от границы [60]; южнее в океаноганском же районе в штате Вашингтон развиты, повидимому, верхнепалеозойские осадки, базальты и андезиты (формация Анарчист) [358].

Уилер [672] составил сводку о распределении пермских вулканических пород в западных Соединенных Штатах. Кроме тех, которые были упомянуты близ государственной границы в штате Вашингтон, пермские вулканические породы указываются еще во многих районах в других прибрежных штатах. В восточном Орегоне с андезитовыми потоками мощностью почти в милю (формация Кlover-Крик) связаны пермские окаменелости [216, 530]. Залегающие в их основании туфовые и кремнистые аргиллиты (формация Элхорн-Ридж) мощностью до одной мили являются, вероятно, пенсильванскими; в них имеются тонкие андезитовые потоки и метаосадочные гальки в конгломератах. Мощные вулканические породы, подобные породам восточного Орегона, продолжаютсся в некоторые районы Айдахо [349, 529, 8]; в центральном Айдахо в вулканических породах (формация Касто) гальки аплита встречаются в базальном конгломерате, несогласно покрывающем отложения, вероятно ордовичского возраста [527]. В центральном Орегоне пермь представлена только гальками в мезозойских конгломератах; в пенсильванских осадках, главным образом континентальных, имеются дацитовые и долеритовые валуны [440].

В южных горах Кламат в Калифорнии осадки (2000 футов) с фауной включают осадки обломочно-вулканические (формация Нозони) и перекрывающий их андезит (формация Деккас), достигающий 1200 футов; толщи эти залегают на миссисипии [263], 267]. В северной Сьерре, к востоку, подобные же породы, переслаивающиеся с лавами формации Робинзон мощностью в несколько тысяч футов [166, 671, 672], залегают на пенсильванских детритовых осадках мощностью почти в 7000 футов с вулканическими обломками (формация Шуфли) [166]; подстилающий их андезит (формация Тейлор) может быть миссисипским [664]. Андезиты, трахиты и риолиты (формация Койпато) до трех миль мощностью в Гумбольт-Рейндже в северо-западной Неваде [292] считались триасовыми до тех пор, пока в них ближе к кровле не были открыты пермские окаменелости [671]. Подобные же лавы были прослежены в этом районе на большом протяжении [573, 542, 351, 352, 353]; на юге они несогласно залегают на породах различного возраста (от ордовика до девона).

В центральной Неваде автор наблюдал тысячефутовые пермские известняки и следующие за ними конгломераты, лежащие несогласно на ордовичских (формация Винини) кремнях и сланцах в надвиговой чешуе горы Робертс в хребте Сульфур-Спрингс.

Триас. Вулканические породы триаса и юры отмечены во многих местах в поясе Фрззер. Поскольку эти системы выходят на поверхность на широких пространствах, то литература, посвященная им, очень обширна. Однако имеется лишь небольшое число разрезов каждой системы, в которых литологическая последовательность и фауна определены сколько-нибудь детально. Хотя во многих районах вулканические породы известны как триасовые, в отношении других существует неуверенность, не является ли последовательность напластования частично или полностью пермской, с одной стороны, или юрской — с другой. Хотя это и имеет значение для определения возраста вулканических пород многих районов, но не влияет на заключение относительно общего преобладания здесь вулканических пород (фиг. 25).

В старых работах лавы, подстилающие на южном берегу Аляски палеонтологически определенный верхний триас, относили к этой же системе: «Базальтовые потоки огромной мощности, известные как зеленокаменная формация Николай, могут быть частично триасового возраста, хотя их нижние члены безусловно пермские» [567].

Вулканические породы в данном районе встречаются нечасто; лавы приурочены в нескольких местах к верхнему триасу [525]; туфы и брекчии близ основания полуострова Кенай считаются также триасовыми [424]. В юго-восточном Юконе некоторые подушечные лавы переслаиваются с известняковыми и песчаными

осадками триаса мощностью в несколько тысяч футов (формация Линс-Ривер) [62]; в них имеются гранитные [87] и гранодиоритовые [387] гальки. В юго-восточной Аляске андезитовые лавы отмечены на островах в Архипелаге, причем в связанных с ними конгломератах встречаются гальки гранита и девонского известняка [72]; мощность верхнетриасовых лав и вулканических обломочных пород на Джюно [423] достигает одной мили.

В северной части Британской Колумбии вдоль побережья андезитовые и базальтовые потоки и туфы встречаются в изобилии в осадках, содержащих пермские валуны [171, 172]; в подобных же вулканитах по реке Стикин имеются андезитовые потоки, обломочные вулканические породы, мощность которых часто превышает одну милю [329]. Далее вглубь материка триасовые осадки (формация Триберт) несогласно перекрывают палеозой [327], и андезитовые потоки и аггломераты (формация Мак-Леод) могут быть отнесены к триасу [241]. Кремнистый вулканический туф в центральной части провинции [12] налегает на пермские ультраосновные интрузии [392]. На материке к северу от Ванкувера имеются риолитовые и андезитовые покровы и аггломераты (формации Британия и Гоут-Маунтин) мощностью изредка до нескольких тысяч футов [289] с валунами гранитных пород, достигающих в поперечнике почти двух футов [75, 289]. В триасе острова Ванкувер вулканические породы [103], подушечные лавы и туфы (формации Кермотсен и Бонанца) в сопровождении известняков с гальками кварцевого диорита и гранита [170] обнажаются на большом расстоянии на северо-западном берегу [29] и достигают мощности в несколько тысяч футов. Потоки протягиваются далеко на восток вдоль государственной границы в северной части восточного Вашингтона (формации Олд-Том и Шумейкер) [61] и в Айдахо (формация Касло) [516]; потоки эти в связанных с ними осадках содержат гранитные гальки [83]. Андезитовые потоки в кремнистых аргиллитах толщ Ноель и Пайонир, содержащих гранитные гальки, протягиваются по реке Бридж в северном направлении [85].

В центральном Орегоне детритовые триасовые осадки мощностью почти в милю лежат на палеозое с угловым несогласием и содержат гальки вулканических пород и пермского известняка; напластование, повидимому, невулканическое [440]. Долго считавшаяся триасовой [292] огромная толща лав в Гумбольдт-Рэйндже в северо-западной Неваде теперь в основном определяется как пермская [671], а следующие за ней триасовые известняки (формация Стар-Пик) не содержат вулканических пород ни здесь, ни в центральной Неваде [297]. Однако в юго-западной Неваде пачки андезитов, риолитов и фельзитов мощностью в несколько тысяч футов переслаиваются с тысячефутовыми толщами кремнистого известняка [464].

Юра. Обобщение данных о распределении юрских вулканических пород в западной части Северной Америки было проведено Крикмеем [133], который считал, что существует несколько вулканических ярусов, разделенных горизонтами, соответствующими эпохам вулканического покоя. При последующих исследованиях увеличилось количество данных о местах развития вулканических пород. Данные по Аляске [567], Британской Колумбии и Юкону [404] были пересмотрены совсем недавно. Выделение перми, триаса и юры основывается в значительной мере на редких находках окаменелостей; определение возраста вулканических пород во многих разрезах проведено не точно. Кроме того, следует отметить, что вулканическая активность захватила нижнемеловую эпоху. В южной Аляске андезитовые туфы и аггломераты являются единственными вулканическими породами в хорошо изученном разрезе с окаменелостями мощностью около 4 миль близ основания полуострова Аляска; переслаивающие их конгломераты содержат гранитовые и диоритовые валуны [323]. К северо-востоку от Кук-Иилет потоки, главным образом андезитовые, но частично базальтовые и риолитовые, образуют меньшую часть серии напластований мощностью до двух миль [96]; здесь отмечено внутрисистемное несогласие. В юго-восточной Аляске известны тысячефутовые толщи лав и обломочных вулканических пород, в основном андезитовых [423, 72]. Далее на юг, на островах Королевы Шарлотты, известны осадки, переслаивающиеся в основном с обломочными вулканическими породами; мощность их достигает двух и более миль.

Огромное развитие вулканизма установлено в юре западной части Британской Колумбии [412, 433]. В юго-западном Юконе юрские осадки с окаменелостями мощностью в две мили (формация Лаберж) [387] на севере переслаиваются с маломощными потоками лавы [59, 62]; последующие средние вулканические породы могут быть также признаны юрскими; лавы, аггломераты и туфы начинают в значительной степени преобладать в южном направлении [388]. Гранодиоритовые и гранитные гальки и валуны встречаются часто во многих горизонтах и широко распространены [59, 87, 62, 111], местами же в основании юры имеется угловое несогласие [388]. В северо-западной части Британской Колумбии, граничащей с Аляской, вулканические породы мощностью в несколько миль (формации Таквахони и Ионакина) содержат обильные дацитовые и андезитовые потоки и обломочные породы [328, 329] с переслаивающимися конгломератами с гранодиоритовыми гальками; здесь имеются угловые несогласия, располагающиеся, возможно, внутри системы. Подобные же породы (формация Мак-Леод) простираются на восток, во внутреннюю часть провинции [241], причем относительное количество вулканических пород изменяется вдоль выходов обнажений. Далее на юг мощ-

ные, в 2—3 мили, андезитовые и риолитовые лавы и пирокластические породы с переслаивающимися их осадками (формация Хезлтон) [240, 239, 332, 252] протягиваются на восток, где в центре провинции толща представлена базальтами, андезитами и риолитами [12, 13, 14, 242], содержащими гранитные гальки в переслаивающихся их осадках [242], а также обломки триасовых и палеозойских пород [12, 13]. Местами они, возможно, залегают несогласно на гранитных интрузиях [242] и докембрии хребта Карибу-Рэйндж [376]. В южной части Британской Колумбии разрез вдоль берега слагаются лавами и обломочными, преимущественно основными и средними, вулканитами мощностью в несколько тысяч футов, причем этому комплексу подчинено небольшое количество более кислых лав [289]. Некоторые разрезы во внутренней части провинции представлены преимущественно вулканическими породами [82, 132], в то время как ряд разрезов состоит главным образом из обломочных вулканических пород и осадков с частыми гранитными и диоритовыми гальками [132, 82, 85] и с местным несогласием в основании серии [132].

В центральном Орегоне в юрских осадках мощностью в несколько миль содержатся гальки кварцевого порфира; породы эти залегают на серпентинитах, прорывающих триас [411]. Тысячефутовые комплексы базальта, андезитовых и риолитовых излияний, туфов и аггломератов, связанные с осадками, мощность которых измеряется милями и которые включают радиоляриевые кремни, слагают верхнюю юру Сьерра-Невады в Калифорнии и в юго-восточном Орегоне [605]; лавы, как и обломочные вулканические породы различного состава, распространены и в палеонтологически охарактеризованных разрезах в северной Сьерре [134, 509]. Плутонические гальки встречаются в верхней юре как в Береговых хребтах, где они напоминают интрузии в более древних (формация Сур) метаморфизованных осадках [661], так и в Сьерре [133, 605]. Полагают, что невадская орогения имела место в верхнеюрское время. В юго-западной Неваде основные и кислые потоки переслаиваются в юрских осадках, которые лежат с угловым несогласием на более древних юрских отложениях и содержат конгломераты с гальками доюрских пород [465].

Влияние участков суши пояса Фрэзер на осадки пояса Миллард. Грубые осадки и несогласия внутри пояса Фрэзер указывают на существование здесь участков суши в течение палеозойского и раннемезозойского времени. Отдаленные участки суши определяются по детриту, сносившемуся на восток в невулканические разрезы пояса Миллард. Хотя в этом поясе в палеозое и в нижнем мезозое преобладали карбонатиты, в некоторых его частях временами были широко распространены терригенные детритовые осадки. Во-первых, здесь имеются кварцевые арены и

связанные с ними аргиллиты, которые могли сноситься с хедреократона, когда кристаллические породы или терригенные осадки выходили на поверхность суши внутренней части континента. В главе о миогеосинклиналях было установлено, что большая часть, если не весь детрит в нижнем кембрии и в среднем ордовике, была, повидимому, продуктом именно такого сноса. Во-вторых, в районе пояса Миллард распространены и более грубые детритовые осадки, которые, судя по их текстуре и характеру распределения, представляются продуктом сноса с участков суши, расположенных на западе. В-третьих, имеются аргиллиты и граувакки, источник которых неясен; некоторые из них также могли быть принесены с участков суши, лежащих к западу. Часто стратиграфия недостаточно известна, чтобы можно было доказать происхождение детрита.

Направление источника должно определяться по распределению текстур для отдельных ограниченных промежутков времени. Тот факт, что относительное количество грубого детрита в кембрии больше в западной части пояса Миллард, чем в восточной [361], не указывает на источник, так как на состав пород оказывало влияние положение крупнейшего оседания на западе в то время, когда на востоке преобладала суша. Если карбонаты на западе переходят на каких-либо стратиграфических уровнях в кварцевые арениты на востоке, это значит, что материал пришел с востока. Для определения первичного направления источника следует располагать основательными данными, так как течения не обязательно переносят детрит по прямой линии.

В карбоне поднятие к западу от пояса Миллард, несомненно, было источником обломочных осадков, входящих в его состав. Пенсильванские свиты, содержащие конгломераты с гальками кремня, кварцита и карбонатита, самого грубого, часто встречающегося и отчасти континентального, распространены на западе вдоль пояса, простирающегося от центрального Айдахо (река Вуд) [639] через центральную Неваду [555, 439] до Айнио-Рэйндж в юго-восточной Калифорнии [346]. Установлено, что пенсильванских осадков в поясе Фрэзер мало, они частью континентальны, и несогласия в этот отрезок времени обычны. В верхней юре грубый детрит западного происхождения распространяется на восток, к восточному краю пояса Миллард в юго-восточном Айдахо [468] и в центральной Юте [180]. Самые древние обломочные осадки западного источника, которые проникают в хедреократон, встречаются в меловых экзогеосинклиналях (фиг. 17).

Геосинклинали, которые моложе невадской орогении. История пояса Фрэзер после невадской орогении, в противоположность более раннему времени, является историей консолидации, ослабления оседания. Изменение это не было быстрым и не закончи-

лось сразу же полностью, но наиболее заметные изменения проявились приблизительно в самом конце юры и в позднем мезозое. Эта история полнее всего была описана в Калифорнии, где в невадскую орогению (верхняя юра) [605] юрские и более древние слои были интродуцированы большими массами плутонических гранитоидных пород; это явление изучалось на протяжении многих десятилетий [680]. Орогения вызвала большие изменения в районе, так как площадь Сьерра-Невады, которая в нижнем мезозое входила в эвгеосинклиналь, простирающуюся на восток в западную Неваду [465], стала консолидированной и больше существенно не оседала. Новая эвгеосинклиналь, развивающаяся в обособленном поясе вдоль современного берега Калифорния — Орегон, вместила толщи осадков мощностью в несколько миль, включающие конгломераты с гранитными валунами и массы основных альбитизированных подушечных лав, преобладающих на ранних стадиях; эта эвгеосинклиналь, часть пояса Фрээр, находилась к востоку от тектонических линейных островов с выходами плутонических осадочных пород [606]. Последующая меловая геосинклиналь (фиг. 24), сохранив то же положение, распространилась на восток на консолидированное основание Сьерры; в ней отложилось еще несколько миль осадков, но, что следует подчеркнуть, без сопровождающих их вулканических пород [291, 607]. Орогения в западной части этой геосинклинали во время мелового периода образовала заметные несогласия внутри системы, но не расщепила мезозойскую геосинклиналь на обособленные бассейны; это положило начало замыканию геосинклинали [604]. Образование древнетретичных сбросов, наклонов, срезов создало глыбы, то более, то менее погруженные, с периодически действовавшим вулканизмом [508, 510, 509, 65]. Породы мощностью в несколько миль были отложены в течение коротких отрезков времени в довольно быстро оседающих геосинклиналях (фиг. 27), создавших очень сложные сочетания участков суши и моря [509, 186]. Третичные геосинклинали были эпизвгеосинклиналями, подобными каменноугольным геосинклиналям в восточной Канаде; это были продолговатые, быстро оседающие невулканические геосинклинали, примыкавшие к относительно волнообразным поднятиям, возникшим в эвгеосинклинальных поясах.

Батолиты приблизительно невадского возраста были распознаны вдоль берега в направлении на северо-запад, к Аляске, и в направлении на восток, к границам пояса Фрээр [524, 528, 540, 441, 567]. Несколько более молодых плутонических интрузий простирается далее на восток в пояс Миллард; это батолит Боулдер в Монтане [30, 89] и штоки в юго-восточной части Британской Колумбии [192], Неваде и в западной Юте [330]; однако пояс батолитов [319] является, по существу, зоной, в которой более молодые вулканические породы отлагались в оседающих эвгеосинклиналях,

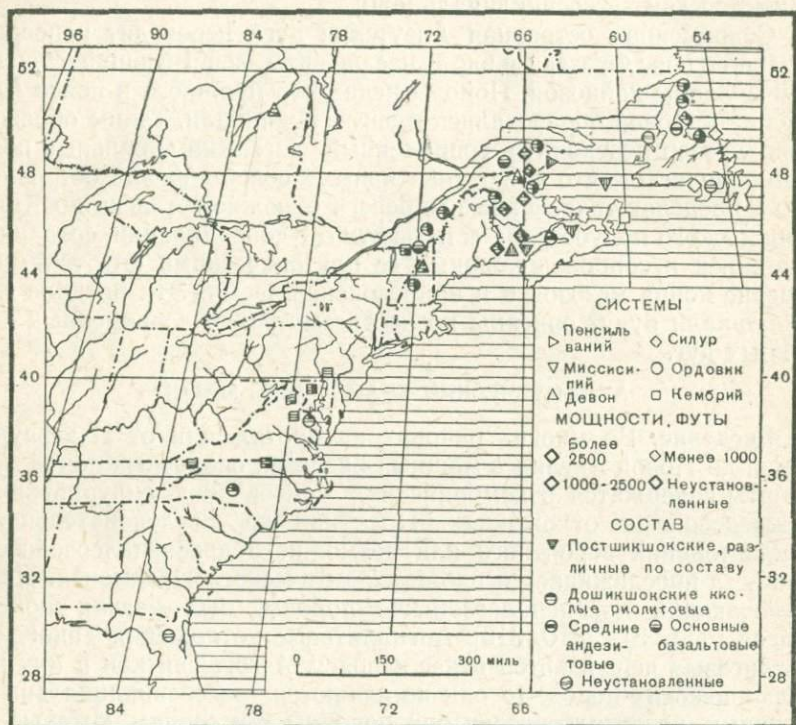
хотя батолиты и штоки мелового и третичного возрастов известны во многих других районах. Ультраосновные перидотиты и серпентиниты были внедрены вдоль этого пояса [254]. Кроме того, геосинклинали внутри пояса, обычно характеризующиеся вулканизмом, иногда содержат значительное количество вулканических пород. Толщи меловых отложений на Юконе в Аляске определяются как эвгеосинклиналь [480].

Современная островная Алеутская дуга переходит непосредственно в пояс Фрээр, и вдоль нее развиты действующие вулканы или вулканы кайнозоя. Породы недавнего прошлого в поясе Алеутских островов образовались в эвгеосинклинали. Таким образом, пояс Фрээр переходит в современный эвгеосинклинальный пояс. Автор полагает, что отсутствие явных современных островных дуг в пределах тихоокеанского берега от южной Аляски до Калифорнийского полуострова есть результат консолидации, созданной орогенцией и сопровождавшими ее плутоническими интрузиями в течение конца мезозоя и в кайнозойское время. Эти поздние геосинклинали будут описаны после рассмотрения современных островных дуг.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ КРАЙ — ПОЯС МАГОГ

Введение. Во многих районах на протяжении от Ньюфаундленда до Новой Англии в мощных разрезах осадочных пород вулканы содержатся в кембрийских, ордовичских, силурийских и нижнедевонских отложениях. Подобная же последовательность напластований вероятного или возможного древнепалеозойского возраста прослеживается вдоль атлантического Пьемонта. Пояс, включающий древнепалеозойские породы, был назван поясом Магог (фиг. 3) [310, 315]. Аргиллитовые отложения Таконских надвиговых чешуй автор отнес к поясу Магог. Так как в них нет вулканических пород, то они не являются эвгеосинклинальными толщами, но литологически они подобны тем сериям, которые на юго-востоке содержат вулканические породы и с которыми аргиллитовые отложения первоначально были неразрывно связаны. Обширные интрузии в течение девона в период шикшокской орогении изменили характер оседания большей части района, хотя в конце палеозоя в пределах пояса Магог были развиты геосинклинали с более ограниченной областью, т. е. эпизвгеосинклинали. Осадки здесь преимущественно кластические и в значительной мере аргиллитовые, хотя местами имеются мощные карбонатитовые стратиграфические единицы. В древнем палеозое известны несогласия (некоторые из них следовали за интрузиями), гальки же плутонических пород довольно широко распределены как во времени, так и географически. Распределение вулканических пород показано на фиг. 19 и 25, распределение же галек плутонических пород и несогласий — на фиг. 26.

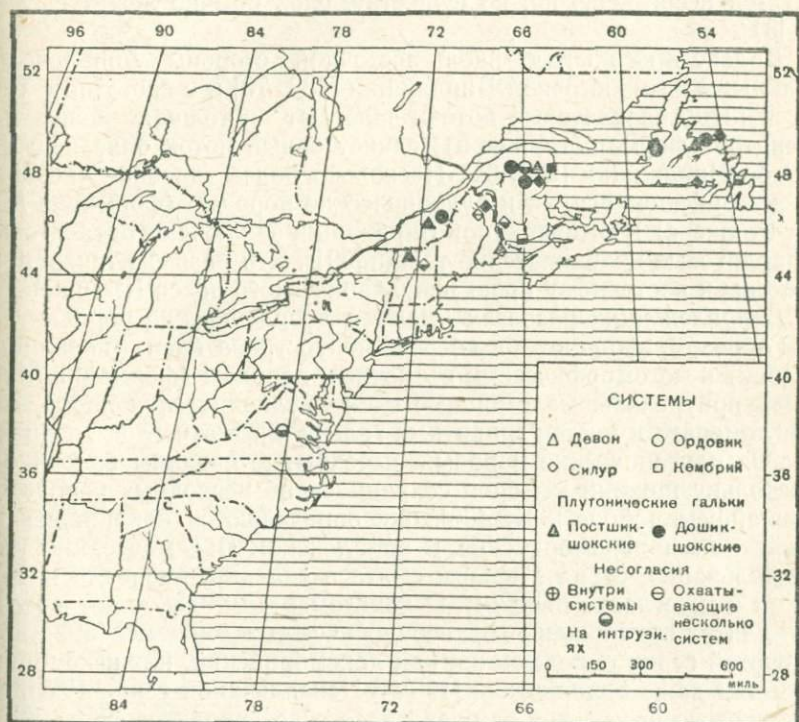
Кембрий. Самые древние серии вулканических пород лежат согласно или несогласно под палеонтологически охарактеризованными кембрийскими слоями и определяются различно: либо как докембрийские, либо как нижнекембрийские. Под кембрийскими слоями имеются и другие отложения, которые могут быть также



Фиг. 25. Палеозойские вулканические породы Атлантического побережья.

кембрийскими, хотя их взаимоотношения более спорные; независимо от их возраста они, кроме того, свидетельствуют, что распространение мощных напластований, содержащих вулканические породы, ограничивается атлантическим краем. В восточном Ньюфаундленде сотни миль осадков в ассоциации с базальтовыми и риолитовыми потоками и обломочными пирокластическими породами (авалоний) лежат несогласно под нижним кембрием, содержащим окаменелости [71, 140, 640]. Нижнекембрийские с ископаемыми арениты и аргиллиты Кейп-Бретона в Новой Шотландии содержат и покрывают фельзитовые лавы и конгломераты с гранитными гальками, частично перекрывающие плутонические

породы [427]. Типичная формация Колдбрук района Сент-Джон (Нью-Брансуик) лежит несогласно под нижним кембрием с ископаемыми и таким образом определяется как докембрийская [248, 3]; здесь залегает толща мощностью в тысячи миль андезитовых и риолитовых вулканитов [203]. В другом месте этого же



Фиг. 26. Распределение палеозойских плутологических галек и несогласий вдоль Атлантического побережья.

района породы, определяющиеся как докембрийские формации Колдбрук и Кингстон, оказываются в свете некоторых исследований более молодыми: среди подушечных лав [4] в них обнаружены силурийские окаменелости. Вдоль восточного склона Саттона, или Зеленых гор, в юго-восточном Квебеке вдоль оси антиклинальной структуры, крылья которой сложены ордовиком [123, 624], базальтовые лавы, брекчии и агломераты переслаиваются с аргиллитами и кварцевыми аренидами (формация Колдуэлл). К западу от этой горной цепи, в Квебеке и в северо-западном Вермонте, хлоритовые сланцы (формация Тиббит-Хилл) залегают под фаунистически охарактеризованным нижним кем-

брием пояса Шамплен; осадки (формация Пиннэкл), непосредственно покрывающие лаву, содержат гранитные и другие плутонические валуны (до одного фута в диаметре) только в западных выходах поясов, тем самым как бы свидетельствуя, что источник их происхождения был расположен на западе [57].

В западном Вермонте в пределах нижнего кембрия местами имеется несогласие, но, по существу, слои обычно лежат согласно [81].

Далеко к юго-западу вдоль восточной стороны Аппалачской долины, в юго-восточной Вирджинии [138, 78] и в восточном Теннесси [340], базальтовые потоки залегают в толщах кварцевых аренитов (формация Уникой); единственный поток описан из северной Вирджинии [209, 54]. Несколько более древние «поздние докембрийские» осадки и вулканические породы (формация Маунт-Роджерс) в юго-западной Вирджинии заключают базальтовые и риолитовые вулканические толщи [591]. Эти разрезы также приурочены к восточному краю невулканического пояса Шамплен.

В прилегающих разрезах имеются доордовичские породы. Таким образом, вдоль южного берега полуострова Гаспе (провинция Квебек) к метаморфическим осадочным породам (формация Маккеро) приурочены маломощные слои вулканических пород, а в конгломерате имеются гранитные гальки [2]; в эти слои внедрены кислые плутонические породы, перекрытые средним ордовиком. Поскольку нижний кембрий сохранился в несходных породах в ближайшем районе [331, 498], они определяются как нижнекембрийские или докембрийские. В аппалачском Пьедмонте, к югу от Пенсильвании, серия Гленарм смята в складки, прорвана интрузиями и несогласно перекрыта конгломератом, выше которого в аргиллитах обнаружены верхнеордовичские ископаемые [592]; возраст этой серии определяется как докембрийский, нижнекембрийский или даже ордовичский [108]. В Пенсильвании серия Гленарм состоит из лав и туфов от базальтового до риолитового состава. В Вирджинии и в Северной Каролине лавы и пирокластические породы (формация Вирджилина) достигают большой мощности [375]. В восточной части Пенсильвании базальтовые потоки, первоначально определяемые как ордовичские [590], позднее стали рассматриваться как остатки далеко перемещенной надвиговой чешуи, возможно нижнекембрийского возраста [588]. Каждая из перечисленных пород показана на карте как кембрийская (фиг. 23), хотя определение это не вполне верно.

В пределах описанного разреза автору неизвестна какая-либо вулканическая порода, ниже или выше которой были бы найдены кембрийские ископаемые. Некоторые вулканические породы определяются как нижнекембрийские, так как они залегают в осадочной толще, согласно подстилаемой кембрием с фауной; другие принимаются за кембрийские, поскольку они залегают под

ордовиком; кроме того, фиксированы породы, которые в стратиграфическом и структурном отношении коррелируются с кембрием.

Ордовик. Вулканические породы, связанные с палеонтологически определенным ордовиком, имеются во многих разрезах вдоль северного Атлантического побережья, и подобные же формации, предположительно ордовичские, прослеживаются далеко на юг. В центральной части Ньюфаундленда, в бухте Нотр-Дам, на северо-восточном ее берегу толща мощностью в несколько миль граптолитового аргиллита, граувакки и более грубого детрита с гранитными гальками связана с андезитовой и базальтовой лавой, аггломератами и туфами [537, 257] мощностью в тысячи футов. Вулканические и осадочные породы в этом районе выходят на больших площадях и часто содержат конгломераты с гальками плутонических пород [191, 413, 630]. На южном берегу толща базальтовых потоков и обломочных вулканических пород мощностью в тысячи футов содержится в толще мощностью больше двух миль, определяемой предположительно как ордовик [640]. В западном Ньюфаундленде средне-верхнеордовичский аргиллит и граувакки (формация Хамбер-Арм) перекрывают кембрийские и нижнеордовичские карбонатиты по обеим сторонам Лонг-Пойнта. На востоке базальтовые, андезитовые, трахитовые и дацитовые шаровые лавы и вулканические обломочные породы местами имеют огромную мощность (несколько миль) в разрезе северной оконечности полуострова [129]; подобные же породы находили в верхней части разреза далее на юг, близ Канадской бухты [46] и вдоль залива Уайт-Бэй [258].

Вдоль западного берега прослой шаровых лав залегает около Хамбер-Арма [548, 128]; крупные гнейсовые и гранитные валуны известны в юго-восточных разрезах, лишенных вулканических пород [651]. Эта область особенно интересна тем, что нормальные миогеосинклинальные напластования в кембрии и нижнем ордовике восточнее сменяются вулканическими толщами, так как суша поднималась около края этого раннего миогеосинклинального пояса.

К северу от залива Фунди в Новой Шотландии аргиллитовые ордовичские породы содержат андезиты (формация Броунс-Маунтин) [44], силур же севернее ложится на риолиты, развитые в южной части пролива Нортумберленд [688]. Андезитовые и риолитовые вулканические породы есть в центральном Нью-Брансуике [557], базальтовые и андезитовые (формация Фурнье) — образуют прослой в среднеордовичских граптолитовых аргиллитах (формация Тертагучи) к северу близ Батерста [2, 4]; конгломерат содержит гранитные гальки [5]. На севере около Шалёр-Бэя, в Квебеке, средний ордовик (формация Микту) покрывает плутони-

ческие породы в метаморфизованных осадках формации Маккери, содержащих в основном конгломерате гранитные гальки [2]. В районе Шалёр-Бэя к северо-западу от бухты в верхнем ордовике (формация Матапедия) отмечено несколько потоков авгитового андезита, а также найдены гранитные гальки. Базальтовые потоки в древнеордовичских сланцах (формация Силлери) [300] наблюдаются в Гаспе и у северо-западного берега полуострова, где их мощность достигает более 1000 футов [18]; гранитных галек здесь нет. Неописанные «кристаллические» гальки присутствуют в нижнеордовичских аргиллитах (формация Левис) около Квебек-Сити [503] в слоях, содержащих конгломераты с ископаемыми в гальках ниже-, средне- и верхне-кембрийских кальцититов [496, 497, 499, 500, 502].

К югу, восточнее Саттон-Маунтин, тысячефутовые толщи риолитовых и андезитовых излияний подстилают среднеордовичские граптолитовые аргиллиты (формация Сент-Френсис) [106], а к востоку лавы состава от кислых до основных образуют прослой в ордовичских аргиллитах (формация Босвилл) [624], содержащих гранитные гальки до одного фута в диаметре. Измененные базальты, которые первоначально, возможно, были в виде потоков, имеются в сомнительном ордовике тотчас к северу от границы Вермонта [7]. В западном Нью-Гемпшире толща аргиллитов и граувакк мощностью три мили содержит излияния мощностью в сотни футов базальта, андезита и натрового риолита (формация Орфордвилл), а также вулканические обломочные породы (формация Аммонусик) [237, 50]. В восточном Вермонте конгломерат с гранитными гальками (формация Ирасбург) и базальтовые потоки и туфы, залегающие преимущественно в аргиллитовых отложениях, достигающих мощности в несколько тысяч футов, определяются как ордовичские [519, 139], хотя они могут быть и значительно более молодыми.

К югу от Новой Англии немногие ордовичские породы получили окончательное определение по присутствующим в них окаменелостям, хотя ордовик может быть представлен в пьедмонтских метаморфизованных осадках. Базальтовый поток в аргиллитах, в северо-восточной части Пенсильвании, первоначально считавшийся ордовичским [590], теперь рассматривается с большей вероятностью как кембрийский [588]. Близ Чизапик-Бэй в Вирджинии риолитовые потоки и туфы образуют прослой в ордовичских аргиллитах с ископаемыми (формация Квантико) [403, 659]; к югу, около реки Джемс (формация Арвонна), подобные же аргиллиты лежат несогласно на граните, интродуцированном в гленармские метаосадки [299, 592]. В Пьедмонте Северной Каролины толщи андезитовых и риолитовых туфов, брекчий и лав (формация Монрое), достигающих мощности тысячи футов [374, 375, 489, 598, 68], были отнесены к древнему палеозою [341], возможно,

к ордовику [206]; точно так же измененные вулканические пеплы, метабентониты, распространенные между Онтарио и штатами Нью-Йорк и Алабама, могут быть отнесены к среднему ордовику [676, 677, 523, 316]. Данные о возрасте, однако, весьма скудны. Вулканические породы (формация Вирджилина) протягиваются на северо-восток в южную Вирджинию, где они ассоциируются со сланцами и мрамором (формация Гленарм) и интродуцируются гранитом [299]. Предположительно тот же самый гранит (формация Колумбия) и гленармские отложения залегают несогласно под сланцами с ископаемыми (формация Арвония), которые, как полагают, являются позднеордовичскими. На этом основании толща формации Вирджилина представляется доордовичской при условиях, во-первых, правильного определения ископаемых в формации Арвония [592] и, во-вторых, если гранит, залегающий под сланцами, не старше того, который прорывает толщу Вирджилина. Автору не известны неоспоримые радиоактивные определения возраста минералов пьедмонтского гранита: гранит позднепротерозойского возраста прорывает гнейсы в крайней западной части Северной Каролины [53], отнесение же этого гранита к палеозою сомнительно [690]. Точка зрения, согласно которой пьедмонтские граниты относятся к каменноугольному возрасту, основана на том, что они прорывают породы, слагающие структуры, которые считаются аппалачскими. Надвиг, протягивающийся вдоль западного края метаморфических пород, срезает на северо-западе миссисипские и, возможно, пенсильванские слои [79]; продолжают ли таконские надвиги к югу от Пенсильвании, или нет — неизвестно [308, 588]. Таким образом, мощная серия напластований Пьедмонта в Северной Каролине и Вирджинии указывает на эвгеосинклиналиную историю развития в позднем протерозое и в нижнем палеозое, но более точное время этого развития остается неустановленным.

Силур. Силур залегает с угловым несогласием на ордовике на большей части площади северо-западного края пояса Магог, причем эти угловые соотношения распространяются в направлении к западу, до края хедреократона в штате Нью-Йорк и в Пенсильвании [545, 550, 587]. В двух местностях силур описан как комплекс, перекрывающий ордовичские интрузии в западной части Нью-Брансуика на кварцевом порфире [557] и в северо-западной части Нью-Гемпшира на тоналите [50]. Вулканические породы широко распространены и имеют разные составы в Ньюфаундленде, Нью-Брансуике, Новой Шотландии и Новой Англии; плутонические гальки известны из многих местностей. Досилурийская орогения является таконской.

Силур центральной части Ньюфаундленда представляет собой терригенные осадки мощностью в несколько тысяч метров, преи-

мущественно кварцевого аренита и аргиллита, но известны также лавы и аггломераты [293, 630]. Описаны гранитные гальки с северного [630] и южного [293] берегов. Некоторые породы, определяемые как силурийские (формация Спригдейл, Ботсвуд) [631, 191, 413], возможно, являются девонскими или более молодыми [630]. В заливе Уайт-Бэй, на юго-востоке Лонг-Пойнта, в силурийском кварцевом арените и аргиллите залегают толщи андезитов и риолитов мощностью более 1000 футов (формация Соппс-Арм) [258, 259]. На север от Шалёр-Бэя, в Квебеке, андезиты и базальты (формация Вест-Пойнт) мощностью 2000 футов залегают в основном в карбонатитовой толще [474, 2]. Риолит располагается в аргиллитах и граувакках на севере в пределах полуострова Гаспе [300, 301]. К югу от Шалёр-Бэя в Нью-Брансуике лавы мощностью более 100 футов в утолщающемся к югу базальном горизонте силура (формация Клемвилл) содержат ассоциирующиеся с ними конгломераты с гранитными гальками [2, 4]. Близ Вудстока в силурийских аргиллитах находятся фельзитовые потоки [88], кварцевый же порфир и латитовые излившиеся вулканические породы местами содержатся в тех же породах к западу близ государственной границы [557]. В районе Сент-Джон мощные, в тысячи футов, андезитовые и риолитовые потоки (формация Кингстон), содержащие силурийские ископаемые [5], считаются докембрийскими (формация Колдбрук) [3] или кембрийскими (формация Кингстон) [248]. В восточной части штата Мэн силурийские отложения мощностью в несколько миль включают мощные фельзитовые и андезитовые потоки [38]. Вулканические породы также отмечены в северо-восточной части этого штата [227] и содержат гранитные гальки в конгломератах; толща эта залегают несогласно на ордовике [679]. В силуре западной части Нью-Гемпшира имеется конгломерат, перекрывающий плутонические интрузии [50], но обычно вулканических пород в нем не известно, как и в аргиллитах, развитых в западной части штата Мэн [201]. На северо-востоке этого штата силурийский основной конгломерат с риолитовыми и гранитными гальками залегают на диорите, гранито-гнейсе и габбро [283].

Девон. В Восточной Канаде и в Новой Англии шикшокская орогения с сопровождающими ее плутоническими интрузиями имела сильное развитие в среднем девоне в виде перерыва в отложении широко распространенных вулканических и морских напластований. Автор сделал попытку отделить позднедевонские породы от пород раннего девона (фиг. 23).

