науки
о земле

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Том 1

Издательство
«Мир»

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР

Collated and Edited
by A. M. Spencer

MESOZOIC-CENOZOIC OROGENIC BELTS

Data for Orogenic
Studies

Published by the
Scottish Academic Press Edinburgh
for
The Geological Society London
1974

науки
о земле

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

551.24

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Материалы по сравнительной тектонике

2020

ТОМ 1

АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Составитель
и редактор
А. СПЕНСЕР

Издательство
«Мир»
Москва 1977

УДК 551.242.3 : 551.76/.77

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

А. С. АРСАНОВА, Б. А. БОРИСОВА, Л. Ф. ДОБРЖИНЕЦКОЙ, И. В. КИРИЛЛОВОЙ, Н. И. КУТУЗОВОЙ, Т. В. МОЛЧАНОВОЙ, М. Л. СОМИНА, М. Н. ШАПИРО

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ

чл.-корр. АН СССР В. В. БЕЛОУСОВА и канд. геол.-мин. наук Ю. Г. ЛЕОНОВА

Уникальная книга, в которой четко и лаконично рассматривается строение мезозойских и кайнозойских складчатых систем разных континентов. Главная ее ценность в огромном фактическом материале по стратиграфии, тектонике, магматизму и т. п., изложенном для каждого региона по единой схеме, что позволяет сравнивать между собой любые районы. Особый интерес представляет описание геологического строения зарубежной части альпийского пояса Европы и Азии, в том числе ряда его участков, слабо освещенных в литературе, в частности Каракорума, Индонезии и др. Том 1 посвящен характеристике Альпийско-Гималайских складчатых областей, том 2 — Циркумтихоокеанских и Карибских областей и Шпицбергена.

Книга представляет собой ценное пособие для всех геологов и геофизиков, которые занимаются изучением развития литосферы Земли, а также для аспирантов и студентов геологических специальностей.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

© Copyright The Geological Society, London, 1974
© Перевод на русский язык, «Мир», 1977

М $\frac{20801-372}{041\ (01)-77}$ подписное

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая читателю книга весьма своеобразна — она сочетает в себе черты справочника, сборника статей и научной монографии. В ней собраны очерки региональной геологии и истории развития большинства мезозойских и кайнозойских складчатых областей и отдельных складчатых сооружений, в совокупности составляющих систему мезозойско-кайнозойских складчатых поясов земного шара. Структуру книги легко понять из оглавления, предисловия составителя и приложения-вопросника, который и служит каркасом всей работы, определяя содержание и композицию всех статей. Описание отдельных складчатых сооружений дается не полностью, а на примере специально выбранных сегментов, т. е. наиболее характерных и представительных, а иногда просто лучше изученных участков.

Представление такого громадного по объему материала в унифицированной форме весьма удобно и в сущности даже необходимо для любых дальнейших операций, направленных на выявление закономерностей строения и развития мезозойских и кайнозойских складчатых поясов или их составных частей. Такая унификация данных является, в частности, обязательным условием применения к ним математических методов исследования. Отметим в этой связи, что во многих случаях составители стремились получить количественную оценку описываемых объектов и явлений.

Правда, достичь единообразия в общей конструкции глав удалось легче, чем в стиле и детальности описания. Расхождения в манере изложения в основном характерны для описательных и, следовательно, труднее поддающихся регламентации разделов, таких, как «Обзор тектонического развития» и ему подобных. Что же касается детальности, то она зависит от степени изученности и размеров описываемой территории. В данной книге как бы в одном ранге описаны и маленький по площади остров Тринидад, и огромные территории западной Канады или Аляски. Естественно поэтому, что масштаб описываемых геологических явлений, да и сам характер возникающих проблем оказываются существенно различными.

Необходимо отметить, что анкетный метод, примененный в данной книге, заключая в себе многочисленные и неоспоримые достоинства, связанные с возможностью обобщения данных в лаконичной и стандартизированной, а следовательно, и удобной для сравнения форме, таит и скрытую опасность. Дело в том, что разделы анкеты подразумевают информацию двоякого рода. С одной стороны, это чисто фактические данные (такие, например, как данные о геофизических полях, мощности, литологии и др.) или результаты их «очевидной», если так можно выразиться, интерпретации (например, выделение «элементов»); точность и детальность такого рода информации повышается по мере развития геологических знаний, но в принципе она не зависит сколько-нибудь значительно от теоретических представлений. Другой вид информации соответствует тем сведениям, или скорее представлениям, которые являются менее очевидными и в общем случае могут видоизменяться в зависимости от принимаемой модели процесса; понятно, что к ней следует относиться более критично. Одним из примеров может служить выделение «фаз повышенной подвижности». Хорошо известно, что существуют разные подходы к пониманию и методике выделения различных тектонических импульсов типа «тектонических», «орогенических» и т. д. фаз, к категории которых относятся и описываемые здесь «фазы повышенной подвижности». Со времен дискуссии Г. Штилле с Дж. Гиллули, Л. Руттеном и другими оппонентами не прекращается спор относительно правомерности выделения такого рода явлений вообще. До сих пор существуют прямо противоположные суждения относительно непрерывности — прерывистости тектонических движений и сопровождающих их процессов. В такой ситуации процедура выделения фаз даже в каждом отдельном районе во многом зависит от исходных предпосылок.

Следует также остановиться на особенностях перевода на русский язык некоторых терминов. Прежде всего комментариев заслуживает перевод терминов «orogenic belt» и «orogen». В оригинальной русской геологической литературе термины «орогенический» или «орогенный»

применяются в основном для эпох или режимов горообразования со всеми сопровождающими его явлениями. Наиболее же близкими эквивалентами для обозначения рассматриваемых понятий в русском языке являются выражения «складчатые пояса» и «складчатые области» (или «геосинклинальные пояса» и «геосинклинальные области»), хотя о полной адекватности говорить трудно прежде всего потому, что ни в русской, ни в английской геологической литературе данные понятия не имеют достаточной определенности. Таким образом, мы считали, что слова «orogenic belt», в том числе и в названии книги, правильно переводить как «складчатый пояс», а «orogen» — как «складчатая область» и как «складчатое сооружение», когда речь идет о конкретном ограниченном элементе. Что касается термина «belt», то он повсюду переведен как «пояс», хотя употребляется для элементов самого разного масштаба, т. е. имеет достаточно свободное применение.

Термин «орогенический» тем не менее сохранен в таких словосочетаниях, которые широко применяются в отечественной геологической литературе. Так, «orogenic phase» переведено как «орогеническая фаза», «orogenic movements» — как «орогенические движения». В первом случае можно было бы с равным успехом говорить и о фазах складчатости или фазах тектогенеза, которые в нашем понимании являются, вообще говоря, синонимами, но в данной книге это не приемлемо, так как в ней часто встречаются и такие термины, как «phase of folding» и «tectonic phase»; они и переводятся соответственно как «фаза складчатости» и «тектоническая фаза». Поскольку речь идет о фазах, нельзя не отметить, что в книге в качестве одного из наиболее употребительных используется термин «phase of mobility». Он переведен как «фаза повышенной подвижности». Само же слово «mobility», если оно употреблено в форме конкретного термина (особенно в заголовках), переведено также как «повышенная подвижность»; но часто оно употребляется как свободное выражение и тогда переводится просто как «подвижность».

Перевод большинства остальных терминов не требует специальных пояснений, хотя, надо признаться, что несовершенство тектонической терминологии часто сильно усложняло задачу и переводчиков, и редакторов, и принятые решения в каких-то случаях, видимо, отражают их субъективное отношение к тем или иным терминам.

В заключение отметим, что принятый в этой уникальной книге метод описания особенно удобен для больших коллективных исследований и, несомненно, может быть использован при обобщении результатов многих, в том числе международных, работ, таких, как, например, Международная программа геологической корреляции. Можно с уверенностью сказать, что данная книга будет встречена читателями с интересом как работа, содержащая огромный и часто мало известный советским геологам фактический материал, и как крупное обобщающее исследование, из которого многое можно почерпнуть в методическом отношении.