В Ньюфаундленде палеонтологически охарактеризованные морские осадки в поясе Магог автору не известны. Отложения с ископаемыми растениями на южном побережье Ньюфаундленда являются нижнедевонскими [174]; ископаемая флора известна

также в грубых детритовых осадках, возможно более молодых, в восточной части Лонг-Пойнта (западный Ньюфаундленд) [129]. Морской нижний девон (формация Клем-Банк) известен на западном берегу в поясе Шамплен [548]. Немые отложения, в нескольких областях определяемые как девонские, предположительно считаются послешикшокскими, хотя твердой уверенности в этом до сих пор еще нет. Вдоль северного побережья центрального Ньюфаундленда осадки (формация Спрингдейл), несогласно покрывающие ордовик, содержат вулканические и гранитные гальки, связанные с базальтовой и латитовой лавой и вулканическими обломочными породами [191, 413]; судя по описанию, они, вероятно, не силурийские, а девонские [630]. Вдоль южного берега толща мощностью в несколько тысяч футов тех же, возможно неморских осадков и вулканических пород (формация Реконтр) залегает несогласно на кембрии и, возможно, на ордовике [140, 630]; наблюдения над ориентировкой косою слоистости и знаков ряби указывают на направления местных течений.

В Нью-Брансуике к югу от Шалёр-Бэя толща андезитов и базальтов мощностью в сотни футов залегает в нижнедевонских осадках, содержащих окаменелости (формация Дольхауси) [278]. Верхнедевонский конгломерат (формация Флёран) к северу от залива в провинции Квебек с перерывом и возможным несогласием покрывает нижнедевонский кварцевый арениит, содержащий ископаемую флору [127]; в конгломерате находятся гранитные гальки [2]. В северо-восточной части штата Мэн конгломерат (формация Маплтон) мощностью около 2000 футов залегает несогласно на столь же мощном нижнедевонском кварцевом арениите, содержащем ископаемые (формация Чапмен), и на андезитовых туфах; в конгломерате найдена ископаемая флора, присутствующая также в подстилающем песчанике [684, 679]. В Нью-Брансуике конгломерат со сходной флорой кажется согласно лежащим на силуре [88]. К югу, вдоль побережья штата Мэн, толща мощностью в сотни футов конгломерата, более тонких осадков и базальтовых потоков (формация Перри) перекрывают гранитные интрузии в силуре и содержат обильные гранитные обломки [566, 38]; хотя *Psilophyton*, нижнедевонский род, был внесен в список окаменелостей нижнего Перри, но определение это было неверным: флора оказалась верхнедевонской [15].

В Квебеке, восточнее Саттон-Маунтина, нижнедевонские конгломераты (формации Дисразли и Прайс) содержат плутонические валуны [74, 106, 107]; еще восточнее подобный же конгломерат (формация Кранбурн) находится в основании системы [624]. В Уайт-Маунтине, Нью-Гемпшир, базальтовые и риолитовые потоки и обломочные породы мощностью в тысячи футов, преимущественно аргиллитового нижнего девона (формация Литлтон), были прорваны плутоническими породами [50, 250]. К западу, в

Вермонте, в аналогичных отложениях и тех же мощностей (формация Гайли-Маунтин) вулканические породы не обнаружены [168, 169]. Определение возраста метаморфизованных осадков далее на север оказалось не точным. Конгломерат (формация Ирасбург) с гранитными гальками и риолитовые, андезитовые и базальтовые потоки и туфы, считавшиеся ордовичскими [519, 139], возможно, значительно моложе.

Существует мнение, согласно которому интрузии шикшокской орогении, внедренные в нижний девон, старше верхнего девона [2]. Гранитные образования во внутренней части пояса Магог были уже обнажены в нижнем девоне, однако граниты, интродуцированные в силурийские и в нижнедевонские отложения, в верхнем девоне подверглись эрозии, а в течение миссисипского времени были широко вскрыты. Вынос большого количества детрита в среднем и верхнем девоне на западе Новой Англии является прямым доказательством поднятия больших областей в течение этих эпох. Пояс Магог, повидимому, достиг относительной консолидации в конце девона.

Влияние суши в поясе Магог на осадки в поясе Шамплен.

На востоке первое ясное указание на сушу в поясе Магог, являющуюся источником детрита, вынесенного в пределы пояса Шамплен, имеется, повидимому, в среднем ордовике в формации Блунтия на юге и в формации Вермонтия на западе Новой Англии (фиг. 22) [310]. В каждой из формаций наблюдаются фациальные изменения от известняка, распространенного на хедреократоне, через сланцы в западной части пояса Шамплен к более грубым детритовым и более мощным осадкам на востоке. Время поднятия различно: на юге — в раннеболарийское время и около этого, на севере — в среднетрентонское [316]. В нескольких местах более грубые фации представлены конгломератами [78]. Более поздние поднятия по периферии пояса образовали флиш, который проник на хедреократон в экзогеосинклинали в конце ордовика и дополнен был молассой в начале силура. Подобные же флиш и моласса верхнего девона и нижнего миссисипия были принесены с суши Аппалачия описанным путем [683]. Верхнемиссисипский и нижнепенсильванский детрит был отложен в миогеосинклинали (толща Вирджиния) в более южном направлении по сравнению с ордовичским детритом в аппалачском районе [310]; некоторые из этих осадков были результатом эрозии широко распространенного палеозоя внутри континента [389].

В результате исследований по осадочной петрологии палеозойских детритовых осадков, касавшихся изучения девона и более древних пород [595, 438, 363], выяснилось, что источником палеозойского детрита была суша, сложенная скорее метаморфизованными осадочными породами, чем гранитом и гнейсом.

Позднепалеозойские эпизвгеосинклинали. Миссисипские и пенсильванские породы в Новой Англии, Приморских провинциях и Ньюфаундленде содержат плутонические гальки во многих своих наиболее грубых осадках, причем перекрывания интрузивов встречаются очень часто: узкие, глубоко погружающиеся геосинклинали (фиг. 27, 28), лучше всего описанные в Новой Шотландии и Нью-Брансуике [42], определяются как типичные эпизвгеосинклинали («над-, выше-, эвгеосинклинали») [314]; хотя они наследуют эвгеосинклиналям, вулканические породы в них относительно менее обычны. Бэлл описал верхний палеозой Атлантического побережья Канады следующим образом:

«... оседающие линейные бассейны, которые были частично, реже полностью, разделены линейными поднимающимися областями эрозии. Каждый оседающий бассейн с тектонической точки зрения является областью отрицательной, имеющей в миниатюре характер геосинклинали... Движения... были только усиленными выражениями прерывистого поднятия положительных областей... это поднятие фиксировано местами угловым несогласием вдоль их краев, но движения эти обычно бывают частично замаскированы последующим захождением осадков из бассейна отложения в положительные области».

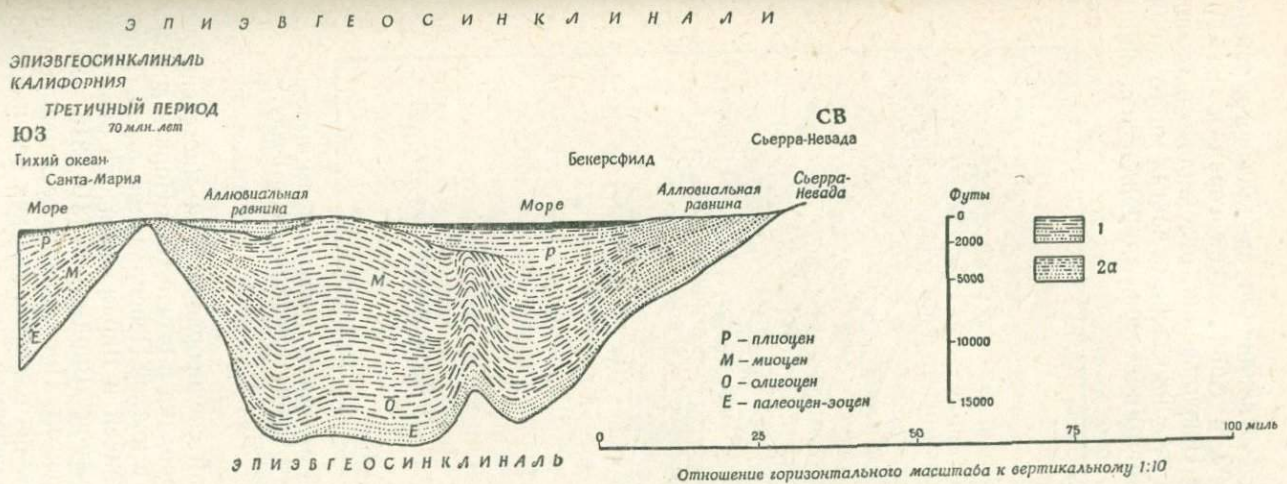
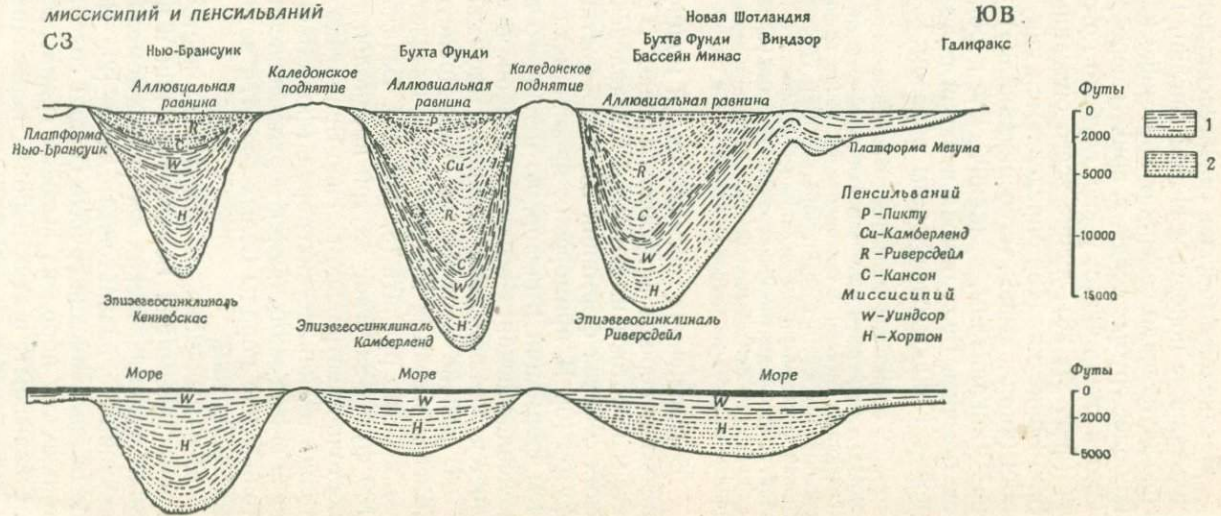
В отложениях геосинклиналей мощностью в одну милю вулканические породы встречаются редко. В заливе Святого Лаврентия туфы и потоки имеются на Магдаленских островах в миссисипских осадках формации Виндзор, достигающих мощности в сотни футов [6]. В приморских провинциях серия Канзо, более молодая, чем формация Виндзор, до недавнего времени определялась как пенсильванская; верхний карбон, в европейском смысле, является эквивалентом верхнему миссисипию [45]¹.

В районе Сент-Джона, Нью-Брансуик, в породах формации Миспек имеются мощные лавы базальта, андезита и некоторое количество риолита [3, 248, 45]. Базальтовый поток мощностью в 100 футов залегает внутри предположительного пенсильвания в восточно-центральном Нью-Брансуике [178]. В Нью-Гемпшире в толще вулканических пород (формация Моат) мощностью в тысячи футов заключаются верхнедевонские или более молодые плутонические породы Белых гор [47]; возраст их предположительно миссисипский.

В самых молодых осадках в восточной части полуострова Гаспе (формация Бонавентур) или в верхнемиссисипских или в нижнепенсильванских среди конгломератовых толщ встречаются случайные базальтовые лавы [2]. В восточном Массачусетсе пенсильванские грубые осадки содержат большие валуны плутонических пород из высоких гранитных останцев, которые они перекрывают; в этих породах переслаиваются базальтовые и андезитовые лавы и туфы [51].

¹ Верхний карбон в европейском смысле соответствует среднему и верхнему карбону советской стратиграфии. — *Прим. ред.*

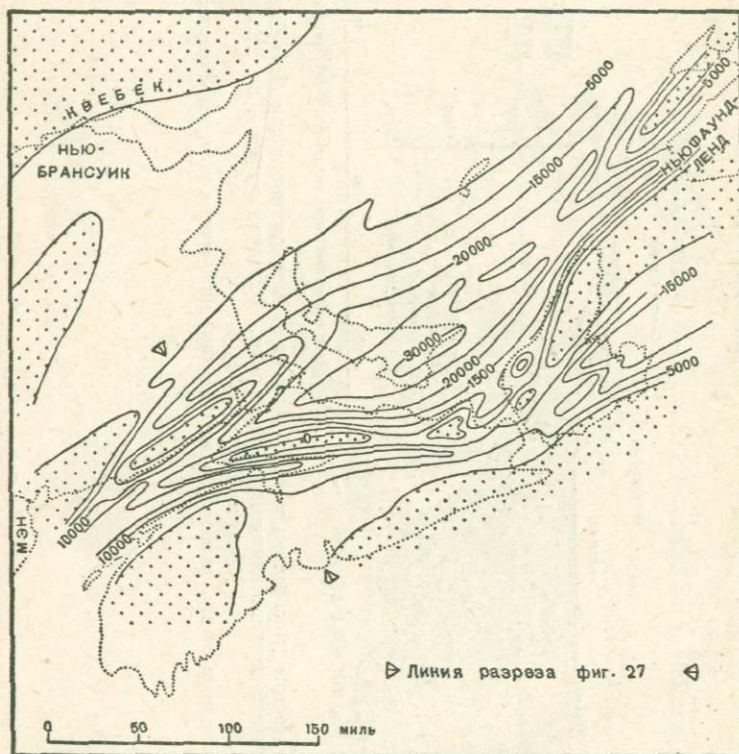
ЭПИЗВГЕОСИНКЛИНАЛИ
НЬЮ-БРАНСУИК — НОВАЯ ШОТЛАНДИЯ
МИССИСИПИЙ И ПЕНСИЛЬВАНИЙ



Фиг. 27. Восстановленные разрезы миссисипия и пенсильвания в эпизвгеосинклинали Нью-Брансуик — Новая Шотландия и третичных отложений эпизвгеосинклинали Калифорнии. (Средний разрез — по Беллу; нижний — по Хиллу и Экису [261].)

1 — терригенные осадки; 2 — морские осадки, включающие красноцветные отложения и угли; 2а — морские осадки.

Верхнепалеозойские миогеосинклинали аппалачского района. Миссисипий и пенсильваний в Аппалачских горах и на Аппалачском плато, к югу от Пенсильвании, отложились в геосинклиналях, протягивавшихся в своих северных частях много западнее, чем геосинклинали нижнего палеозоя. Адирондакская линия,



Фиг. 28. Карта мощностей миссисипия и пенсильвания в эпиэв-геосинклинали района залива Святого Лаврентия. (По Беллу.)
Изопахиты в футах.

определяющая западный край среднеордовичских миогеосинклиналей, простиралась от Адирондака в штате Нью-Йорк к востоку от синклиналиума Брод-Тон в южной Пенсильвании, вдоль границы между Западной Вирджинией и Вирджинией до окончания Солтвиллского надвига в южной Вирджинии [310, 316, 131], к югу скрываясь под этим надвигом. Простирание оседающих впадин изменилось в течение нижнего девона, так как ось наибольшего оседания проходила от северной части Нью-Джерси через центральную часть Пенсильвании [602] к Западной Вирджинии

[698]. В нескольких стратиграфических подразделениях породы переходят в прибрежные пески в юго-восточном направлении, к низменной суше. В среднем и верхнем девоне преемником их является флишевая экзогеосинклиналь, причем нижнемиссисипские молассы могут быть также экзогеосинклиналью; изолиты каждой из них имеют дугообразную форму, с наиболее грубым детритом в Пенсильвании и на севере Западной Вирджинии; таким образом, нагорья, определяемые как Аппалачия, повидимому, занимали область от Новой Англии до восточной части Пенсильвании.

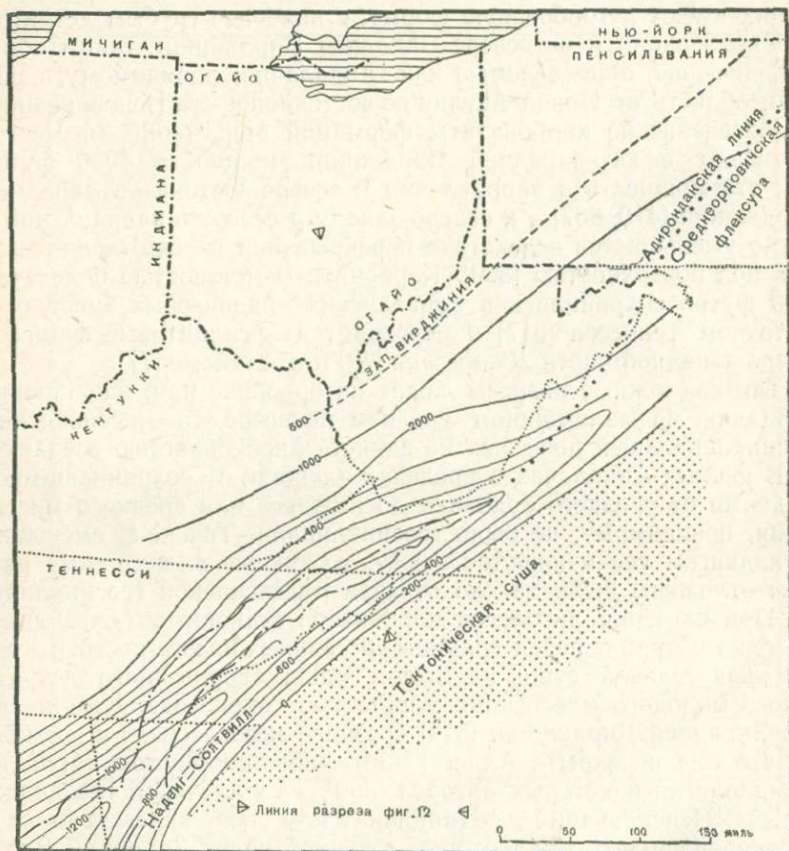
Миссисипские карбонатиты формаций Мерамечий и Честер достигают в юго-западной Вирджинии мощности 4000 футов [19]; эта мощность в направлении к северо-востоку в Западной Вирджинии [410, 667] и к северо-западу и северу в направлении к Огайо уменьшается вследствие перекрывания и схождения пластов под поверхностью [369]. Карбонатиты мощностью более чем 1000 футов сохранились в аппалачских надвиговых чешуях в восточном Теннесси [317] и переходят в аргиллитовые фации в северо-западной части Джорджии [79] и в Алабаме [77].

Так как южные разрезы лежат на ордовике или, на широких площадях, на маломощном среднем палеозое, то миссисипский геосинклинальный пояс был не единственной областью оседания.

В южных Аппалачах в пределах площади с сохранившимися осадками от среднего ордовика до нижнего или среднего миссисипия, повидимому, не было геосинклинали. Так как смещения по надвигам увеличиваются к югу, то южные аллохтонные разрезы отложены были далеко от края миссисипской геосинклинали. При изучении литологии карбонатов становится очевидным что близ сохранившейся границы рассеянных на юго-востоке осадков значительной суши не было. Толща терригенного детрита самого молодого миссисипия мощностью около одной мили на юге Западной Вирджинии [512] срезана несогласием, а возможно, что она перекрыта Аллеганским синклиниориемом, или, по терминологии некоторых авторов [369], «Аппалачской геосинклиналью». Пенсильваний на Цинциннатском своде залегает на слоях, эквивалентных тем, которые в южной части Западной Вирджинии лежат под пенсильвaniem на глубине более одной мили. Так как детритовые осадки становятся более грубыми вверх, то поднимающийся источник их сноса должен был находиться или в пределах более ранней миогеосинклинали или к востоку от Аппалачей в виде самого высокого поднятия, расположенного на широте Вирджинии.

Простирание миогеосинклинали нижнего пенсильвания (фиг. 29) довольно хорошо выражено: верхний пенсильваний и пермь сохранились только в бассейне Западной Вирджинии на Аппалачском плато, а нижний пенсильваний (формация Поттсвилл) обнажается по направлению к югу, к Алабаме, и к восто-

ку — к Антрацитовому бассейну в северо-восточной Пенсильвании; возможно, что нижний пенсильваний можно обнаружить также в тысячефутовой толще осадков в бассейне острова Род [190]. Нижний пенсильваний увеличивается в мощности от немногих сот футов в Огайо и в Пенсильвании до четверти мили к северу



Фиг. 29. Карта мощностей нижнего и среднего пенсильвания (Поттсвилл) в Вирджинской многоэосинклинали (область Аппалачей); период 30 млн. лет. (По Уоллесу [653, 655].)

и западу от линии, проходящей от Антрацитового бассейна до юго-восточного Кентукки через южную часть бассейна Брод-Топ и центральную часть Западной Вирджинии [655, 389, 310]; на юге же Западной Вирджинии и Алабамы мощность увеличивается до одной мили [512, 653, 654, 77, 495].

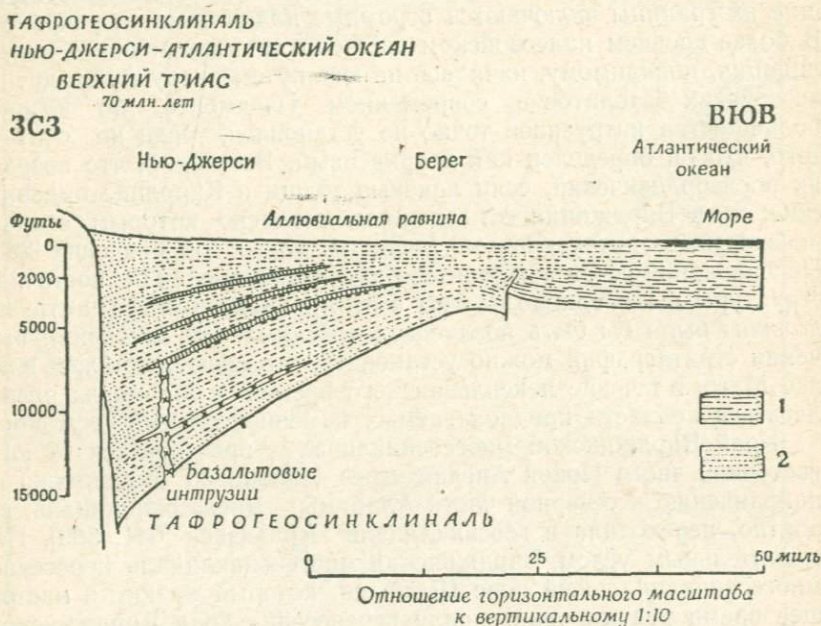
Эта геосинклиналь названа Вирджинской многоэосинклиной [310]. Убывание в мощности в северо-западном направлении от

южной части Западной Вирджинии до Огайо происходит от перекрытия, схождения и внутрисильванской эрозии [513, 594, 460]. Осадки сносились с суши, расположенной к юго-востоку [654], и, кроме того, до некоторой степени они происходили в результате эрозии внутри кратона [389]. Количество их было огромно; об этом говорят не только мощности, исчисляемые тысячами футов, но и то, что первоначальная площадь их распространения была значительно шире, чем в настоящее время, так как в существующие их границы включаются огромные надвиговые перекрытия. В более древнем палеозойском эвгеосинклинальном поясе консолидация, повидимому, началась на юге путем интрузии позднепалеозойских батолитов в современном Пьемонте, но возраст большинства интрузивов точно не установлен, если не считать того, что он определен как дотриасовый. Возможно, что возраст их послеордовичский, если лавовые толщи в Каролине ордовичские; но в Вирджинии есть данные, согласно которым возраст некоторых из интрузивов определяется как доордовичский [299]. Пенсильваний сечется западными надвигами, и если бы восточные структуры были бы одновозрастны с этими надвигами, то интрузии должны были бы быть позднепалеозойскими. На основании изучения стратиграфии можно установить, что суша поднялась в поясе Магог в течение пенсильванского времени и она могла располагаться в области предполагаемых каменноугольных плутонов.

Край Вирджинской миогосинклинали простирается от юго-восточной части Новой Англии через Западную Вирджинию по направлению к северной части Алабамы; миогосинклиналь, вероятно, переходила в геосинклиналь Арканзаса [641, 389]. Под значительным углом Вирджинская миогосинклиналь пересекает миогосинклинальный пояс Шамплен, который на юге в настоящее время редуцирован в силу перенесения края Вирджинского пояса на запад [310]. Складки и надвиги Аппалачей распространяются до края Пенсильванской миогосинклинали, но основные надвиги образовались внутри пояса Шамплен; такой надвиг, как Картерсвиллский в Джорджии, расположенный далеко на восток, пересекает миссисипий и, возможно, пенсильваний [79]. Насколько далеко таконские надвиги простираются в юго-западном направлении от Пенсильвании — неизвестно [588]. Аппалачские складки проникают на хедреократон на севере в виде дуги, подобной дуге ордовичских, силурийских и девонских экзогеосинклиналей.

Триасовые тафрогеосинклинали вдоль Атлантического побережья. Породы древнего мезозоя пояса Магог отлагались в наклонных глыбовых геосинклиналах, ограниченных с одной или с обеих сторон крутыми сбросами. Они определены как верхнетриасовые неморские, речные и эстуариевые, и мощность их достигает несколько миль. Процесс отложения шел одновременно с

образованием сбросов [399], хотя местами осадки перекрывают те сбросы, по которым движение закончилось во время отложения этих же пород [23]. Силлы и потоки базальтовой лавы излились из трещин, которые могли возникнуть вдоль активных сбросов. «Триасово-юрская» депрессия Коннектикута, одна из трех, на которые ссылался Дэна в своем первоначальном определении геосинклинали [143], является, таким образом, типичной тафрогеосинклиналью («рифтовая геосинклиналь») [314]. Ее характер и



Фиг. 30. Восстановленный разрез тафрогеосинклинали Нью-Джерси — Атлантический океан; верхний триас — период 70 млн. лет.

1 — терригенные осадки; 2 — неморские осадки, преимущественно красные с лавой.

история были описаны Бареллем [32]; основой ее является наклонная глыба, ограниченная главной сбросовой зоной на востоке и прерывистыми сбросами и флексурами на западе [670]. Верхнетриасовые тафрогеосинклинали простираются от Новой Шотландии [490, 356] до Каролины [92]. Наибольшая площадь сохранившихся отложений охватывает юго-восточную часть штата Нью-Йорк и штаты Нью-Джерси и Пенсильвания (фиг. 30) [391]; на северо-западной стороне этой площади развиты краевые конгломераты [589, 97]. Несколько поясов таких пород имеется в Вирджинии [521].

С тафрогеосинклиналиями нижнего мезозоя связаны заключительные вулканические проявления на Атлантическом побере-

режье; эти тафрогеосинклинали представляют собой последнее большое оседание в пределах восточного края современной суши, хотя образование сбросов и вулканические извержения происходили и в древнем кайнозое и имели значительную распространенность и величину внутри хедреократона по юго-восточному краю Канадского щита [309]. За развитием триасовых тафрогеосинклиналей следовала пенепленизация. Образование значительного наклона берега по направлению к морю в позднем мезозое и в кайнозое сопровождалось отложением осадков, которые окаймляли описанную ниже паралиагеосинклиналь под континентальным шельфом.

ЮЖНЫЙ ПЕРИФЕРИЧЕСКИЙ ПОЯС

Периферическая часть континента, т. е. область, расположенная южнее хедреократона, скрыта главным образом под мезозойскими и третичными осадками, отложение которых происходило после главной орогении верхнего палеозоя. Среди более древних палеозойских пород надвиговых покровов Уачита в Оклахоме и Арканзасе развиты мощные слои кремней, граптолитовых аргиллитов и граувакк, тогда как в области, расположенной севернее, преобладали карбонатные породы. В них значительных вулканогенных образований не обнаружено. Миогеосинклиналь, в которой аккумуляровались допенсильванские породы, повидимому, продолжается под Прибрежной равниной Техаса [553] по направлению к выходам Маратонского района западного Техаса [336], где преобладают кремни и кремнистые известняки. Полагают, что эти породы приближаются к породам пояса вулканизма и к породам суши, расположенной к югу. В юго-восточной Оклахоме конгломераты, залегающие среди верхнеордовичских аргиллитов (формация Полк-Крик), содержат гальку базальтов и гранитов, а в туфовых породах в аргиллитах силура (формация Миссури-Маунтин) присутствует много пирокластических обломков [276]. В обнажениях южной Оклахомы преобладают конгломераты с галькой и мелкими валунами пород кремнистых фаций и загрязненных песчаников [276]. Одновозрастные породы, развитые ближе к хедреократону, представлены преимущественно карбонатами с тонкими прослоями аргиллитов, содержащих граптолиты [336, 155, 156]. Таким образом, географические соотношения карбонатов, развитых на севере, с сменяющими их к югу аргиллитами и граувакками, содержащими конгломераты с вулканическими и плутоническими гальками, вполне аналогичны соотношениям, наблюдаемым в поясах Фрэнк и Миллард, когда вдоль их краев в ордовике поднялись участки тектонической суши.

В самом конце миссисипского [664] или в начале пенсильван-

ского времени участки суши на юге, как в районе Уачита [641, 642], так и в западном Техасе [336], стали источником сноса обильного обломочного материала. Самые древние осадки (формация Спрингер), образовавшиеся в результате размыва этих верхнепалеозойских нагорий в районе Уачита в Арканзасе [450], включают некоторое количество риолитовых туфов (формация Хеттон), развитых также и в Оклахоме, где их мощность составляет около 90 футов [276]. Крупные гранитные валуны встречаются и в западном Техасе [336, 337]. В южной Коауиле в Мексике выходит толща верхнепенсильванских и пермских отложений мощностью около двух миль, состоящих в большей своей части из лав и обломочных пород [343]. Вероятно, эвгеосинклинальный пояс проходил южнее районов Уачита и Маратон, под Прибрежной равниной Техаса и затем еще южнее, через Коауилу. На основании современных стратиграфических данных нельзя установить его южное продолжение, так как там, где в штате Чиapas в южной Мексике обнажаются палеозойские породы, они в основном представлены карбонатитами, мощность которых достигает нескольких тысяч футов [618].

В южных Аппалачах нижний ордовик сложен преимущественно карбонатными породами, и пояс аргиллитовых фаций от Уачиты должен был отклониться к юго-востоку и затем к северо-востоку вдоль берега Атлантического океана. Однако в пенсильвании миогеосинклиналь с аргиллитами и граувакками приняла другое направление и протянулась через южную часть хедреократона, и нижнепалеозойские карбонатные породы пояса Шамплен переходят здесь в Вирджинский пояс южных Аппалачей [310].

МЕКСИКАНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Юрские и меловые отложения мексиканской геосинклинали [284, 322] перекрывают гранодиориты, которые внедрились в деформированные пермские эвгеосинклинальные породы [324]; однако направление и общий характер мексиканской геосинклинали, повидимому, не зависят от палеозойских геосинклинальных поясов. Самые древние мезозойские отложения в наиболее древнем вулканическом поясе представлены толщей лав среднего состава мощностью в несколько сот футов [321], но вышележащие юрские породы мощностью в полмили и более и меловые с мощностью, доходящей до 5 миль, состоят из небольшого количества местных вулканических пород, включающих некоторое количество туфогенных осадков, а в одном из районов самой юго-западной части Нью-Мексико — толщу базальтовых потоков [381] мощностью около одной мили.

Юрские и нижние меловые отложения, мощность которых превышает две мили, состоят преимущественно из карбонатных

пород с базальными и краевыми ортокварцитами, которые отложились в погружающейся к юго-востоку геосинклинали, протягивающейся от южной части Нью-Мексико, через среднюю часть северной Мексики. Эта геосинклиналь отделена от геосинклинального пояса платформой Коауила (320), полуостровом, существовавшим в нижнем мелу [322, 287], в базальных перекрывающих формациях которого имелись соленосные породы. В этом наиболее раннем периоде своей истории мексиканская геосинклиналь имела характер автогеосинклинали; она лежала на севере и западе в пределах хедреократона, а на юго-востоке — на палеозойском консолидированном ортогеосинклинальном поясе побережья Мексиканского залива. С поднятием нагорий западнее хедреократона в верхнем мелу геосинклиналь расширилась на 2—3 мили к западу за счет отложения на ее краях грубокластических осадков и фактически стала продолжением флишевой экзогеосинклинали, расположенной на севере, внутри западного края хедреократона [487]. В северо-восточной части Соноры и юго-восточной части Аризоны [597] отложения грубообломочного континентального верхнего мела лежат несогласно на отложениях нижнего мела и содержат обломочный материал, снесенный с суши, которая поднялась на границе хедреократона. Таким образом, Мексиканская геосинклиналь представляет собой сложное образование, будучи в ранний период своей истории автогеосинклиналью, а позже экзогеосинклиналью.

ОРДОВИЧСКИЕ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ В БРИТАНИИ И СКАНДИНАВИИ

Стратиграфия ордовика Британских островов и западной Скандинавии столь сходна со стратиграфией ордовика периферических поясов Северной Америки, что и интерпретация ее, основанная на многолетних детальном исследованиях ряда геологов, должна быть в общем аналогичной. Данные по региональной геологии этих областей сведены Бейли и Хольтедалем [22]. Геологическое строение главных районов Великобритании охарактеризовано в основных работах по Южной Шотландии [492], Северной Англии [185], Северному Уэльсу [565], Южному Уэльсу [493] и пограничной области Уэльса [488]. Стратиграфия ордовика сведена Джонсом [302], Уатсом [660] и Грэбо [223], а история страны в ордовичское время рассмотрена Фирнсайдесом [199], Уилсом [691], Джонсом [303]. Ордовичские отложения установлены также в Корнуолле [260] и в некоторых районах Ирландии [120].

Различного рода вулканические породы имеют в различных частях ордовика очень большую мощность и неодинаковое распространение. В некоторых районах лавы встречены почти по всей мощности разреза, в других же, находящихся непода-

леку, они вообще отсутствуют. Так, в северной части центрального Уэльса лавы, меняющиеся по своему составу от основных до кислых, в разрезе близ Робелл-Фоур слагают значительную часть его мощности, равной примерно двум милям [130, 666]; в нескольких милях северо-восточнее лавы встречаются довольно редко [198], а еще дальше вулканические породы представлены только туфами [189, 692]. В верхнем ордовике области Сноудон в северном Уэльсе были частично оконтурены дугообразные границы некоторых структурных единиц, состоящих в основном из кислых лав и туфов мощностью в несколько тысяч футов [685, 682, 686]. В некоторых районах широкое развитие лав наблюдается только в определенной части разреза. В юго-западном Уэльсе ордовичские вулканические породы, представленные основными и кислыми лавами мощностью в несколько тысяч футов, присутствуют только в нижней части системы [615, 616]. В южной Шотландии преобладают нижеордовичские основные лавы [481]; в северо-западной Англии наиболее обычны андезитовые и риолитовые лавы и аггломераты формации Борроудейл [245, 246, 451, 452, 453]. Верхи ордовика (ашгий) практически не содержат вулканического материала. Состав и порядок извержений варьирует в широких пределах. В Южной Шотландии [481], а также в северном Уэльсе [666, 130] и в западной Ирландии [214] подушечные лавы встречаются совместно с радиолариевыми кремнями. Спилиты и кератофиры, измененные лавы базальтового и среднего состава, были описаны во многих районах; при этом преобладают потоки андезитов и риолитов и аггломераты, реже встречаются базальты. Хотя некоторые исследователи и высказывают предположение о постепенной смене базальтовых лав кислыми, однако в действительности наблюдается чередование лав различного состава. В северном Уэльсе основные спилиты находятся стратиграфически между риолитами Сноудона [685], а близ Кермартена [93] серия риолитов залегает среди авгитовых андезитов [453]. В северной Англии андезитовые и риолитовые излияния чередуются с вулканическими породами формации Борроудейл. Вулканические породы Британских островов сильно меняются как по своему составу, так и по площадному и стратиграфическому распространению.

В кембрии лавы фактически отсутствуют; в силуре лавы [461] и вулканические пеплы [378] встречаются только как исключение. Однако в докембрии весьма развиты вулканические породы, включающие подушечные лавы в таких районах, как Энглези, Северный Уэльс [225, 226], юго-восточный Уэльс [616, 617] и пограничные графства Англии [90, 52, 63, 109]. На пространстве от юго-восточной Шотландии [28] до юго-западной границы Англии [204] вместе с эффузивными вулканическими породами встречены серпентиниты и ультраосновные породы.

Среди осадочных пород преобладают аргиллиты и граувакки. Они изменяются по простиранию [345], и на картах с изолитами, составленных Джонсом [303], видно возрастание грубости осадков в северо-западном направлении в Англии и Уэльсе. Кремнистые породы встречаются редко, однако в южной Шотландии [378, 380], Уэльсе и западной Ирландии [214] они местами ассоциируются с шаровыми лавами. Конгломераты мощностью в несколько сот футов с валунами в поперечнике более одного фута, состоящими из плутонических, осадочных и вулканических пород, присутствуют в среднем ордовике и в нижних частях верхнего силура южной Шотландии [481, 634], а также в базальных горизонтах силура западной Ирландии [212, 214]. В южной Шотландии весьма значительное изменение литологии пород по простиранию иллюстрируется стратиграфическим соответствием толщи грубообломочных осадков мощностью в несколько тысяч футов с граптолитовыми аргиллитами мощностью в сотню футов [382]. Конгломераты отмечаются также и там, где нижний и средний ордовик перекрывают непосредственно докембрий, что наблюдается на полуостровах Энглези [225] и Ллейн, в северном Уэльсе [425, 426] и в Шропшире. Известняки слагают только незначительную часть объема осадочных пород, однако в среднем ордовике южной Шотландии [379, 481] и верхнем ордовике северной Англии [422, 506, 559] и Ирландии [515, 507, 210] они местами достигают мощности нескольких сот футов. В северном Уэльсе кембрийские и докембрийские отложения срезаются нижним ордовиком по региональному несогласию [425, 426, 198, 666, 225]; самые молодые слои (Тремадок), лежащие ниже несогласия, в Британии относятся к кембрию, а в Скандинавии — к ордовику. Несогласия имеются также и внутри системы, что выражается, например, в виде перекрытия нижнеордовичских вулканических пород южной Шотландии [9] и северо-западной Англии [452] средним ордовиком с местными угловыми несогласиями [564].

Иногда перекрытие идет по денудационной поверхности вулканических толщ [666]. В некоторых районах, например в Шропшире [109], силур залегает с региональным несогласием на ордовике и даже на кембрии [568]. Полагают, что интрузии, по всей видимости нижнеордовичские, в северной Ирландии последовательно перекрываются верхнеордовичскими отложениями [245].

Ордовик Великобритании рассматривают как выполнение в геосинклинали, протягивавшейся в юго-восточном направлении и имевшей краевую сушу или острова в Энглези и Шропшире [199, 691, 303]. Распространение и глубины морей этого пояса в ордовике претерпевали большие изменения. Сокращенный разрез граптолитовых сланцев, хорошо слоистых граувакк и спилитовых лав, ассоциирующихся с шаровыми лавами, свойственен глубоко-водным областям [20]. Иногда в морях появлялись вулканические

острова [199], а несогласия показывают, что в это время возникали суши тектонического происхождения. Дифференциальные изгибания проявляются также в меняющихся мощностях и глубинах отложения осадочных и вулканогенных образований, на что указывает структура пород и содержащаяся в них ископаемая фауна. Севернее, в Шотландии, поднимались острова, при размыве которых образовались конгломераты с валунами плутонических пород, которые встречаются в вышележащем силуре. Вся область, однако, не представляла собой единую геосинклиналь, так как нижнеордовичская тектоническая приподнятая суша в Энглезии отделяет геосинклиналь Уэльса от северо-западной геосинклинали, стратиграфический разрез которой в Ирландии характеризуется развитием вулканогенных пород [211, 213].

Силур представлен толщами обломочных осадков мощностью в две мили, более грубых вверху в геосинклинали Уэльса и переходящих к юго-востоку в более тонкозернистые, известковистые морские отложения [302, 303]. Являются ли ордовичские отложения, лежащие под покровом верхнесилурийских карбонатных осадков юго-восточной Англии, миогеосинклинальными, или они лежат в области форланда Фенно-скандинавского кратона — еще не ясно, так как в этом районе пробурено не много скважин. Кембрийские отложения установлены под каменноугольными отложениями восточнее Лондона [150] и севернее Линкольншира [205], а докембрийские — также севернее Линкольншира и в Норфольке [326]. Докарбоновая палеогеография еще недостаточно изучена, чтобы можно было судить о том, хорошо ли представлен ордовик и в какой степени он смыт в результате последующих тектонических движений.

Взаимоотношения ортогеосинклинальных поясов каледонского направления с Фенно-скандинавским хедреократоном вскрываются в Норвегии и в северной Швеции. Северо-западные поясы характеризуются большими мощностями осадков, переслаивающихся с вулканическими породами. Так, в районе Трондъема в Норвегии [645] ордовичская толща мощностью четыре мили в своей нижней трети сложена преимущественно базальтовыми шаровыми лавами с ассоциирующимися с ними кремнистыми породами, которые лежат под полевошпатовыми обломочными осадками, переслаивающимися с андезитовыми и риолитовыми лавами и грубообломочными породами. Прослой конгломератов среди преобладающей массы обломков осадочных пород содержат также гальку плутонических пород, принесенных с тектонически приподнятой суши, находившейся на юго-востоке. По характеру конгломератов разрез весьма сходен с разрезом южной Шотландии, а по более кислым вулканическим породам верхних слоев — с разрезом северного Уэльса.

Эвгеосинклинальные породы и протерозойские граниты и кри-

сталлические сланцы подстилающих покровов образуют аллохтон, который уходит в Швецию [17]. По направлению к форланду в этой серии надвиговых покровов и шарьяжей появляются спарагмитовые кварциты и аркозовые породы, более древние, нежели палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения и невулканические кембрийские и ордовичские аргиллиты и аргиллитовые карбонатиты более низких (в тектоническом отношении) слоев. Они надвинуты на ордовичские карбонатные породы, которые несогласно залегают на докембрийских гнейсах и плутонических породах хедреократона [622]. Такие же надвиги отделяют фации пород ордовичской миогеосинклинали в районе Осло [584]. Таким образом, на северо-западе эвгеосинклиналь была отделена от миогеосинклинали (сложенной спарагмитовой свитой, кембрием и нижним ордовиком) островами, возникшими в ордовике и сложенными докембрием; по направлению к юго-востоку эти отложения последовательно перекрываются конгломератами и карбонатитами среднего ордовика, который местами на тектоническом форланде ложится прямо на докембрий. Далее на юго-восток прослеживается тонкий, но довольно постоянный покров кембрийских и ордовичских отложений, покоящихся на относительно стабильном хедреократоне.

Стратиграфические взаимоотношения здесь такие же, как и в Нью-Гемпшире, где ордовичские отложения мощностью в несколько миль в нижней части содержат слои базальтовых лав, а в верхней — риолитовые туфы и аггломераты; то же наблюдается и в западном Вермонте, где развита мощная утоняющаяся к западу толща нижнекембрийских обломочных пород с ортокварцитами в основании, на которой вдоль берега озера Шамплен залегают кембрийские и ордовичские карбонатиты и аргиллиты; средний ордовик перекрывает кембрий вдоль адирондакской линии южнее Адирондака, а около Квебека лежит на протерозое (фиг. 15) [306, 309, 311]. Крупные надвиги переместили аргиллитовые фации вдоль восточного края миогеосинклинального пояса (Таконский аллахтон) поверх ортокварцито-карбонатитовых фаций пояса Шамплен; но в отличие от Скандинавии здесь нет прямых доказательств того, что в среднем ордовике докембрийские породы выходили в виде островов (формация Вермонтия), и, кроме того, конгломератовые осадки с галькой плутонических пород не обнаружены в эвгеосинклинальной серии Нью-Гемпшира.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Эвгеосинклинальные поясы иногда характеризуются мощными разрезами вулканических пород, между тем как в миогеосинклинальных поясах ничего подобного не наблюдается. Если все поро-

ды обоих поясов от архея и до начала орогении, которая консолидировала эвгеосинклинальный пояс, рассматривать как отдельную геологическую единицу, то их основание должно представлять собой ортогеосинклиналь, покоробленную небольшими тектоническими движениями, происшедшими во время ее жизни, так как оба пояса очень сильно опустились, не будучи при этом отделенными друг от друга непрерывным барьером древнейших пород. Эта крупная геосинклинальная единица включает в себя много геосинклиналей, существовавших в течение более коротких интервалов геологического времени; некоторые из них сохраняли, однако, гомогенность относительно долго. В одних случаях отложения эвгеосинклинальных поясов продолжались в пределах единой геосинклинали в виде миогеосинклинальных поясов; в других — они были впоследствии тем или иным способом отделены друг от друга. К сожалению, зона контакта почти во всех случаях очень сильно нарушена разломами, обычно надвигового типа, которые надвинули в виде аллохтона фации внешней эвгеосинклинальной зоны на внутренний миогеосинклинальный автохтон [313].

Геосинклинали или геосинклинальные отложения в поясах обоих типов не всегда резко отделяются друг от друга вдоль пограничной зоны; однако в типичном развитии они резко различны. Мощность заключающихся в них вулканических пород может изменяться от весьма значительной во внешних разрезах до нуля во внутренних. Следует обозначать разделение отложений поясов обоих типов тектоническими линиями там, где породы одного крайнего типа аллохтонно залегают на породах другого; на современных геологических картах разделение поясов произвольно. Таким образом, автор включил аргиллитовый нижний ордовик Таконских гор и южной части реки Святого Лаврентия в Квебеке в эвгеосинклинальный пояс Магог [315, 310], несмотря на то, что в этих областях ордовичские отложения лишены вулканических пород. Преобладающие фации здесь сходны с аргиллитами, залегающими ниже по реке Святого Лаврентия, в которые они и переходят. Эти породы содержат лавовые потоки, количество которых увеличивается к югу по направлению к полуострову Гаспе. Аргиллитовые фации перекрывают автохтон пояса Шамплен [21]. Сохранившиеся фации, совершенно иные по своему характеру, в разрезах большой мощности указывают на сохранение стойких различий в условиях долговременной седиментации. В некоторых случаях, когда имеется физический барьер в виде ступенчатого подводного склона или полосы мели и островов вдоль поднимающейся или оседающей тектонической оси, течения способствуют накоплению аргиллитов лишь на одной из сторон этого барьера. Частое нахождение брекчий и конгломератов с «экзотическими глыбами» близ границы распространения фаций различных поясов и около более поздних крупных надвигов интерпретируется

как следствие резкого опускания на крутых подводных склонах или значительного поднятия по нарушениям [396, 21, 548, 357, 459, 336, 244]. Два пояса фаций не были разделены непрерывным барьером суши, так как граптолитовая фауна, преобладающая в нижнеордовических аргиллитах вокруг всего континента, встречена также и в отдельных языках карбонатитовых разрезов.

В некоторых случаях породы вулканических поясов непосредственно переходят в невулканические отложения той же самой геосинклинали, которая в этом случае на внешней своей границе — как миогеосинклираль. В других местах более глубоко опущенный прогиб в основании эвгеосинклинальных осадков граничит с менее погруженными структурными террасами миогеосинклинальных поясов (фиг. 15). Иногда наблюдаются разделяющие тектонические швы, по одну сторону которых образуются менее погруженные полосы, контролирующие течения на поверхностях осадконакопления, а по другую — поднимающиеся полосы в виде нагорий, дающих обломочный материал, который заполняет миогеосинклинали. Вулканизм достигает внутренней стороны некоторых из этих поднятий; эвгеосинклинальные разрезы их вдоль края полос указывают, что это — по-иному образованные миогеосинклинали. Иногда миогеосинклинали приобретают форму удлиненного прогиба в результате вертикальных движений, поднимающих внешние края, за которыми следует кратковременное отложение осадков. Характер взаимоотношений сильно меняется и вдоль контакта двух разных поясов, ибо в течение длительной истории последних образуются весьма разнообразные соотношения. Эвгеосинклинали и миогеосинклинали являются не парными прогибами, протягивающимися непрерывно вдоль краев континента, а линейными и дугообразными областями оседания, приуроченными к этим краям, с мощными толщами вулканических пород, ограниченных внешними их частями.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРАТИГРАФИИ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

ВВЕДЕНИЕ

Изложенная выше стратиграфическая сводка показывает, что тихоокеанский край весьма сходен с атлантическим краем в отношении обилия содержащихся в толщах вулканических пород, в противоположность существенно невулканическим поясам, обращенным к внутренней части континента. Такие разрезы с вулканическим материалом являются, по нашему определению, эвгеосинклинальными, отличительной чертой которых служит их резкое географическое ограничение. Палеогеографическая интерпретация основывается на вулканических и осадочных породах, сохранившихся в этих поясах, на соображениях об их вероятном происхождении и на дополнительных данных о несогласиях. Вулканические и тектонические острова, которые окаймляют и отделяют глубоко погружающиеся геосинклинали, в течение долгого времени не сохраняются; хотя местоположение и площадь распространения некоторых островов и можно наметить, все же мы располагаем настолько скудными сведениями, что лишены возможности точно установить их положение на больших площадях и на значительных временных интервалах. Такие же геологические соотношения описаны в других районах; особенно близкие соотношения отмечаются в Каледонской геосинклинали Британии и Скандинавии. Особенности географического положения и геологического строения этих геосинклиналей имеют много общего с дугами вулканических и тектонических островов современной Индонезии и Вест-Индии.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Вулканические породы (фиг. 19) отличаются значительным разнообразием. Местные разрезы мощностью в несколько тысяч футов состоят каждый преимущественно из лавовых излияний, аггломератов и туфов и из пород базальтового, андезитового и риолитового составов. Некоторые разрезы имеют довольно постоянный состав слагающих их пород, другие — характеризуются переслаиванием пород различных типов. В некоторых из них присутствуют подушечные лавы, в других — потоки и обломочные породы, которые, повидимому, образовались в субэаральных усло-

виях. В ряде районов описываются спилиты, офиолиты, кератофиры и мелафиры и предполагается, что они излились на некоторой глубине под уровнем воды. Следует отметить, что в то время, как во многих работах содержатся исчерпывающие петрографические описания пород, в ряде других имеются лишь полевые их определения. Во многих областях изменения, которые претерпели породы, ограничивают возможность точного определения их первоначальной природы. Весьма часто встречаются такие неопределенные термины, как «зеленокаменные породы», «потоки основных лав» или «потоки темных лав». Полевые определения при лабораторных детальных исследованиях часто оказываются ошибочными: так, андезиты порой превращаются в оливиновые базальты [413].

Литературные данные весьма не полны, и поэтому нельзя еще точно установить средний состав и относительные количества тех или иных вулканических пород. Определения мощностей и площадного распространения [216] даются настолько редко, что не представляется возможным подсчитать объемы и количество пород и сравнить их с количеством осадочных пород, сопровождающих эффузивы. Многие исследователи указывают на обилие вулканических пород, залегающих вокруг какого-либо местного центра, и на их исчезновение в разрезах, расположенных недалеко друг от друга. В других работах о вулканических породах отмечается, что породы эти, преобладая в некоторые периоды времени на широких площадях, видимо, отсутствовали в другие периоды [133]. Очевидно, для точного установления количественных соотношений между различными типами вулканических пород краевых поясов и определения закономерных изменений их во времени и пространстве необходимо располагать более подробными данными. Учитывая все эти замечания, можно все же отметить, что лавы основного и среднего составов превалируют над кислыми, хотя в местных разрезах может получить преобладание любой из трех типов. Изучение многих разрезов показало, что базальты и андезиты встречаются в них примерно в равном количестве, однако андезиты обладают несколько большей мощностью. Риолиты встречаются часто, но только в немногих случаях они составляют главную часть мощных толщ. Основанием для этих утверждений служат иллюстрируемые карты.

Нужно подчеркнуть, что вулканические породы, будь то лавы или обломочные образования, составляют часть геосинклинального наполнения. Когда процесс накопления протекал быстрее, чем одновременный процесс оседания, происходило образование островов. Последние разделялись подводными глубокими прогибами и впадинами, при этом геосинклиналь оседала вся целиком, захватывая как эти острова, так и области морской аккумуляции.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы континентальных краев разнообразны, но их соотношения по характеру своему отличаются от соотношений этих комплексов в эвгеосинклинальных поясах. Правда, нередко обобщения вводят в заблуждение, так как породы, которые, как правило, встречаются сравнительно нечасто, могут оказаться преобладающими в некоторых системах или районах. Вулканические породы, туфы и туфогенные граувакки тоже, конечно, встречаются нередко. Аргиллиты и песчанистые аргиллиты или граувакки имеют наибольшее распространение; тонкозернистые вулканические обломочные породы составляют часть, которую не удалось определить точно. Среди менее часто встречающихся карбонатитов преобладают кальцитовые известняки или кальцититы; доломиты сравнительно редки. В некоторых разрезах обычны кремни и кремнистые аргиллиты. Кварцевые арениты и ортокварциты необычны и слагают очень маломощные разрезы. Аркозы встречаются нечасто. Конгломераты обычны, но небольших мощностей. Они дают ценные сведения об источниках обломочного материала.

Осадочные пласты являются продуктами различных источников, агентов переноса и сортировки, а также обстановки их отложения. Они свидетельствуют не только об условиях, времени и месте их отложения, но и о предшествующей обстановке в других областях. Мощност морских осадков зависит от оседания данной области. Осадки могут образоваться преимущественно в результате непосредственно действующей обстановки местного происхождения или могут оказаться привнесенными со стороны после длительного развития в совершенно иных местах. Таким образом, необходимо различать литологию поверхностного осадконакопления, общий характер пород в геосинклинали и размер оседания в течение определенного времени, хотя между всеми этими тремя элементами существует определенная зависимость. Геосинклинали можно классифицировать по различным соотношениям тех или иных типов осадков, однако изменяющиеся с течением времени условия приводят к тому, что большая часть типов осадков в той или иной степени присутствует в геосинклиналих всех видов [149]. Имеется несколько современных работ, в которых описываются виды и условия отложения осадочных пород [148, 360, 364, 630]. Несомненно, что в некоторых классах геосинклиналей преобладают и особые типы осадков, и тогда эти осадки определяют тип геосинклинальной единицы. Следовательно, эвгеосинклинали, заключающие мощные толщи вулканических пород, должны содержать и сравнительно большое количество вулканических осадочных образований.

Вообще эвгеосинклинали являются областями наибольшего относительного опускания, а также и поднятия, поэтому в течение

того времени, когда погружение превышает отложение обломочного материала, поверхность осадконакопления в эвгеосинклиналях может достигать значительно больших глубин, чем это обычно бывает в других областях. Плохо отсортированные осадки, достигая места своего отложения, остаются неизменными, а наиболее тонкообломочный материал аккумулируется в более глубоких участках. В результате граувакк и аргиллитов здесь значительно больше, чем в областях, где поверхность отложения осадков погружалась настолько медленно, что интенсивное перемешивание разделило и переместило более тонкозернистый материал. Огромная мощность плохо отсортированного обломочного материала заставляет предположить существование как оседающей геосинклинали, так и соответственно быстро эродируемой суши. Конгломераты и более грубозернистые осадки аккумулировались вдоль краев суши.

Аркозы встречаются довольно редко [364], так как кислые плутонические породы не обнажаются на широких площадях эродирующей суши; валуны плутонических пород указывают, что ограниченные площади развития этих пород все же существовали, хотя некоторые валуны могли быть принесены и вследствие взрывов при вулканических извержениях. Большая часть островов состоит из пород, ранее отжившихся и впоследствии тектонически приподнятых. Аркозы становятся преобладающими в некоторых эпигеосинклиналях. Они были образованы после того, как глубинные интрузии внедрились по швам эвгеосинклинальных поясов и затем были обнажены. Когда суша была отдалена, в более глубоких участках эвгеосинклинальных поясов отлагались аргиллиты или карбонатные осадки, которые достигали иногда очень большой мощности.

Некоторые общие различия между породами эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей отражают промежуточное положение последних между эвгеосинклинальными поясами и хедреократоном. Если на миогеосинклиналь не оказывали влияния краевые нагорья, они получали хорошо отсортированный обломочный материал из сравнительно устойчивой области хедреократона. Кварциты нормально развивались на постепенно опускающейся суше; иногда обломочный материал сортировался в медленно погружавшихся «шельфовых» или «платформенных» морях [148]; в случае переноса обломочного материала за пределы хедреократона кварциты могли образовывать толщи значительной мощности вдоль краев быстро погружающихся миогеосинклиналей. Когда области миогеосинклиналей находились далеко от берегов хедреократона, породы становились более тонкозернистыми, превращаясь в богатый глиной детрит; если же этот процесс превращения был затруднен вследствие сильного развития органической жизни, то образовывались осадки карбонатного состава.

Оседание миогеосинклиналей временами происходило довольно постепенно и однообразно, причем появляются широкие области мелководья; возможно, что ограниченная циркуляция вод способствовала образованию доломитовых пород, которые в миогеосинклиналиях более обычны, чем в эвгеосинклиналиях. Таким образом, в миогеосинклиналиях образуется большое количество кварцитов и доломитов, когда на поверхность осадконакопления не оказывают влияние более периферические области суши.

СУША

Большой объем терригенных пород эвгеосинклиналильных поясов обусловлен существованием суши — источника материала, — сложенной вулканическими или осадочными породами и приподнятой в результате изгибания, складкообразования и дизъюнктивных нарушений. В этих поясах преобладают местные породы. Лавы и грубообломочные вулканические продукты остаются на месте их первоначального залегания или поблизости от него; туфы могут переноситься дальше. В областях, оседающих длительное время, когда накопление вулканического материала идет быстрее, чем погружение, образуются вулканические острова. Какая-то часть граувакк и аргиллитов представляет собой вулканический обломочный материал и осаждается в результате выветривания вулканических пород, образовавшихся над уровнем моря внутри поясов. Если кремнекислота имеет вулканическое происхождение, то с вулканизмом связываются и кремнистые породы [65]. Карбонаты могут быть принесены растворами из отдаленных участков. Некоторая часть аргиллитов и кремнистых образований может быть представлена тонкозернистым обломочным материалом или коллоидами и приноситься издалека, даже с суши, находящейся вне пределов пояса. Все эти породы могли образовываться без тектонического поднятия, и большинство из них произошло в результате размыва вулканических островов.

Кластические осадки, состоящие из обломков морских осадочных, метаморфических или плутонических пород, свидетельствуют вообще о существовании тектонических островов, с которых может также сноситься и некоторое количество вулканического грубообломочного материала. Присутствие конгломератов весьма показательно. Возможно, что часть породообразующего материала была принесена благодаря вулканическим взрывам на вулканических островах; вулканические породы могут содержать обломки плутонических и метаморфических пород [141, 368, 271], осадочных или тех и других [325, 476], которые были оторваны с краев вулканических жерл. Преобладающие кое-где неморские осадки требуют для объяснения своего образования существования здесь участка суши. Несогласия, широко распространенные в пределах

поясов, являются более надежными доказательствами существования суши тектонического происхождения. Местами трансгрессивно залегающие слои срезают интрузии, залегающие среди осадочных и эффузивных пород. В результате дизъюнктивных нарушений поднимаются острова, сложенные прежде отложившимися осадочными и вулканическими образованиями. Несогласия имеют самые различные стратиграфические уровни, так как поясы с перерывами сминались в складки и в течение своей длительной истории подвергались изгибанию. Обломочные осадки периферического происхождения в миогеосинклинальных поясах обусловлены существованием островов уже в эвгеосинклинальных поясах и дают некоторое представление об их размерах. Несогласия редко измеряются промежутком, превышающим несколько систем; нарушения приподняли породы, которые были ранее опущены на большие глубины. Господствовало оседание; обломочный материал суши тектонического происхождения образовался из пород, которые ранее залежали в геосинклиналях внутри пояса.

Оседающие поясы являлись участками развития вулканических островов, которые росли, когда лавы и пирокластический материал аккумулировались быстрее, чем происходило оседание морского дна. При этом также происходило поднятие тектонических островов, сопровождаемое интрузиями по разломам в ранее опущенных областях, причем поднятие не превышало предшествовавшего оседания; детрит этих островов состоял существенно из местных пород эвгеосинклиналей. Форма и положение суши в последовательные периоды времени редко определяемы для сколько-нибудь широких областей. Выходы пород любого возраста и распространение несогласий ограничены, и о местоположении источников детрита сведений имеется мало. Более полные данные об ориентировке первичных структур позволяют понять местную обстановку. Имеющиеся сведения о краевых частях миогеосинклинальных поясов не дают возможности восстановить характер прилегающих берегов. Большие возможности дает интерпретация местных данных в свете обобщений, основанных на сопоставлении областей суши со смежными районами, близкими по геологическому строению.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСЫ И СОВРЕМЕННЫЕ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Введение. На основании изучения стратиграфии можно видеть, что дугообразные поясы эвгеосинклиналей — вулканические и тектонические острова — в палеозое располагались вдоль краев существовавшего континента (фиг. 1, 19). Представляется вероятным, что эти поясы были сходны с современными остров-

ными дугами и ассоциирующимися с ними прогибами и впадинами на некоторых стадиях их истории, а современные дуги располагаются вдоль длительно существовавших эвгеосинклинальных поясов. В палеогеографическом аспекте островные дуги следует рассматривать как структуры, которые непрерывно протягивались через области, где вдоль поясов с более поздними эвгеосинклиналями и вновь образованными дугами выходят только более молодые породы. Подразделения эвгеосинклинальных поясов в ограниченной части их распространения и истории, вероятно, сходны с подразделениями современных дуг. В системах, в которых выходы пород ограничены или далеко отстоят друг от друга, идентификация нормальных ассоциаций горных пород, характерных для полос современных дуг, позволяет лучше интерпретировать палеогеографические особенности соседних полос. В пределах эвгеосинклинальных поясов существуют такие породы, стратиграфию которых нельзя изучить, так как породы эти находятся ниже современных подводных прогибов. История эвгеосинклинальных поясов превосходит современную стадию новейших дуг, и так как части американских эвгеосинклинальных поясов законсолидировались, они указывают на окончание вулканической истории и на начало нового цикла.

Характер современных островных дуг. Данные по истории Индонезийских дуг были сведены Умбгровом [636, 637, 638] и Шапли [551] и сопоставлены с материалами по Вест-Индии Хессом [253]. Наибольшее поднятие в Индонезии физиографически соответствует выпуклым к югу дугам вулканов, как это имеет место в южной Суматре, Яве и островах, находящихся восточнее геоантиклинальной полосы. На выпуклой южной, или внешней, стороне сравнительно узкий океанический прогиб лежит внутри внешнего подводного кряжа и сопровождается островами без вулканов с океаническими глубинами за ними. Внутри вулканических дуг находится пояс низин и впадин, прилегающий к сравнительно стабильной суше Индо-Китая, Малайи, северной Суматры и западного Борнео. Наиболее резко выраженной географической особенностью дуг является контраст между узким поясом больших отрицательных изостатических аномалий внешних дуг, что было установлено Венинг-Мейнесом, и положительными аномалиями внутренних дуг, а также увеличивающейся глубиной фокуса землетрясений в направлении к внутренней, вогнутой стороне пояса.

Стратиграфической особенностью является накопление толщи мощностью в несколько миль третичных отложений в геосинклиналях типа идиогеосинклиналей [635] с осями, расположенными внутри вулканических дуг. Батолиты кислых пород залегают в

обеих дугах, в особенности во внутренней, увенчанной вулканами, а ультраосновные интрузии преобладают во внешних дугах и за их пределами. Внешние дуги сложены сравнительно более древними отложениями глубоководного происхождения, выходящими на ограниченных площадях, а палеозойские осадки со связанными с ними вулканическими породами отмечены во внутренней дуге на Суматре и даже в Малайе [637]. Сильная складчатость концентрируется во внешних дугах, хотя в то же время умеренная складчатость прослеживается и в идиогеосинклиналиях.

Одиночные дуги, как, например, южная Японская, Курильская или внешняя Алеутская [631, 256], характеризуются островами в самих вулканических дугах и поясом отрицательных аномалий силы тяжести, совпадающим с краевыми глубинами на выпуклой стороне.

Южнее Японии имеются две главные линии дуг, причем сопровождающие их ультраосновные породы внутренней дуги древнее, чем внешней. Распространение вулканов, ультраосновных интрузий и отрицательных аномалий силы тяжести в Вест-Индии такое же, как и в Индонезии [253]. Общее объяснение заключается в том, что внешняя островная дуга расположена над глубоко прогнутой полосой, или *тектогеном* [365]; поскольку выше этого тектогена осадки большой мощности имеются только в том случае, если эрозия прилегающей суши способствует образованию значительных толщ в течение всего времени погружения поверхности глубинной складчатости, краевые глубины занимают сходное положение, располагаясь там, где осадочный покров тонок или почти отсутствует. Геосинклиналь с толщей осадков над тектогеном была названа *геотектоклиналью* [253]. Термин «тектоген» применяется при теоретическом объяснении геофизических явлений. Эта теория, однако, была подвергнута критике [231].

Взаимоотношения островных дуг с американскими эвгеосинклиналиями. Полагают, что современные островные дуги находятся в пределах более древних эвгеосинклиналийных поясов и что эти древние эвгеосинклиналийные поясы переходят в современные островные дуги; сходство между ними устанавливается многими геологами. Единственной частью Северной Америки, где палеозойский эвгеосинклиналийный пояс непосредственно переходит в современную островную дугу, является юго-западная Аляска. Алеутские острова характеризуются вулканической дугой, протягивающейся на восток в Аляску и прорезающей ее почти до Юкона [567]. Вулканическая дуга отделена от лишённой вулканов внешней дуги остров Кодьяк — полуостров Кенай заливом Шелихов — Кук, который

представляет собой подводный прогиб; на полуострове Кенай отмечены только ультраосновные интрузии [95]. Зафиксированные фокусы глубокофокусных землетрясений понижаются к северу под Берингово море [644]; юго-западнее, вдоль побережья, подобного рода землетрясения отсутствуют [233]. Данных об измерениях силы тяжести здесь не имеется, однако если прогиб, расположенный южнее Алеутских островов, и Кодьяк-Кенайская дуга гомологичны внешним дугам Индонезии и Вест-Индии, то над ними должны быть гравитационные минимумы.

Пояс Фрээр сложен точно такими же эффузивными породами, кислыми батолитами и ультраосновными интрузиями, какие присутствуют и в современных дугах.

Прямая интерпретация стратиграфических данных позволяет наметить палеогеографическую схему с тектоническими островами, прерывающими вулканические и осадочные геосинклинали (эвгеосинклинали). Отсюда следует вывод, что современная Алеутская дуга имеет генетическую связь с очень древним эвгеосинклиналильным поясом и представляет собой недоразвившийся реликт пояса, который на юго-востоке перешел в более поздние стадии своего развития.

Непрерывность древних эвгеосинклиналильных поясов. Так как пояс Фрээр продолжается без перерыва в современную Алеутскую дугу, то мы можем с известным основанием предположить, что Антильская дуга таким же образом продолжается в эвгеосинклиналильный пояс Североамериканского континента. На основании изучения распространения ультраосновных интрузий и гравиметрических данных Хесс [254] предположил, что эта дуга проходит от острова Кубы к северной части Гватемалы. Стратиграфические данные о протяжении эвгеосинклиналильного пояса вдоль южного края Североамериканского хедреократона южнее северо-восточной Мексики отсутствуют, так как палеозойские породы здесь не обнажаются и эвгеосинклиналиль, повидимому, замкнулась до отложения выходящих на поверхность и вскрытых буровыми скважинами мезозойских пород. Если же эвгеосинклиналиль все же имеет продолжение, следует предположить, что направлялась она в сторону западной оконечности Антильской дуги в Гватемале, как это и показано на схеме палеографической реконструкции ордовика (фиг. 1). Из этого следует, что пояс очень древен, что в нижнем мезозое севернее Мексиканского залива и в непрерывном поясе Магог он потерял свои геосинклиналильные свойства и что южнее Мексиканского залива он имеет меньшую зрелость. Орогения не была одновременной для всего пояса в целом.

Другие исследователи [581, 582] полагают, что пояс Фрээр продолжается в Антильскую дугу. В поясе Фрээр имеется зона

мезозойских батолитов и некоторое количество ультраосновных интрузий, которые могут быть прослежены по выходам до южной оконечности Калифорнийского полуострова в северо-западной Мексике [40]. Согласно интерпретации автора, пояс Фрэзер должен проходить вдоль юго-западного берега Мексики, где подводный прогиб соединяется с вулканами побережья [231] через центральную Америку и Западные Анды.

Новейшая Антильская дуга входит в Южную Америку через Тринидад, северную Венесуэлу и Центральные Анды Колумбии [253]. Таким образом, пояс, который на западе граничит с Североамериканским хедреократоном, на востоке приходит в соприкосновение с Венесуело-Бразильским хедреократоном, за которым в Колумбии сходятся кембрийские и ордовичские миогеосинклинальные осадки [626].

Западнее пояса Фрэзер должен был оставаться Тихий океан. Во всяком случае, два пояса либо соединялись, либо очень тесно сближались в южной Мексике и после разъединения их вокруг Караибского моря, которое лежит над низко опущенным кратоном, вновь соединялись в Андах.

Палеогеография эвгеосинклинальных поясов. Палеогеография отдельных частей эвгеосинклинальных поясов, вероятно, сходна с географическим размещением современных дуг на некоторых стадиях их истории. Так как современные дуги обладают определенными весьма различными по своим свойствам полосами, расположенными вкрест простираения пояса и несколько варьирующими в деталях, то стратиграфические и вулканические данные могут дать возможность лучше реконструировать палеогеографическую картину. По аналогии эвгеосинклинальные поясы должны были быть поясами вулканов на склонах зон прогибов с ультраосновными интрузиями, непосредственно примыкающими к теоретическому тектогену, как это и утверждает Хесс [254]. Глубоководный литологический тип осадков в геотектоклинали включает тонкослоистые аргиллиты с радиолариевыми кремнистыми породами и альбитизированные шаровые лавы, спилиты и офиолиты, которые встречены в некоторых стратиграфических разрезах, но не обнаруживаются на современной поверхности.

Хотя такое распространение, может быть, и будет признано справедливым для ограниченных более узких поясов, все же нанесение на карту данных, относящихся к последовательным периодам времени, оказывается не очень обнадеживающим. Данные для любого момента времени отражают стадию истории эвгеосинклинальных поясов, которая может не отвечать современным дугам [255]. Следовательно, палеогеографические детали многих эвгеосинклинальных поясов могут не иметь анало-

гов в современных дугах. Если современные дуги воспроизводят прогибание тектогена и это прогибание произошло не позже среднего мезозоя в поясе Фрэзер, то большое количество данных относится к более ранней стадии. И если в поясе Магог тектоген сформировался в верхнем ордовике, то дуги, отвечающие современным дугам, должны были быть ограничены верхним силуром и девоном. Согласно Хессу [253], «серпентинизированные перидотиты, характерные для островных дуг и геотектоклинальных зон всех горных систем», были «интродуцированы во время первой крупной деформации при формировании тектогена, никогда не обнаруживаются в других условиях... и являются исключительно важными показателями положения геотектоклинальной зоны в древних горных системах и наиболее ценными показателями для точной датировки времени деформации; они не позволяют распространить полученные результаты на весь данный серпентинитовый пояс». Отсюда Хесс заключает, что таконская революция в конце ордовика и невадская революция в верхней юре были периодами формирования тектогенов в поясах Магог и Фрэзер.

В некоторых случаях ассоциация подушечных лав и радиоляриевых кремнистых пород предшествует ультраосновным интрузиям. Так, в ордовике такого рода лавы и осадочные породы присутствуют в центральном Ньюфаундленде и здесь же находятся последующие ультраосновные интрузии, развитые в западной части полуострова, на побережье [128] и близ бухты Нотр-Дам [658]. Ультраосновные интрузии Берегового Хребта и Сьерра-Невады в Калифорнии [290] примыкают к геосинклинальным верхнеюрским францисканским радиоляриевым кремнистым породам и шаровым лавам [151, 606]. Каждый такой факт объясняется тем, что первое прогибание тектогена непосредственно предшествовало интрузии ультраосновных пород [255]. Радиоляриевые кремнистые породы не ограничиваются в своем распространении только вулканическими поясами, поскольку в восточной части штата Нью-Йорк в ордовике [535] эти образования залегают вдоль края миогеосинклинального пояса, непосредственно не ассоциируясь с вулканическими породами. Подобные кремнистые породы не ограничиваются геосинклиналями, так как они присутствуют и в девонских известняках западной части штата Нью-Йорк [678]. Подушечные лавы являются скорее показателями определенной геологической обстановки, нежели характеризуют специфические особенности какой-либо одной тектонической полосы.

Взаимоотношения характерных ассоциаций горных пород в современных дугах могут стать очень полезными при выяснении палеогеографии эвгеосинклинальных поясов, как это и было подчеркнуто Хессом. Но он не дал исчерпывающей сводки, и

палеогеографическая карта ордовика составлена на основании гипотезы, согласно которой в ордовике существовали дуги, сходные с островными дугами современных морей. При этом уверенности в положении этих дуг не было, так как использовались только данные стратиграфии тех разбросанных участков, для которых имелись описания обнажений.

При постоянстве глубин над потенциальными тектогенами палеогеография нескольких периодов должна объясняться по аналогии соотношений пород в одно какое-либо время с породами в современных дугах. Однако это предположение не представляется обоснованным. Если францисканская эвгеосинклиналь является геотектоклиналью, перекрывающей тектоген, то это значит, что геосинклиналь возникла лишь немного ранее, так как эта область была сушей, лежащей западнее главной триасовой и юрской эвгеосинклинали [605]. Если гипотеза эта верна, то пояс Фрэзер должен был иметь другой тектоген, более древний, чем тектоген невадской революции. Две полосы ультраосновных пород лежат параллельно примерно в 100 милях южнее Юкона восточной Аляски [442]. Ультрабазиты имеют последевонский возраст и, повидимому, внедрились перед миссисипием. Они лежат на противоположной стороне современной вулканической дуги, протягиваясь от полосы мезозойских ультрабазитов, которые входят в Аляску на Кенайском полуострове и оставляют ее у архипелага Александр на крайнем юго-востоке; они, повидимому, не принадлежат к ультраосновному дугобразному поясу невадид, которые были изучены Хессом [254]. Серпентиниты центрального Орегона интродуцированы в триас, несогласно перекрываются нижней юрой [411] и также являются доневадскими. В центральной Британской Колумбии ультраосновные интрузии являются послепермскими, но доверхнетриасовыми [392], а в юго-западном Юконе серпентинизированные габбро прорывают вероятный миссисипий и подстилают пермь [556]; однако эти габбро могут и не относиться к ультраосновным породам. Таким образом, вероятно, что палеозойская палеогеография внутри пояса Фрэзер сравнима с современными островными дугами. Одновременно внутри пояса могло быть даже больше одной дуги, так же как это наблюдается в настоящее время к югу от Японии [256]. Интересно, что в некоторых областях ультрабазитовые полосы внешних частей дуг являются последовательно более молодыми, чем полосы внутренних их частей [254, 256]. Подобно этому мезозойская полоса пояса Фрэзер находится около современного берега, в то время как палеозойские полосы лежат ближе к хедреократону.