В. Белоусов
Ю. Леонов

ПРЕДИСЛОВИЕ К АНГЛИЙСКОМУ ИЗДАНИЮ

Самые поразительные открытия последних лет, касающиеся строения Земли, были получены при исследованиях дна океанов и глубинного строения планеты (в его современном виде) геофизическими методами. Однако гораздо большее количество сведений накоплено и накапливается в результате изучения материков; кроме того, эти сведения обычно позволяют судить о предшествующих этапах тектонической истории. При разработке геотектонических гипотез совершенно необходимо учитывать все относящиеся к этой проблеме сведения, и имеющиеся здесь недостатки в значительной мере связаны с трудностями поиска требуемых данных в огромном количестве литературы по тектонике континентов, а также с субъективизмом, проявляющимся во многих работах. Поэтому было признано целесообразным и своевременным собрать имеющиеся тектонические данные воедино и представить их в удобной и объективной форме.

Было решено обобщить и проанализировать сведения о структуре и геологической истории некоторых складчатых поясов земного шара, пригласив авторов, знакомых с различными складчатыми областями. При этом для достижения наибольшей объективности и сопоставимости данных авторам было предложено оформить свои материалы в соответствии с тщательно разработанным вопросником.

Результатом первой части этого проекта, посвященной главным образом методам и проблемам тектонического анализа складчатых областей, было опубликование в 1969 г. материалов симпозиума «Возраст и пространственное размещение складчатости» (Time and Place in Orogeny, Geol. Soc. Spec. Publ., No. 3, Lond.).

Очень скоро стало ясно, что полный объем информации по трем главным циклам складчатости фанерозоя слишком велик для одного издания. Но, поскольку важнейшей задачей было собрать историко-геологические данные, имеющие отношение к современным концепциям движения материков, разработанным на основании исследований в океанах, мы сочли не только желательным, но и логичным посвятить эту книгу лишь мезозойско-третичным эпизодам складчатости, и это было рекомендовано Совету Геологического общества в октябре 1966 г. Мезозойско-кайнозойские пояса изучены во всем мире более детально, чем древние пояса, и соответственно их можно наиболее полно описать. В книге коротко сообщается о структуре герцинских и более древних «пород фундамента», если они участвуют в строении сформировавшихся позднее складчатых поясов, без какой-либо попытки их подробного анализа.

Вопросник, по которому были собраны эти важнейшие данные, включен в книгу в виде приложения. Он составлен с учетом тех особенностей проблемы, геометрии и петрофизики, которые имели бы важнейшее значение по отношению к более древним складчатым системам, особенно допалеозойским. В какой-то мере это оказалось неоправданным, так как сведения такого рода доступны только в исключительно благоприятных случаях в молодых складчатых поясах. Тем не менее вопросник представляет собой потенциальное связующее звено с будущим изучением древних систем.

Впервые вопросник был разослан в июле 1968 г. примерно 40 авторам. Мы надеялись получить ответы быстро, но они стали поступать гораздо позднее, чем мы тогда рассчитывали. Эта задержка плюс время, необходимое на пересмотр и переработку статей и вычерчивание графики (для придания ей стандартного вида), привели к тому, что выполнение проекта отняло вдвое больше времени, чем запланированные на это два года. Четырехлетний период подготовки при нынешних условиях исключительно быстрого развития наук о Земле неизбежно ведет к просчетам при сопоставлении собранных тектонических данных с самыми новыми воззрениями. Конечно, достойно сожаления, что авторам не была предоставлена возможность сделать крупные исправления в последний момент (это повлекло бы за собой еще большую задержку), но в этой книге мы хотели привести главным образом *объективные данные*, независимые от интерпретации.

Каждая статья была перестроена еще в рукописном виде и в значительной мере написана заново д-ром А. М. Спенсером. В книге, безу-

словно, остались некоторые погрешности, несмотря на неоднократные проверки и обсуждение окончательных вариантов статей с авторами, но мы надеемся, что эти недостатки искупаются тем, что удалось собрать в одной книге так много данных о молодых складчатых поясах, и что принятый здесь стиль послужит моделью для объективного описания других складчатых областей.

Изложение материалов по исследованным сегментам получилось не таким стандартным, как нам хотелось бы. Для хорошо обнаженных и детально изученных складчатых поясов заполнение вопросника было трудоемким делом и отняло много времени. Однако во многих других случаях данных оказалось недостаточно из-за того, что большие площади либо покрыты океаном, либо плохо обнажены и слабо изучены. В результате нам иногда приходилось выбирать между существенно неполной сводкой данных (не по вине автора) или статьей типа очерка. Мы считаем, что оба варианта лучше, чем полное исключение отдельного пояса из рассмотрения, но мы особенно благодарны тем авторам, которые согласились выполнить очень трудное задание и представили имеющиеся материалы в систематизированном виде.

К большому сожалению организационного комитета, в эту книги не вошли данные об Американских Кордильерах в пределах США. Несмотря на то что мы запрашивали многих лиц, мы не нашли специалиста или группы специалистов, готовых проанализировать и собрать воедино огромное количество имеющихся сведений. Точно так же мы рассчитывали на сотрудничество ряда специалистов из СССР, но наши надежды не оправдались и соответственно послепалеозойские складчатые пояса восточной части Советского Союза в книге не представлены.

При составлении книги ярко проявился неудовлетворительный характер применяемой в настоящее время номенклатуры тектонических событий. Некоторые названия, такие, как «субгерцинская эпоха» Штилле (парадоксально для одной из меловых фаз), не получили признания с самого начала; другие местные названия (например, невадская, позднекиммерийская эпохи) утрачивают свое значение в других странах и на других материках, особенно когда применение этих названий основано на предполагаемой (часто ошибочно) одновременности тектонических событий во всем мире. Назрела необходимость создания согласованной международной шкалы для более четкого взаимопонимания и большей научной объективности.

Комитет, уполномоченный руководить изданием этой книги, и Совет Лондонского геологического общества хотят выразить свою глубокую признательность авторам, затратившим очень много труда и времени на заполнение вопросника «Материалы для тектонического изучения складчатых областей» и на работу с соответствующими рукописными сводками. Как увидят читатели, статьи, помещенные в этой книге, имеют огромное значение для понимания характера послепалеозойских движений. Нам удалось привлечь знания и опыт многих авторитетов, пользующихся международной известностью, и мы глубоко благодарны им за сотрудничество. Мы уверены, что они согласятся с тем, что полученный результат оправдывает их усилия.

Совет по исследованию природной среды (The Natural Environment Research Council) предоставил д-ру Спенсеру творческий отпуск на три года из тех четырех лет, которые были затрачены на составление книги, и покрыл также весьма значительные расходы на вычерчивание карт и разрезов. Тем не менее на последнем этапе вся работа могла пойти насмарку из-за задержек в получении данных, если бы не помощь компании «Бритиш петролеум», которая не только оказала щедрую финансовую поддержку, но и дала д-ру Спенсеру (после того, как он перешел в ее штат) возможность продолжить эту работу еще в течение года, выделила своего сотрудника, мисс Л. О. Скотт, для проверки и корректуры материалов книги после его отъезда и позволила использовать квалифицированных чертежников и вспомогательный персонал.

В подготовке книги участвовали:

члены комитета: д-р Дж. Ф. Дьюи, Ф. У. Даннинг, У. Б. Харленд, д-р П. Э. Кент (председатель), д-р Э. Р. Оксбург, д-р Н. Раст, проф. Дж. Саттон, д-р Д. Х. Тарлинг, проф. Дж. Рамзи;

составитель и редактор д-р А. М. Спенсер;

чертежники: А. А. Майлз, А. С. Майлак;

техническое редактирование и *корректуру* выполнили мисс Л. О. Скотт и сотрудники геологического отдела компании «Бритиш петролеум».

Автор этого предисловия по поручению комитета взял на себя ответственность за главные редакционные решения.

Мы глубоко благодарны Королевскому обществу, компаниям «Галф ойл», «Берма ойл» и «Бритиш петролеум» за финансовую помощь при опубликовании книги и издательству «Скоттиш Академик Пресс», которое под руко-

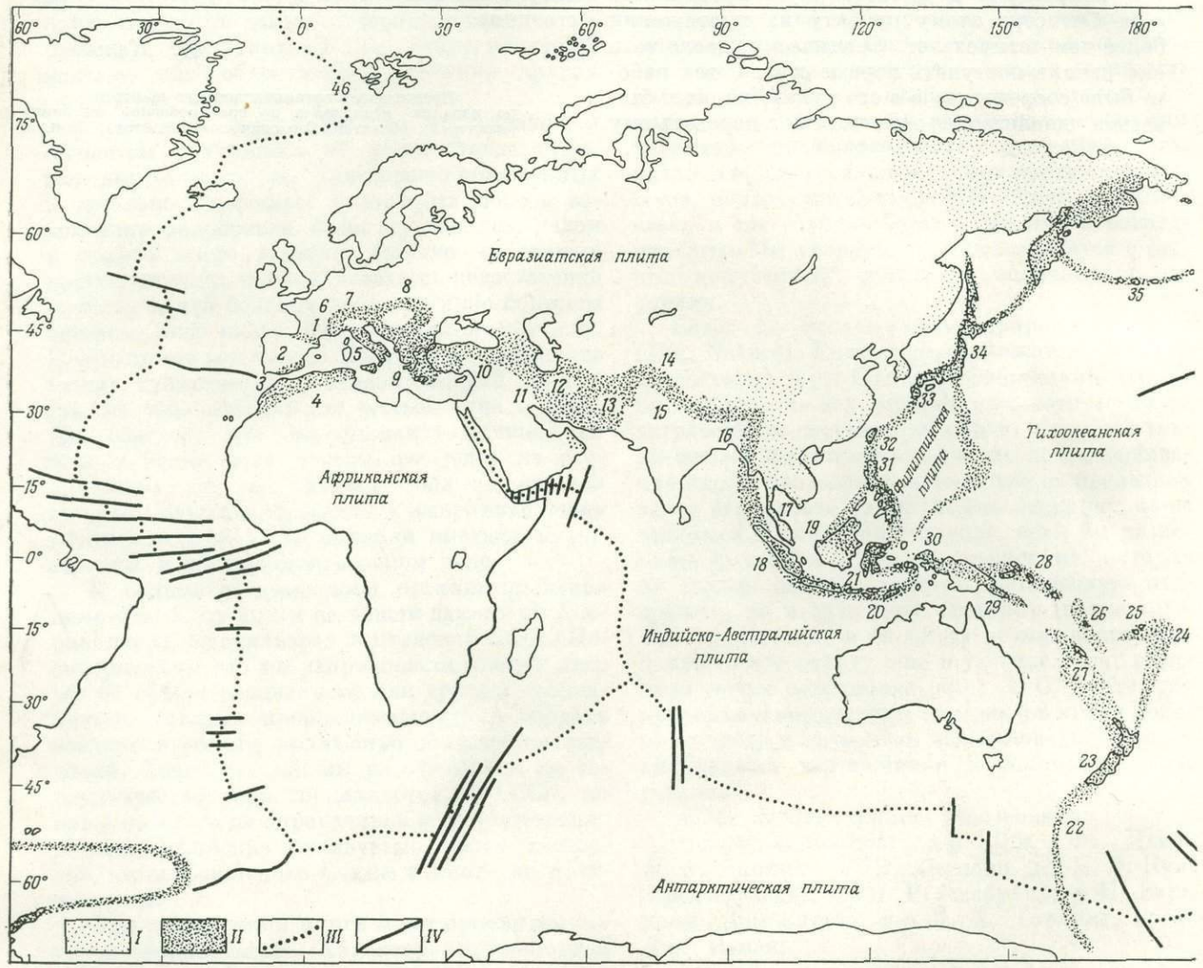
водством г-на Дагласа Гранта не только осуществило выпуск книги, но и помогло в финансировании этого издания.

Это предисловие нельзя закончить, не отметив искреннюю и плодотворную преданность д-ра Спенсера этому проекту на протяжении более чем четырех лет. Фактически, после того как начали поступать первые статьи, вся работа была сосредоточена в его руках; комитет был весьма удовлетворен тем, что смог передать ему не только редактирование, переработку и сопоставление материалов, но и организацию чертежных работ и переписку с авторами. Таким образом, вполне закономерно, что на титульном листе этой книги помещено только его имя.

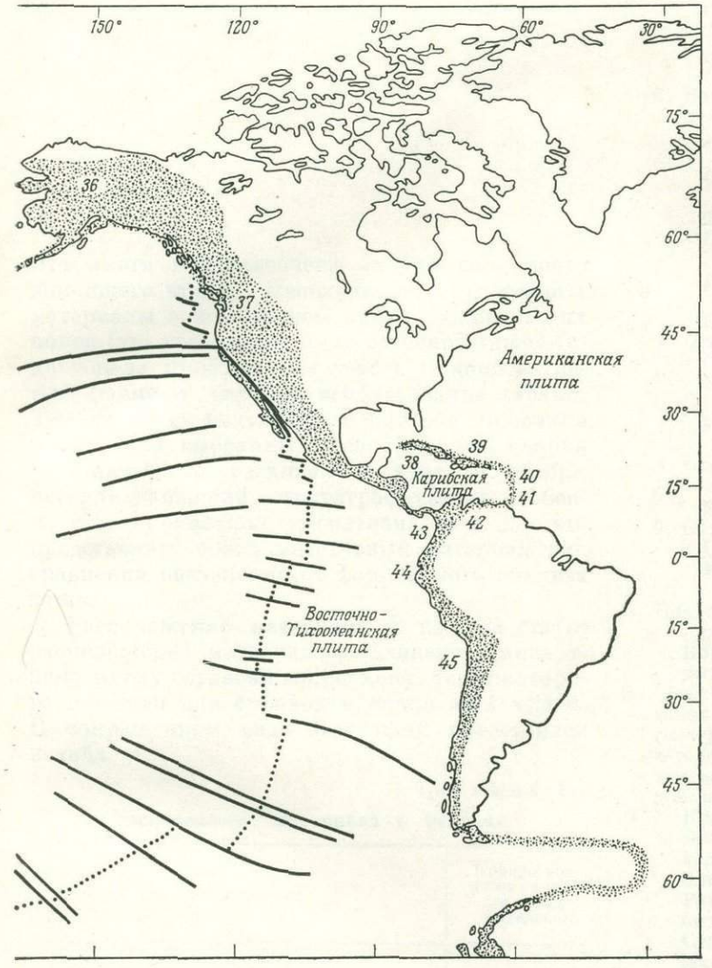
П. Кент

Председатель организационного комитета
по изданию материалов по сравнительной тектонике
складчатых областей, Геологическое общество, Лондон

ОБЗОРНАЯ КАРТА РАСПОЛОЖЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СЕГМЕНТОВ



I — ранне- и среднемезозойские складчатые области;
II — мезозойско-кайнозойские складчатые области;
III — срединно-океанические хребты;
IV — трансформные разломы.



АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

1 — Пиренеи;
2 — Бетские кордильеры (Кордильера Бетико);
3 — Марокканский Риф;
4 — Восточный Атлас;
5 — Северные Апеннины;
6 — Центральные Альпы и горы Юра;
7 — Восточные Альпы;
8 — Карпаты;
9 — Эллиниды;
10 — Восточная Турция;
11 — Южный Иран: горы Загрос;
12 — Северный Иран: горы Эльбурс;
13 — Афганистан — Пакистан;
14 — Каракорум;
15 — Гималаи;
16 — Индо-Бирманские хребты;
17 — полуостровной Таиланд;
18 — Суматра;
19 — Калимантан;
20 — дуги Банда;
21 — Сулавеси.