Распространение вулканов должно дать ключ к пониманию палеогеографии прилегающих полос, так как вулканы, повидимому, сосредоточены на внутренней полосе пояса теоретического

тектогена современных дуг. Однако те же разрезы и участки, в которых найдены радиоляриевые кремнистые породы и подушечные лавы, интродуцированные ультраосновными породами, содержат также большие массы средних и кислых лав, подобных тем, которые должны быть образованы вулканами. И некоторые вулканы, расположенные вдоль Тихоокеанского побережья, лежат внутри полосы ультраосновных пород, например гора Эджкомб в юго-восточной Аляске. Если вулканы ограничиваются в своем распространении краем одного тектогена, то представляется маловероятной возможность их распространения в ордовике по всей ширине пояса Фрээр.

Очерк истории Северной Америки можно присоединить к описанию дуг, так как эволюция эвгеосинклинальных поясов включает стадию, предшествующую стадии островных дуг, как это наблюдается в Индонезии и Вест-Индии, а также завершает или продолжает далее их орогеническую и вулканическую историю. Верхнемезозойские и третичные геосинклинали относятся к новому циклу или к более позднему, чем островные дуги. Пояс Фрээр настолько консолидировался, что сохраняет теперь лишь небольшое сходство с современными дугами (исключением является лишь северная часть пояса в Аляске), если не иметь в виду вулканов Каскадного хребта, протягивающегося от штата Вашингтон в Калифорнию. Верхнемезозойские и третичные геосинклинали Калифорнии определяются как идиогеосинклинали [638], но автор сомневается в справедливости этого термина. Типичные идиогеосинклинали представляют собой широкие прогибы или удлиненные впадины, лежащие от внутренней дуги вулканов Индонезии к кратону, далеко к северу от полосы отрицательных аномалий и предполагаемого тектогена. Верхнемезозойская геосинклиналь Калифорнии является линейным прогибом, содержащим на ранних стадиях своего развития спилитовые лавы и радиоляриевые кремнистые породы [151, 606] и окаймленным среднемеозойскими ультраосновными интрузиями [290]. Таким образом, в предполагаемой полосе тектогена располагается эвгеосинклиналь, занимающая положение геотектоклинали. Структурные впадины в третичных отложениях того же направления были ограничены блокоподобными поясами меньшего опускания и считаются эпиэвгеосинклиналями, как, например, впадины Новой Шотландии каменноугольного возраста [314]; они были названы «гетерогенными геосинклинальными поясами» в отличие от «гомогенных поясов» мезозойского времени [69]. Следовательно, идиогеосинклинали образуют глубокие прогибы на противоположной от тектогена стороне вулканического пояса, между тем как третичные геосинклинали Калифорнии представляют собой преимущественно блоки в относительно консолидированном основании, перекрывающем более

ранний тектоген. Они более сходны с типичными рифтовыми ограниченными блоками тафрогеосинклиналями, чем с идиогеосинклиналями. Автор относит к эвгеосинклиналям как оседающие поверхности, содержащие лавы, которые могут войти в геотектоклинали, так и геосинклинали, содержащие вулканы и продукты их извержений. По характеру стратиграфии нефтеносных районов идиогеосинклинали должны были бы называться миогеосинклиналями, однако если южнее эти осадки начинают перемежаться с третичными вулканическими породами, то структуры эти следует здесь определять как эвгеосинклинали. Это свидетельствует о том, что поясы вулканических и невулканических геосинклиналей необязательно бывают изолированными друг от друга.

Консолидация эвгеосинклинальных поясов на восточном и западном крае хедреократона закончилась давно, и последние проявления мощной вулканической деятельности были здесь в нижнем мезозое. Пенепленизированная поверхность пород, образовавшихся в палеозойских эвгеосинклиналях и нижнемезозойских тафрогеосинклиналях, была погребена с дальнейшим оседанием и отложением пород геосинклиналей, лежащих ниже континентального шельфа, т. е. паралиагеосинклиналей. Поясы были еще достаточно мобильны, так как вдоль побережья Мексиканского залива они опустились на многие мили в довольно короткий промежуток третичного времени; движения были существенно эпейрогеническими, образовывали изгибы и не сопровождались вулканизмом. Верхнемезозойско-третичные геосинклинали, повидимому, представляют новый цикл стратиграфической и тектонической истории.

ПАРАЛИАГЕОСИНКЛИНАЛИ

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежные равнины современных континентов содержат краевые отложения определенных геосинклинальных типов. Осадки распространяются за современные линии берега, имеют мощность в несколько тысяч футов, и их форма на картах с изопахитами отвечает линейной геосинклинали. Ложем осадков в конце отложения могла быть удлиненная впадина, однако важным фактором уменьшения мощностей по направлению к морю было выклинивание отдельных членов разреза на океанических глубинах [313]. Название «паралиагеосинклиналь» (от *paralia* — прибрежный) прилагается к геосинклиналям, линейно вытянутым вдоль краев современного континента, примером чего в третичное время служила геосинклиналь побережья Мексиканского залива на северном его краю [314].

ГЕОСИНКЛИНАЛЬ ПОБЕРЕЖЬЯ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА

Третичные осадки геосинклинали побережья Мексиканского залива известны по обнажениям и скважинам, расположенным вдоль побережья от Рио-Гранде до района к востоку от Миссисипи; разрезы описаны в многочисленных работах. Породы довольно постоянно падают в направлении залива и таким образом более молодые слои выходят ближе к берегу. Наши знания о стратиграфии этого района основаны на неполных разрезах в зоне выходов, которые, однако, хорошо отражают последовательность слоев в южной части пояса, но недостаточно характеризуют ее близ побережья. Для более молодых членов разреза относительно более полные данные получены из районов, расположенных южнее. Общая мощность толщи на современном побережье в восточном Техасе и юго-западной Луизиане превышает 4 мили [137, 623, 39], и поднятие дна определяется величиной 7 миль [445]. В некоторых наиболее глубоких скважинах, пробуренных на соляных куполах, мощности могут не отвечать оседанию геосинклинали, так как общее погружение поверхности осадконакопления было местами замедленно вследствие подъема нижележащих масс соли, который происходил по мере отложения осадков [469].

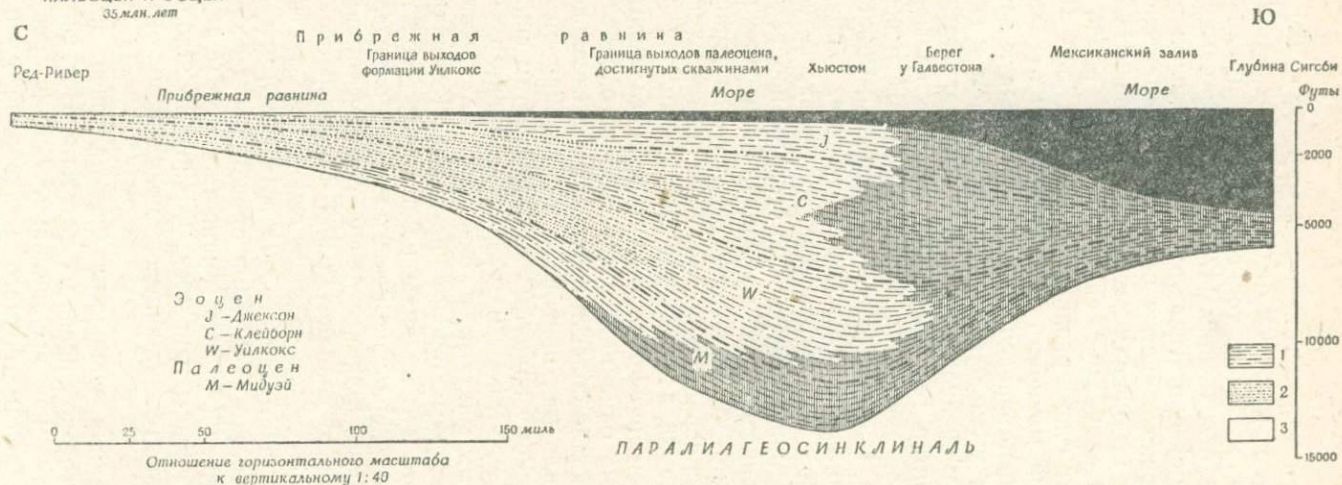
С переходом от континента к морскому берегу характер осадков все время меняется от более грубых, частично континентальных пород к более тонкозернистым, относительно более глубоководным отложениям [478, 187, 409]; языки более грубозернистых фаций протягиваются в направлении залива, пронизывая более тонкозернистые осадки, что характеризует периоды существования небольших морских заливов. Некоторые горизонты резко увеличивают свою мощность вдоль флексур, наблюдающихся в слоях различного возраста [620, 163]. Восточнее реки Миссисипи мощность нижнетретичных отложений увеличивается к югу в направлении погружающейся к западу оси изопакит, а затем уменьшается с приближением к заливу [202, 58, 467]; такое изменение мощности отражает поднятие соответствующего участка геосинклинали, которое не могло уравновешиваться возрастающей глубиной первичной поверхности осадконакопления. Главная геосинклиналь, возможно, протягивалась от юго-западной Луизианы к заливу, а опущенный пояс, проходящий через Миссисипи, являлся только ее ветвью.

Природа границы, лежащей со стороны побережья Мексиканского залива, определяется на западном побережье последнего, однако возможно, что основание третичной геосинклинали было наинизшим близ современного берега и представляло собой удлиненную впадину [35, 445]. Погружение связано с «эффектом седиментации» [35] и является «результатом седиментационной нагрузки» [536], но одна нагрузка не могла определять мощность отложений. Вначале область была покрыта слоем воды толщиной в несколько миль или приобрела эту глубину благодаря оседанию, эвстатическому поднятию или обоим этим факторам, вместе взятым [382]. Несоответствие теории седиментационной нагрузки с наблюдаемыми фактами и очевидное отсутствие каких-либо других поверхностных причин прогибания геосинклинали указывают на то, что эти причины надо искать «под поверхностью» [445]. Поскольку первоначальное оседание определяет место отложения осадков [33], постольку седиментационная нагрузка могла быть только дополнительной причиной оседания.

Погружающееся к западу основание третичных осадков восточнее Миссисипи также свидетельствует, что геосинклиналь на каком-то отрезке ее истории представляла собой удлиненный прогиб, несмотря на то, что мощности более молодых слоев увеличиваются в южном направлении [466]. Во Флориду или Флоридский залив геосинклиналь, повидимому, не продолжается [491].

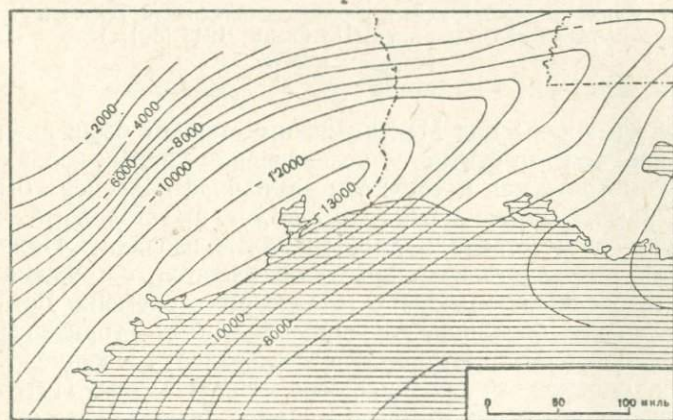
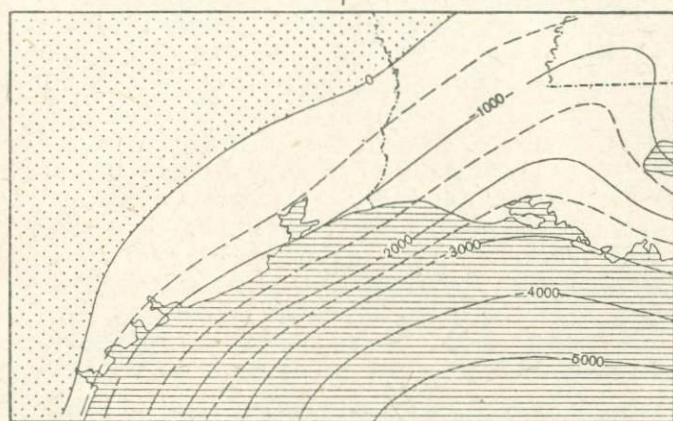
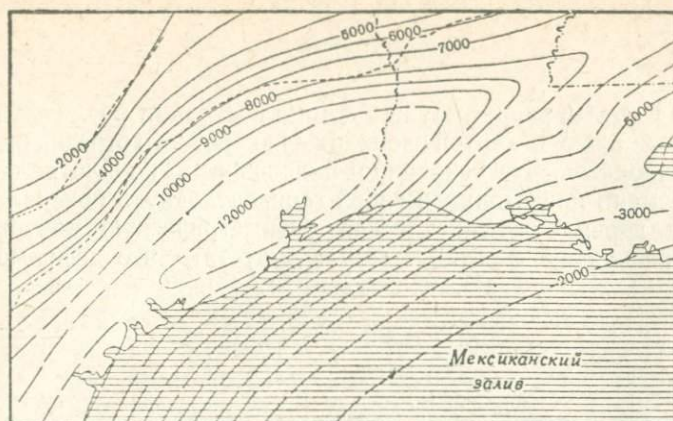
Южная граница распространения палеоцена и эоцена Техаса установлена только предположительно. На фиг. 31 и 34 она интерпретируется как выклинивание осадка под дном Гольфа, имеющее вид асимметричного мелководного прогиба в конце

ПАРАЛИАГЕОСИНКЛИНАЛЬ
ТЕХАС, ПОБЕРЕЖЬЕ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА
ПАЛЕОЦЕН И ЭОЦЕН
35 млн. лет



Фиг. 31. Карта мощностей палеоцена и эоцена в паралиагеосинклинали побережья Мексиканского залива; период 35 млн. лет.

1 — терригенные осадки; 2 — неморские, континентальные осадки; 3 — аргиллиты от неретических до батинальных; карбонатиты — без условных знаков.

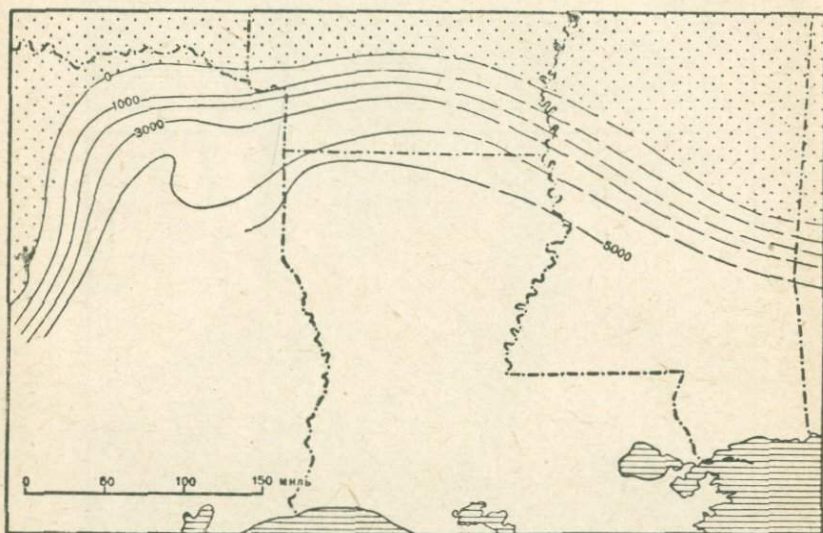


Фиг. 32. Гипотетические схемы, иллюстрирующие порядок мощностей, глубину водных бассейнов и характер деформаций в палеоцене и эоцене Техаса.

1 — карта мощностей палеоцена и эоцена в паралиагеосинклинали Техаса; период 25 млн. лет. Изопахиты в футах; 2 — гипотетические глубины водного бассейна в конце эоцена. Изобаты в футах; 3 — гипотетические отметки основания палеоцена в конце эоцена. Стратонизогипсы в футах.

эоцена. Карта и разрез служат для иллюстрации различия между геосинклиналью и картой изопахит для короткого отрезка времени.

Предполагая, что основание палеоэоцена в начале палеоэоценового времени представляло собой горизонтальную поверхность, а верхняя граница эоцена имела батиметрическую поверхность, изображенную на фиг. 32, следует допустить, что деформации в



Фиг. 33. Карта мощностей юры в паралиагеосинклинали Техаса и Луизианы; период 35 млн. лет. (По Свену, 1945 [601].)

Изопахиты в футах.

палеоэоцене и эоцене под Мексиканским заливом были значительно сильнее, чем это считается на основании данных изопахит. Но если батиметрическая поверхность в начале палеоэоцена была такой же, как и в конце эоцена, то следует предположить, что деформации соответствовали данным карты изопахит. Палеоэоцено-эоценовая паралиагеосинклинали измеряется погружением поверхности осадконакопления в течение этого времени. Есть предположения, что основание геосинклинали было горизонтальным или подобным батиметрической поверхности в конце эоцена. Вряд ли, однако, эти предположения справедливы. Интерпретация причины оседания зависит в равной мере как от определения глубин слоя морской воды, так и от определения распространения мощностей.

Мы можем установить характер деформаций лишь при правильном определении первоначальной батиметрической поверх-

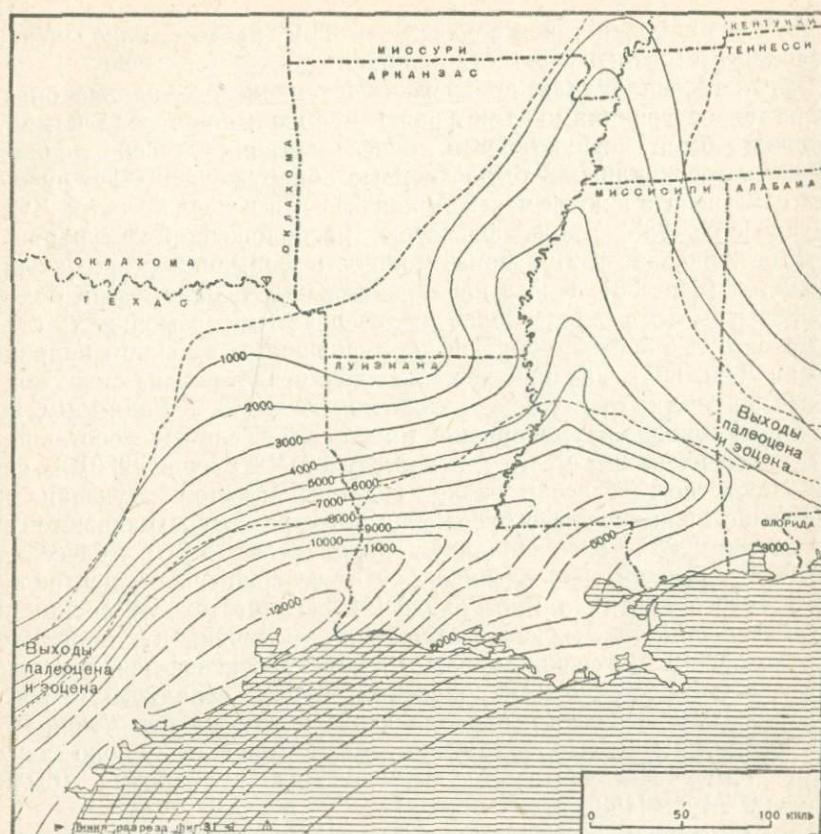
ности, как нижней, так и верхней, и при верном определении мощности стратиграфических единиц.

Если геосинклиналь побережья Мексиканского залива определяется ее границами третичного времени, то в юре и мелу должна была существовать более древняя геосинклиналь. Юрская геосинклиналь была впервые обнаружена [572] и лучше всего изучена в южной части Арканзаса и в северной части Луизианы [662, 285]. Вдоль флексуры, расположенной у границы штатов Арканзас и Луизиана, мощность формаций резко увеличивается (фиг. 33). К югу наблюдается постепенная смена более грубозернистых осадков более тонкозернистыми, а мощность становится более постоянной, если не уменьшается в южном направлении [600, 601]. Так как верхние слои представлены мелководными фациями, то глубина отложения осадков, повидимому, не является причиной уменьшения мощностей. Такие же соотношения, видимо, имеют место и к востоку от Миссисипи [286]. В северо-восточном Техасе и около границы штатов Луизиана и Арканзас нижнемеловые отложения тоже резко увеличиваются в мощности [288]. Юго-западнее продолжение этого «бассейна краевой флексуры» прослеживается от северной части центрального Техаса почти до Рио-Гранде [215]. В штатах Миссисипи и Алабама мощность меловых отложений увеличивается таким же образом [430], и геосинклинальный пояс протягивается, повидимому, в юго-восточном направлении вдоль западного берега Флориды [10], вероятно проходя через южную часть Флориды, где юрские и меловые отложения имеют мощность около двух миль [491]. Незначительные проявления вулканизма были описаны Муди [458].

ГЕОСИНКЛИНАЛЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Современная Атлантическая прибрежная равнина сложена осадками, которые соответствуют отложениям северного края равнины побережья Мексиканского залива.

Мощность меловых и третичных отложений сравнительно умеренная и не превышает немногих тысяч футов; число скважин для определения различий в мощностях осадков на большей части территории еще не достаточно [518]. На основании геофизических данных [195, 448, 613, 196] установлено, что в отдалении от побережья основание геосинклинали под меловыми или, возможно, юрскими отложениями резко погружается до глубины около трех миль. Наибольшее увеличение мощности, повидимому, имеет место в слоях, лежащих ниже верхнего мела. Исследования дают возможность предположить, что здесь находится прогиб, образовавшийся около современного континентального шельфа [197].



Фиг. 34. Восстановленные разрезы в палеоцене и эоцене в паралигеосинклинали побережья Мексиканского залива; период 35 млн. лет. (По Борнхаузеру [58].)

Стратиграфические условия удаленных от берега районов сходны со стратиграфическими условиями юры и нижнего мела побережья Мексиканского залива. Таким образом, на основании наших современных знаний можно отметить, что здесь находилась паралигеосинклираль, сложенная, возможно, юрскими и меловыми породами, которая располагалась вдоль Атлантического побережья под континентальным шельфом.

СХОДСТВО С МИОГЕОСИНКЛИНАЛЯМИ

Паралигеосинклинали, так же как и миогеосинклинали, располагаются между океаном и относительно устойчивой континентальной областью, кратоном, ограничены флексурами (вдоль

стороны, обращенной к кратону) и могут не иметь периферических тектонических швов. В некоторых случаях паралиагеосинклинали могут быть не удлинненными прогибами и иметь формы, характерные для шельфов. Отличаются паралиагеосинклинали тем, что они знаменуют собой новый цикл погружения района эвгеосинклинального пояса, который прошел через стадии орогении и плутонической деятельности без изменения характера простираения. Более того, паралиагеосинклинали нормально переходят в океанические впадины, в то время как миогеосинклинали обычно ограничены поясом активных деформаций и вулканизма. Паралиагеосинклинали, в сущности, представляют собой миогеосинклинальноподобные поясы опускания, обладающие специфическим тектоническим и временным положением. Геосинклиналь, сложенная юрскими отложениями побережья Мексиканского залива, называется миогеосинклиналью [601]; однако автор склонен отнести ее к паралиагеосинклиналям вследствие сходства ее положения и направления границы кратона с третичной паралиагеосинклиналью. Миогеосинклинали проявляются лучше паралиагеосинклиналей, так как многие из них были деформированы во время последующих орогений и в них хорошо обнажаются слагающие их осадочные породы. Недеформированные паралиагеосинклинали заложены столь глубоко, что они не могут быть вскрыты современными методами даже в их наименее глубоких участках; за линией современных берегов они тянутся на недоступные нам глубины.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Геосинклинальные породы залегают в тех областях, которые по мере накопления осадков испытывали глубокое оседание. Литологический состав отдельных слоев зависит от физиографического характера поверхности осадконакопления над ранее отложенными частями геосинклинальной массы, а также от тех условий, которые существовали в областях источников сноса материала, находившихся как внутри геосинклинали, так и за ее пределами. Геосинклинали сходной формы могут характеризоваться различными типами осадков вследствие различного тектонического развития окружающих областей и различных отношений глубины опускания к количеству осадков, накапливавшихся внутри геосинклинальных областей. Палеолитологические карты [313] и литолого-фациальные карты [359, 361] должны быть скорее географическими, нежели тектоническими, если ими пользоваться для интерпретации условий седиментации в то или иное время. Породы, находящиеся в геосинклиналях, представляют собой сумму бесконечного числа палеолитологических факторов. Масса осадков может заполнять геосинклинали различных возрастов, форм и типов, как это имеет место в сложной «Аппалачской геосинклинали» большинства авторов [310].

Геосинклинальные фации характеризуются особыми геосинклинальными породами, которые могут сравниваться с породами, развитыми в областях, не подвергавшихся значительному оседанию, и являющимися их эквивалентами; вообще литологические различия увеличиваются с течением времени. При классификации геосинклиналей необходимо учитывать геосинклинальные фации, так как физиографические и тектонические условия являются весьма характерными для геосинклиналей. Глубина морей в нормальных условиях зависит от относительно крупных прогибаний земной коры, что является неотъемлемым признаком геосинклиналей. Таким образом, глубоко залегающие осадки будут преобладать скорее в геосинклиналях, чем в каких-либо других областях. Однако зоны больших опусканий сохраняют мелководные или континентальные условия, если отложение осадков компенсирует погружение или превышает его. Следовательно, мелководные осадки характерны не только для областей, находя-

щихся вне геосинклиналей. Применение термина «геосинклинальные фации» к сериям наиболее часто встречающихся осадков геосинклиналей может привести к ошибочному выводу, что другие типы осадков в геосинклиналях не встречаются. Тип осадков не является характерным признаком геосинклиналей вообще, хотя отдельные виды осадков позволяют интерпретировать региональные взаимоотношения, которые полезно знать для выделения разных типов геосинклиналей.

В новейших работах рассматривается обстановка, в которой отлагаются песчаники, глинистые сланцы, известняки и конгломераты [148, 360, 560, 630]. Объективна классификация Крынина [364], который различает ортокварцитовую, граувакковую и аркозовую «серии» кластических осадков. Он считает, что «каждая крупная серия осадочных пород соответствует определенной степени интенсивности деформаций» [364], однако породы определяют по их составу, вне зависимости от предполагаемого их происхождения. Автор обобщил описания пород по имеющейся литературе. Ниже дается сводка видов осадков, которые характерны для некоторых типов геосинклиналей.

ОСАДКИ В ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

Ортогеосинклинали. Ортогеосинклинали включают эвгеосинклинали и миогеосинклинали. Эвгеосинклинали находятся в поясах активного вулканизма, поэтому присутствие в них большого количества лав и обломочного вулканического материала вполне закономерно. Уже было доказано, что вулканические продукты геосинклинали с течением времени меняют свой состав от более основного, бескварцевого, до более кислого, богатого кварцем. Такая последовательность описана, но она не обязательна. Вулканические породы бывают самого различного состава, и в местных разрезах крайние члены часто встречаются рядом. Доказательство определенной общей закономерности в изменении состава потребует сбора большого количества данных и их анализа. Если и имеется некоторая последовательность, то она прерывиста и неясна [632, 633]. Возможно, что между осевой частью и краями одного и того же пояса существуют систематические изменения во времени. Покровы основных подушечных лав, а в некоторых случаях спилитов часто встречаются вместе с радиариевыми кремнистыми породами, сланцеватыми аргиллитами и граувакками с неясной слоистостью [20]. Такой литологический состав характерен для более глубоких частей физиографических прогибов, куда детрит приносится в количестве, недостаточном для сохранения на прежнем уровне поверхности осадконакопления при оседании дна геосинклиналей. От этого батиметрически крайнего случая породы эвгеосинклинали переходят, во-первых,

в лавы, туфы и более грубообломочные породы и продукты размыва вулканических островов и, во-вторых, в терригенные осадки, сносимые с эродированной тектонической суши. У границ морей образуются конгломераты мощностью в сотни и тысячи футов, содержащие гальку плутонических пород, что указывает на эрозию обнажившихся интрузий. Глубины морей резко увеличиваются, а участки суши оказываются юными, так как осадки здесь очень слабо отсортированы, имеют неясную слоистость и оползневые текстуры и большей частью представлены граувакковой серией. Граувакки часто имеют полевошпатовый состав и содержат преимущественно кислый плагиоклаз. Будучи связаны своим происхождением с вулканическими источниками, они в основном приурочены к эвгеосинклиналям.

Хотя терригенные и вулканогенные обломочные породы в эвгеосинклиналях и преобладают, тем не менее на больших площадях развивались мощные, в несколько миль, толщи карбонатов — обычно известняков, но местами и доломитов, плотных и чистых или глинистых, как, например, в силуре юго-восточной Аляски и в пермских отложениях северной части Британской Колумбии.

В некоторых разрезах очень много кремнистых пород. Оседание происходило «независимо от каких бы то ни было поднятий и поднятий положительных поясов или когда детрит с приподнятых положительных областей не мог достигать места отложения карбонатов» [560]; последнее менее вероятно, хотя местами конгломераты мощностью в сотни футов прерывают отложения карбонатов, являясь, возможно, фангломератами обрывистых берегов островов сравнительно нешироких областей [72].

Ортокварциты редки и маломощны. Аркозы вообще необычны, но местами встречаются в большом количестве. Участки суши состояли из эвгеосинклинальных пород; плутонические породы были обнажены только на небольших площадях, но во многих участках, на что указывают часто встречающиеся в конгломератах гранитные валуны. Ниже несогласий, характеризующихся коротким стратиграфическим интервалом, преобладают осадочные и вулканические породы, однако интрузивные породы тоже вскрываются довольно часто. Тектоническое поднятие прерывало процесс оседания, но в сумме движения были направлены вниз. Участки суши имели относительно высокий рельеф, а подводные склоны оказывались обычно круче берегов островов; обычно такой пояс был тектонически мобильным. Суша не обладала достаточно широкими площадями развития пород, которые могли бы при разрушении дать большое количество сортированных кварцевых песков и аркозов. Физикогеографический рельеф, отражающий тектоническую мобильность, не способствовал сортировке материала размываемых пород.

Многосинклинали занимают совершенно иное положение. Согласно определению, вулканические породы в них практически отсутствуют. Преобладающими породами по мощностям и объему, при отсутствии высоких нагорий на краях эвгеосинклиналей, являются карбонатиты и ортокварциты. Палеозой пояса Миллард на западе состоит преимущественно из карбонатных пород, так же как и нижний палеозой в поясе Шамплен на востоке и средний миссисипий Вирджинского пояса, имевшего иное общее направление. Ортокварциты являются главной составной частью базального кембрия по обеим сторонам хедреократона. Более молодые кварциты также имеют широкое распространение, например в среднем ордовике пояса Миллард соответствующие условия размыва и агентов переноса определили сортировку составных частей исходных пород [148]. На осадки многосинклинали оказывали влияние устойчивые условия хедреократона. Грауваки и аргиллиты преобладают и почти целиком составляют разрез, когда тектоническая суша поднималась вдоль края эвгеосинклинального пояса; грауваки в основном плохо отсортированы и не содержат полевых шпатов [364].

В более поздних геосинклиналях ортогеосинклинальных поясов — эпизевгеосинклиналях, например в каменноугольной геосинклинали Приморских провинций Канады и третичной геосинклинали Калифорнии, преобладают граувакковые серии, аркозы тоже сравнительно часты. Ракушечные карбонатиты и соленосные породы присутствуют в миссисипских отложениях восточной Канады. Кремнистые породы, и аргиллиты — важные составные части третичных отложений Калифорнии. Ортокварциты почти отсутствуют. Тафрогеосинклинали триаса на востоке содержат больше всего аркозов, так как они оседали среди суши, на которой были обнажены породы эвгеосинклинального типа с обширными площадями плутонических интрузий.

Внутрикратонные геосинклинали. Экзогеосинклинали заполнены преимущественно граувакками и аргиллитами. В самом определении этого типа геосинклиналей подразумевается, что по направлению к суше ортогеосинклинальных поясов, которая была источником сносимого материала, породы, слагающие экзогеосинклиналь, становятся все более и более грубозернистыми и что эти осадки образуются в результате эрозии ортогеосинклинальных отложений. Грауваки, в значительной своей части косослоистые, скорее отлагались в широких дельтовых равнинах, нежели в быстро углубляющихся водоемах, однако в направлении к внутренним частям кратона они переходят в глубоководные ленточные аргиллиты и тонкозернистые грауваки. Грауваки низших порядков представлены бесполовошпатовыми разностями. Карбонатные породы присутствуют редко; они образуют значительные

мощности в краевых частях верхнесилурийской моласовой экзогеосинклинали Востока, где соленосные породы аккумуляровались на ограниченных по распространению площадях. Меловая экзогеосинклиналь северной части Великой Равнины западных штатов и Канады сложена также по большей части граувакками и аргиллитами; восточная часть, сложенная карбонатными осадками, структурно более маломощна, но более обширна по распространению.

Зевгогеосинклинали характеризуются терригенными обломочными осадками и депрессиями, дополненными поднятиями, что вытекает из их определения. Так, подобные геосинклинали в каменноугольных отложениях центральных и южных Скалистых гор содержат большое количество аркозов, однако Анадарко-Ардморская геосинклиналь Оклахомы, повидимому, состоит главным образом из граувакк и краевых конгломератов. Более древние геосинклинали получали большое количество детрита с суши, сложенной протерозойскими кристаллическими породами, значительную часть которых составляли кислые интрузии. Анадарко-Ардморская геосинклиналь могла получать материал с суши, которая была приподнята в пределах более древних ортогеосинклинальных поясов, находившихся на юго-востоке, а также с краевых поднятий, состоящих из осадочных и изверженных пород.

Автогеосинклинали точно приурочены к областям, которые не были окружены нагорьями, что можно заключить по характеру содержащихся в них осадков. Они не соответствуют понятию типичной геосинклинали, имея округлую, эллиптическую или дугобразную форму. Автогеосинклинали, как, например, в верхнем силуре Мичигана, состоят из карбонатных и соленосных пород. Следующие за ними нижнедевонские отложения имеют большей частью тот же стратиграфический состав, но, кроме того, включают ортокварциты, достигающие мощности более 100 футов и распространенные на большей части площади. Если детрит с отдаленных нагорий, сложенных породами ортогеосинклиналей, достигал области оседающих структурных впадин, то верхнедевонские и каменноугольные отложения состояли из аргиллитов и граувакк; если же не достигал — из карбонатных и соленосных пород. Более грубообломочный материал того же возраста, присутствие которого обнаружено юго-восточнее, подтверждает, что суша, служившая источником материала, находилась недалеко. Осадочные породы автогеосинклиналей могут быть отнесены к отложениям внутрикратонных бассейнов [149]; существующая терминология, определяющая структуру бассейнов, развившуюся в течение отложений соответствующих осадков, как «структурные бассейны», «физиографические бассейны» и «стратиграфические единицы», вносит лишь путаницу [402]. Состав автогеосинклина-

лей, содержат ли они ортокварциты, граувакки, аргиллиты или аркозы, зависит от состава пород, источников материала и от обстановки во время переноса. Дно впадины погружается независимо от характера заполняющих ее осадков.

Таким образом, среди геосинклиналей, находящихся внутри кратона, в экзогеосинклиналях граувакковая серия преобладает, в зевгеосинклиналях она преобладает вместе с аркозами, а в автогеосинклиналях она при известных условиях также является важной составной частью осадков. Ортокварциты ограничиваются в основном автогеосинклиналями, в которых преобладают карбонатные и соленосные породы.

Паралиагеосинклинали. При определении источников осадков паралиагеосинклиналей следует проявлять большую осторожность. Хотя третичная паралиагеосинклиналь побережья Мексиканского залива состоит главным образом из терригенного детрита, она не окаймляется линейно вытянутыми тектоническими островами; преобладающее количество осадков приносилось из отдаленных источников и рассеивалось из устьев крупных водных потоков благодаря действию течений, направленных параллельно берегу.

«ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФАЦИИ» И «ФАЦИИ ФОРЛАНДОВ»

Термин «геосинклинальные фации» дан свитам пород в противоположность термину «фации форланда» [485] или терминам «шельфовые фации» и «континентальные фации» [149]. Существует неясность в понятиях «геосинклиналь», «поверхность ниже аккумуляции» и «физиографическая поверхность соответствующих плоскостей осадконакопления». Уточнение этих понятий может иметь большое значение, и весьма существенно отделить их друг от друга. О «геосинклинальных фациях» нужно сказать, что для них

«типична «граувакковая серия». Местные конгломераты с окатанной галькой встречаются довольно часто, так же как и тонкозернистые пиритоносные черные глинистые сланцы. Карбонатные породы отсутствуют или встречаются только в виде конкреций. Другие химические осадки тоже редки. Наиболее часто, однако, встречаются кремнистые породы, которые особенно обильны только близ основания разреза. Перечисленные отложения первоначально слагали осевые части (геосинклинали)» [485].

Характер осадков зависит от характера физиографических поверхностей. Они представлены литологическими типами, которые отложились в глубоководных или быстро углубляющихся бассейнах, окруженных сушей, с умеренным или высокогорным рельефом. Ось геосинклинали будет совпадать с осью физиогра-

фического прогиба только при равномерном заполнении с обеих сторон симметрично погружающейся геосинклинали или при более интенсивном отложении на оси несимметричной геосинклинали. Такое распределение встречается только в геосинклиналях, содержащих терригенные обломочные осадки. В верхнедевонской флишевой экзогеосинклинали восточных штатов наибольшая глубина, т. е. физиографическая ось, лежит в фации черных аргиллитов немного западнее и, возможно, за краем экзогеосинклинали, в осевой части которой залегают более грубозернистые осадки. Совершенно так же наибольшая глубина моря в верхнемеловой экзогеосинклинали северной части Великой Равнины находилась далеко к востоку от геосинклинальной оси, так как значительная часть осадочного материала приносилась с одной стороны, именно с западной. Глубоководные фации должны находиться в областях опускания, так как только благодаря опусканию могут образоваться подобного рода физиографические депрессии. Однако большая площадь геосинклинали с большими глубинами может характеризоваться такими фациями, глубина образования которых не установлена.

«Фации форланда, или платформенные фации, являются продуктами аккумуляции в мелких морях. Материал пород хорошо отсортирован. Глинистый материал хорошо отделен от песчаных образований. Песчаники относятся к ортокварцитовой группе. Известковистый материал обилен, так же как глинистые сланцы и продукты их перемыва. Слои деформированы в общем слабо» [485].

«Форланд» — термин, который обычно применяется скорее к областям, находящимся впереди орогенических поясов, чем к районам, окаймляющим геосинклинали. Таким образом, западная часть Великой Равнины в Северном Вайоминге находится в области форланда Ларамийского орогенического пояса [277], а Аппалачское плато — в области форланда Аппалачских складок. Фации форланда имеют наибольшую мощность и объем в геосинклиналях, в особенности в миогеосинклиналях, т. е. тех же геосинклиналях, которые в другое время и в других местах сложены «геосинклинальными» свитами. Ограничение не зависит от типа опускающихся поверхностей, которые относятся к геосинклиналям.

Различие фаций зависит в основном от стабильности области источников сноса и возможности переноса материала к оседающим физиографическим поверхностям. Любой осадок, который сможет достичь областей большого оседания, будет здесь отлагаться с образованием больших мощностей. Характер осадков зависит не только от условий их отложения, но также в значительной степени от возможности сортировки материала при выветривании и транспортировке. При этом имеют в виду условия, существующие на том этапе, когда материал не достигал

глубин, на которых течения уже не в состоянии были его перемещать.

Классификация осадков может быть описательной и генетической. Первая объективнее, но вторая вводит элемент интерпретации фактов. Генетические классы могут отличаться друг от друга по процессам, агентам, условиям в областях источников материала или обстановке отложения, которые для пород или пластов ограничены во времени. Термин «геосинклиналь» подразумевает меняющиеся условия для поверхностей осадконакопления; поверхности эти с течением времени оседают с большей интенсивностью или более длительно, чем в негеосинклинальных областях. Так как интерпретация одного пласта позволяет восстановить палеофизиографию, то интерпретация длительной последовательности слоев позволяет установить картину развития физиографии и связанной с ней тектонической истории. Изучение литологического характера пород на поверхности осадконакопления указывает на взаимоотношения источников и агентов переноса осадков и обстановки их отложения в какой-то момент времени, а на основании знания стратиграфического разреза определяется характер деформаций в течение того или иного отрезка времени. То, что в геосинклиналях обычно находятся породы одной свиты, еще не позволяет определять эту свиту как типично геосинклинальную (несмотря на то, что свита эта характерна для геосинклиналей и ограничена в своем распространении), так как подобного рода характеристика подразумевает, что классификационным признаком геосинклинали как категории являются свиты горных пород.

Геосинклиналь как геологическая категория определяется структурной формой, которая развивается во время отложения слагающих геосинклиналь пород. Если бы под геосинклиналями мы подразумевали только понятие ортогеосинклиналей, то и в этом случае обычно преобладающая в геосинклиналях свита пород — граувакки и аргиллиты — не являлась бы для них специфической, так как в геосинклиналях преобладают в течение длительного времени и на больших площадях также и другие свиты.

Если термин «геосинклиналь» применить к поверхности в основании массы, оседающей по мере накопления осадков, то окажется, что с точки зрения литологического и фациального состава в каждом из классов геосинклиналей будет преобладать граувакко-аргиллитовая свита. При этом, однако, не исключено местное или временное преобладание карбонатных пород, ортокварцитов или аркозов. Образование той или иной свиты зависит не только от относительного оседания в областях их аккумуляции, но также и от характера областей источников обломочного материала и условий его переноса.

ОБЪЕМЫ ОСАДКОВ И ИХ ИСТОЧНИКИ

Для подсчета объемов осадочных пород Северной Америки и их распределения по типам были применены стратиграфические и химические методы [366, 367, 364, 485]. Подсчеты основывались на теориях природы континентального обрамления. Автор полагает, что объем послепротозойских (или иначе «последокембрийских») осадков Северной Америки был значительно занижен и относительные количества пород были подсчитаны неверно вследствие того, что разрезы, на основании которых производился подсчет, не отражали истинных соотношений пород ортогеосинклинальных поясов. Более того, в качестве источников обломочных осадков принимают чаще вулканические породы, образовавшиеся после протозоя, нежели эрозию протозойских пород или осадков, образованных частичками протозойского происхождения. Плутонические породы, внедрившиеся в геосинклинали в течение палеозоя и мезозоя, также менее значительные и важные поставщики обломочного материала.

Кюенен подсчитал мощность послепротозойских осадков в среднем в три-четыре мили в Соединенных Штатах и в полмили на всем континенте, базируясь на карте докембрийской поверхности той части Соединенных Штатов, которая лежит целиком внутри хедреократона [462]. Принимая, что треть континента больше осадков отдавала, чем получала, он высчитал, что эродированные поясы «должны быть денудированы на глубину двух или трех километров». Но так как большое количество осадков должно попасть в океанические впадины, то «для получения того объема осадков, который образовался на континентах и вдоль их краев, мощность денудированных докембрийских пород должна была составлять в среднем около 5 км. Таким образом, повидимому, ничего не оставалось на долю океанического дна». Автор считает, что результаты подсчета слишком малы, потому что средняя мощность осадков в ортогеосинклинальных поясах много больше, чем в районах центральной части Соединенных Штатов, данные о которых были положены в основу вычислений; кроме того, протозойские породы дали сравнительно малую часть объема пород; главным источником были послепротозойские вулканические и плутонические породы самих эвгеосинклинальных поясов.

Протозойские породы хедреократона были на значительной площади покрыты кембрийскими отложениями и тонким чехлом верхнего ордовика, который, повидимому, широко был развит на Канадском щите до третичного времени [335, 309]. До перекрытия более молодыми породами протозойские породы дали базальный детрит, который широко распространен в хедреократоне и в миогеосинклиналях достигает мощности нескольких тысяч футов.

Часть этих осадков для образования более молодых осадочных пород могла быть эродирована с хедреократона и с орогенических поднятий, находящихся внутри миеосинклинальных поясов. Протозойские породы дали большую часть детрита пенсильванских эвгеосинклиналей небольшой области Колорадо и соседних штатов и, возможно, очень небольшую часть осадков тафрогеосинклиналей, расположенных вдоль Атлантического побережья. В других местах, в ограниченных районах внутри хедреократона, протозойские породы были слегка приподняты и слабо денудированы ниже уровня перекрывающих пород нескольких систем. Детрит паралиагеосинклинали побережья Мексиканского залива происходит из осадочных пород хедреократона, первоначально смешанного происхождения; детрит Скалистых гор включает протозойский материал, материал эродированных каменноугольных пород и, возможно, больший объем материала пород экзогеосинклиналей, имеющих ортогеосинклинальный источник в меловом времени. Породы западных Аппалачей, представленные экзогеосинклинальным детритом, первоначально были привнесены с суши ортогеосинклинальных поясов. Протозойские области внутри дренируемых бассейнов рек имеют относительно небольшие размеры и были вскрыты недавно. Атлантические прибрежные паралиагеосинклинали содержат детрит, снесенный преимущественно с ортогеосинклинальных поясов или происходящий из экзогеосинклинальных пород, первоначальным источником которых были ортогеосинклинали. Материал, полученный прямо или косвенно с площадей, занятых протозойскими породами, может дать только малую часть громадного объема обломочных осадков палеозоя, мезозоя и кайнозоя Северной Америки.

Полагают, что ортогеосинклинальные поясы были подчинены оседанию их протозойского основания. Если на этих поясах находилась суша с обширной областью протозойских пород, то последние должны были появиться из-под несогласно залегающих на них более молодых систем и обнажиться на широких площадях; однако в эвгеосинклиналях области развития несогласного палеозоя весьма ограничены. Таким образом, имеется кажущееся противоречие: в краевых поясах преобладает оседание и, тем не менее, эти же поясы поставляют огромную массу материала обломочных осадков. Это может быть объяснено, если допустить, что оседание уравнивается переносом снизу эруптивного материала и что горизонтальное сжатие сосредотачивается в эвгеосинклинальных поясах. Основание геосинклинали оседает все целиком. Но магма поднималась через геосинклиналь и появлялась в виде лавы и вулканических обломочных пород, образуя часть массы геосинклинального заполнения; в дальнейшем благодаря эрозии этих отложений и тектонической суши образовались породы вулканического происхождения. Под-

нятие верхних частей геосинклинальной массы было усилено орогенией, уменьшившей их ширину, возможно благодаря действию тех же сил, которыми объясняется образование тектогена и смятие геотектоклиналей. Вероятно, что опускание миогеосинклинальных поясов дополнялось подкорковым течением по направлению к эвгеосинклинальным поясам [228]. Интрузии плутонических пород в эвгеосинклинальные поясы вызвали поднятие другого большого объема субгеосинклинального вещества выше опускающегося основания пояса. Таким образом, огромная мощность вулканических и обломочных пород эвгеосинклиналей образована местным материалом. Некоторая часть его перенесена в миогеосинклинальные поясы благодаря извержениям, но большая часть перенесена в результате процесса эрозии тектонической и вулканической суши, располагавшейся вдоль внутреннего края эвгеосинклинальных поясов; какая-то часть местного материала унесена в неизвестные области, возможно в океанические впадины, находящиеся вне пределов геосинклиналей. Более поздние поднятия внутри миогеосинклинальных поясов были источником детрита, образовавшегося из пород, которые, в свою очередь, являлись продуктом размыва пород эвгеосинклинальных поясов; эти породы содержали очень немного материала, появившегося в результате эрозии протозойских пород хедреократона.

В эвгеосинклинальных поясах объем осадочных и вулканических пород должен быть очень велик. Следующие расчеты дают скорее возможный порядок величин объема, нежели точный итог. В объемы включено большое количество вулканических пород и пород, которые были метаморфизированы в результате тектонических движений и плутонических внедрений. Эвгеосинклинальные поясы занимают почти четверть современного континента. Приняв в качестве основы для грубого подсчета средний возраст обнажающихся пород (домиссисипский) и мощность более древних пород, можно подсчитать, что средняя мощность равна приблизительно 5 милям; цифра эта может показаться чересчур малой, но, очевидно, она не так уж высока, так как на заключительном этапе развития эвгеосинклинали мощность была намного больше; материал, потерянный в результате эрозии, вероятно, в значительной степени сохранился в эпизэвгеосинклиналях, тафрогеосинклиналях и паралиагеосинклиналях в пределах континентального шельфа. Миогеосинклинальные поясы занимают около 15% континентальной области, и средняя мощность пород (доверхнесилурийских), подсчитанная тем же методом, равна около 2,5 миль. Если 60% центральных областей континента сохраняют среднюю мощность около полумили, как это подсчитано Кюененом, то для всего континента средняя мощность послепротозойских пород исчисляется в 1,5—2 мили, что в несколько раз превышает результаты прежних подсчетов.

Теоретически можно предположить, что большое количество граувакк должно образоваться из основных и средних вулканических пород. Как подсчитал Крынин [364], типичные граувакки составляют более 4% от всех осадков. Относительные количества глинистых сланцев, песчаников и известняков, вычисленные Кюененом (56, 15 и 24%) [367] на основании изучения осадочных пород Индонезии в вулканической обстановке, вероятно, точнее данных, основанных на подсчетах по стратиграфическим разрезам внутренних частей Северной Америки. Большая часть осадков происходит из вулканических пород эвгеосинклинальных поясов, в которых базальты и андезиты значительно преобладают над риолитами. Количество обнаженных площадей плутонических пород кислого состава возрастает с развитием эрозии после консолидации и поднятий поясов.

Совершенно также очевидно, что области распространения протозойских плутонических пород и теперь и в начале кембрия должны быть более широкими, чем во время внедрения этих пород. Поэтому средний состав осадков должен быть более основным, чем этого можно было ожидать, судя по среднему объему всех выходящих в настоящее время на поверхность изверженных пород. До интенсивного внедрения плутонов в эвгеосинклинальных поясах осадочные породы, которые отлагались на дне океанических впадин, должны были иметь тот же характер, что и породы в самой эвгеосинклинали, так как обломочные осадки с хедреократона улавливались внутри континента. Следовательно, кислые плутоны становятся дополнительными источниками.

Таким образом, теория вулканических геосинклиналей и островных дуг подразумевает, что главными источниками обломочных осадков Северной Америки были скорее послепротозойские породы — вулканические, плутонические и происшедшие из вулканических, — мощные местные комплексы эвгеосинклинальных поясов, нежели эрозия протозойских пород. Средняя мощность отложений, включая метаморфизованные осадки и сопровождающие их эффузивы, представляется много большей, чем это установлено более ранними подсчетами; даже если мощность будет распространена по всей площади современного континента, то и в этом случае она составит около двух миль. Поскольку мы считаем, что главным источником были эвгеосинклинальные породы, имеющие в конечном счете вулканическое происхождение, постольку главным компонентом массы геосинклинальных пород являются основные, а не кислые полевошпатовые граувакки.

Эродированные породы в среднем значительно отличались от тех, которые обнажились в результате этой денудации, и от кислых плутонических пород, которые все больше обнажаются.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ И СКОРОСТЬ ОТЛОЖЕНИЯ ОСАДКОВ

Так как геосинклинали представляют собой структуры, образованные в течение какого-то промежутка времени, то измерение величины этого промежутка должно определить продолжительность процесса образования. Поскольку обычно деформация начинается и завершается не мгновенно, то пределы времени жизни геосинклинали до некоторой степени условны. Скорость и положение оседания изменяются повсюду по площади и в период развития геосинклиналей. В качестве основы для изучения скорости деформации мы прилагаем таблицу продолжительности стратиграфических единиц.

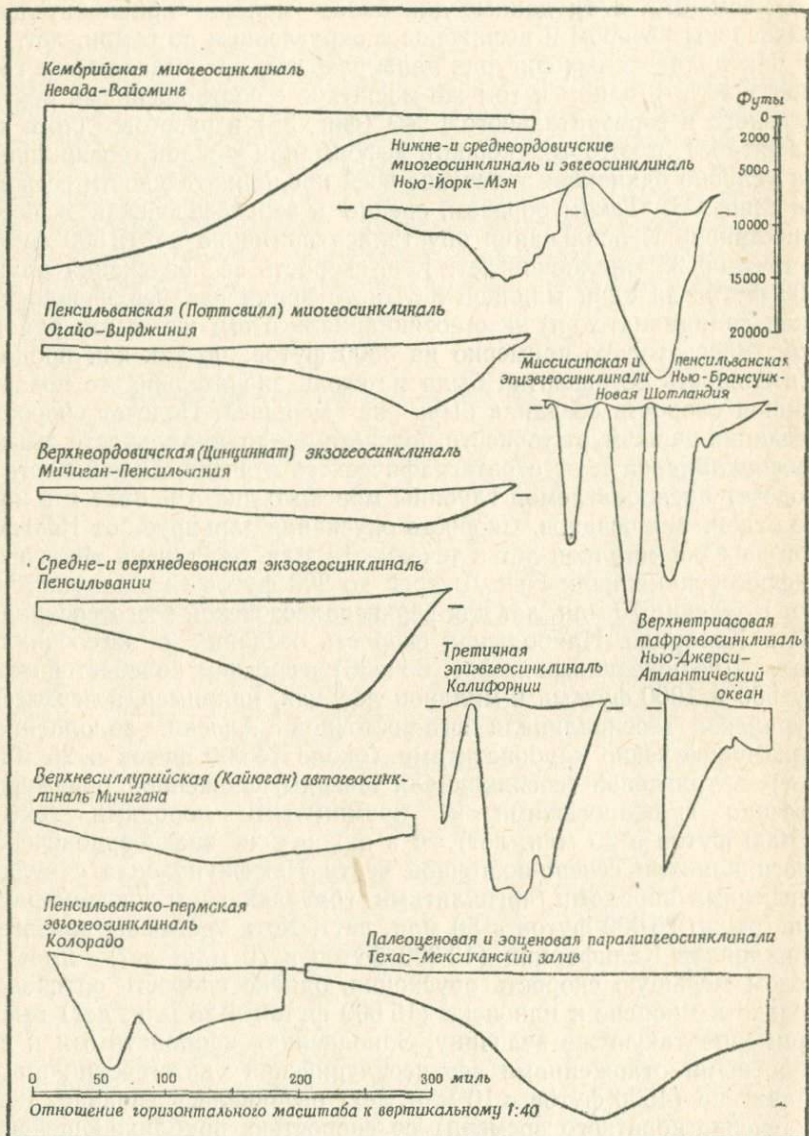
Шкала времени, принятая на фиг. 35 и 36

	Миллионы лет				Миллионы лет		
	эры	периоды	эпохи и пр.		эры	периоды	эпохи и пр.
Кайнозой	70			Миссисипий		30	
Плейстоцен			2	Верхний (Честер)			15
Плиоцен			10	Нижний			15
Миоцен			15	Девон		35	
Олигоцен			10	Верхний и средний			
Эоцен			25	(эрий и постэрий)			25
Палеоцен			10	Нижний (Гельдерберг, Олстер)			
Мезозой	130						10
Мел		55		Силур		25	
Верхний			25	Верхний (Кайюган)			10
Нижний			20	Нижний (ниагарий)			15
Юра		40		Ордовик		60	
Триас		35		Цинциннатий, трен-тон, болер и чзи			Каждый по 10
Верхний			15	Канадий			20
Нижний и средний			20	Кембрий		80	
Палеозой	300			Верхний (Сент-Круа) и средний (Альберта)			Каждый по 20
Пермь		30		Нижний (Вокобен)			40
Пенсильваний		40					
Верхний (постпотт-свилл)			10				
Средний			15				
Нижний (Спрингер)			15				

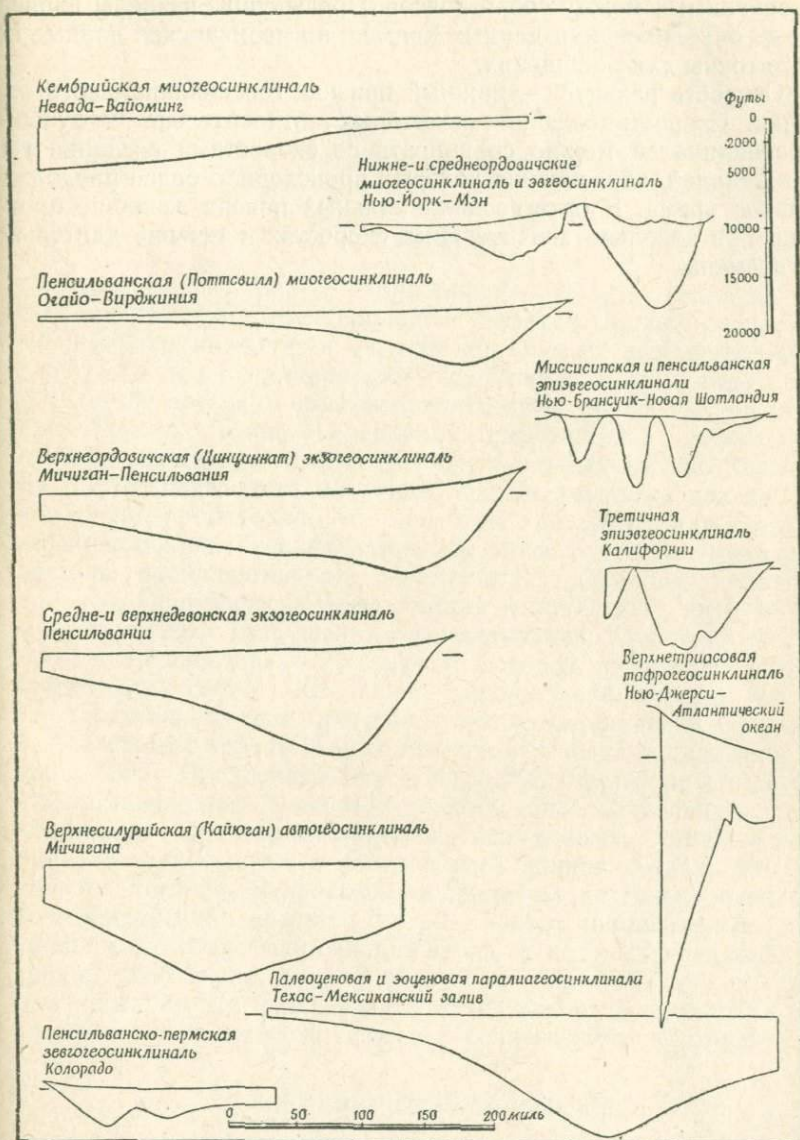
Данные для крупных подразделений приближенно подсчитаны Холмсом [273, 274]; данные для более мелких приблизительно вычислены автором и выражены с округлением до 5 млн. лет.

На прилагаемых фигурах даны разрезы, представляющие геосинклинали в одном и том же масштабе с соотношениями вертикального и горизонтального 1 : 40 (фиг. 35) и разрезы (того же масштаба), в которых скорость деформации каждой геосинклинали условно одинакова в течение всей продолжительности ее жизни (фиг. 36). Таким образом, средне- и верхнедевонская экзогеосинклиналь Пенсильвании опустилась примерно на 12 500 футов в течение 25 миллионов лет, т. е. скорость ее опускания равна 500 футов за один миллион лет, в то время как верхнеордовичская (цинциннатская) экзогеосинклиналь в том же самом районе опустилась только примерно на 3500 футов; но так как продолжительность ее развития была не столь значительна, то подсчитанная скорость оседания была не меньшей. Подсчет скорости оседания зависит от точности подсчета продолжительности жизни геосинклиналей и от стратиграфического отрезка, включенного в подсчет предполагаемой глубины морского дна в начале и в конце отложения осадков. Скорость опускания варьирует от 1500 футов за один миллион лет в течение 15 млн. лет жизни триасовой тафрогеосинклинали Нью-Джерси до 200 футов за один миллион лет в течение 70 млн. лет для верхнепалеозойской зевгогеосинклинали Колорадо. Наибольшая скорость оседания в эвгеосинклиналях (не показанных на фиг. 35 и 36) в среднем колеблется между 500 и 1000 футами в миллион лет, как, например, в верхнесилурийской геосинклинали юго-восточной Аляски, заполненной преимущественно карбонатами (около 15 000 футов в 25 млн. лет), в триасовой геосинклинали Невады, сложенной преимущественно вулканическими и кремнистыми породами (около 25 000 футов в 35 млн. лет) и в нижне- и среднеордовичской геосинклинали северо-восточной части Ньюфаундленда с вулканическими породами, аргиллитами, граувакками и конгломератами (около 25 000 футов в 50 млн. лет). Хотя третичная эпиэвгеосинклиналь Калифорнии (18 000 футов в 70 млн. лет) имеет в целом меньшую скорость опускания, однако скорость опускания только в миоцене и плиоцене (15 000 футов в 25 млн. лет) имеет примерно такую же величину. Заполненная карбонатами и соленосными отложениями верхнесилурийская автогеосинклиналь Мичигана (4500 футов в 10 млн. лет) развивалась (правда, лишь в течение короткого времени) со скоростью, приближающейся к скоростям опускания типичных геосинклиналей.

Установлено, что «действительная скорость накопления геосинклинальных осадков, начиная с кембрия, в среднем увеличивается» [275] с 500 футов за один миллион лет в палеозое до 1500 футов в плиоцене. Автор не убежден, что эти данные взяты



Фиг. 35. Общие геосинклинальные разрезы в одинаковом масштабе.



Фиг. 36. Общие геосинклинальные разрезы, данные соответственно степени оседания.

На масштабе каждая тысяча футов соответствует 25 млн. лет. Масштаб этот соответствует темпу оседания геосинклинальных структур.

из сравнимых между собой поясов. Предыдущие разделы написаны до опубликования данных Холмса, а американские данные недостаточны для обобщения.

Скорость развития — важный признак геосинклинального оседания. Скорость оседания некоторых относительно неглубоких геосинклиналей можно сравнивать со скоростями оседания геосинклиналей, образование которых происходило более продолжительное время. В ортогеосинклинальных поясах оседание протекало при довольно значительных скоростях в течение длительного времени.

РОСТ КОНТИНЕНТА

ВВЕДЕНИЕ

Термин «миграция геосинклиналей» связан с гипотезой [222], которая развивает предположения, несовместимые с современными воззрениями. Однако геосинклинали в их новых положениях (position) и распространении сформировывались тогда, когда вследствие орогении образовывались швы внутри геосинклинальных борозд. Такие изменения представляют собой фазы, повторявшиеся в эволюции геосинклинальных поясов. Здесь могла также происходить миграция геосинклинальных поясов; однако неясно, происходило ли при этом развитие или редукция геосинклиналей. Геосинклинальные поясы в течение длительного времени проявляются как тектонически подвижные и активные области. Орогеническая деформация и появление интрузий знаменуют процесс разрушения геосинклиналей. Выдвигается теория «роста континентов» [577], согласно которой первичный континент представлял собой небольшой кратон, нарастающий по мере консолидации в ходе орогении ортогеосинклинальных поясов, окаймляющих кратон. Такая же гипотеза была предложена Лоусоном [382]. Предполагается, что периферическое развитие орогений обнаружилось с начала протозоя [693]. С течением времени количество ортогеосинклиналей, повидимому, уменьшалось и вулканизм был интенсивнее на более ранних стадиях континентальной истории. В протозое существовал не только один Североамериканский кратон. Древние эвгеосинклинальные поясы сравнимы с современными районами, в которых предполагается тонкий слой сиаля, т. е. с областями островных дуг и подводных прогибов. Их географическое сжатие могло привести к образованию более мощного сиаля и современного континента.

МИГРАЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Выражение «миграция геосинклиналей» было применено Грэбо [222], чтобы подчеркнуть противоположность между положением палеозойских геосинклиналей внутри краев «континентального блока», «Аппалачской геосинклинали», получающей детрит с периферической «древней суши» или бордерленда гипотетической Аппалачии, и теми триасовыми геосинклиналями, которые

рассматриваются как широкие синклинальные зоны, позже нарушенные сбросами внутри древней суши. Геосинклиналь служила основанием (base) осадков, оседающих по мере их отложения. Грэбо считает, что «включение Огом [247] океанических депрессий, известных как краевые прогибы, в категорию геосинклиналей не согласуется с геологическим определением этого термина» [222]. Данный гипотетический пример содержит положения, противоречащие современным воззрениям: девонская экзогеосинклиналь получала детрит скорее в результате эрозии краевых участков ортогеосинклинальных поясов, чем с древней суши, а триасовые отложения залежали в геосинклиналях, ограниченных сбросами, которые развивались в течение опускания; иными словами, триасовые отложения залежали скорее в тафрогеосинклиналях, приемниках более древнего пояса опускания, нежели в широких синклиналях, развитых на древней суше.

В Аппалачском районе происходили повторные миграции геосинклиналей как в отношении их положения, так и направления, хотя возможно, что эти геосинклинали лучше рассматривать как новые области опускания. Среднеордовичская миогеосинклиналь в верхнем ордовике (такон) была смещена вдоль своего края в направлении эвгеосинклинального пояса, причем верхнеордовичская и верхнесилурийская экзогеосинклинали находились с противоположной стороны, внутри хедреократона. Несколько сходная эвгеосинклиналь нижнего девона западной части Новой Англии была деформирована (шикшок) с образованием последующей девонской экзогеосинклинали в областях, аналогичных областям ордовичской экзогеосинклинали. Эти геосинклинали являются фазами эволюции большого ортогеосинклинального пояса. История варисского пояса [354] отмечена серией орогенических фаз, каждая из которых сопровождалась внедрением масс плутонических пород. Пояс Магог палеозоя Атлантического побережья обладает несколькими разновременными гранитными интрузиями, доверхнесилурийскими в Нью-Гемпшире [50], доверхнедевонскими в восточной части штата Мэн [566] и интродуцирующими каменноугольные отложения в Массачусетсе [190, 370].

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Атлантическое побережье Северной Америки характеризуется длинным рядом последовательных геосинклиналей различных типов и направлений. Такой последовательный ряд слоев наблюдается вниз от современной поверхности. Третичные и мезозойские осадки входят в паралиагеосинклиналь, протягивающуюся в сторону моря к югу от Новой Англии. Наибольшее опускание может быть равным трем и более милям. Триасовые тафрогеосинклинали располагаются в поясе северо-восточного направле-

ния в пределах современного побережья, и величина их наибольшего опускания превышает 4 мили. В Новой Шотландии тафрогеосинклинали лежат в поясе эпиэвгеосинклиналей, где толща верхнепалеозойских осадков имеет мощность более 5 миль. Юго-западнее тафрогеосинклинали располагаются в поясе, лежащем значительно дальше в пределах берега, а эпиэвгеосинклинали, если они присутствуют, должны лежать ниже Прибрежной Равнины к югу от Новой Англии. Плутонические интрузии, связанные с шикшокскими нарушениями, интродировали и метаморфизовали толщи осадочных и вулканических пород эвгеосинклиналей, мощностью порядка нескольких миль, которые существовали, по крайней мере, с нижнего палеозоя до нижнего девона. Возможно, интрузии внедрились в протозойские осадки Новой Шотландии, однако предполагается, что область Мегума-Белла [42] оставалась сравнительно устойчивой сушей юго-восточнее эвгеосинклинального пояса, являясь, быть может, остаточной частью области, которая не была затронута тектоническими движениями соседних участков («Рюкланд» Боша [55]). Эвгеосинклинальный пояс, повидимому, протягивался через Пьедмонт восточных штатов и параллелизовался на западе с невулканическими миогеосинклинальными поясами, расположенными вдоль хедреократона. Развитие эвгеосинклинального пояса прерывалось орогениями, которые послужили причиной образования внутри него краевых швов; породы поднятий были эродированы и снесены в соседние физиографические впадины пояса, а также в миогеосинклинали на северо-западе и в экзогеосинклинали на краях кратона.

Миогеосинклинальный пояс юго-западных штатов в миссисипское и пенсильванское время имел более резко выраженное юго-западное направление, чем в кембрии и ордовике.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ОРОГАЦИИ

Ортогеосинклинали Тихоокеанского и Атлантического побережий существовали долго, до тех пор пока поясы не законсолидировались в результате орогений, смявших в складках их слои и вызвавших внедрение плутонических пород. Ортогеосинклинальные поясы можно распознать по присутствию вулканических пород, находящихся среди осадочных отложений и залегающих в поясах, называемых эвгеосинклиналями. Плутонические интрузии, повидимому, ограничиваются в своем распространении именно этими полосами [319] (плиомагматические зоны Штилле [578, 579]) и неоднократно повторялись; к ним приурочен также процесс гранитизации [449]. Ультраосновные интрузии локализуются в эвгеосинклинальных поясах, и они сопутствуют теоретическому тектогену на определенной фазе его эволюции. Со времени Холла и Дэна геосинклинали характеризуются ассоциацией с поясами

складчатых и нарушенных разрывами слоев. Миогеосинклинальные поясы надвинуты на хедреократон [318], а эвгеосинклинальные поясы — на миогеосинклинали [310, 313]; однако встречаются также и крупные надвиги внутри эвгеосинклинальных поясов, которые направлены от хедреократона, как это имеет место в западном Нью-Гемпшире [50] и в западной Неваде [463].

С начала палеозоя ортогеосинклинали в Северной Америке располагались только вдоль своих современных границ. Однако сходные осадочные и вулканические свиты совершенно аналогично представлены и в нижнем протозое [484]; там они расположены в поясах, которые затем были интродуцированы и деформированы, внутри хедреократона. Штилле считает, что континенты растут в результате расширения более древних кратонов с последовательным присоединением законсолидированных пород более периферических ортогеосинклинальных поясов [577, 578]. Последовательно образовавшиеся американские кратоны он называет Ур-, Палео-, Мезо- и Нео-Америками [581], причем Ур-Америка соответствует хедреократону в нашем понимании.

ГЕОСИНКЛИНАЛИ И ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ

В течение палеозоя и нижнего мезозоя в эвгеосинклинальные поясы были внедрены крупные плутонические интрузии. Однако на западе богатые кварцем плутонические интрузии верхнего мезозоя и нижнего кайнозоя — «область батолитов» Кейса [319] — протягиваются за эвгеосинклинальный пояс Фрэзер в миогеосинклинальный пояс Миллард и в хедреократон.

Таким образом, батолит Боулдер Монтаны [89] внедрился в меловые породы вдоль края хедреократона, а плутоны меньших размеров находятся в поясе Миллард в западной части канадских Скалистых гор [192] и в области Хребтов и Долин восточной Невады и западной Юты [330]. Такие же плутонические массы гранитов и гранодиоритов протягиваются далеко в хедреократон, т. е. далеко к востоку от границы нижнего кембрия и мощных кембрийских отложений в Аризоне, Нью-Мексико и Соноре [342].

Как было отмечено, гранитизация характерна только для эвгеосинклинальных поясов [449], но кислые плутонические интрузии внедрились также в поясы палеозойских и нижнемезозойских невулканических миогеосинклиналей и в относительно устойчивый хедреократон. Такое внедрение могло иметь место вследствие деформирования этих поясов и хедреократона в верхнем мезозое и во время более поздних орогений. И, конечно, при этом имели широкое развитие эффузивные вулканические породы, которые в кайнозойское время распространились далеко на восток, когда более древние геосинклинальные поясы законсолидировались и образовали современный кратон Северной Америки. Только в

миогеосинклинальных поясах и в хедреократоне наблюдается относительно меньшее количество плутонических интрузий, чем в эвгеосинклинальных поясах: однако они отнюдь не являются полностью «амагматическими».

ПРОДВИЖЕНИЕ ОРОГЕНИЙ

Продвижение орогений от центральной части хедреократона началось в протозое [693]. Если эта теория правильна, то пределы орогений и орогенических поясов должны быть точно определены; в противном случае представляется маловероятным, что верхнепалеозойские аппалачские складки проникают в хедреократон дальше, чем нижнепалеозойские, а ларамийские структуры Запада находятся внутри невадских. Эти пары являются только фазами в эволюции единого крупного геосинклинального пояса. Верхнепалеозойские складки — «наиболее очевидная характерная черта настоящих Аппалачей», однако они представляют только «последние и умирающие фазы серии палеозойских деформаций» [255]. Поздние фазы орогений варисского геосинклинального пояса Европы также привели к образованию складок, проникающих еще дальше, в направлении фенно-скандинавского кратона [354].

Таким образом, гипотеза не может быть приложена к теории о последовательности орогений, но оказывается связанной с теорией о последовательном нарастании ортогеосинклинальных поясов.

В некоторых ортогеосинклинальных поясах существует очевидное продвижение орогений к кратону, а в эвгеосинклинальных поясах все более и более молодые полосы ультраосновных интрузий могут продвигаться от кратона, как это было показано при рассмотрении островных дуг. Если интрузии были внедрены непосредственно после первого прогибания гипотетического тектогена [254, 256], следующий тектоген должен продвигаться наружу. Автор не мог установить продвижение вулканизма к периферии эвгеосинклиналей. В эвгеосинклинальных поясах появились плутонические интрузии, и с этого времени разрушение эвгеосинклиналей может быть доказано прогрессивным перемещением к внешнему краю геосинклиналей тех плутонов, которые не установлены в постпротозое, но, вероятно, существуют в более древних структурах [694].

ДРЕВНОСТЬ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Способ возникновения эвгеосинклинальных поясов мало изучен, хотя о конечных фазах их существования имеется большое количество работ. Твердо установлено, что некоторые геосинклинали прошли длинную историю до того, как они сделались устой-

чивыми частями континента. Эвгеосинклинали нижнего протозоя в поясе, протягивающемся от западного Квебека до западного Онтарио и северной Миннесоты [484], утратили подвижность перед палеозоем; некоторые параллельные геосинклинали с разделяющей их сушей могли быть до некоторой степени одновременны геосинклинали, расположенной к северу от Верхнего озера [483]. Поясы, в которых эвгеосинклинали лежат вдоль краев современных континентов, стали относительно консолидированными, хотя паралигеосинклинали сохраняют их направления вдоль части побережья. Однако сведения о возникновении геосинклиналей неясны или не сохранились. Протозойские породы, столь мало обнажающиеся в поясе Магог, являются эвгеосинклиналичными в Каледонских горах Нью-Брансуика [203], в формации Маккери южного Гаспе [2] и в сомнительном докембрии района Бостона [370]. Несколько миль самых древних осадков (формация Мегума) Новой Шотландии не являются вулканическими и считаются верхнепротозойскими [417, 418, 43]; однако на острове Кэйп-Бретон вулканические породы залегают в таких же осадках, интродуцированных плутонами до начала кембрия [230, 473]. Кнопф [354] указывает, что некоторые исследователи относили возникновение варисской геосинклинали к кембрию, хотя более распространено мнение, что она начала формироваться в девоне. Ее простирание и положение то же, что и нижнепалеозойских толщ, развитых на пространстве от Корнуолла до Чехии, с их вулканическими породами. Тасманская геосинклиналь [599] — при условии начала ее формирования в нижнем девоне — соответствует простиранию ордовичских эвгеосинклиналичных пород, распространенных на протяжении от Квинсленда до Тасмании [614]. Индонезийский пояс островов и геосинклиналей обладает мощной вулканической толщей, начиная, по крайней мере, с верхнего палеозоя [637]. Эвгеосинклиналичные поясы опускаются, и их основания погружаются так глубоко, что редко поднимаются в результате последующих орогений и в значительной части захватываются и ассимилируются внедрявшимися плутонами.