ЦИРКУМТИХООКЕАНСКИЕ И КАРИБСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

22 — хребет Маккуори — Баллени;
23 — Новая Зеландия;
24 — Тонга — Кермадек — Лау;
25 — острова Фиджи;
26 — Новые Гебриды;
27 — Новая Каледония;
28 — Соломоновы острова;
29 — Восточная Новая Гвинея;
30 — Западный Ириан;
31 — Филиппинский архипелаг;
32 — остров Тайвань;
33 — юго-западная Япония;
34 — северо-восточная Япония;
35 — Алеутская дуга;
36 — Аляска;
37 — Западная Канада;
38 — остров Куба;
39 — остров Пуэрто-Рико;
40 — Малые Антильские острова;
41 — остров Тринидад;
46 — береговые Венесуэльские хребты;
43 — Колумбийские Анды;
44 — Эквадорские Анды;
45 — Анды, сегмент Антофагаста (20—25° ю. ш.).

ДРУГИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

46 — складчатая область западной части острова Шпицберген.

ВВЕДЕНИЕ: О ПОЛЬЗОВАНИИ КНИГОЙ

А. М. Спенсер

Эта книга предназначена не для спокойного домашнего чтения. Необходимость представить материалы в компактном виде и облегчить их поиск (*это требование было особенно тяжелым*) диктовала приближение текста к конспективной форме и широкое использование таблиц. Тем не менее большинство авторов включили в описания выбранных ими сегментов очерки тектонического развития и краткие обзоры истории движений, стратиграфических особенностей, проявлений магматизма и т. д., что представляет собой интересный материал для сравнения независимо от формального анализа данных.

Расположение материала. В каждой статье расположение материала подчинено стандартному плану согласно вопроснику, текст которого помещен для справок в конце этой книги. В сокращенном виде этот план представлен в табл. 1.

Таблица 1

Расположение материала в статьях

Подзаголовки	Номера вопросов (в тексте в виде индексов)
А. Общие сведения о сегменте	
1. Изученный сегмент	
2. Форма складчатой области в плане	16—26
3. Поверхность сегмента в высотных отметках	30—37
4. Геофизические данные	
Гравиметрические	38—44
Региональные магнитометрические	45—49
Сейсмические	50—66
Палеомагнитные	67
5. Современная активность	
Сейсмичность	68—71
Тепловой поток	72—74
Движения в историческое время	75
6. Возрастные соотношения (в сегменте)	
Древнейшие недеформированные породы	85
Самые молодые деформированные породы	83
Фазы повышенной подвижности	91—95
Начальный момент подвижности	87—89
Древнейшие породы, деформированные впервые	81
Породы фундамента	76—80
7. *Осадконакопление*	97—105
Сводка данных	
Непрерывность осадконакопления	107
Присутствие эрозионных поверхностей	108
8. Структурные соотношения	
Крупные разрывы	111—117
Мегатектоника	119—125
9. Обзор тектонического развития	
Очерки на разные темы	126—133, 135
История развития складчатого пояса	134
Б. Подразделения сегмента	
Зоны и элементы	201
Корреляция элементов различных зон	202
В. Сведения об отдельных структурных зонах (материалы под указанными ниже заголовками излагаются в одном и том же порядке отдельно для каждой зоны)	
Края зоны	302—307
Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород	308—311
Элементы	312—314
Размеры элементов и площади их выходов	315—317
Стратиграфия	319—323
Магматизм	326—332
Метаморфизм	335—342
Деформация	344—348
Складки	350—355
Морфология складок	356
Карты типов складок	357
Плоскостные и линейные структуры	359—362
Анализ деформаций	364
Разрывы	366—373
Карты разрывов	374
Г. Список литературы	

Единый порядок и стандартное расположение материала обеспечивают быстрое нахождение требуемых сведений и наглядно показывают объем данных (и их характер) для одних площадей и отсутствие большого количества данных для других районов. Для слабо изученных территорий стандартное построение представленных статей делает очевидным количество и характер геологических данных, которые требуется еще собрать.

Сам вопросник разбит на три части. В первой («Общие сведения о складчатом сегменте») перечисляются географические и геофизические данные и рассмотрены некоторые темы, представляющие особый интерес. Вторая часть (подразделения сегмента?) дает схему деления складчатой области на составные части, а горных пород этой области на отдельные элементы. В третьей части («Сведения об отдельных структурных зонах») в едином порядке представлены основные геологические данные.

Сегменты. Вопросник составлен так, чтобы ответы давались относительно некоторого «сегмента», охватывающего площадь от одного края складчатой области до другого. Некоторые общие сведения относятся ко всему региону, в котором находится этот сегмент (например, геофизические данные обычно относятся к целой стране). Однако большая часть фактического материала касается именно того сегмента, который выбран для описания.

Номера вопросов. Все материалы этой книги определяются задаваемыми вопросами. Поэтому в тексте оставлены номера вопросов (из вопросника), которые помещены выше строки (например, [326-332]). Их можно использовать для быстрого нахождения в разных статьях или в одной статье материалов для сравнения. Например, данные о магматизме обычно помещены под номерами [326-332].

Зоны и элементы. Эти рабочие термины образуют каркас, на котором строится изложение данных. Оба термина определены в «Памятке для авторов», приложенной к вопроснику, но краткое их объяснение уместно и здесь.

Понятие «зона» использовано для разделения складчатой области на географические пояса или районы, которые можно описывать, отвечая на третью часть вопросника. Таким образом, в каждой статье запрошенные геологические данные излагаются раздельно по зонам.

В идеальном случае нумерацию зон можно было бы формализовать, допустим от платформенного форланда к эвгеосинклинальному тогу, но различия устройства разных поясов, а также такие проблемы, как районирование

Таблица 2

Названия ярусов и других стратиграфических подразделений, использованных в книге, по Харленду и др. ([15, 16, 17], см. список литературы к статье Спенсера «Анализ собранных материалов», том 2).

Возраст основания стратиграфической единицы, млн. лет	Основные стратиграфические единицы (ярус, отдел или другое подразделение)	Некоторые подразделения, входящие в основные стратиграфические единицы (но не обязательно эквивалентные им)
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА		
—	Голоцен	
1,5—2	Плейстоцен	Калабрийский ярус
ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА (неоген, палеоген)		
~7	Плиоцен	Астийский, пьяченцский (плезанский) ярусы
~12	Верхний миоцен	Мессинский, сахельский, сарматский, понтический ярусы
~18—19	Средний миоцен	Виндобонский, тортонский, гельветский (частично) ярусы
26	Нижний миоцен	Аквитанский, бурдигальский, гельветский (частично) ярусы
—	Верхний олигоцен	Хаттский ярус
37 и 38	Нижний и средний олигоцен	Латторфский и рупельский ярусы
~45	Верхний эоцен	Бартонский, ледский, приабонский ярусы
~49	Средний эоцен	Лютетский ярус
53—54	Нижний эоцен	Кюизский, ипрский, илердский (частично) ярусы
—	Палеоцен	Зеландский, монтский, ланденский, танетский, илердский (частично) ярусы
65	Датский ярус	Стратотип, разрезы 1—4
МЕЛОВАЯ СИСТЕМА (ярусы)		
70	Маастрихтский	} Сенон
76	Кампанский	
82	Сантонский	
88	Коньякский	
94	Туронский	
100	Сеноманский	
106	Альбский	
112	Аптский	
118	Барремский	} Неоком
124	Готеривский	
130	Валанжинский	
136	Берриасский	Рязанский, пурбекский (частично) ярусы

Продолжение табл. 2

Возраст основания стратиграфической единицы, млн. лет	Основные стратиграфические единицы (ярус, отдел или другое подразделение)	Некоторые подразделения, входящие в основные стратиграфические единицы (но не обязательно эквивалентные им)
ЮРСКАЯ СИСТЕМА (ярусы)		
—	«Титонский»	Волжский, пурбекский (частично), портландский, кимериджский (частично) ярусы
151	Кимериджский	
157	Оксфордский	
162	Келловейский	
167	Батский	
172	Байосский	Ааленский ярус
178	Тоарский	
183	Плинсбахский	
188	Синемюрский	
190—195	Геттангский	
ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА (ярусы)		
—	Рэтский	
—	Норийский	
(205)	Карнийский	
—	Ладинский	
(215)	Анизийский	
—	Оленекский	} Скифский ярус
225	Индский	
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА (ярусы)		
—	Джульфинский	Татарский ярус, цехштейн (?), серия Очоа
240	Гваделупский	Уфимский, казанский ярусы, цехштейн, серии Уорд и Кэпитэн
(265—268)	Леонардский	Артинский, кунгурский ярусы
—	Сакмарский	Верхний вульфкэмп
280	Ассельский	Нижний вульфкэмп
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА		
290—295	Верхний карбон	Касимовский, гжельский, оренбургский, стефанский, миссурийский, вирджильский ярусы
(306)	Московский	Вестфальский ярус, зоны C, D?; атокский ярус, серия Де-Мойн
(317)	Башкирский	Намюрский ярус, зона C; вестфальский зоны A и B
325	Намюрский	Намюрский ярус, зоны A и B
335—340	Визейский	
345	Турнейский	

Продолжение табл. 2

Возраст основания стратиграфической единицы, млн. лет	Основные стратиграфические единицы (ярус, отдел или другое подразделение)	Некоторые подразделения, входящие в основные стратиграфические единицы (но не обязательно эквивалентные им)
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА (ярусы)		
353	Фаменский	
359	Франский	
—	Живетский	
370	Эйфельский	
374	Эмсский	
390	Зигенский	
395	Жединский	
СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА (ярусы)		
—	Лудловский	
—	Венлокский	
430—440	Лландоверийский	
ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА (ярусы)		
—	Ашгиллский	Ричмондский ярус
445	Карадокский	Портерфилдский, трентонский, иденский, мейсвиллский ярусы
—	Лландейльский	
—	Лланвирнский	Нижний шамплейн
~500	Аренигский	Верхний канадий
—	Тремадокский	
КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА		
515	Верхний кембрий	
540	Средний кембрий	
570	Нижний кембрий	
ДОКЕМБРИЙ		

внутриплатформенных складчатых поясов, привели к тому, что мы приняли преимущественно географический порядок описания. Поэтому зоны пронумерованы однотипно: с севера на юг (Альпийско-Гималайские складчатые области) или с запада на восток (Циркумтихоокеанские складчатые области).

Представление о структурных элементах использовано в вопроснике для разделения описываемых блоков горных пород, с тем чтобы сконцентрировать внимание на первичных геологических наблюдениях и облегчить нахождение в книге необходимых данных о породах. Структурные элементы определены как «единицы, внутри которых деформация (в масштабе данного исследования) была непрерывной и (или) однородной». На практике, однако, большинство авторов разделили описываемые породы на стратиграфические единицы, а некоторые использовали название «элементы» для отдельных географических районов (например, по отношению к некоторым зонам в статье об Аляс-

ке). Вследствие этого определение «структурный» в этом термине опущено и блоки называются просто элементами.

Элементы обозначены в тексте латинскими буквами *a*, *b*, *c*, *d*, *e* и т. д. Чтобы избежать путаницы, строчные буквы в подзаголовках внутри статей не использованы.

Морфология складок. Ответом на вопрос 356 является качественное описание формы складок, выполненное по методу и классификационной схеме, которые изложены в пояснении к вопроснику. В каждой статье характер складок обозначен буквенно-цифровым кодом классификационной схемы. Чтобы разобраться в этих обозначениях, читателю надо держать перед глазами рисунок, показывающий пример классификации складок (Приложение, т. II, фиг. 1—4).

Стратиграфическая шкала. Составители просили всех авторов представлять стратиграфические данные в соответствии со шкалой, приведенной в табл. 2.

ПИРЕНЕИ

М. Маттауэр[1] *и Ж. Анри*[2]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Пиренеи в настоящее время представляют особый интерес в связи с интерпретацией глобальной структуры как один из ключевых районов при рассмотрении связей между Европой и Африкой. Имеются важные геофизические данные, свидетельствующие о повороте Пиренейского полуострова относительно остальной части Европы; в той же степени убедительные данные, рассматриваемые в этой главе, свидетельствуют о том, что Пиренеи не испытали ни вращательного движения, ни поздних сдвигов. В конечном счете это противоречие должно быть преодолено. Знание наиболее существенных, определяющих данных — это самое необходимое для обоснованного анализа проблемы.

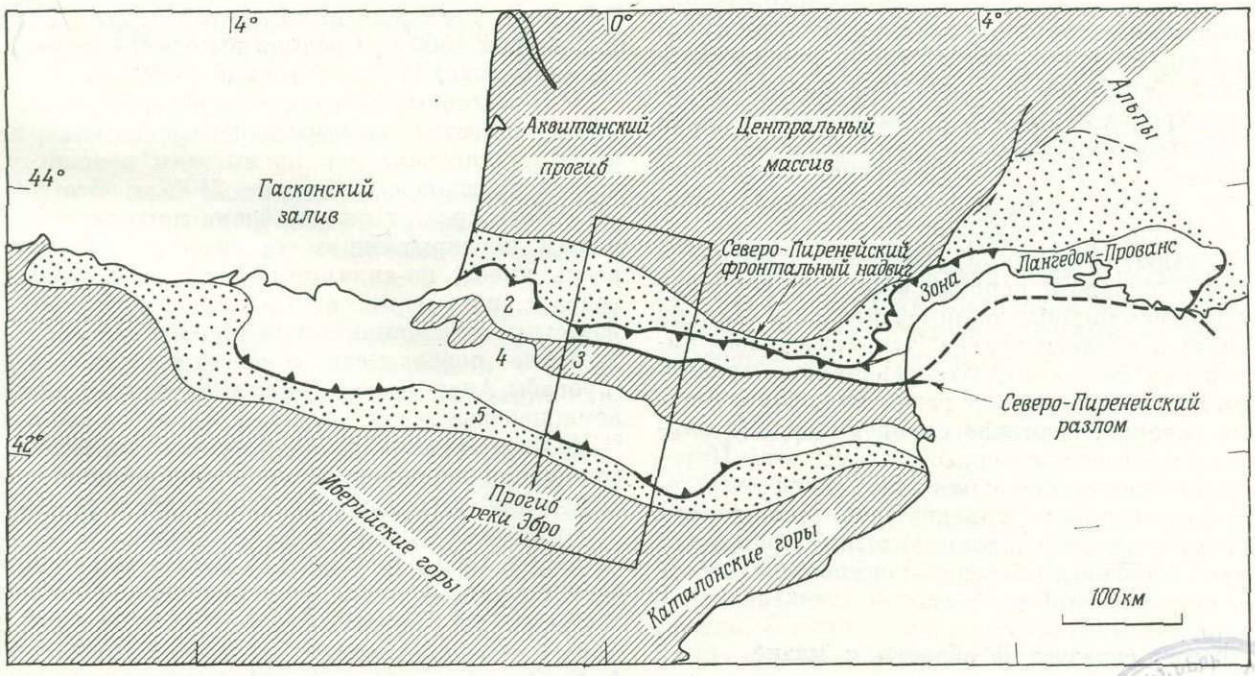
Сегмент. Его длина, измеренная по простиранию, равна 100 км (фиг. 1). Как северная, так и южная границы складчатой области представляют собой либо широкие переходные полосы (>3 км), либо находятся ниже уровня моря. Ширина складчатого пояса колеблется от 200 км и более на востоке до 100 км; его средняя ширина 180 км.