Возможно, что эвгеосинклиналичные поясы имеют очень древнее происхождение, однако данные, которыми мы располагаем, по видимому, недостаточны, чтобы подтвердить это заключение. Проблема эта связана с вопросом о происхождении континентов и океанических впадин.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Происхождение континентов следует рассмотреть с двух противоположных точек зрения: современного строения земли и геологических данных о протозое. Любая теория о происхождении континентов должна находиться в соответствии с историей

протозоя так же, как и с историей значительно более короткого последующего периода времени; она должна быть приемлемой с точки зрения геофизических и геохимических законов. Различные исследователи, которые занимались вопросом о происхождении континентов, в зависимости от их способностей и опыта, пришли к весьма различным взглядам [638, 694, 695]. История геосинклиналей Северной Америки занимает важное место в разборе этого вопроса.

Геологические данные и аналогии с современными особенностями земной коры представляют собой ценные сведения относительно главных стадий развития континентов. В настоящее время принято считать, что современные островные дуги расположены в областях сравнительно тонкого сиала на континентальной стороне андезитовой линии. Края современной Северной Америки имели сходные палеогеографические особенности в прошлом, превратившись, однако, в более континентальные, т. е. в более сиалические элементы в результате вторжения плутонических пород в эвгеосинклинальные поясы, которые были деформированы орогенными. Края современной континентальной области стали более сиалическими, по крайней мере с нижнего палеозоя. Крупные батолиты сопровождали процесс консолидации эвгеосинклинальных поясов.

Батолитовые интрузии имеют на континентах повсеместное распространение. Плутонические породы выходят во всех областях широкого развития протозойских пород. Следовательно, по аналогии все части современного континента на некоторых стадиях своей истории были эвгеосинклиналями. Это значит, что, во-первых, все части континентальных областей первоначально представляли собой опускающиеся вулканические поясы и, во-вторых, вновь возникшие эвгеосинклинальные поясы были присоединены за счет симатических океанических впадин, так как более древние вулканические геосинклинали консолидировались с расширением континентального ядра или ядер. Согласно первой теории, вулканизм в этих областях должен ослабевать, так как более широкие поясы уже оказались консолидированными. Согласно второй — современные океанические впадины это не что иное, как остатки впадины еще более универсального характера. «Повидимому, в начальный период существования Земли континентальное погружение было полным, за исключением вулканических островов. Первая орогенная должна была привести к образованию длинных островных дуг, и с этого момента, очевидно, началось образование небольшого количества осадков» [275]. Первоначальное континентальное ядро, будучи орогеническим, должно было иметь скорее линейную форму, чем изометрическую. Вулканизм должен был ослабевать, если расширение континентов за счет океанических впадин завершалось с консоли-

дацией самых крайних внешних эвгеосинклинальных поясов, на что указывает наличие паралиагеосинклиналей Североамериканского побережья. Однако возможно, что они образуются во время затишья перед возникновением следующего наружного вулканического пояса.

Более молодые орогении проявились вдоль краев современного континента; кратон, сложенный нижним палеозоем, расширился до современной величины благодаря присоединению консолидированных геосинклинально-вулканических поясов. Изучение громадных областей развития протозоя центральной Канады приводит к выводу, что в протозое существовали более древние поясы, которые расширили континент [893]. Наиболее обнадеживающим способом проверки этого тезиса являются геохимические методы исследования. Если плутонические внедрения орогений приводят ко все большей консолидации эвгеосинклинальных поясов, то географическое распространение интрузий не должно быть беспорядочным, а с течением времени последовательно захватывать области, располагающиеся все дальше и дальше от центра. Несмотря на то, что изучение щита подтверждает такое заключение о продвижении внедрения интрузий от центра к периферии, все же данные исследований других частей Северной Америки, повидимому, не соответствуют этому положению.

Еще до опубликования работы Вильсона автор отметил, что «протозойская история, повидимому, не характеризовалась нарастающей консолидацией более периферических поясов хедреократона. Наиболее молодые плутонические интрузии в последовательных геосинклиналях должны внедряться с течением времени от центра к периферии». «Те возрастные определения, которые были осуществлены стратиграфическими методами, не подкрепляют гипотезу в такой простой форме, однако можно подразумевать, что имелось несколько ядер» [694]. Самые молодые протозойские граниты, килларнейские, были внедрены в центральную часть хедреократона в Онтарио, а наиболее древние интрузии описаны из более периферических областей (Блек-Хиллс, Центральное Колорадо, Большое Медвежье озеро и центральный Техас) [194]. Таким образом, история развития интрузий была значительно сложнее и, возможно, имело место продвижение интрузий от двух или даже большего количества центров с последующим их сращиванием; с другой стороны, нас могут вводить в заблуждение недостаточно проверенные данные (ошибки при взятии образцов или ошибки в технике определения). Можно надеяться, что проблема окончательно разрешится, когда будет накоплено достаточно данных по изучению радиоактивного распада.

Стратиграфические материалы основательно подкрепляют теорию разрастания континентов. Однако имеется много путей, кото-

рыми могли возникать мощные сиалические континенты. «В земной коре первичная гранитная оболочка лежала поверх базальтовой, как наследие первых дней существования земной коры... или граниты являлись побочным продуктом орогенической деятельности, т. е. граниты еще не существовали, когда возникла земная кора» [70]. При этом указывалось, что континенты уже должны были развиваться на ранних стадиях, когда они, как современные островные дуги, обладали тонким сиалем. Это состояние могло быть результатом концентрации универсального тонкого сиала, передвигаемого из океанических впадин [638], причем передвижение это происходило не в том смысле, как это допускает Вегенер [663, 177]; оно имело место на весьма ранней стадии истории Земли. Сиалический слой должен был уменьшиться по площади, но возрастая в своей средней мощности, и в соответствии с этим могла увеличиваться площадь суши и возрастать ее средняя высота [275].

Согласно концепции Венинг-Мейнеса [436], континенты возникли как сиалические плиты на самых ранних стадиях истории земли:

«Поднимающиеся токи могли вынести сиаль к поверхности, которая затвердела над этими поднимающимися массами в виде жестких щитов. В другом случае сиаль на поверхности мог концентрироваться в результате схождения токов в щитах над нисходящими токами без погружения и захвата сиалического материала нисходящими движениями. Последняя гипотеза представляется более вероятной, так как трудно объяснить, каким образом в соответствии с первой гипотезой сиалический щит мог устоять в условиях воздействия сходящихся токов, которые имели место над поднимающимися массами».

Другую крайнюю точку зрения выражает гипотеза, согласно которой земля рассматривается как сплошная сиалическая поверхность: «Образование Земли, лишенной сиалической коры, согласуется с фактами. Если не было первоначальной кислой коры, то легко понять, почему нигде не обнаружено данных, указывающих на ее существование» [694]. «Сиалическая кора образована в результате нарастания энсиматических геосинклиналей» [668].

Стратиграфические данные подтверждают гипотезу о прерывистом росте континента в результате редукции океанических областей, причем имеется в виду, что континенты проходят через промежуточную стадию «островных дуг». Присутствие парадиагеосинклиналей без наличия рядом лежащих вулканических дуг может указывать, что рост достиг своего предела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Термин «геосинклиналь» прилагается к поверхности региональных размеров, глубоко опущенной в ходе накопления последовательных толщ осадочных и вулканических пород. Не следует называть геосинклиналями физиографические поверхности, но в то же время не надо ограничивать этот термин представлениями о толщах, содержащих специфические литологические серии или имеющих соответствующую орогеническую и вулканическую историю. Геосинклинали классифицируются по их форме и по природе и источникам заполняющего их материала, отражающим тектоническую и вулканическую обстановку как внутри их, так и за их пределами. Геосинклинали подразделяются на три категории. К первой категории — ортогеосинклиналям — относятся линейно вытянутые поясы, лежащие вне относительно устойчивого континентального ядра или хедреократона и включающие в свой состав вулканические эвгеосинклинали и невулканические миогеосинклинали. Они обычно являются местами проявления последующих орогений; плутонические внедрения концентрируются в эвгеосинклинальных полосах. Вторая категория охватывает геосинклинали, расположенные внутри кратона, переходящие постепенно в поверхности, которые лишь по некоторым свойствам можно, да и то с натяжкой, отнести к геосинклиналям. Экзогеосинклинали дополняют сушу, лежащую вне кратона и являющуюся источником материала; автогеосинклинали развиваются без дополняющих нагорий, а зевгогеосинклинали примыкают к поднятиям внутри кратона.

Третья категория — геосинклинали, образовавшиеся в ортогеосинклинальных поясах после орогенической и плутонической консолидации пород предшествующих и нижележащих ортогеосинклиналей, — охватывает эпизевгеосинклинали — глубоко опущенные удлинённые впадины, залегающие в сравнительно невулканической обстановке, тафрогеосинклинали — опущенные блоки, ограниченные разломами, и паралиагеосинклинали — погруженные удлинённые прогибы, лежащие между континентами и океаническими впадинами.

Внутренняя часть Северной Америки была довольно устойчива (кратон) в нижнем палеозое и названа хедреократоном. Глубоко опущенные невулканические поясы, миогеосинклинали, имели различную продолжительность развития вдоль западного, южного и восточного краев кратона. Ортокварциты имеют наибольшую мощность в базальной части разрезов миогеосинклиналей, располагавшихся вдоль краев кратона, там, где обнажаются кристаллические породы. Карбонатиты преобладают в тех случаях, когда низкая внутренняя часть покрывалась тонким чехлом осадков, и до тех пор, пока на противоположной стороне не появились орогенические швы, которые дали терригенный дегрит. Поднятия, затронувшие миогеосинклинальные поясы, привели к появлению детрита, в основном граувакк и аргиллитов; материал этот сносился в краевые части хедреократона и отлагался там в экзогеосинклиналях.

Учитывая приуроченность палеозойских и нижнемезозойских вулканических пород к краевым частям континента и сходство их стратиграфии и последующей вулканической истории со стратиграфией и историей современных островных дуг, можно прийти к выводу, что территория Северной Америки в палеозое скорее была окаймлена фестонами вулканических и тектонических островов, чем бордерлендом древних кристаллических пород. В эвгеосинклиналях преобладают граувакки, так как там часто образуются тектонические поднятия. Однако конгломераты и аргиллиты встречаются здесь нередко, а карбонатные породы имели широкое распространение и большую мощность, когда суша была лишь немного приподнята; базальтовые и андезитовые породы встречаются чаще, чем риолитовые. Есть предположение о местной прерывающейся последовательности от бескварцевых лав к лавам, богатым кварцем. Но такая последовательность повторяется внутри одних и тех же широких эвгеосинклинальных поясов. Хотя последовательное внедрение ультраосновных интрузий идет, повидимому, от хедреократона, вулканические поясы, вероятно, имеют скорее «сохраняющиеся» (retained), нежели постоянные ограничения.

Постпротозойские осадки и присутствующие наряду с ними вулканические породы должны были образовать слой мощностью около двух миль, даже если они были распространены на поверхности всего современного континента. Ортогеосинклинали содержат наибольшую часть этого объема, так как они оседали сравнительно быстро и в течение продолжительного времени.

Самые мощные толщи осадков каждого класса располагаются в ортогеосинклиналях. Характер осадков зависит не только от степени оседания, но также и от наличия или отсутствия близлежащих источников обломочного материала и относительной устойчивости областей сноса и транспортировки. Наибольшее количе-

ство послепротозойского терригенного детрита приносилось в итоге из областей развития палеозойских и более молодых вулканических и плутонических пород, большая часть которых возникла в краевых поднятиях ортогеосинклинальных поясов.

Изучение геосинклиналей приводит к гипотезе о происхождении континентов. Причины возникновения эвгеосинклиналей неясны, однако поясы в большей своей части консолидировались в результате орогений и сопутствующего им плутонизма. Таким образом, островные дуги и эвгеосинклинали имеют теперь ограниченное распространение, являясь остатками более крупных поясов. С течением времени число вулканических поясов уменьшалось с сопутствующим уменьшением распространения вулканизма или же они развились из более древних, довольно устойчивых океанических впадин. Очертания континентов появились на довольно поздней стадии геологической истории, может быть в конце протозоя и в начале палеозоя, когда тонкие сиалические вулканические дуги расширились почти до современных размеров. С консолидацией краевых поясов вулканизм становится менее распространенным. Континенты с их мощным сиалем представляют собой результат географического сжатия широких областей тонкого сиала с добавлением внутренних сиалических компонентов к более симатическим породам.

КЛАССИФИКАЦИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Геосинклиналь представляет собой поверхность региональных размеров, которая претерпела глубокое опускание в течение времени накопления толщи пород поверхностного происхождения. *Ортогеосинклинали* — это длинные и узкие геосинклинали, образующие поясы, которые окаймляют и отделяют *кратоны* — относительно неподвижные области Земли, — более высокие континенты или более низкие океанические впадины. *Хедреократон* Северной Америки — это кратон нижнего палеозоя, который оказывал сильнейшее влияние на образование последующей континентальной структуры.

Ортогеосинклинали бывают двух типов. *Эвгеосинклинали* лежат в поясах активного вулканизма, сопровождающегося сравнительно быстрым оседанием, в то время как *миогеосинклинали* располагаются в невулканических поясах. Оба типа геосинклиналей в нижнем палеозое протягивались вдоль тихоокеанского и атлантического краев Северной Америки (фиг. 1, 2, 3, 6, 15).

Геосинклинали внутри кратона (парагеосинклинали в понимании Штилле) бывают трех типов. *Экзогеосинклинали*, лежащие внутри границ кратона, получают материал осадков благодаря эрозии дополняющих нагорий, находящихся вне кратона в ортогеосинклинальных поясах; верхний ордовик и верхний девон Пенсильвании и смежных штатов лежит в типичной экзогеосинклинали (фиг. 8—10), верхний мел Вайоминга — в более сложной экзогеосинклинали (фиг. 17).

Автогеосинклинали опускаются в эллиптических или удлинённых впадинах, образующихся без сопутствующих нагорий; примерами являются верхи верхнего силура Мичигана (фиг. 11, 12) и миссисипий Иллинойса (фиг. 14). *Зевгогеосинклинали* сходны с автогеосинклиналями, но содержат осадки с эродированных дополняющих нагорий, находящихся внутри кратона; лучшими примерами являются пенсильваний центрального Колорадо и северной части Нью-Мексико (фиг. 13 и 15).

В ортогеосинклинальных поясах, после потери ими подвижности и присоединения к хедреократону в результате орогении и плутонических интрузий, образуются геосинклинали трех типов.

Эпизвгеосинклинали, глубоко опущенные удлиненные впадины с ограниченным распространением вулканизма, связаны с довольно узкими поднятиями и перекрывают деформированные и интродуцированные плутоническими породами эвгеосинклинали; к ним относятся миссисипий и пенсильваний Нью-Брансуика и Новой Шотландии (фиг. 27 и 28), а также мел и третичные отложения Калифорнии (фиг. 24 и 27). *Тафрогеосинклинали* представляют собой заполненные осадками глубоко опущенные рифтовые блоки, ограниченные одним или более крупнопадающим сбросом; типичной тафрогеосинклиналью является верхнетриасовая геосинклиналь, расположенная вдоль Атлантического побережья (фиг. 30). *Паралиагеосинклинали* глубоко опущены в поясах, перешедших в прибрежные равнины, расположенные вдоль современного края континента; примером их является плиоценовая и эоценовая геосинклиналь, проходящая вдоль северного побережья Мексиканского залива (фиг. 31 и 34).

Разрезы некоторых геосинклиналей в одинаковом масштабе представлены на фиг. 35 и в масштабе, отражающем степень оседания, — на фиг. 36.

ЛИТЕРАТУРА

1. Adams J. E., Upper Permian Ochoa series of Delaware Basin, West Texas and southeastern New Mexico, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 28, 1596—1625 (1944).
2. Alcock F. J., Geology of Chaleur Bay region, *Geol. Survey Canada, Mem.* 183 (1935).
3. Alcock F. J., Geology of Saint John region, New Brunswick, *Geol. Survey Canada, Mem.* 216 (1938).
4. Alcock F. J., The geology of Long Beach, King's County, New Brunswick, *Royal Soc. Canada, Tr.*, 3rd ser., 35, 17—24 (1941a).
5. Alcock F. J., Jacquet River and Tetagouche River map-areas, New Brunswick, *Geol. Survey Canada, Mem.* 227 (1941b).
6. Alcock F. J., The Magdalen Islands, their geology and mineral resources, *Canad. Inst. Min. Metal., Tr.*, 44, 623—649 (1941c).
7. Ambrose J. W., Preliminary map, Mansonville, Quebec, *Geol. Survey Canada, Paper* 42—1 (1942).
8. Anderson A. L., The geology and mineral resources of the region about Orofino, Idaho, *Idaho Bur. Min. Geol., pamph.* 34 (1930).
9. Anderson F. W., Pringle J., On a section of the Balclatchie beds at Craighead quarry, near Girvan, Ayrshire, *Geol. Mag.*, 83, 172—176 (1946).
10. Applin P. L., Applin E. R., Regional subsurface stratigraphy and structure of Florida and southern Georgia, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 28, 1673—1753 (1944).
11. Armstrong J. E., Preliminary report, west half of the Fort Fraser map-area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Paper* 37—13 (1937).

12. Armstrong J. E., Preliminary map, Takla, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Paper 42—7* (1942a).
13. Armstrong J. E., Preliminary map, The Pinchi Lake mercury belt, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Paper 42—11* (1924b).
14. Armstrong J. E., Preliminary map, Aiken Lake (South Half), British Columbia, *Geol. Survey Canada, Paper 46—11* (1946b).
15. Arnold C. A., An introduction to paleobotany, McGraw Hill Book Co., New York, 1947.
16. Ashley G. H., History of development and geologic relationships of Appalachian fields, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 22, 416—430 (1938).
17. Asklund B. H. V., Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden, *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C., N. 417 (1938).
18. Aubert de la Rue E., Matapedia Lake area, parts of the counties of Metane, Matapedia and Rimouski, *Quebec Bur. Min. Marit. Fish., Geol. Rept. 9* (1941).
19. Averitt P., The Early Grove gas field, Scott and Washington counties, Virginia, *Va. Geol. Survey, Bull. 56* (1941).
20. Bailey E. B., Sedimentation in relation to tectonics, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 47, 1713—1726 (1936).
21. Bailey E. B., Collet L. W., Field R. M., Paleozoic submarine landshipe nea Quebec City, *Journ. Geol.*, 36, 601—602 (1928).
22. Bailey E. B., Holtedahl O., Northwestern Europe, Caledonides, *Reg. Geol. der Erde*, 2, Absch. II, 1—76 (1938).
23. Bain G. W., The northern area of Connecticut Valley Triassic, *Am. Journ. Sci.*, 23, 57—77 (1932).
24. Bain G. W., The Holyoke Range and Connecticut Valley structure, *Am. Journ. Sci.*, 239, 261—275 (1941).
25. Baker A. A., Dane C. H., Reeside J. B., Jr., Paradox formation of eastern Utah and western Colorado, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 17, 963—980 (1933).
26. Baker C. L., Geology of the northwestern Wind River Mountains, Wyoming, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 57, 565—596 (1946).
27. Ballard W. N., Regional geology of the Dakota Basin, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 26, 1557—1584 (1942).
28. Balsillie D., The Ballantrae igneous complex, south Ayrshire, *Geol. Mag.*, 69, 107—131 (1932).
29. Bancroft M. F., Gold-bearing deposits of the west coast of Vancouver Island between Esperanza Inlet and Alberni Canal, *Geol. Survey Canada, Mem. 204* (1937).
30. Barrell J., Geology of the Marysville mining district, Montana, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 57* (1907).
31. Barrell J., The Upper Devonian delta of the Appalachian geosyncline, *Am. Journ. Sci.*, 36, 429—472; 37, 87—109 (1913, 1914).
32. Barrell J., Central Connecticut in the geologic past, *Conn. Geol. Survey, Bull. 23* (1915).

33. Barrell J., Rhythms and the measurement of geologic time, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 28, 745—904 (1917).
34. Barrell J., The nature and environment of the Lower Cambrian sediments of the southern Appalachians, *Am. Journ. Sci.*, 9, p. 1—20 (1925).
35. Barton D. C., Ritz C. H., Hickey M., Gulf Coast Geosyncline, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 17, 1446—1458 (1933).
36. Bartram J. G., Upper Cretaceous of Rocky Mountain area, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 21, 899—913 (1937).
37. Bass N. W., Paleozoic stratigraphy as revealed by deep wells in parts of southwestern Colorado, northwestern New Mexico, northwestern Arizona and southeastern Utah, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prel.*, Chart 7 (1944).
38. Bastin E. S., Williams H. S., Description of the Eastport quadrangle, Maine, *U. S. Geol. Survey, Folio 192* (1914).
39. Bates F. W., Geology of the Eola oil field, Avoyelles Parish, Louisiana, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 25, 1363—1395 (1941).
40. Beal C. H., Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, *Geol. Soc. Am., Mem. 31* (1948).
41. Bell A. H., Current developments in oil and gas, developments in Illinois since January 1, 1937, *Ill. Geol. Survey, Circ. 23*, 71—78 (1938).
42. Bell W. A., Outline of Carboniferous stratigraphy and geologic history of the maritime provinces of Canada, *Royal Soc. Canada, Tr.*, 21, sec. 4, 75—108 (1927).
43. Bell W. A., Horton-Windsor district, Nova Scotia, *Geol. Survey Canada, Mem. 155* (1929).
44. Bell W. A., The Pictou coal field, Nova Scotia, *Geol. Survey Canada, Mem. 225* (1940).
45. Bell W. A., Carboniferous rocks and fossil floras of northern Nova Scotia, *Geol. Survey Canada, Mem. 238* (1943).
46. Betz F., Jr., Geology and mineral deposits of the Canada Bay area, northern Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey, Bull. 16* (1939).
47. Billings M. P., The petrology of the North Conway quadrangle in the White Mountains of New Hampshire, *Am. Acad. Arts Sci., Pr.*, 63, 67—137 (1928).
48. Billings M. P., 27th annual New England intercollegiate excursion, *Science*, 74, 658—659 (1931).
49. Billings M. P., Paleozoic age of the rocks of central New Hampshire, *Science*, 79, 55—56 (1934).
50. Billings M. P., Regional metamorphism of the Littleton-Moosilauke area, New Hampshire, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 48, 463—566 (1937).
51. Billings M. P., Loomis F. P., Jr., Stewart G. W., Carboniferous topography in the vicinity of Boston, Massachusetts, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 50, 1867—1884 (1939).

52. Blake J. F., On the Monian and basal Cambrian rocks of Shropshire, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **46**, 386—420 (1890).
53. Bliss A. D., The analysis and age of a North Carolina monazite, *Am. Journ. Sci.*, **242**, 327—330 (1944).
54. Bloomer R. D., Bloomer R. R., The Catoctin formation in central Virginia, *Journ. Geol.*, **55**, 94—106 (1947).
55. Boesch H. H., Zur Geologie des östlichen Nordamerika, *Eclog. Geol. Helv.*, **32**, 17—23 (1939).
56. Booth V. H., Oak Hill series in Vermont (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.*, **49**, 1869 (1938).
57. Booth V. H., Stratigraphy and structure of the Oak Hill succession in Vermont, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **61**, 1131—1168 (1950).
58. Bornhauser M., Marine sedimentary cycles of Tertiary in Mississippi Embayment and Central Gulf Coast area, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **21**, 698—712 (1947).
59. Bostock H. S., Carmacks district, Yukon, *Geol. Survey Canada, Mem.* 189 (1936).
60. Bostock H. S., Keremeos, Similkameen district, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Map 341A* (1940).
61. Bostock H. S., Olalla, Similkameen, Osoyoos and Kamloops districts, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Map 628A* (1941).
62. Bostock H. S., Lees E., Laberge map-area, Yukon, *Geol. Survey Canada, Mem.* 217 (1938).
63. Boulton W. S., The igneous rocks of Pontesford Hill, Shropshire, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **60**, 450—486 (1904).
64. Brainerd A. E., Baldwin H. L., Jr., Keyte I. A., Pre-Pennsylvanian stratigraphy of Front Range in Colorado, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **17**, 375—396 (1933).
65. Bramlette M. N., The Monterey formation of California, and the origin of its siliceous rocks, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 212 (1947).
66. Bridge J., Barnes V. E., Cloud P. E., Jr., Stratigraphy of the Upper Cambrian, Llano uplift, Texas, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **58**, 109—124 (1947).
67. Brill K. G., Jr., Late Paleozoic stratigraphy, west-central and north-western Colorado, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **17**, 109—168 (1944).
68. Bryson H. J., Gold deposits in North Carolina, *N. C. Dept. Cons. Develop., Bull.* 38 (1936).
69. Bucher W. H., The deformation of the Earth's crust, Princeton Univ. Press (1933).
70. Bucher W. H., Megatectonics and geophysics, *Am. Geophys. Un., Trans.*, **31**, 495—507 (1950).
71. Buddington A. F., Pre-Cambrian rocks of southeast Newfoundland, *Journ. Geol.*, **27**, 449—479 (1919).
72. Buddington A. F., Chapin T., Geology and mineral deposits of southeastern Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 800 (1929).

73. Burbank W. S., Lovering T. S., Relation of stratigraphy, structure and igneous activity to ore deposition of Colorado and southern Wyoming, *Am. Inst. Min. Met. Eng., Ore Deposits of the Western States*, 272—316 (1933).
74. Burton F. R., Vicinity of Lake Aylmer, Eastern Townships, *Quebec Bur. Min., Ann. Rept.*, 1930, pt. D, 99—145 (1931).
75. Burwash E. M., The geology of Vancouver and vicinity, Univ. Chicago Press 1918.
76. Burwell H. B., Developments in Tennessee in 1947, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32, 918—919 (1948).
77. Butts C., Geology of Alabama, The Paleozoic rocks, *Ala. Geol. Survey, Spec. Rept. 14*, 41—230 (1926).
78. Butts C., Geology of the Appalachian Valley in Virginia, Part I, Geologic text and illustrations, *Va. Geol. Survey, Bull. 52* (1942).
79. Butts C., Gildersleeve B., Geology and mineral resources of the Paleozoic area in northwest Georgia, *Ga. Geol. Survey, Bull. 54* (1948).
80. Butts C., Swartz F. M., Willard B., Geology and mineral resources, Tyrone quadrangle, Pennsylvania, *Penna. Geol. Survey, Topogr. Geol. Atlas Penna. 96* (1939).
81. Cady W. M., Stratigraphy and structure of west-central Vermont, *Geol. Soc. Am., Bull. 56*, 515—587 (1945).
82. Cairnes C. E., Coquihalla area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 139* (1924).
83. Cairnes C. E., Slocan mining camp, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 173* (1934).
84. Cairnes C. E., Gun Lake area, Bridge River, Lillooet district, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Map 348A* (1936).
85. Cairnes C. E., Geology and mineral deposits of the Bridge River mining camp, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 213* (1937).
86. Cairnes C. E., The Shuswap rocks of southern British Columbia, *Sixth Pac. Sc. Congr., 1939, Pr., 1*, 259—272 (1940).
87. Cairnes D. D., Preliminary memoir of the Lewes and Nordenskiöld River coal district, Yukon Territory, *Geol. Survey Canada, Mem. 5* (1910).
88. Caley J. F., Geology of Woodstock area, Carleton and York counties, New Brunswick, *Geol. Survey Canada, Mem. 198* (1936).
89. Calkins F. C., Emmons W. H., Description of the Phillipsburg quadrangle, Montana, *U. S. Geol. Survey, Folio 196* (1915).
90. Callaway C., The Pre-Cambrian rocks of Shropshire, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 35, 643—669; 38, 119—126 (1879, 1882).
91. Campbell C. D., Cambrian rocks of northeastern Stevens County, Washington, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 58, 597—612 (1947).
92. Campbell M. R., Kimball K. W., The Deep River Coal Field of North Carolina, *N. C. Geol. Econ. Survey, Bull. 33* (1923).
93. Cantrell T. C., Thomas H. H., The igneous and associated sedimentary rocks of Llangynog, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 62, 223—252 (1906).

94. Capps S. R., The Yentna district, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 534 (1913).
95. Capps S. R., Kodiak and adjacent islands, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 880C, 111—184 (1937).
96. Capps S. R., Geology of the Alaska Railroad region, *U. S. Geol., Survey, Bull.* 907 (1940).
97. Carlston C., Appalachian drainage and the Highland border sediments of the Newark series, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 57, 997—1032 (1946).
98. Caster K. E., The stratigraphy and paleontology of northwestern Pennsylvania, part I, stratigraphy, *Bull. Am. Paleon.*, 21 (1934).
99. Chadwick G. H., Great Catskill delta and revision of late Devonian succession, *Pan-Am. Geol.*, 60, 91—107 (1933).
100. Chadwick G. H., History and value of the name «Catskill» in geology, *N. Y. State Mus., Bull.* 307 (1936).
101. Cheney M. G., History of Carboniferous sediments of Mid-Continent oil field, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 13, 557—594 (1929).
102. Cheney M. G., Geology of north-central Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 24, p. 65—118 (1940).
103. Clapp C. H., Sooke and Duncan map-areas, Vancouver Island, *Geol. Survey Canada, Mem.* 213 (1917).
104. Clark T. H., A new Ordovician graptolite locality in Utah, *Journ. Paleont.*, 9, 239—246 (1934).
105. Clark T. H., A lower Cambrian series from southern Quebec, *Royal Canad. Inst., Tr.*, 21, 135—151 (1934).
106. Clark T. H., in Cooke H. C., Thetford, Disraeli and eastern half of Warwick map-areas, *Quebec. Geol. Survey, Canada, Mem.* 211 (1937).
107. Clark T. H., Helderberg faunas from the eastern townships of Quebec, *Royal. Soc. Canada, Tr.*, 36, sec. 4, 11—36 (1942).
108. Cloos E., Heitanen A., Geology of the «Martic overthrust» and the Glenarm series in Pennsylvania and Maryland, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 35 (1941).
109. Cobbold E. S., Whittard W. F., The Helmeth grits of the Caradoc Range, Church Stretton, *Geol. Assoc. London, Pr.*, 46, 348—359 (1935).
110. Cockfield W. E., Upper Beaver River area, Mayo district, Yukon, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept.* 1924, pt. A, 1—18 (1925).
111. Cockfield W. E., Bell A. H., Whitehorse district, Yukon, *Geol. Survey Canada, Mem.* 150 (1926).
112. Cohee G. V., Sections and maps of Lower Ordovician and Cambrian rocks in the Michigan basin, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas. Invest., Prel. Chart* 9 (1945a).
113. Cohee G. V., Geology and oil and gas possibilities of Trenton and Black River limestones of the Michigan basin, Michigan and adjacent areas, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prel. Chart* 11 (1945b).
114. Cohee G. V., Cambrian and Ordovician rocks in recent wells in southeastern Michigan, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 31, 293—307 (1947a).

115. Cohee G. V., Lithology and thickness of the Traverse group in the Michigan basin, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prel. Map 28* (1947b).
116. Cohee G. V., Cambrian and Ordovician rocks in the Michigan basin and adjoining areas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **32**, 1417—1448 (1948a).
117. Cohee G. V., Thickness and lithology of Upper Ordovician and lower and middle Silurian rocks in the Michigan basin, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prel. Chart 33* (1948b).
118. Cohee G. V., Underwood L. B., The Berea sandstone of eastern Michigan, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prelim. Map 17* (1945a).
119. Cohee G. V., Underwood L. B., Lithology and thickness of the Dundee formation and the Rogers City limestone in the Michigan basin, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prel. Map 38* (1945b).
120. Cole G. A. J., Hallissy T., Handbook of the geology of Ireland, Thomas Murby, London, 1924.
121. Condra G. E., Reed E. C., The geological section of Nebraska, *Neb. Geol. Survey, Bull. 14* (1943).
122. Condra G. E., Reed E. C., Scherer O. J., Correlation of the formations of Laramie Range, Hartville uplift, Black Hills and western Nebraska, *Neb. Geol. Survey, Bull. 13* (1940).
123. Cooke H. G., Thetford, Disraeli and eastern half of Warwick map-areas, Quebec, *Geol. Survey of Canada, Mem. 211* (1937).
124. Cooper B. N., Cooper G. A., Lower middle Ordovician stratigraphy of the Shenandoah Valley, Virginia, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **57**, 35—114 (1946).
125. Cooper G. A., Stratigraphy of the Hamilton group of New York, *Am. Journ. Sci.*, **19**, 116—134 (1930).
126. Cooper G. A., Williams J. S., Tully formation of New York, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **46**, 781—868 (1935).
127. Cooper G. A. et al., Correlation of the Devonian sedimentary formations of North America, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **53**, 1729—1794 (1945).
128. Cooper J. R., Geology of the southern half of the Bay of Islands igneous complex, *Newfoundland Dept. Nat. Res., Bull. 4* (1936).
129. Cooper J. R., Geology and mineral deposits of the Hare Bay area, *Newfoundland Dept. Nat. Res., Bull. 9* (1937).
130. Cox A. H., Geology of the Cader Idris Range (Merioneth), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **81**, 539—594 (1925).
131. Craig L. C., Lower middle Ordovician of south-central Pennsylvania, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **60**, 707—780 (1949).
132. Crickmay C. H., The Jurassic rocks of Ashcroft, British Columbia, *Univ. of Calif. Dept. Geol. Sci., Bull.*, **19**, 23—74 (1930).
133. Crickmay C. H., Jurassic history of North America, its bearing on the development of continental structure, *Am. Philos. Soc., Pr.*, **70**, 15—102 (1931).
134. Crickmay C. H., Maunt Jura investigation, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **44**, 895—926 (1933).

135. Crockford M. B. B., Oldman and Foremost formations of southern Alberta, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 33, 500—510 (1949).
136. Crockford M. B. B., Warren P. S., The Cache Creek series of British Columbia, *Royal Soc. Canada, Tr.*, 29, sec. 4, 149—161 (1935).
137. Culbertson J. A., Dwindip Wilcox Eocene of coastal Texas and Louisiana, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 24, 1891—1922 (1940).
138. Currier L. W., Zinc and lead region of southern Virginia, *Va. Geol. Survey, Bull.* 43 (1935).
139. Currier L. W., Jahns R. H., Ordovician stratigraphy of central Vermont, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 52, 1487—1512 (1941).
140. Dale N. C., Pre-Cambrian and Paleozoic geology of Fortune Bay, Newfoundland, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 38, 411—430 (1927).
141. Daly R. A., The geology of Ascension Island, *Am. Acad. Arts. Sci., Pr.*, 60, 1—80 (1925).
142. Dana J. D., On the plan of development in the geological history of North America, *Am. Journ. Sci.*, 22, 335—349 (1856).
143. Dana J. D., On some results of the Earth's contraction from cooling including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior, *Am. Journ. Sci.*, 5, 423—443; 6, 6—14, 104—115, 161—172 (1873).
144. Dana J. D., Areas of continental progress in North America, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 1, 36—48 (1890a).
145. Dana J. D., Archaean axes of eastern North America, *Am. Journ. Sci.*, 39, 378—383 (1890b).
146. Dana J. D., Rocky Mountain protaxis and the post-Cretaceous mountain-making along its course, *Am. Journ. Sci.*, 40, 181—196 (1890c).
147. Dane C. H., Uncompahgre Plateau and related structural features (abstract), *Washington Acad. Sci. Journ.*, 21, 28 (1931).
148. Dapples E. C., Sandstone types and their associated depositional environments, *Journ. Sedim. Petrol.*, 17, 91—100 (1947).
149. Dapples E. C., Krumbein W. C., Sloss L. L., Tectonic control of lithologic associations, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32, 1924—1947 (1948).
150. Davies A. M., Pringle J., On two deep borings at Calvert station (north Buckinghamshire) and on the Paleozoic floor north of the Thames, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 69, 308—342 (1913).
151. Davis E. F., The radiolarian cherts of the Franciscan group, *Calif. Univ., Dept. Geol. Publ., Bull.* 11, 235—432 (1918).
152. Dawson G. M., Report on a geological examination of the northern part of Vancouver island and adjacent coasts, *Geol. Survey Canada, Ann. Rept.*, 2, pt. B, 1—107 (1887).
153. Dawson G. M., Report on an exploration in the Yukon district, Northwest Territory and adjacent portions of British Columbia, *Geol. Survey Canada, Ann. Rept.* 3, pt. B, 1—183 (1888).
154. Decker C. E., Two lower Paleozoic groups, Arbuckle and Wichita Mountains, Oklahoma, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 50, 1311—1322 (1939).