Зоны. Складчатая область в направлении с севера на юг обладает замечательной симметрией строения, хотя соответствующие друг другу элементы не являются строго одновозрастными. Область разделяется на пять зон. Северный складчатый форланд (зона 1) характеризуется открытыми складками в очень мощной толще мезозойско-третичного возраста. Северная Пиренейская зона (зона 2) сложена надвинутыми к северу мезозойскими и более древними породами, в том числе вулканитами. Осевая зона (зона 3) включает толщи с надвиговочешуйчатой структурой, залегающие на сильно дислоцированных допермских породах и метаморфитах; надвиги направлены к внешним частям зоны. Южная Пиренейская зона (зона 4)

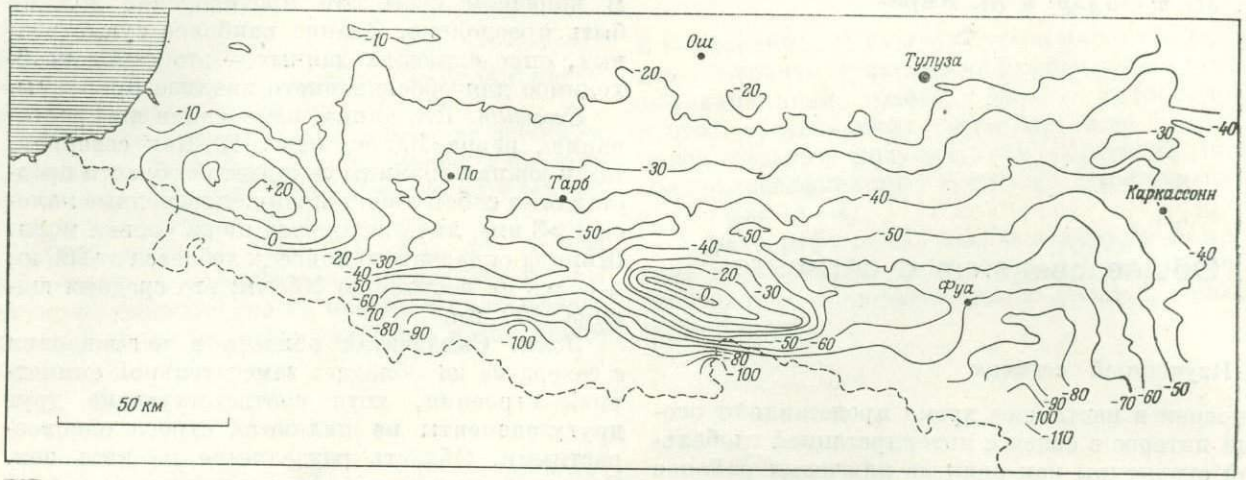
[1] *Mattauer M.*, Laboratoire de Géologie Structurale Faculté des Sciences, Place E. Bataillon, Montpellier 34, France.

[2] *Henry J.*, Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, Allees de Morlaas, (64) Pau, France.

0802



ФИГ. 1. Структурные зоны Пиренеев и положение описываемого сегмента.



ФИГ. 2. Карта аномалий Буге южной части Франции.

сформирована направленным к югу покровом третичных и меловых пород, поверхностью срыва для которых служат триасовые эвапориты. Южный складчатый форланд (зона 5) сложен нормально-складчатыми породами третичного и мезозойского возраста.

Геологическая история. Породы фундамента Пиренеев были дислоцированы в течение достефанской, герцинской, тектоно-магматической эпохи. В стефанское и пермское время накопились пласты континентального происхождения, включая андезитовые вулканиты. В раннетриасовое время область представляла собой выровненный, стабильный блок, который затем до конца триаса и в юре постепенно погружался. В меловом периоде Пиренеи последовательно испытали поднятие и погружение, накопление флиша в трогах, образование сбросов и проявления подводного вулканизма.

Складкообразование впервые произошло в конце мелового периода в зоне 2. В эоцене накопились мощные толщи флиша, а в среднем и (или) в позднем эоцене (так называемая пиренейская фаза складчатости) широко проявились процессы складкообразования, формировались надвиги, возникла сланцеватость. В олигоцене и миоцене севернее и южнее этой Пиренейской цепи происходило накопление молассовых отложений; складчатость проявилась в конце олигоцена в зонах 4 и 5. Современный рельеф Пиренеев имеет, по-видимому, в основном четвертичный возраст.

2. Форма складчатой области в плане

[16] В западном и восточном направлениях пояс уходит в Атлантический океан и в Средиземное море. Восточнее, в Провансе, эоценовые структуры Пиренеев испытали влияние альпийских структур миоценового возраста.

[24] *Общее простирание.* Пиренеи прямолинейны, длина их составляет 400 км. Вторичные дуги имеются в Лангедоке (радиус 100 км), на севере и юге Страны Басков (радиус на юге 50 км) и в центре зоны 4.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Высота наиболее приподнятой части (5%) территории 4500 м. Средняя высота [31] северной границы пояса 200 м, [32] южной — 500 м.

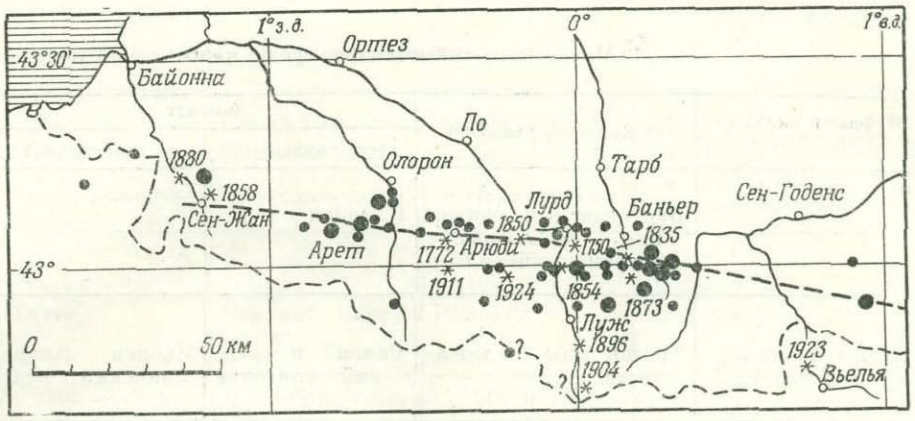
[33] В восточных Пиренеях, к востоку от сегмента, имеется геоморфологическая поверхность, распознаваемая по высотам вершин и приближающаяся к отметке 2400 м. Эта поверхность срезает палеозойские породы; отложений, перекрывающих ее, здесь нет. Поверхность имеет, по-видимому, верхнемиоценовый возраст, потому что в окружающих прогибах известны отложения плиоцена, а геоморфологические поверхности в соседних регионах (прогибы Аквитанская, Эбро и Русильон) верхнемиоценовые.

[34] На более низких уровнях в пределах сегмента имеются две другие поверхности: на отметках 1500—1800 м (зона 3) и 1100 м (на севере зоны 3) понтического (?) возраста; на отметках 1700 м (понт?) и 1000 м (поздний миоцен — плиоцен?) в зоне 4.

[37] Литература. См. [6, 54, 4, 55].

4. Геофизические данные

[38] *Гравиметрические данные.* См. фиг. 2 и работу [13].



ФИГ. 3. Эпицентры землетрясений, происходивших до 1931 г. и в течение 1931—1968 гг.

Землетрясения до 1931 г. обозначены звездочками, за период с 1931 по 1968 г.— кружками. Интенсивность: маленькие кружки < 6, большие кружки ⩾6. Пунктирной линией показана ось Северопиренейской сейсмоактивной зоны. Данные предоставлены Ж. Ротэ.

[41] Сегмент близок к изостатическому равновесию и [42, 43] *конфигурация гравитационных аномалий* параллельна основным тектоническим и топографическим направлениям.

[45] *Региональные магнитометрические данные.* См. [7]. [47, 48] Простирание аномалий совпадает с главными тектоническими и не совпадает с топографическими направлениями.

[67] *Палеомагнитные данные.* См. [23, 47, 22].

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность.* См. фиг. 3, а также работы [44 и 45].

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшие недеформированные породы сегмента имеют плиоценовый возраст у северной границы пояса [16] и нижнемиоценовый — у южной границы [17].

[83] *Наиболее молодые из недеформированных* отложений сегмента принадлежат к верхнемеловой формации Пудэн-де-Жюранссон у северной границы [16] и к молассовой формации олигоцена у южной границы пояса.

[87–89] Начало мезозойских — третичных движений установлено по данным бурения в районе По, где вскрыто налегание берриас-валанжинских отложений на складчатые породы титона, причем несогласие местами резкое. «Подвижность» проявилась в какой-то мере сразу же после герцинской складчатости, т. е. в стефанскую эпоху и особенно в триасе (мощность триасовых отложений очень изменчива) и в юре, но ориентировку параллельно Пиренейской цепи, или связь с ней, подвижные зоны приобрели только в раннем мелу. Следовательно, собственно «пиренейских» движений до этого не было.

[76–80] Возраст пород фундамента в пределах сегмента находится в пределах от докембрия (?) и ордовика до визе — намюра [37]. В полосе шириной 100 км к северу от складчатого пояса ордовик-намюрские породы известны по данным бурения. В пределах такой же полосы буровые скважины вскрыли породы фундамента к югу от пояса; возраст их здесь силурийский и девонский.

7. Осадконакопление

[106] Эффект деформаций не был учтен при определении мощности отложений [98]. В зонах 1 и 5 влияние деформаций слабое; в других местах мощность определена с недостаточной точностью. См. табл. 2.

[108] *Уровни главных эрозионных поверхностей*: достефанский — пермский; дотриасовый; местами поверхности внутри мела, в частности до сеномана; в верхней части мела или в нижнем эоцене; местами верхнеэоценовый — нижнеолигоценовый; миоценовый — плиоценовый.

8. Структурные соотношения

[111–116] *Крупные разрывы.* 1. Северо-Пиренейский фронтальный надвиг проходит по границе зон 1 и 2. Он выражен складками и взбросами, направленными к северу. Движения начались в интервале от сенона до раннего эоцена, вероятно, в конце мела и прекратились в период между средним эоценом и интервалом миоцен — плиоцен, вероятно, в среднем — позднем эоцене или в позднем олигоцене. Амплитуда горизонтальных и вертикальных движений составляет около 5 км. 2. Северо-Пиренейский разлом

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91]Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст		[95]Обоснование возраста
		[93]максимальный	[94] минимальный	
9	Вертикальные движения, обусловившие современный рельеф	Плиоцен		Морской плиоцен на высоте более 2000 м в Сердани (восточные Пиренеи)
8 Преимущественно в зонах 4 и 5	Третья фаза складчатости	Ранний и средний олигоцен	Миоцен (аквитанский век)	Угловое несогласие
7 Зоны 4 и 5	Мощное осадконакопление			Быстрое увеличение мощности серий с внутриформационными несогласиями
6 Пиренейская фаза, зоны 1—4	Вторая фаза складчатости (складки, надвиги, развитие сланцеватости)	К западу от сегмента Средний эоцен (ранний лютет)	Средний эоцен (поздний лютет)	Угловое несогласие
		К востоку от сегмента Средний эоцен	Поздний эоцен	Угловое и внутриформационное несогласия
5 Зоны 1, 2 и 4	Очень мощное осадконакопление	Ранний эоцен	Поздний эоцен	Быстрое увеличение мощности с локальным несогласием на краю прогиба
4 Зона 2	Первая фаза складчатости; развитие сланцеватости	Палеоцен (немного древнее сегмента)	Ранний эоцен за пределами	Нижний эоцен лежит с угловым несогласием на верхнемеловых отложениях; кливажированные и метаморфизованные породы верхнего мела находятся в виде гальки в слоях нижнего эоцена
3 Зоны 1, 2 и 4	Общая инверсия	Коньяк	Сантон — кампан	Региональные и местные угловые несогласия в основании сенона, залегающего на сеноман-туронских или на нижнемеловых отложениях
2 Зоны 2, 3 и 4	Вертикальные движения с образованием разломов и наклоном слоев	Средний альб	Средний сеноман	Быстрое увеличение мощности и локальные несогласия на краю прогиба
1 Зоны 1, 2 и 4	Вертикальные движения и наклон слоев	Берриас	Готерив — баррем	Залегание нижнего мела с региональным или локальным угловым несогласием на юре

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей с севера к складчатой части сегмента
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	
[97] Интервал возраста *от* *до*	Стефан Титон	Берриас Верхний олигоцен	Миоцен Плиоцен	Берриас Плиоцен
[98] Максимальная мощность	2500—3500 м	В любой точке 5000 м	500 м (?)	
[99] Оценка объема на 100 км *длины сегмента*; вероятная ошибка оценки	15×10^3 км^3 25%	45×10^3 км^3 25%	1.5×10^3 км^3 25%	
[100] Преобладающие фации	Триасовые эвапориты	Мергели	Моласса	Известняки
Доля общего объема и ошибка оценки [101] Преобладающие фации	$40\pm10\%$	$60\pm20\%$	$50\pm10\%$	$40\pm20\%$
[102] Вулканические породы	<1%	<1%	0	
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	$40\pm10\%$	$10\pm5\%$	<1%	
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	$1\pm0{,}5\%$	<1%	<1%	
[105] Источники сноса				Синорогенические осадки неизвестны, посторогенические — в складчатом поясе

расположен на границе зон 2 и 3. Движения по нему происходили дважды: (а) в конце герцинской эпохи имело место правостороннее (?) сдвиговое перемещение на несколько сот километров; оно произошло в интервале визе — пермь, вероятно в стефанскую эпоху; (б) в сенон-позднеэоценовое время были движения по очень крутым взбросам с амплитудой вертикального перемещения более 3 км; тогда формировались направленные к северу надвиги. 3. Надвиг Гаварни на границе зон 3 и 4 представляет собой пологое нарушение взбросового типа с направлением на юг; смещение по нему составляет более 10 км. Движение могло начаться в среднем эоцене, но, вероятно, происходило и в позднеэоценовое время. 4. Южно-Пиренейский фронтальный надвиг расположен на границе зон 4 и 5 и представлен взбросами (и флексурами) с движением к югу; смещение по нему менее 10 км (?). Движения происходили в две фазы, по-видимому, в позднеэоценовое и позднеолигоценовое время.

[117] *Характер данных, используемых для оценки величины смещения*: 1) данные бурения; 2а) общие соображения (форма Гасконского залива; соответствующие герцинские структуры на противоположной стороне пояса); 2б) наблюдаемое смещение; 3) существование тектонического окна; 4) общие соображения по сегменту (фиг. 7 и 8), данные бурения к западу.

[119–124] *Мегатектоника*. Были сделаны попытки установить относительное перемещение противоположных сторон пояса в целом по смещению герцинского складчатого пояса на обеих сторонах Пиренеев и по позднегерцинскому Северо-Пиренейскому сдвигу [31]. Конфигурация региональных магнитных аномалий Бискайского залива [34] и палеомагнитные данные, указы-

вающие на вращение Испании [23, 22], позволяют предположить иное относительное смещение.

9. Обзор тектонического развития

[126] **Региональная хронология и корреляция.** Поскольку многие формации богаты окаменелостями и особенно микрофауной, региональная геохронология и корреляция базируются в основном на палеонтологических данных. Однако по некоторым причинам возраст серий определить трудно. 1. Прежде всего это касается докарадокских пород Осевой зоны, геохронология и корреляция которых основаны только на литологическом сходстве и локальных признаках наложения. Систематическое определение абсолютного возраста еще не проводилось. 2. Нижний мел, очень бедный определимыми органическими остатками, характеризуется быстрым изменением фаций и мощностей в латеральном направлении и в то же время весьма монотонен по вертикали. 3. Точная корреляция и подразделение позднe- или посторогенических континентальных формаций остаются трудными из-за быстрого изменения фаций и редкости ископаемых остатков.

[127] **Миграция прогибов.** С точки зрения истории осадконакопления цепь Пиренеев делится на западную часть (собственно Пиренеи) и восточную (Лангедок — Прованс).