155. Decker C. E., Pendent graptolites of Arkansas, Oklahoma and Texas, *Journ. Paleont.*, **18**, 378—386 (1944).
156. Decker C. E., Early Ordovician graptolites from Big Canyon, Oklahoma, *Journ. Paleont.*, **19**, 607—611 (1945).
157. Decker C. E., Warren P. S., Stelck C. R., Ordovician and Silurian rocks in Yukon Territory northwestern Canada, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **21**, 149—158 (1947).
158. De Ford R. K., Grain size in carbonate rock, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **30**, 1921—1928 (1946).
159. Deiss C. F., Cambrian formations and sections in part of the Cordilleran trough, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **49** 1067—1168 (1938).
160. Deiss C. F., Cambrian formations of southwestern Alberta and southeastern British Columbia, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **50**, 951—1026 (1939).
161. Deiss C. F., Cambrian geography and sedimentation in the central Cordilleran region, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **52**, 1085—1115 (1941).
162. Deiss C. F., Stratigraphy and structure of southwest Saypo quadrangle, Montana, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **54**, 205—262 (1943).
163. Deussen A., Owen K. D., Correlation of surface and subsurface formations in two typical sections of the Gulf Coast of Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **23**, 1603—1634 (1939).
164. Dickey P. A., Sherrill R. E., Matteson L. S., Oil and gas geology of the Oil City quadrangle, Pennsylvania, *Penna. Geol. Survey, Bull. M25* (1943).
165. Diller J. S., Description of the Redding quadrangle, California, *U. S. Geol. Survey, Folio 138* (1906).
166. Diller J. S., Geology of the Taylorsville region, California, *U. S. Geol. Survey, Bull. 353* (1908).
167. Diller J. S., Mineral resources of southwestern Oregon, *U. S. Geol. Survey, Bull. 546* (1914).
168. Doll C. G., A brachiopod from mica schist, South Stafford, Vermont, *Am. Journ. Sci.*, **241**, 57—64 (1943).
169. Doll C. G., A preliminary report on the geology of the Stafford quadrangle, Vermont, *Vt. Geol. Survey, 24th Rept. Vt. State Geol. for 1943—1944*, 14—28 (1946).
170. Dolmage V., Coast and islands of British Columbia between Burke and Souglas channels, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept. 1921*, pt. A, 9—34 (1922).
171. Dolmage V., Chilko Lake and vicinity, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept. 1924*, pt. A, 59—75 (1925).
172. Dolmage V., Tatla-Bella Coola area, Coast district, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept. 1925*, pt. A, 155—163 (1926).
173. Dolmage V., Finlay River district, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept. 1927*, pt. A, 19—41 (1928).
174. Dorf E., Cooper J. R., Early Devonian plants from Newfoundland, *Journ. Paleont.*, **17**, p. 264—270 (1943).

175. Dott R. H., Regional stratigraphy of Mid-continent, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **25**, 1619—1705 (1941).
176. Dubois E. P., Subsurface relations of the Maquoketa and «Trenton» formations in Illinois, *Ill. Geol. Survey, Rept. Invest.* 105 (1945).
177. du Toit A. L., *Our Wandering Continents*, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1937.
178. Dyer W. S., Minto Coal Basin, New Brunswick, *Geol. Survey Canada, Mem.* 151 (1926).
179. Eardley A. J., Structure of the Wasatch-Great Basin region, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **50**, 1277—1310 (1939).
180. Eardley A. J., Geology of the north-central Wasatch Mountains, Utah, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **55**, 819—894 (1944).
181. Eardley A. J., Paleozoic Cordilleran geosyncline and related orogeny, *Journ. Geol.*, **55**, 309—342 (1947).
182. Eardley A. J., Ancient Arctica, *Journ. Geol.*, **56**, 409—436 (1948).
183. Eardley A. J., Paleotectonic and paleogeologic maps of central and western North America, *Am. Assoc. Geol., Bull.*, **33**, 655—682 (1949).
184. Eardley A. J., White M. G., Flysche and molasse, *Geol. Soc. Am., Bull.* 58, 979—990 (1947).
185. Eastwood T., Northern England, Second Edition, *British Reg. Geol., Geol. Survey Mus.*, London, 1946.
186. Eaton J. E., Grant U. S. IV, Allen H. B., Miocene of Caliente Range and environs, California, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **25**, 193—262 (1941).
187. Echols D. J., Malkin D. S., Marine sedimentation and oil accumulation, II: regressive marine offlap and overlapofflap, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **32**, 252—261 (1948).
188. Elder S. G., Developments in Appalachian area in 1946, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **31**, 975—978 (1947).
189. Elles G. L., The Bala country; its structure and rock succession, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **61**, 608—640 (1922).
190. Emerson B. K., Geology of Massachusetts and Rhode Island, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 597 (1917).
191. Espenshade G. H., Geology and mineral deposits of the Pilleys Island area, *Newfoundland Dept. Nat. Res., Bull.* 6 (1937).
192. Evans C. S., Brisco-Dogtooth map-area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept.* 1932, pt. AII, 106—176 (1933).
193. Evans J. W., Regions of compression, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **82**, lx-cii (1926).
194. Evans R. D., Goodman C., Radioactivity of rocks, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **52**, 459—490 (1941).
195. Ewing M., Crary A. P., Rutherford H. M., Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain; Part 1, Methods and results, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **48**, 753—801 (1937).
196. Ewing M., Woollard G. P., Vine A. C., Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain; Part 3, Bar-

- negat Bay, New Jersey section, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **50**, 257—296 (1939).
197. Ewing M., Worzel J. L., Steenland N. C., Press F., Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain; part 5, Cape May, New York and Woods Hole sections (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.*, **57**, 1142 (1946).
198. Fearnside W. G., On the geology of the Arenig Fawr and Moel Llynfnant, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **61**, 608—640 (1905).
199. Fearnside W. G., North and central Wales, *Geol. Ass. London, Geology in the field*, **2**, 786—825 (1910).
200. Ferguson H. G., Geology and ore deposits of the Manhattan district, Nevada, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 723 (1924).
201. Fisher L. W., Structure and metamorphism of Lewiston, Maine, region, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **52**, 107—159 (1941).
202. Fisk H. N., Geological investigation of the alluvial valley of valley of the Lower Mississippi River, Miss. River Comm., Vicksburg, Miss. (1945).
203. Flaherty G. E., Spilitic rocks of southeastern New Brunswick, *Journ. Geol.*, **42**, 785—808 (1934).
204. Flett J., Geology of the Lizard and Meneage, Second Edition, *Geol. Survey United Kingdom, Mem.* 359 (1946).
205. Fowler A., A deep bore in the Cleveland Hills, *Geol. Mag.*, **81**, 41—51 (1944).
206. Fox P. P., Grant L. F., Ordovician bentonites in Tennessee and adjacent states, *Journ. Geol.*, **52**, 319—332 (1944).
207. Freeman L. B., Devonian subsurface strata in western Kentucky, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **25**, 668—712 (1941).
208. Fritz M. A., Permian Bryozoa from Vancouver Island, *Royal Soc. Canada, Tr.*, **26**, pt. 4, 93—109 (1932).
209. Furcron A. S., Woodward H. P., A basal Cambrian lava flow in northern Virginia, *Journ. Geol.*, **44**, 45—51 (1936).
210. Gardiner C. I., Reynolds S. J., An account of the Partraine inlier (County Dublin), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **53**, 520—539 (1897).
211. Gardiner C. I., Reynolds S. J., The Bala beds and associated igneous rocks of Lambay Island, County Dublin, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **54**, 135—148 (1898).
212. Gardiner C. I., Reynolds S. J., On the igneous and associated sedimentary rocks of the Tourmakready district (County Mayo), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **65**, 104—154 (1909).
213. Gardiner C. I., Reynolds S. J., The igneous and associated sedimentary rocks of the Glensaul district (County Galway), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **66**, 253—281 (1910).
214. Gardiner C. I., Reynolds S. J., The Ordovician and Silurian rocks of the Kilbride Peninsula (Mayo), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **68**, 75—102 (1912).

215. Getzendorfer F. M., Problem of pre-Tertiary deposits in south Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **27**, 1228—1243 (1943).
216. Gilluly J., Geology and Mineral resources of the Baker quadrangle, Oregon, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 879 (1937).
217. Gilluly J., Distribution of mountain building in geologic time, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **60**, 561—590 (1949).
218. Glaessner M. F., Foraminifera of Franciscan (California), *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **33**, 1615—1617 (1949).
219. Glaessner M. F., Teichert C., Geosynclines: a fundamental concept in geology, *Am. Journ. Sci.*, **245**, 465—482; 571—591 (1947).
220. Goddard E. N., Manganese deposits at Phillipsburg, Granite County, Montana; a preliminary report, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 922G, 157—204 (1940).
221. Grabau A. W., Principles of Stratigraphy, A. G. Seiler, New York, 1913.
222. Grabau A. W., Migration of geosynclines, *Geol. Soc. China, Bull.*, **3**, 141—283 (1934).
223. Grabau A. W., Paleozoic formations of the Caledonian geosyncline in Paleozoic Formations in the Light of the Pulsation Theory, **4**, pt. 1, Henri Veatch, Peking, 1938.
224. Gray J. G., Fort Fraser (each half), Coast District, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Map 630A* (1941).
225. Greenly E., The geology of Anglesey, *Geol. Survey Great Britain, Mem.* (1919).
226. Greenly E., Further researches on the succession and metamorphism in the Mona complex of Anglesey, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **79**, 334—351 (1923).
227. Gregory H. E., Geology of the Aroostook volcanic area, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 165, 93—188 (1900).
228. Griggs D., A theory of mountain-building, *Am. Journ. Sci.*, **237**, 611—650 (1939).
229. Grossman W. L., Stratigraphy of the Genesee Group, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **55**, 41—76 (1944).
230. Guernsey T. D., The geology of North Mountain, Cape Breton, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept.* 1927, pt. C, 47—82 (1928).
231. Gunn R., Quantitative aspects of juxtaposed ocean deeps, mountain chains and volcanic ranges, *Geochysics*, **12**, 238—255 (1947).
232. Gunning H. C., Buttle Lake map-area, Vancouver Island, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept.* 1930, pt. A, 56—78 (1931).
233. Gutenberg B., Richter C. F., Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **49**, 249—288 (1938).
234. Gutenberg B., Richter C. F., Seismicity of the earth, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper 34* (1941).
235. Gutenberg B., Richter C. F., Seismicity of the earth (supplementary paper), *Geol. Soc. Am., Bull.*, **56**, 603—667 (1945).

236. Haas W. H., Upper Devonian bentonite in Tennessee, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32, 816—819 (1948).
237. Hadley J. B., Stratigraphy, structure and petrology of the Mt. Cube area, *New Hampshire Geol. Soc. Am., Bull.*, 53, 117—173 (1942).
238. Hall J., Description and figures of the organic remains of the Lower Helderberg group and the Oriskany sandstone, *N. Y. Geol. Survey, Paleont.*, 3 (1859).
239. Hanson G., Reconnaissance between Skeena River and Stewart, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept. 1923*, pt. A, 29—45 (1924).
240. Hanson G., Portland Canal area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 175* (1935).
241. Hanson G., McNaughton D. A., Eagle-McDame area, Cassiar District, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 194* (1936).
242. Hanson G., Phemister T. C., Topley map-area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Summ. Rept. 1928*, pt. A, 50—77 (1928).
243. Harlton B. H., Carboniferous stratigraphy of the Ouachitas, a special study of the Bendian, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 18, 1018—1049 (1934).
244. Harlton B. H., Stratigraphy of the Bendian of the Oklahoma salient of the Ouachita Mountains, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 22, 852—914 (1938).
245. Hartley J. J., The succession and structure of the Borrowdale volcanic series as developed in the area lying between the lakes of Grasmere, Windermere and Coniston, *Geol. Assoc. London, Pr.*, 36, 203—226 (1925).
246. Hartley J. J., The volcanic and other igneous rocks of Great and Little Langdale, Westmoreland, *Geol. Assoc. London, Pr.*, 43, 32—69 (1932).
247. Haug E., Les Geosynclinaux et les Aires Continentales, *Soc. Géol. France*, 28, 617—711 (1900).
248. Hayes A. O., Howell B. F., Geology of Saint John, New Brunswick, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper 5* (1937).
249. Hazzard J. C., Paleozoic section in the Nopah and Resting Springs Mountains, Inyo County California, *Calif. Journ. Min. Geol.*, 33, 273—339 (1937).
250. Heald M. T., Structure and petrology of the Lovewell Mountain quadrangle, New Hampshire, *Geol. Soc. Am., Bull.* 61, 43—89 (1950).
251. Heaton R. L., Ancestral Rockies and Mesozoic and late Paleozoic stratigraphy of Rocky Mountain region, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 17, 109—168 (1933).
252. Hedley M. S., Tahtsa-Morice area, Coast District, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Map 367A* (1939).
253. Hess H. H., Gravity anomalies and island arc structure with particular reference to the West Indies, *Am. Philos. Soc., Pr.*, 79, 71—96 (1938).
254. Hess H. H., Islands arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions, a contribution to the phiolite problem, *17th Intern. Geol. Congr., Rept.*, 2, 263—282 (1939).

255. Hess H. H., Appalachian periodotite belt; its significance in sequence of sequence of events in mountain building (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.*, **51**, 1996 (1940).
256. Hess H. H., Major structure features of the western North Pacific an interpretation of H. O. 5485 bathymetric chart, Korea to New Guinea, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **59**, 417—446 (1948). (См. русский перевод: Сборник статей, Островные дуги, М., ИЛ., стр. 135, 1952.)
257. Heyl G. R., Geology and mineral deposits of the Bay of Exploits area, *Newfoundland Dept. Nat. Res., Bull.*, **3** (1936).
258. Heyl G. R., The geology of the Sops Arm area, White Bay, Newfoundland, *Newfoundland Dept. Nat. Res., Bull.*, **8** (1937a).
259. Heyl G. R., Silurian strata of White Bay, Newfoundland, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **48**, 1773—1784 (1937b).
260. Hill J. B., On the relation between the older and newer Paleozoic of west Cornwall, *Geol. Mag.*, **43**, 206—216 (1906).
261. Hill M., Eckis R., в работе: Hoots H. W., Origin, migration and accumulation of oil in California, *Calif. Dept. Nat. Res., Div. Min., Geol. Br., Bull.* **118**, 253—276, 266 (1941).
262. Hills J. H., Rhythm of Permian seas, a paleogeographic study, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **26**, 217—255 (1942).
263. Hinds N. E. A., Paleozoic eruptive rocks of the southern Klamath Mountains, California, *Calif. Univ., Dept. Geol. Sci., Bull.*, **20**, 375—410 (1932).
264. Hinds N. E. A., Geologic formations of the Redding-Weaverville districts, northern California, *Calif. Journ. Min. Geol.* **29**, 77—122 (1933).
265. Hinds N. E. A., Mesozoic and Cenozoic eruptive rocks of the southern Klamath Mountains, California, *Calif. Univ., Dept. Geol. Sci., Bull.*, **23**, 313—380 (1935).
266. Hinds N. E. A., Uncompahgran and Beltian deposits in western North America, *Carnegie Inst. Wash., pub.* **463**, 53—136 (1936).
267. Hinds N. E. A., Paleozoic section in the southern Klamath Mountains, California, *6th Pacif. Sci. Cong. 1939, Pr.*, **1**, 273—287 (1940).
268. Hintze L. F., An Ordovician section in Millard County, Utah, *Columbia Univ.*, thesis, 1948.
269. Hintze L. F., Lower Ordovician detailed stratigraphic sections for Western Utah, *Utah Geol. Min. Survey, Bull.* **39** (1948).
270. Hintze L. F., Webb G. W., Ordovician stratigraphy from central Utah to central Nevada (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.*, **61**, 1524 (1950).
271. Hoffmeister J. E., Geology of Eua, Tonga, *Bishop Mus., Bull.* **96** (1932).
272. Holden F. T., Lower and Middle Mississippian stratigraphy of Ohio, *Journ. Geol.*, **50**, 34—67 (1942).
273. Holmes A., The age of the Earth, Nelson and Sons, Edinburgh, 1937.
274. Holmes A., Principles of physical geology, Nelson and Sons, Edinburgh, 1944.

275. Holmes A., The construction of a geological time scale, *Geol. Soc. Glasgow, Tr.*, **21**, pt. 1, 117—152 (1947).
276. Honess C. A., Geology of the southern Ouachita Mountains of Oklahoma; pt. I, stratigraphy, structure and physiographic history, *Okla. Geol. Survey, Bull.* **32** (1923).
277. Horberg L., Nelson V., Church V., Structural trends in central western Wyoming, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **60**, 183—216 (1949).
278. Howard W. V., Devonian volcanic rocks near Dalhousie, New Brunswick, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **37**, 475—496 (1926).
279. Howell B. F., Upper Cambrian faunas of New Jersey, *Geol. Soc. Am., Mem.* **12** (1945).
280. Huddle J. W., McCann F. T., Geologic map of the Duchesne River area, Wasatch and Duchesne counties, Utah, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prel. Map* **75** (1947).
281. Hume G. S., Hage C. O., The Lloydminster gas and oil area, Alberta, *Geol. Survey Canada, Paper* **40—11** (1940).
282. Hume G. S., Link T. A., Canal geological investigations in the Mackenzie River area, Northwest Territories and Yukon, *Geol. Survey Canada, Paper* **45—16** (1945).
283. Hurley P. M., Thompson J. B., Airborne magnetometer and geological reconnaissance survey in northwestern Maine, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **61**, 835—842 (1950).
284. Imlay R. W., Studies of the Mexican geosyncline, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **49**, 1651—1694 (1938).
285. Imlay R. W., Lower Cretaceous and Jurassic formations of southern Arkansas and their oil and gas possibilities, *Ark. Geol. Survey, Inf. Circ.* **12** (1940).
286. Imlay R. W., Jurassic formations of Gulf region, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **27**, 1407—1533 (1943).
287. Imlay R. W., Cretaceous formations of Central America and Mexico, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **28**, 1077—1195.
288. Imlay R. W., Subsurface Lower Cretaceous formations of south Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **29**, 1416—1469 (1945).
289. James H. T., Britannia Beach map-area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem.* **158** (1929).
290. Jenkins O. P., Economic mineral maps of California, No. 3, chromite, *Calif. Dept. Nat. Res., Div. Min. Geol. Br.* (1942).
291. Jenkins O. P., Introduction to Cretaceous of California, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **27**, 249—261 (1943).
292. Jenney C. P., Geology of the central Humboldt Range, Nevada, *Nev. Univ., Bull.*, **29** (1935).
293. Jewel W. B., Geology and mineral deposits of the Baie d'Espoir area, Newfoundland *Geol. Survey, Bull.* **17** (1939).
294. Johnson C. H., Igneous metamorphism of the Orofino region, Idaho, *Journ. Geol.*, **55**, 490—507 (1947).

295. Johnson J. H., Paleozoic stratigraphy of the Sawatch Range, Colorado, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **55**, 303—378 (1944).
296. Johnson J. H., A résumé of the Paleozoic stratigraphy of Colorado, *Colorado Sci. Min., Quart.*, **40**, No. 3 (1945).
297. Johnston F. N., Triassic at New Pass, Nevada, *Journ. Paleon.*, **15**, 447—491 (1941).
298. Johnston W. A., Uglow W. L., Placer and vein gold deposits of Barkersville, Cariboo District, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem.* **149** (1926).
299. Jonas A. I., Geology of the kyanite belt of Virginia, *Va. Geol. Survey, Bull.* **38** (1932).
300. Jones I. W., The Lesseps area, Gaspé Peninsula, *Quebec Bur. Min. Ann. Rept.* **1930**, pt. D, 195—226 (1931).
301. Jones I. W., The Tabletop map area, Gaspé Peninsula, *Quebec Bur. Min., Ann. Rept.* **1932**, pt. D, 5—32 (1933).
302. Jones O. T., The lower Paleozoic rocks of Britain, *16th Intern. Geol. Congr., Rept.*, **1**, 463—484 (1936).
303. Jones O. T., On the evolution of a geosyncline, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **94**, lx-cx (1938).
304. Kautský G., Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der Skandinavischen Kaledoniden, *Geol. Fören. Förhandl.*, **71**, 253—284 (1949).
305. Kay M., Ordovician Stewartville-Dubuque problems, *Journ. Geol.*, **43**, 561—590 (1935).
306. Kay M., Stratigraphy of the Trenton group, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **48**, 233—302 (1937).
307. Kay M., Classification of the Artinskian series in Russia, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **25**, 1396—1404 (1940).
308. Kay M., Taconic allochthone and the Martic thrust, *Science*, **94**, 73 (1941).
309. Kay M., Ottawa-Bonnechere graben and Lake Ontario homocline, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **53**, 585—646 (1942a).
310. Kay M., Development of the Allegheny synclinorium and adjoining regions, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **53**, 1601—1658 (1942b).
311. Kay M., Mohawkian series on West Canada Creek, *New York, Am. Journ. Sci.*, **241**, 593—606 (1943).
312. Kay M., Geosynclines in continental development, *Science*, **99**, 461—462 (1944).
313. Kay M., Paleogeographic and palinspastic maps, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **29**, 426—450 (1945a).
314. Kay M., North American geosynclines — their classification (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.*, **56**, 1172 (1945b).
315. Kay M., Geosynclinal nomenclature and the craton, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **31**, 1289—1293 (1947).
316. Kay M., Summary of Middle Ordovician bordering Allegheny synclinorium, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **32**, 1397—1416 (1948).

317. Keith A., Description of the Morristown sheet, Tennessee, *U. S. Geol. Survey, Folio 27* (1896).
318. Keith A., Outlines of Appalachian structure, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **34**, 309—380 (1923).
319. Keith A., Structural symmetry in North America, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **39**, 321—385 (1928).
320. Kellum L. B., Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part 1, relation of structure, stratigraphy and igneous activity to an early continental margin, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **47**, 969—1008 (1936a).
321. Kellum L. B., Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part 3, geology of the mountains west of the Laguna district, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **47**, 1039—1090 (1936b).
322. Kellum L. B., Geologic history of northern Mexico and its bearing on petroleum exploration, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **28**, 301—325 (1944).
323. Kellum L. B., Jurassic stratigraphy of Alaska and petroleum exploration in northwest America, *New York Acad. Sci., Tr.*, **7**, 201—209 (1945).
324. Kelly W. A., Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part 2, geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Selicias, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **47**, 1009—1038 (1936).
325. Kemp J. F., Marsters V. F., The trap dikes of the Lake Champlain region, *U. S. Geol. Survey, Bull.*, **107** (1893).
326. Kent P. E., A deep boring North Creake, Norfolk, *Geol. Mag.*, **84**, 2—18 (1947).
327. Kerr F. A., Dease Lake area, Cassiar District, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 246* (1926).
328. Kerr F. A., Lower Stikine and western Iskut River areas, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 246* (1948a).
329. Kerr F. A., Taku River map-area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 248* (1948b).
330. Kerr P. F., Tungsten mineralization in the United States, *Geol. Soc. Am., Mem. 15* (1946).
331. Kindle C. H., A Lower (?) Cambrian fauna from eastern Gaspé, Quebec, *Am. Journ. Sci.*, **240**, 633—641 (1942).
332. Kindle E. D., Preliminary report — mineral resources of Terrace area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem. 205* (1937).
333. Kindle E. M., The occurrence of the genus *Leptodus* in the anthracolitic fauna of British Columbia, *Royal Soc. Canada, Pr. Tr.*, **20**, pt. 4, 109—111 (1926).
334. Kindle E. M., Geology of the Arctic Archipelago and the interior plains of Canada, *Geol. der Erde, North America*, **1**, 100—175 (1939).
335. Kindle E. M., Burling L. D., Structural relations of the pre-Cambrian rocks north of the Ottawa and St. Lawrence valleys, *Geol. Survey Canada, Mus. Bull. 18* (1915).

336. King P. B., Geology of the Marathon region, Texas, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 187* (1937).
337. King P. B., Permian of west Texas and southeastern New Mexico, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **26**, 535—763 (1942).
338. King P. B., Geology of the southern Guadalupe Mountains, Texas, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 215* (1948).
339. King P. B., The base of the Cambrian in the southern Appalachians., *Am. Journ. Sci.*, **247**, 513—530, 622—645 (1949).
340. King P. B., Ferguson H. W., Craig L. C., Rodgers J., Geology and manganese deposits of northwestern Tennessee, *Tenn. Dept. Cons., Div. Geol., Bull. 52* (1945).
341. King P. B. et al., Tectonic map of the United States, *Am. Assoc. Petrol. Geol.* (1945).
342. King R. E., Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **50**, 1625—1722 (1939).
343. King R. E., Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper 52*, 3—33 (1944).
344. King R. E., Resumé of geology of the South Permian Basin, Texas and New Mexico, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **53**, 539—560 (1942).
345. King W. B. R., The geology of the district around Meifod (Montgomeryshire), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **84**, 671—702 (1928).
346. Kirk E., Stratigraphy of the Inyo Range, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 110*, 19—48 (1918).
347. Kirk E., The Harding sandstone of Colorado, *Am. Journ. Sci.*, **20**, 456—465 (1930).
348. Kirk E., The Eureka quartzite of the Great Basin region, *Am. Journ. Sci.*, **26**, 27—44 (1933).
349. Kirkham V. R. D., Underground water resources in the vicinity of Orofino, Idaho and Lapivai Idaho, *Idaho Bur. Min. Geol., Pamph. 23* (1927).
350. Knight S. H., Origin of late Upper Cretaceous sediments of the Laramie and Hanna basins, Wyoming (abstract), *Geol. Soc. Am., Pr. 1937*, 94 (1938).
351. Knopf A., Geology and ore deposits of the Yerington district, Nevada, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 114* (1918a).
352. Knopf A., The antimonial silver-lead veins of the Arabia district, Nevada, *U. S. Geol. Survey, Bull. 660*, 249—255 (1918b).
353. Knopf A., Geology and ore deposits of the Rochester district, Nevada, *U. S. Geol. Survey, Bull. 762* (1924).
354. Knopf A., The geosynclinal theory, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **57**, 649—670 (1948).
355. Knopf E. B., Stratigraphy of the lower Paleozoic rocks surrounding Stissing Mountain, Dutchess County, New York (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.*, **57**, 1211—1212 (1946).

356. Koons E. D., The origin of the Bay of Fundy, a discussion, *Journ. Geomorph.*, 5, 143—150 (1942).
357. Kramer W. B., Boulders from Bengalía, *Journ. Geol.*, 41, 590—621 (1933).
358. Krauskopf K. B., Pre-Tertiary intrusives of the Okanogan Valley, Washington, near the forty-ninth parallel, *6th Pacif. Sci. Congr., Pr.*, 1, 223—229 (1940).
359. Krumbein W. C., Recent sedimentation and the search for petroleum, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 29, 1233—1261 (1945).
360. Krumbein W. C., Krumbein W. C., Shales and their environmental significance, *Journ. Sedim. Petrol.*, 17, 101—108 (1947).
361. Krumbein W. C., Lithofacies maps and regional sedimentary-stratigraphic analysis, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32, 1090—1123 (1948).
362. Krumbein W. C., Sloss L. I., Dapples E. C., Sedimentary tectonics and sedimentary environments, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 33, 1859—1891 (1949).
363. Krynine P. D., Petrology and genesis of the Third Bradford Sand, *Pa. State Coll., Min. Ind. Exp. Sta., Bull.* 29 (1940).
364. Krynine P. D., The megascopic study and field classification of sedimentary rocks, *Journ. Geol.*, 56, 130—165 (1948).
365. Kuenen P. H., The negative isostatic anomalies in the East Indies, *Leid. Geol. Med.*, 8, 164—214 (1936).
366. Kuenen P. H., On the total amount of sedimentation in the deep sea, *Am. Journ. Sci.*, 34, 457—468 (1937).
367. Kuenen P. H., Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the Earth, *Am. Journ. Sci.*, 239, 161—190 (1941).
368. La Croix M. A., Les roches éruptives grenues de l'archipel de Kerguelen, *Acad. Sci. France, C. R.*, 179, 114—115 (1924).
369. Lafferty R. C., Jr., Central basin of Appalachian geosyncline, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 25, 781—825 (1941).
370. La Forge L., Geology of the Boston area, Massachusetts, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 839 (1932).
371. Landes K. K., Geology and oil and gas possibilities of Sylvania and Bois Blanc formations in Michigan, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prelim. Map* 28 (1945).
372. Landes K. K., The Salina and Bass Island rocks in the Michigan Basin, *U. S. Geol. Survey, Oil-Gas Invest., Prelim. Map* 40 (1945b).
373. Landes K. K., Ehlers G. M., Stanley G. M., Geology of the Machinac Straits region, *Mich. Geol. Survey, Pub.* 44 (1945).
374. Laney F. B., The Gold Hill mining district of North Carolina, *N. C. Geol. Survey, Bull.* 21 (1910).
375. Laney F. B., The geology and ore deposits of the Virgílina district of Virginia and North Carolina, *Va. Geol. Survey, Bull.* 14 (1917).
376. Lang A. H., Report and preliminary map, Houston map-area, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Paper* 42—11 (1940a).

377. Lang A. H., Little River, Cariboo district, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Map 561A* (1940b).
378. Lapworth C., The Moffat series, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **34**, 240—346 (1878).
379. Lapworth C., The Girvan succession, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **38**, 537—666 (1882).
380. Lapworth C., On the Ballantrae rocks of the South of Scotland and their place in the Upland sequence, *Geol. Mag.*, **26**, 20—24; 59—69 (1889).
381. Lasky S. G., Newly discovered section of Trinity age in southwestern New Mexico, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **22**, 524—540 (1938).
382. Lawson A. C., Insular arcs, foredeeps and geosynclinal seas of Asiatic Coast, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **43**, 353—381 (1932).
383. Lawson A. C., Mississippi delta, a study in isostasy, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **53**, 1231—1254 (1942).
384. Lee W., The stratigraphy and structural development of the Forest City basin in Kansas, *Kans. Geol. Survey, Bull. 51* (1943).
385. Lee W., Structural development of the Forest City basin of Missouri, Kansas, Iowa and Nebraska, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prelim. Map 48* (1946).
386. Lee W., The stratigraphy and structural development of the Salina Basin of Kansas, *Kans. Geol. Survey, Bull. 74* (1948).
387. Lees E. J., Geology of the Laberge area, Yukon, *Royal Cand. Inst. Tr.*, **20**, 1—48 (1934).
388. Lees E. J., Geology of the Teslin-Quiet Lake area, Yukon, *Geol. Survey Canada, Mem. 203* (1936).
389. Levorsen A. I., Pennsylvanian overlap in the United States, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **15**, 113—148 (1931).
390. Levorsen A. I., Studies in paleogeology, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **17**, 1107—1132 (1933).
391. Lewis J. V., Kummel H. B., The geology of New Jersey, revised, *N. J. Dept. Cons. Geol. Ser., Bull. 50* (1940).
392. Little H. W., The ultrabasic rocks of the Middle River Range, British Columbia, *Am. Journ. Sci.*, **247**, 802—823 (1949).
393. Lochman C., Middle and Upper Cambrian faunas from western Newfoundland, *Journ. Paleont.*, **12**, 461—477 (1938).
394. Lochman C., Status of Dry Creek shale of Central Montana, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **34**, 2200—2222 (1950).
395. Lochman C., Duncan D. C., Early Upper Cambrian faunas of central Montana, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper 54* (1944).
396. Logan W. E., Considerations relating to the Quebec group and the upper copper-bearing rocks of Lake Superior, *Am. Journ. Sci.*, **33**, 320—327 (1862).
397. Lombard A. E., Appalachian and Alpine structures—a comparative study, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **32**, 709—744 (1948).

398. Lombard A. E., Critères descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires, *Soc. Géol. Belge, Bull.*, **53**, 214—271 (1949).
399. Longwell C. R., Notes on the structure of the Triassic rocks of southern Connecticut, *Am. Journ. Sci.*, **4**, 223—236 (1922).
400. Longwell C. R., Geology of the Muddy Mountains, Nevada, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 798 (1928).
401. Longwell C. R., Muddy Mountains, Nevada, belt of thrusting restudied (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.*, **52**, 1920 (1941).
402. Longwell C. R. et al., Sedimentary Facies, *Geol. Soc. Am., Mem.* 39 (1949).
403. Lonsdale J. T., Post-Cincinnatian granites of northeast Piedmont Virginia, *Journ. Geol.*, **34**, 159—166 (1926).
404. Lord C. S., Hage C. O., Stewart J. S., The Cordilleran region, in geology and economic minerals of Canada, *Geol. Survey Canada, Econ. Geol. Ser. 1*, 220—310 (1947).
405. Love J. D., Thompson R. M., Johnson C. O. et al., Stratigraphic sections and thickness maps of Lower Cretaceous and non-marine Jurassic rocks of central Wyoming, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Chart 13* (1945).
406. Love J. D., Tourtelot H. A., Johnson C. O. et al., Stratigraphic sections and thickness maps of Jurassic rocks in central Wyoming, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Chart 14* (1945).
407. Lovering T. S., Geologic history of the Front Range, Colorado, *Colo. Acad. Sci., Pr.*, **12**, 59—111 (1929).
408. Lovering T. S., Johnson J. H., Meanings of unconformities in stratigraphy of central Colorado, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **17**, 353—374 (1933).
409. Lowman S. W., Sedimentary facies in Gulf Coast, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **33**, 1939—1997 (1949).
410. Lucke J. B., Limestones from Mississippian to Devonian, *W. Va. Geol. Survey*, **12**, 27—72, 267—301 (1939).
411. Lusher R. L., Jurassic stratigraphy of central Oregon, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **52**, 219—269 (1941).
412. MacKenzie G. C., Geology of Graham Island, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem.* 88 (1916).
413. MacLean H. J., Geology and mineral resources of the Little Bay area, *Newfoundland Geol. Survey, Bull.* 22 (1947).
414. Maher J. C., Subsurface geologic cross sections from Ness County, Kansas, to Lincoln County, Colorado, *Kans. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prelim. Cross-sect.* 2 (1946).
415. Maher J. C., Subsurface geologic cross section from Scott County, Kansas, to Otero County, Colorado, *Kans. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prelim. Cross-sect.* 4 (1947).
416. Maher J. C., Subsurface geologic cross section from Baca County to Yuma County, Colorado, *Kans. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prelim. Cross-sect.* 6 (1948).

417. Malcolm W., Gold fields of Nova Scotia, *Geol. Survey Canada, Mem.* 20 (1912).
418. Malcolm W., Gold fields of Nova Scotia, *Geol. Survey Canada, Mem.* 156 (1929).
419. Malkin S. S., Echols D. J., Wilcox (Eocene) stratigraphy, a key to production, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32, 11—33 (1948).
420. Mallory W. W., Pennsylvania stratigraphy and structure, Velma pool, Stephens County, Oklahoma, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32, 1948—1979 (1948).
421. Mansfield G. R., Geography, geology and mineral resources of part of southeastern Idaho, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 152 (1927).
422. Marr J. E., Conditions of deposition of the Stockdale shales of the Lake district, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 81, 113—136 (1925).
423. Martin G. C., Mesozoic stratigraphy of Alaska, *U. S. Geol. Survey Bull.* 776 (1926).
424. Martin G. C., Johnson B. L., Grant U. S., Geology and mineral resources of Kenai Peninsula, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 587 (1915).
425. Matley C. A., The pre-Cambrian complex and associated rocks of southwest Lleyn (Caernarvonshire), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 84, 440—504 (1928).
426. Matley C. A., The geology of Mynydd Rhiw and Sarn, southwestern Lleyn, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 88, 238—273 (1932).
427. Matthew G. F., Report on the Cambrian rocks of Cape Breton, *Geol., Survey Canada, Pub.* 797 (1903).
428. Maxson J. H., Economic geology of portions of Del Norte and Siskiyou counties, northwesternmost California, *Calif. Journ. Min. Geol.*, 29, 123—160 (1933).
429. McGhee J. R., Pre-Waterways Paleozoic stratigraphy of Alberta plains, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 33, 603—613 (1949).
430. McGlothlin T., General geology of Mississippi, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 28, 29—62 (1944).
431. McKee E. D., Some stratigraphic principles illustrated by Paleozoic deposits of northern Arizona, *Am. Journ. Sci.*, 241, 101—108 (1943).
432. McKee E. D., Cambrian history of the Grand Canyon, part I, stratigraphy and ecology of the Grand Canyon Cambrian, *Carnegie Inst. Washington, Pub.* 563, 5—168 (1945).
433. McLearn F. H., Contributions to the stratigraphy and paleontology of Skidegate Inlet, Queen Charlotte Islands, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mus. Bull.* 54, 1—27; *Royal Soc. Canada, Tr.*, 26, pt. 4, 51—84 (1929, 1932).
434. McLearn F. H., Jurassic formations of Maude Island and Alliford Bay, Skidegate Inlet, Queen Charlotte Islands, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Bull.* 12 (1949).
435. McLellan R. D., The geology of the San Juan Islands, Washington, *Univ. Pub. Geol.*, 2 (1927).

436. Meinesz F. A., Vening, Gravity expeditions at sea, 1923—1932, *Netherlands Geod. Comm., Pub.*, 2 (1934).
437. Melton F. A., Correlation of Permo-Carboniferous red beds in southwestern Colorado and northern New Mexico, *Journ. Geol.*, 33, 807—815 (1925).
438. Mencher E., Catskill facies of New York State, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 50, 149—159 (1939).
439. Merriam C. W., Anderson C. A., Reconnaissance survey of the Roberts Mountains, Nevada, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 53, 1675—1727 (1942).
440. Merriam C. W., Berthiaume S. A., Late Paleozoic formations of central Oregon, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 54, 145—171 (1943).
441. Mertie J. B., Jr., Geology of the Eagle-Circle district, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull. 816* (1930).
442. Mertie J. B., Jr., The Yukon-Tanana region, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull. 872* (1937).
443. Mertie J. B., Jr., The Nushagak district, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull. 903* (1938a).
444. Mertie J. B., Jr., Gold placers of the Fortymile, Eagle and Circle-districts, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull. 897-C*, 133—261 (1938b).
445. Meyer W. G., Stratigraphy and historical geology of Gold Coastal Plain in vicinity of Harris County, Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 23, 145—211 (1939).
446. Miller A. K., The age and correlation of the Bighorn formation of northwestern United States, *Am. Journ. Sci.*, 20, 195—213 (1929).
447. Miller B. L., Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain; pt. 2, Geological significance of the geophysical data, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 48, 803—812 (1937).
448. Miller B. M., Cambrian stratigraphy of northwestern Wyoming, *Journ. Geol.*, 44, 113—144 (1936).
449. Misch P., Metasomatic granitization of batholithic dimensions, part 3; Relationships of synkinematic and static granitization, *Am. Journ. Sci.*, 247, 673—705 (1949).
450. Miser H. D., Purdue A. H., Geology of the De Queen and Caddo Gap quadrangles, Arkansas, *U. S. Geol. Survey, Bull. 808* (1924).
451. Mitchell G. H., The succession and structure of the Borrowdale volcanic series as developed in the area lying between the lakes Grasmere, Windermere and Coniston, *Geol. Assoc. London, Pr.*, 43, 32—69 (1929).
452. Mitchell G. H., The Borrowdale volcanic series and associated rocks in the country between Long Sleddale and Shap, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 90, 418—444 (1934).
453. Mitchell G. H., The Borrowdale volcanic series of Coniston, Lancashire, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 96, 301—319 (1940).
454. Moffit F. H., Notes on the geology of upper Nizina River, Alaska, *U. S. Geol. Survey Bull. 813*, 143—163 (1930).

455. Moffit F. H., Geology of the Slana-Tok district, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 904 (1938).
456. Moffit F. H., Geology of the upper Tetling River district, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 917-B, 115—157 (1941).
457. Moffit F. H., Mining in the northern Copper River region, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 943-B, 25—47 (1941).
458. Moody C. L., Mesozoic igneous rocks of northern Gulf Coastal Plain, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 33, 1410—1428 (1949).
459. Moore R. C., The origin and age of the boulder-bearing Johns Valley shale in the Ouachita Mountains of Arkansas and Oklahoma, *Am. Journ. Sci.*, 27, 432—453 (1934).
460. Moore R. C. et al., Correlations of Pennsylvanian formations of North America, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 55, 657—706 (1944).
461. Morgan C. L., Reynolds S. H., The igneous rocks and associated sedimentary beds of the Tertworth inlier, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 57, 267—284 (1901).
462. Moss R. G., Buried pre-Cambrian surface in the United States, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 47, 935—966 (1936).
463. Muller S. W., Sedimentary facies and geologic structures in the Basin and Range Province, *Geol. Soc. Am., Mem.* 39, 49—54 (1949).
464. Muller S. W., Ferguson H. G., Triassic and Jurassic formations of west-central Nevada, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 47, 241—251 (1936).
465. Muller S. W., Ferguson H. G., Mesozoic stratigraphy of the Hawthorne and Tonopah quadrangles, Nevada, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 50, 1573—1624 (1939).
466. Murray G. E., Marine Cenozoic deposits of central Gulf Coastal Plain, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 31, 1825—1850 (1947).
467. Murray H. W., Profiles of the Aleutian Trench, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 56, 757—781 (1945).
468. Neely J., Stratigraphy of the Sundance formation and related Jurassic rocks in Wyoming and their petroleum aspects, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 21, 715—770 (1937).
469. Nettleton L. L., Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 27, 51—63 (1943).
470. Newcombe R. J. B., Oil and gas fields of Michigan, a discussion of depositional and structural features of the Michigan Basin, *Mich. Geol. Survey, Bull.* 38 (1933).
471. Newell N. D., Kummel B., Lower Eo-Triassic stratigraphy, western Wyoming and southeast Idaho, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 53, 937—995 (1942).
472. Nolan T. B., The Basin and Range province in Utah, Nevada and California, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 197-D, 141—196 (1943).
473. Norman G. W. H., Lake Ainslie map-area, Nova Scotia, *Geol. Survey Canada, Mem.* 177 (1935).

474. Northrop S. A., Paleontology and stratigraphy of the Silurian rocks of the Port Daniel-Black Cape region, Gaspé, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper 21* (1939).
475. Okulitch V. J., Geology of part of the Selkirk Mountains in the vicinity of the main line of the Canadian Pacific Railway, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Bull. 14* (1949).
476. Osborne F. F., Grimes-Graeme R., The breccia on St. Helens Island, Montreal, *Am. Journ. Sci.*, **32**, 43—54 (1936).
477. Park C. F., Jr., Cannon R. S., Jr., Geology and ore deposits of the Metaline quadrangle, Washington, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 202* (1943).
478. Patterson J. M., Stratigraphy of the Eocene Between Laredo and Rio Grande City, Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **26**, 256—274 (1942).
479. Payne J. N., Subsurface geology of Iowa (Lower Mississippian) series in Illinois, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **24**, 225—236 (1940).
480. Payne T. G., Tectonic and sedimentary setting of Naval Petroleum Reserve No. 4, northern Alaska (abstract), *Am. Assoc. Petrol. Geol. Program. Ann. Meeting*, Denver, 36—37 (1948).
481. Peach B. N., Horne J., Silurian rocks of Britain, 1, Scotland, *Geol. Survey United Kingdom, Mem.* (1899).
482. Perry E. S., Sloss L. L., Big Snowy group, lithology and correlation in the northern Great Plains, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **27**, 1287—1304 (1943).
483. Pettijohn F. J., Early pre-Cambrian geology and correlation problems of the northern subprovince of the Lake Superior region, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **48**, 153—202 (1937).
484. Pettijohn F. J., Archean sedimentation, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **54**, 925—972 (1943).
485. Pettijohn F. J., *Sedimentary Rocks*, Harper and Brothers, New York, 1949.
486. Phleger F. B., Jr., Notes on certain Ordovician faunas of the Inyo Mountains, California, *S. Calif. Acad. Sci., Bull.*, **32**, 1—21 (1933).
487. Pike W. S., Jr., Intertonguing marine and non-marine Upper Cretaceous deposits of New Mexico, Arizona and southwestern Colorado, *Geol. Soc. Am., Mem. 24* (1947).
488. Pocock R. W., Whitehead T. H., *The Welsh Borderland*, second edition, *Brit. Regional Geol., Geol. Survey and Mus.* (1948).
489. Pogue J. E., Cid mining district of Davidson County, North Carolina, *N. C. Geol. Survey, Bull. 22* (1910).
490. Powers S., The Acadian Triassic, *Journ. Geol.*, **24**, 1—26 (1916).
491. Pressler E. O., Geology and occurrence of oil in Florida, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **31**, 1851—1862 (1947).
492. Pringle J., *The South of Scotland* (second edition revised), *Brit. Regional Geol., Geol. Survey and Mus.* (1948).
493. Pringle J., George T. N., *South Wales*, second edition, *Brit. Regional Geol., Geol. Survey and Mus.* (1948).

494. Prouty C. E., Trenton and sub-Trenton stratigraphy of northwest belts of Virginia and Tennessee, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **32**, 1596—1626 (1948).
495. Prouty W. F., Geology and mineral resources of Clay County, Alabama, *Ala. Geol. Survey Co. Rept. 1* (1923).
496. Rasetti F., New Lower Ordovician trilobites from Levis, Quebec, *Journ. Paleont.*, **17**, 101—104 (1943).
497. Rasetti F., Upper Cambrian trilobites from the Levis conglomerate, *Journ. Paleont.*, **18**, 229—258 (1944).
498. Rasetti F., New Upper Cambrian trilobites from the Levis conglomerate, *Journ. Paleont.*, **19**, 462—478 (1945).
499. Rasetti F., Early Upper Cambrian trilobites from Western Gaspé, *Journ. Paleont.*, **20**, 442—462 (1946a).
500. Rasetti F., Cambrian and early Ordovician stratigraphy of the lower St. Lawrence Valley, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **57**, 687—706 (1946b).
501. Rasetti F., Lower Cambrian trilobites from the conglomerates of Quebec, *Journ. Paleont.*, **22**, 1—24 (1948a).
502. Rasetti F., Middle Cambrian trilobites from the conglomerates of Quebec, *Journ. Paleont.*, **22**, 315—339 (1948b).
503. Raymond P. E., Excursion in eastern Quebec and the maritime provinces, Quebec and vicinity, *12th Intern. Geol. Congr., Guidebook 1*, 25—48 (1913).
504. Read C. B., Andrews D. A., The Upper Pecos River and Rio Gillisteo region, New Mexico, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prel. Map 9* (1944).
505. Read C. B., Wood G. H., Distribution and correlation of Pennsylvanian rocks in late Paleozoic sedimentary basins of northern New Mexico, *Journ. Geol.*, **55**, 220—236 (1947).
506. Reed F. R. C., The fauna of the Keisley limestone, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **52**, 407—437; **53**, 67—106 (1896, 1897).
507. Reed F. R. C., The lower Paleozoic rocks of County Waterford, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **55**, 718—772 (1899).
508. Reed R. D., Geology of California, *Am. Assoc. Petrol. Geol.* (1933).
509. Reed R. D., California's record in the geologic history of the world, *Calif. Dept. Nat. Res., Div. Min., Bull.*, **118**, pt. 2, 99—118 (1941).
510. Reed R. D., Hollister J. S., Structural evolution of southern California, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **20**, 1529—1704 (1936).
511. Reeside J. B., Jr., Maps showing thickness and general character of the Cretaceous deposits of the western interior of the United States, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prel. Map 10* (1944).
512. Reger D. B., Mercer, Monroe and Summers counties, *W. Va. Geol. Soc. Survey* (1926).
513. Reger D. B., Pennsylvanian cycles in West Virginia, *Ill. Geol. Survey, Bull. 60*, 217—239 (1931).
514. Resser C. E., Cambrian system (restricted) of the southern Appalachians, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper 15* (1938).

515. Reynolds S. H., Gardiner C. I., The Kildare inlier, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, **52**, 587—605 (1896).
516. Rice H. M. A., Nelson map-area, East half, British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem.* 213 (1941).
517. Rich J. L., Probable deep-water origin of the Marcellus-Ohio—New Albany-Chattanooga black shale (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.* 59, 1346 (1948).
518. Richards H. G., Subsurface stratigraphy of Atlantic Coastal Plain between New Jersey and Georgia, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, **29**, 885—955 (1945).
519. Richardson C. H., The petrography of the Irasburg conglomerate, *Vt. St. Geol., 16th Ann. Rept.*, 107—110 (1929).
520. Rittenhouse G., The distribution of several types of Berea sand in West Virginia, eastern Ohio and western Pennsylvania, *U. S. Geol. Survey, Oil Gas Invest., Prelim.*, Chart 11 (1946).
521. Roberts J. K., The geology of the Virginia Triassic, *Va. Geol. Survey, Bull.* 29 (1928).
522. Roliff W. A., Salina Guelph fields of southwestern Ontario, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 33, 153—188 (1949).
523. Rosenkrans R. R., Stratigraphy of Ordovician bentonite beds in southwestern Virginia, *Va., Geol. Survey, Bull.* 46—1, 85—111 (1936).
524. Ross C. P., Mesozoic and Tertiary granite rocks in Idaho, *Journ. Geol.*, **36**, 673—693 (1928).
525. Ross C. P., Mineral deposits near the west fork of the Chulitna River, Alaska, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 849, 289—333 (1933).
526. Ross C. P., Correlation and interpretation of Paleozoic stratigraphy in south-central Idaho, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **45**, 937—1000 (1934a).
527. Ross C. P., Geology and ore deposits of the Casto quadrangle, Idaho, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 854 (1934b).
528. Ross C. P., Some features of the Idaho batholith, *16th Intern. Geol. Congr., Rept.*, **1**, 369—385 (1936).
529. Ross C. P., Geology and ore deposits of the Bayhorse region, Custer County, Idaho, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 877 (1937).
530. Ross C. P., The geology of part of the Wallowa Mountains, *Ore. Dept. Geol. Min. Res. Bull.* 3 (1938).
531. Ross C. P., Geology of the Borah Peak quadrangle, Idaho, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **58**, 1085—1160 (1947).
532. Ross R. J., Jr., Stratigraphy and trilobite zones of the Garden City formation, northeastern Utah, *Am. Journ. Sci.*, **247**, 472—491 (1949).
533. Roth R. I., West Texas barred basin, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **53**, 1659—1674 (1942).
534. Ruedemann R., Graptolites of North America, *Geol. Soc. Am., Mem.* 19 (1947).
535. Ruedemann R., Wilson T. Y., Eastern New York Ordovician cherts, *Geol. Soc. Am., Bull.*, **47**, 1535—1586 (1936).

536. Russell R. J., Quaternary history of Louisiana, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 51, 1199—1233 (1940).
537. Sampson E., The ferruginous chert formations of Notre Dame Bay, Newfoundland, *Journ. Geol.*, 31, 571—598 (1925).
538. Schatsky N. S., On the «Synclises» of A. P. Pavlow, *Soc. Nat. Moscow. n. s.* 48, Sec. Geol., 18, 46—52 (1940).
539. Schatsky N. S., On the nature of major tectonic structures of ancient platforms, *18th Intern. Geol. Congr., Titles Abstr.*, 102—103 (1948).
540. Schofield S. J., The age of the Coast Range composite batholith of British Columbia, *6th Pacif. Sci. Congr., Pr.*, 1, 437—450 (1940).
541. Schofield S. J., Cascadia, *Am. Journ. Sci.*, 239, 701—714 (1941).
542. Schrader F. C., The Rochester mining district, Nevada, *U. S. Geol. Survey, Bull.*, 580, 325—372 (1914).
543. Schuchert C., Paleogeography of North America, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 20, 427—606 (1910).
544. Schuchert C., Sites and natures of the North American geosynclines, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 34, 151—229 (1923).
545. Schuchert C., Orogenic times of the northern Appalachians, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 41, 701—724 (1930).
546. Schuchert C., Cambrian and Ordovician of northwestern Vermont, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 48, 1001—1078 (1937).
547. Schuchert C., Dunbar C. O., Textbook of geology, part 2, historical geology, 3rd edition, John Wiley, New York, 1933.
548. Schuchert C., Dunbar C. O., Stratigraphy of western Newfoundland, *Geol. Soc. Am., Mem. 1* (1934).
549. Schuchert C., Dunbar C. O., Textbook of geology; part 2, historical geology, 4th edition, John Wiley, New York, 1941.
550. Schuchert C., Longwell C. R., Paleozoic deformations of the Hudson Valley region, New York, *Am. Journ. Sci.*, 23, 305—326 (1932).
551. Schuppli H. M., Geology of oil basins of East Indian Archipelago, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 30, 1—22 (1946).
552. Sedgwick A., A synopsis of the English series of stratified rocks inferior to the Old Red Sandstone, *Geol. Soc. London, Pr.*, 2, 684—685 (1838).
553. Sellards E. H., The pre-Paleozoic and Paleozoic systems in Texas, *Texas Univ., Bull. 3232*, 15—238 (1933).
554. Sharp R. P., Ep-Archean and ep-Algonkian erosion Surfaces, Grand Canyon, Arizona, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 51, 1235—1269 (1940).
555. Sharp R. P., Stratigraphy and structure of the southern Ruby Mountains, Nevada, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 53, 647—690 (1942).
556. Sharp R. P., Geology of the Wolf Creek area, St. Elias Range, Yukon Territory, Canada, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 54, 625—649 (1943).
557. Shaw W. W., Little South west Miramichi-Sevogle Rivers area, New Brunswick, *Geol. Survey Canada, Mem. 197* (1936).

558. Shaw E. W., Harding S. R. L., Lea Park and Belly River formations of east-central Alberta, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 33, 487—499 (1949).
559. Shotton F. W., The stratigraphy and tectonics of the Cross Fell inlier, *Geol. Soc. London. Quart. Journ.*, 91, 639—704 (1935). †
560. Sloss L. L., Environment of limestone deposition, *Journ. Sedim. Petrol.*, 17, 109—113 (1947).
561. Sloss L. L., Hamblin R. H., Stratigraphy and insoluble residues of Madison group (Mississippian) of Montana, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 26, 305—335 (1947).
562. Sloss L. L., Laird W. M., Devonian system in central and north-western Montana, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 31, 1404—1330 (1947).
563. Sloss L. L., Krumbein W. C., Dapples E. C., Integrated facies analysis, *Geol. Soc. Am., Mem.* 39, 91—124 (1949).
564. Smith B., The unconformable base of the Coniston limestone series in the Lake District, *Geol. Mag.*, 61, 163—167 (1924).
565. Smith B., George T. N., North Wales, second edition, *Brit. Regional Geol., Geol. Survey and Mus.* (1948).
566. Smith G. O., White D., The geology of the Perry Basin in south-eastern Maine, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 35 (1905).
567. Smith P. Z., Areal geology of Alaska, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 192 (1939).
568. Smith S., On the occurrence of Tremadoc shales in the Torthworth inlier (Gloucestershire), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 89, 357—578 (1933).
569. Smith W. S., Stratigraphy of the Skykimish basin, Washington, *Journ. Geol.*, 24, 559—582 (1916).
570. Spieker E. M., Late Mesozoic and early Cenozoic history of central Utah, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 205, 117—161 (1946).
571. Spieker E. M., Sedimentary facies and associated diastrophism in the Upper Cretaceous of central and eastern Utah, *Geol. Soc. Am., Mem.* 39, 55—82 (1949).
572. Spooner W. C., Oil and gas geology of the Gulf coastal plain in Arkansas, *Ark. Geol. Survey, Bull.* 2 (1935).
573. Spurr J. E., The ore deposits of Tonopah, Nevada, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 219 (1903).
574. Stark J. T., Johnson J. H., Behre C. H., Jr., Powers W. E., Howland A. L., Gould D. B. et al., Geology and origin of South Park, Colorado, *Geol. Soc. Am., Mem.* 33 (1949).
575. Stauffer C. R., The Devonian of California, *Calif. Univ., Pub. Geol. Sci.*, 19, 81—118 (1930).
576. Stetson H. C., The sediments and stratigraphy of the East Coastal continental margin, Georges Bank to Norfolk Canyon, *Mass. Inst. Technol. and Woods Hole Ocean. Inst., Pap. Phys., Oceanog. and Meteorol.*, 12, No. 2 (1949). †

577. Stille H., The growth and decay of continents, *Research and Progress*, 1, 9—14 (1934).
578. Stille H., Die Entwicklung des amerikanischen Kordillerensystems in Zeit und Raum, *Preuss. Akad. Wiss. Phys.-Math. Kl. Sitzungsber.* 15, 134—155 (1936a).
579. Stille H., Wege und Ergebnisse der geologisch-tectonischen Forschung, *Festschr. Kaiser-Wilhelm Gesellsch. Förd. Wiss.*, 2 (1936b).
580. Stille H., Wandlungen im Magmatismus unserer Erde, *Naturw.*, Jg. 28, 21, 321—326 (1940).
581. Stille H., Einführung in den Bau Amerikas, Borntraeger, Berlin, 1941.
582. Stille H., Geotektonische Probleme des pazifischen Erdraumes, *Preuss. Akad. Wiss., Abh., Math.-naturw. Kl.*, No. 11 (1944).
583. Stockdale P. B., Lower Mississippian rocks of the east-central interior, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 22 (1939).
584. Størmer L., Kaledonisk dekke-tektonik pa Hadeland?, *Norsk Geol. Tidssk.*, 22, 74—91 (1942).
585. Stose A. J., Stose G. W., Geology of the Hanover-York district, Pennsylvania, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 204 (1944).
586. Stose A. J., Stose G. W., Geology of Carroll and Frederick counties, Maryland, *Md. Geol. Survey*, 11—131 (1946).
587. Stose G. W., Unconformity at the base of the Silurian in southeastern Pennsylvania, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 41, 629—657 (1930).
588. Stose G. W., The Taconic sequence in Pennsylvania, *Am. Journ. Sci.*, 246, 393—412 (1946).
589. Stose G. W., Bascom F., Description of the Fairfield and Gettysburg quadrangles, *U. S. Geol. Survey, Folio* 225 (1929).
590. Stose G. W., Jonas A. I., Ordovician shale and associated lava in southeastern Pennsylvania, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 38, 505—536 (1927).
591. Stose G. W., Stose A. J., The Chilhowee group and Ocoee series of the southern Appalachians, *Am. Journ. Sci.*, 242, 367—390; 401—416 (1944).
592. Stose G. W., Stose A. J., Stratigraphy of the Arvoná slate, Virginia, *Am. Journ. Sci.*, 246, 393—412 (1948).
593. Stose G. W., Stose A. J., Ocoee series of the southern Appalachians, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 60, 267—320 (1949).
594. Stout W. E., Pennsylvanian cycles in Ohio, *Ill. Geol. Survey, Bull.* 60, 195—216 (1931).
595. Stow M. H., Conditions of sedimentation and sources of the Oriskany sandstone as indicated by petrology, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 22, 541—564 (1938).
596. Stoyanow A. A., Paleozoic paleogeography of Arizona, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 53, 1255—1282 (1942).
597. Stoyanow A. A., Lower Cretaceous stratigraphy in southeastern Arizona, *Geol. Soc. Am., Mem.* 38 (1949).
598. Stuckey J. L., The pyrophyllite deposits of North Carolina, *N. C. Dept. Cons. Devel., Bull.* 37 (1928).

599. Sussmilch C. A., The Carboniferous period in eastern Australia, Austral., *New Zealand Assoc. Adv. Sci.*, 22, 83—118 (1935).
600. Swain F. M., Stratigraphy of Cotton Valley beds of northern Gulf Coastal Plain, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 28, 577—614 (1944).
601. Swain F. M., Upper Jurassic of northeastern Texas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 33, 1206—1250 (1949).
602. Swartz F. M., The Devonian of Pennsylvania; the Keyser limestone and Helderberg group, *Pa. Geol. Survey, Bull.*, G-19, 29—91 (1939).
603. Swartz F. M., Trenton and sub-Trenton of outcrop areas in New York, Pennsylvania and Maryland, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32, 1493—1595 (1948).
604. Taliaferro N. L., Geologic history and structure of the central Coast Ranges of California, *Calif. Dept. Nat. Res., Div. Min., Bull.* 118, 119—163 (1941).
605. Taliaferro N. L., Geologic history and correlation of the Jurassic of southwestern Oregon and California, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 53, 71—112 (1942).
606. Taliaferro N. L., Franciscan-Knoxville problem, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 27, 109—219 (1943).
607. Taliaferro N. L., Cretaceous and Paleocene of Santa Lucia Range, California, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 28, 449—521 (1944).
608. Taylor H., Siluro-Devonian strata in central Kansas., *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 30, 1221—1254 (1946).
609. Taylor H., Middle Ordovician limestones in central Kansas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 21, 1242—1281 (1947a).
610. Taylor H., Upper Ordovician shales in central Kansas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 31, 1544—1607 (1947b).
611. Teichert C., Geology of Greenland, *Geol. der Erde, North America*, 1, 100—175 (1939).
612. Tercier J., Dépôts marins actuels et séries géologique, *Ecl. Helv.*, 32, 47—100 (1940).
613. Thom W. T., Jr., Position, extent and structural make-up of Appalachia, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 48, 315—321 (1937).
614. Thomas D. E., в работе Skeats E. W., Outline of the physiography and geology of Victoria, Melbourne Univ. Press, 1935.
615. Thomas H. H., The Skomer volcanic series, Pembrokeshire, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 67, 175—214 (1911).
616. Thomas H. H., Cox A. H., The volcanic series of Frefgarn, Roch and Ambleston, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 80, 520—548 (1924).
617. Thomas H. H., Jones O. T., On the pre-Cambrian and Cambrian rocks of Brawdy, Hayscastle and Brimaston (Pembrokeshire), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 68, 374—401 (1912).
618. Thompson M. L., Miller A. K., The Permian of southern-most Mexico and its fusulinid faunas, *Journ. Paleont.*, 18, 481—504 (1944).
619. Thompson M. L., Wheeler H. E., Permian fusulinids from British Columbia, Washington and Oregon, *Journ. Paleont.*, 16, 700—711 (1942).

620. Thompson W. C., Geologic sections in Texas and adjoining states, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 21, 1083—1087 (1937).
621. Thompson W. O., Kirby J. M., Cross section from Colorado Springs to Black Hills showing correlation of Paleozoic stratigraphy, *Kans. Geol. Soc., Guidebook 14th Ann. Field Conf.*, 142—146 (1940).
622. Thorslund P., On the Chasmops Series of Jemtland and Södermanland (Tvären), *Sveriges Geol. Unders.*, ser. C., No. 436 (1940).
623. Todd J. D., Roper F. C., Down dip Wilcox (Eocene) of coastal Texas and Louisiana, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 24, 701—715 (1940).
624. Tolman C., Lake Etchemin map-area, Quebec, *Geol. Survey, Canada, Mem.* 199 (1936).
625. Tomlinson C. W., The Pennsylvanian system in the Ardmore Basin, *Okla. Geol. Survey, Bull.* 46 (1929).
626. Trumpy D., Pre-Cretaceous of Colombia, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 54, 1281—1304 (1943).
627. Tucker R. C., Deep Well records, *Wa. Va. Geol. Survey*, 7 (1936).
628. Turner H. W., Contribution to the geology of the Silver Peak quadrangle, Nevada, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 20, 223—264 (1909).
629. Twenhofel W. H., Geology and paleontology of the Mingan Islands, Quebec, *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* 11 (1938).
630. Twenhofel W. H., The Silurian of eastern Newfoundland, with some data relating to physiography and Wisconsin glaciation of Newfoundland, *Am. Journ. Sci.*, 245, 65—122 (1947).
631. Twenhofel W. H., Shrock R. R., Silurian strata of Notre Dame Bay and Exploits valley, Newfoundland, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 48, 1743—1771 (1937).
632. Tyrrell G. W., The principles of petrology, Methuen and Co., London, 1926.
633. Tyrrell G. W., Flood basalts and fissure eruption, *Bull. Volcanol.*, 1, 90—91 (1937).
634. Tyrrell G. W., Begg J. L., Summer field meeting, 1932; Girvan-Ballantrae, *Geol. Assoc. London, Pr.*, 44, 57—81 (1933).
635. Umbgrove J. H. F., Verschillende typen van tertiäre geosynclinalen in den Indischen Archipel, *Leidsche Meded.*, 6, 33—43 (1933).
636. Umbgrove J. H. F., The relations between geology and gravity field in the East Indian Archipelago, in Gravity expeditions at sea, 1923—1932, 2, *Netherl. Geod. Comm. Pub.*, Delft. (1934).
637. Umbgrove J. H. F., Geological history of the East Indies, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 22, 1—70 (1938).
638. Umbgrove J. H. F., The pulse of the Earth, second edition, Martinus Nijhoff, The Hague (1947). (См. русский перевод: Сборник статей, Островные дуги, М., ИЛ., стр. 5, 1952.)
639. Umbleby 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).

640. Van Alstine R. E., Geology and mineral deposits of the St. Laurence area, Burin Peninsula, Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey, Bull.* 23 (1948).
641. Van der Gracht W. A. J. M. van W., The Permo-Carboniferous orogeny in the south-central United States, *K. Akad. Wetensch. Amsterdam, Afd. Nat. Verh.*, 2d sec., 27, No. 8, 1—179 (1931a).
642. Van der Gracht W. A. J. M. van W., Permo-Carboniferous orogeny in south-central United States, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 15, 991—1057 (1931b).
643. Ver Wiebe W. A., Ancestral Rocky Mountains, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 14, 765—788 (1930).
644. Visser S. W., Some remarks on the deep-focus earthquakes in the international seismological summary, *Gerlands Beitr. Geophysik.*, 47, 321—332; 48, 254—267 (1936).
645. Vogt Thorolf, The geology of part of the Hølandahorg district a type area in the Trondheim region, *Norsk Geol. Tidss Kr.*, 25, 449—528 (1945).
646. Walcott C. D., Correlation papers; Cambrian, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 81 (1891).
647. Walcott C. D., The Cambrian and its problems in the Cordilleran region, *Problems of American Geology*, Yale Univ. Press, New Haven, 162—233, 1915.
648. Walcott C. D., Pre-Devonian Paleozoic formations of the Cordilleran provinces of Canada, *Smiths. Misc. Coll.*, 75, 175—368 (1928).
649. Walker J. F., Geology and mineral deposits of Windermere map-area British Columbia, *Geol. Survey Canada, Mem.* 148 (1926).
650. Walters R. F., Buried pre-Cambrian hills in northern Barton County, central Kansas, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 30, 660—710 (1946).
651. Walthier T. N., Geology and mineral resources of the area between Corner Brook and Stephenville, western Newfoundland, *Newfoundland Geol. Survey, Bull.* 35, 1—62 (1949).
652. Walton P. T., Geology of the Cretaceous of the Uinta Basin, Utah, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 55, 91—130 (1944).
653. Wanless H. R., Pennsylvanian correlations in the eastern Interior and Appalachian coal fields, *Geol. Soc. Am., Spéc. Paper* 17 (1939).
654. Wanless H. R., Pennsylvanian geology of a part of the Southern Appalachian coal field, *Geol. Soc. Am., Mem.* 13 (1946).
655. Wanless H. R., Regional variations in Pennsylvanian lithology, *Journ. Geol.*, 55, 237—253 (1947).
656. Washburn A. L., Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada, *Geol. Soc. Am., Mem.* 22 (1947).
657. Waters A. C., A summary of the sedimentary, tectonic, igneous and metalliferous history of Washington and Oregon, Ore deposits of the western states (Lindgren Vol.), *Am. Inst. Min. Met. Eng.*, 253—265 (1933).
658. Watson K. de P., Geology and mineral deposits of the Baie Verte-Mings Bight area, *Newfoundland Geol. Survey, Bull.* 21 (1947).

659. Watson T. L., Powell S. L., Fossil evidence of the age of the Virginia Piedmont slates, *Am. Journ. Sci.*, 31, 33—44 (1911).
660. Watts W. W., Ordovician, в работе Evans J. W., Stubblefield, C. J., Handbook of the geology of Great Britain, Thomas Murby, London, 1929.
661. Weaver C. E., Geology of the Coast Ranges immediately north of the San Francisco Bay region, California, *Geol. Soc. Am., Mem.* 35 (1949).
662. Weeks W. B., Southern Arkansas stratigraphy with emphasis on the older Coastal Plain beds, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 22, 953—958 (1938).
663. Wegener A., The Origin of Continents and Oceans, Metheun, London, 1924.
664. Weller J. M. et al., Correlation of the Mississippian formations of North America, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 59, 91—192 (1948).
665. Weller J. M., Bell A. H., Illinois Basin, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 21, 771—788 (1937).
666. Wells A. K., The geology of the Rhobell Fawr district (Merioneth), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 81, 463—538 (1925).
667. Wells D., Lower Middle Mississippian of southeastern West Virginia, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 34, 882—922 (1949).
668. Wells F. G., Ensimatic and ensialic geosynclines (abstract), *Geol. Soc. Am., Bull.*, 60, 1927 (1949).
669. Westgate L. G., Knopf A., Geology and ore deposits of the Pioche district, Nevada, *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 171 (1932).
670. Wheeler G., The west of the New England Triassic lowland, *Conn. Geol. Nat. Hist. Survey, Bull.* 58 (1937).
671. Wheeler H. E., Helicoprion in the Anthracolithic (late Paleozoic of Nevada and California and its stratigraphic significance), *Journ. Paleont.*, 13, 103—114 (1939).
672. Wheeler H. E., Permian volcanism in western North America, *6th Pacific Congr., Pr.*, 1, 369—376 (1940).
673. Wheeler H. E., Lower and Middle Cambrian stratigraphy in the Great Basin area, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 54, 1781—1824 (1943).
674. Wheeler H. E., Base of the Cambrian system, *Journ. Geol.*, 55, 153—159 (1947).
675. Wheeler H. E., Critique of the time-stratigraphic concept, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 59, 75—86 (1948).
676. Whitcomb L., Correlation by Ordovician bentonite, *Journ. Geol.*, 40, 522—534 (1932).
677. Whitcomb H. E., Rosenkrans R. R., Bentonite beds in the lower Chambersburg, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 46, 1251—1254 (1935).
678. White M. C., Discovery of microscopic organisms in the siliceous nodules of the Paleozoic rocks of New York, *Am. Journ. Sci.*, 33, 385—386 (1862).
679. White M. S., Occurrence of manganese in eastern Aroostock County, Maine, *U. S. Geol. Survey, Bull.* 940-E., 125—161 (1943).

680. Whitney J. D., Report of progress and synopsis of field work from 1860 to 1864, *Geol. Survey Calif., Geol.*, 1 (1865).
681. Willard B. et al., The Devonian of Pennsylvania, *Penn. Topograph. Geol. Survey, Bull. 19-G* (1939).
682. Williams D., The geology of the country between Nant Peris and Nant Francon, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 86, 191—233 (1930).
683. Williams H. S., On the southern Devonian formations, *Am. Journ. Sci.*, 3, 393—403 (1897).
684. Williams H. S., Gregory H. E., The Paleozoic faunas of Maine, *U. S. Geol. Survey, Bull. 165*, 15—92 (1900).
685. Williams H., The geology of Snowdon (North Wales), *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 83, 345—431 (1927).
686. Williams H., Bulman O. M. B., The geology of the Dolwyddelan syncline, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 87, 425—458 (1931).
687. Williams J. S., Geology of the Paleozoic rocks, Logan quadrangle, Utah, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 59, 1121—1164 (1948).
688. Williams M. Y., Arisaig-Antigonish district, Nova Scotia, *Geol. Survey of Canada, Mem. 60* (1914).
689. Willis B., A theory of continental structure applied to North America, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 18, 389—412 (1907).
690. Willis B., Willis R., Eruptivity and mountain building, *Geol. Soc. Am., Bull.*, 52, 1643—1684 (1941).
691. Wills L. J., The physiographical evolution of Britain, Edward Arnold, London, 1929.
692. Wills L. J., Smith B., The Lower Paleozoic rocks of the Llangollen district, *Geol. Soc. London, Quart. Journ.*, 78, 176—226 (1922).
693. Wilson J. T., Some aspects of geophysics in Canada with special reference to structural research in the Canadian Shield; part 2 and approach to the structure of the Canadian Shield, *Am. Geophys. Union, Tr.*, 29, 691—726 (1948).
694. Wilson J. T., The origin of continents and Precambrian history, *Roy. Soc. Canada, Tr.*, 43, sec. 4, 157—184 (1949a).
695. Wilson J. T., Some major structures of the Canadian Shield, *Can. Inst. Min. Met. Eng., Tr.*, 52, 231—242 (1949b).
696. Woodward H. P., Geology and mineral resources of the Roanoke area, Virginia, *Va. Geol. Survey, Bull. 34* (1932).
697. Woodward H. P., Silurian system of West Virginia, *W. Va. Geol. Survey, 14* (1941).
698. Woodward H. P., Devonian system of West Virginia, *W. Va. Geol. Survey, 15* (1943).
699. Workman L. E., Subsurface geology of the Chester series in Illinois, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 24, 209—224 (1940).
700. Workman L. E., Subsurface geology of the Devonian system in Illinois, *Ill. Geol. Survey, Bull. 68*, 189—199 (1944).
701. Workman L. E., Bell A. H., Deep drilling and deeper oil possibilities in Illinois, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32, 2041—2062 (1948).

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	7
Определение геосинклинали	7
Классификация	9
Осадочная терминология	10
Хедреократон и миогеосинклинали	13
Определение их границ в кембрии	13
Продолжительность образования миогеосинклиналей	21
Миогеосинклинали, ограниченные тектоническими областями суши	27
Геосинклинали внутри хедреократона	29
Классификация	29
Экзогеосинклинали	32
Автогеосинклинали	34
Зевгогеосинклинали	41
Сложность внутрикратонных геосинклиналей	43
Правильность отождествления внутрикратонных геосинклиналей с геосинклиналильными структурами	45
Палеогеография краев континента	50
Введение	50
Теория краевых рифов	52
Теория архейских первичных осей	52
Теория бордерлендов	54
Теория краевых вулканических геосинклиналей и островных дуг	56
Стратиграфия краев континента	59
Тихоокеанский край — пояс Фрэзер	59
Атлантический край — пояс Магог	77
Южный периферический пояс	95
Мексиканская геосинклиналь	96
Ордовичские эвгеосинклинали в Британии и Скандинавии	97
Взаимоотношения эвгеосинклиналильных и миогеосинклиналильных поясов	101
Интерпретация стратиграфии эвгеосинклиналильных поясов	104
Введение	104
Вулканические породы	104
Осадочные породы	106
Суша	108

Эвгеосинклинальные поясы и современные островные дуги	109
Паралиагеосинклинали	118
Введение	118
Геосинклиналь побережья Мексиканского залива	118
Геосинклиналь Атлантического побережья	123
Сходство с миогеосинклиналями	124
Геосинклинали и осадкообразование	126
Введение	126
Осадки в геосинклиналях	127
«Геосинклинальные фации» и «фации форландов»	131
Объемы осадков и их источники	134
Продолжительность и скорость отложения осадков	138
Рост континента	143
Введение	143
Миграция геосинклиналей	143
Последовательность геосинклиналей	144
Геосинклинали и орогении	145
Геосинклинали и плутонические интрузии	146
Продвижение орогений	147
Древность эвгеосинклинальных поясов	147
Происхождение континентов	148
Заключение	152
Классификация и определения	155
Литература	156
Содержание	191

М. Кэй

ГЕОСИНКЛИНАЛИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Редактор *В. К. ЗНАМЕНСКАЯ*

Переплет художника *В. И. Телешева*

Технический редактор *Н. А. Иовлева*

Корректор *Н. И. Мильчина*

Сдано в производство 18/XII 1954 г. Подписано к печати 5/IV 1955 г. Т-02922
 Бумага 60×92 $\frac{1}{16}$ = 6,6 бум. л. 13,3 печ. л. в т.ч. 4 вклейки. Уч.-изд. л. 13,5. Изд. № 5/2302
 Цена 11 руб. Зак. 75

20-я типография Главполиграфпрома Министерства культуры СССР
 Москва, Ново-Алексеевская, 52

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
9	6 снизу	μετων	μετων
9	5 »	εν	εν
9	1 »	αυτος	αυτος

Зак. 75

1184