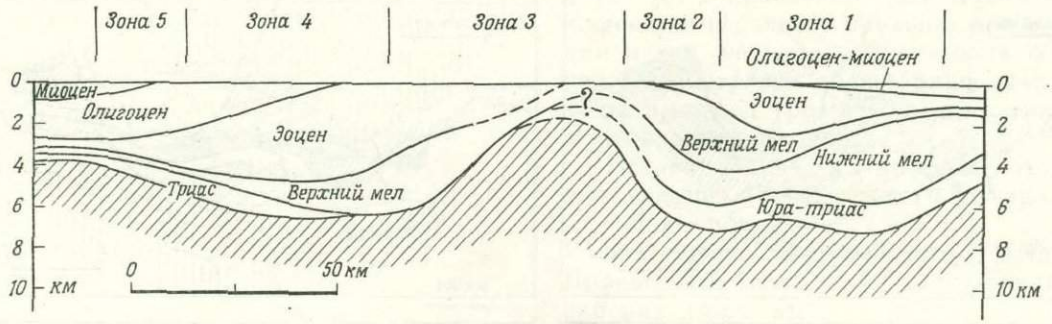
Мощность отложений в прогибах *западной части* обычно превышает 5 км. Развитие этих прогибов было очень сложным. В раннем мелу существовал ряд небольших трогов, каждый из которых развивался в какой-то мере независимо. Поднятия и погружения отразились в том, что в каждом из этих бассейнов или даже в пределах одного бассейна толщи накапливались в разное время (неоком, апт или альб). Начиная со среднего альба, главной структурой сегмента становится большой флишевый трог, который занимает Северную Пиренейскую зону, иногда называемую Сеноманской зоной. Он, без сомнения, был связан с еще более значительным прогибом в районе Кантабрии. Новая перестройка в сеноне сопровождается большой трансгрессией. Северо-Пиренейский флишевый трог мигрирует севернее, к южной границе зоны 1. Он расширялся в основном на западе, где снова перекрывал часть Осевой зоны и весь район Кантабрии. Второй трог развивался южнее. После регрессии в конце мела, за которой последовала трансгрессия эоценового времени, Северо-Пиренейский трог стал быстро сокращаться, и с незначительным различием во времени от района к району стала появляться суша. В южной Пиренейской зоне, наоборот, вслед за позднемеловой регрессией имел место значительный эпизод осадконакопления, который охватил всю зону. Этот бассейн может быть разделен на три части: на востоке, в Каталонских Пиренеях, важное значение имеют дельтовые осадки; в промежуточном районе (Арагон) накопилось 3 км флиша; западнее (Страна Басков и Кантабрия) доминируют неритовые осадки значительно меньшей мощности.

В олигоцене, после поднятия большей части Пиренейской цепи, произошло очень заметное смещение прогибов во внешнюю сторону; к северу от цепи, в Аквитанском бассейне, накопились отложения небольшой мощности, в южном, прогибе Эбро, мощность молассы может достигать 3 км.

В заключение следует отметить, что окончившаяся лишь в конце олигоцена сложная история подвижных прогибов привела к очень простому результату: мощность осадков во всех частях пояса оказалась одинаковой (около 5 км), но возраст отложений существенно меняется от места к месту.

В *восточной части* развитие было существенно иным. 1. Произошло осушение «перешейка Дюранс» в альб-аптское время. Этот богатый бокситами район прерывал сообщение между альпийским и пиренейскими прогибами. 2. Важное значение имели прогибы, формировавшиеся в олигоцене в связи с образованием разломов и протягивавшиеся с юго-запада на северо-восток под углом к структурам пояса. В этих появившихся после складчатости прогибах мощность осадков достигает 5 км.

[131] **Области сноса.** В раннемеловую эпоху существовали две основные области сноса. Наиболее важной была Испанская Месета, которая поставляла большое количество обломочного материала в Кантабрийский прогиб и в западные Французские Пиренеи. Второй источник, местоположение которого труднее установить (Центральный массив? Каталонский массив? Средиземноморский континент?), поставлял песчаный материал в Восточные Пиренеи. Эти источники существовали еще в сеномане, но в Северо-Пиренейском прогибе началась транспортировка материала в продольном направлении, с запада на восток. В это же время краевые поднятия были источниками осадочных брекчий. В сеноне весь материал, формирующий флиш, транспортировался в Северо-Пиренейском прогибе с востока на запад. Источник материала Кантабрийского района неизвестен.



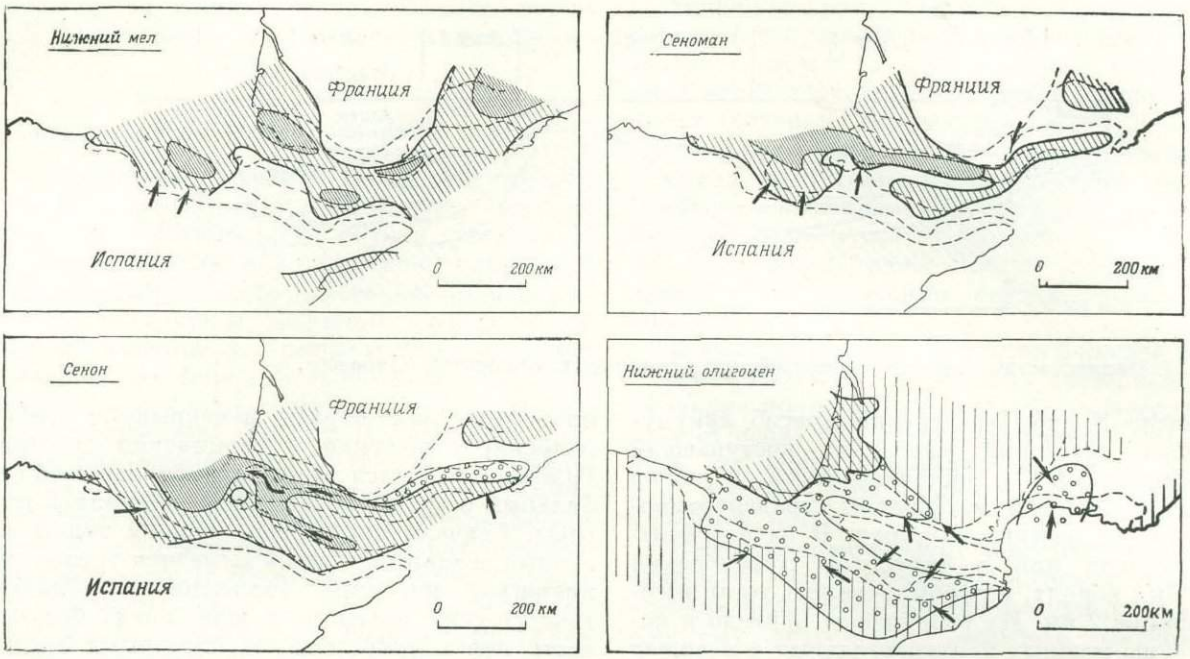
ФИГ. 4. Палинспастический разрез мезозойских и третичных отложений Пиренеев.

В эоцене Южно-Пиренейский прогиб аккумулировал дельтовый материал, поступавший с северо-востока в восточной части, а также флиш, сложенный материалом, транспортировавшимся с востока на запад. В начале позднего эоцена или в олигоцене Пиренейский пояс был поднят, и сформировались горы высотой свыше 2 км. Их разрушение привело к накоплению мощных континентальных и озерных отложений, под которыми часто оказывались захороненными древние холмы. Минимальная глубина эрозии с конца эоцена определяется в 5 км.

[134] **История развития складчатого пояса.** Доорогеническая история (стефан — поздняя юра). После главных складкообразовательных движений герцинской эпохи герцинская цепь была глубоко эродирована и пенепленизирована. В это время Пиренеи принадлежали континентальному блоку Европы, включавшему Испанию. В вестфал-стефанское время этот блок подвергся хрупким тектоническим деформациям, которые проявились прежде всего в движениях по разломам (хорошо известным в Центральном французском массиве). Северо-Пиренейский разлом относится к одному из них; горизонтальное смещение по нему, возможно, достигает нескольких сотен километров. Интересен факт, что широтное простирание Пиренеев точно соответствует простиранию Северо-Пиренейского разлома. Логично думать, что позднегерцинские разрывы ответственны за ориентировку Пиренеев. В стефанской эпохе и в перми началось развитие седиментационных бассейнов, в которых накопилось более 2 км континентальных отложений. Этот процесс не сопровождался складкообразованием, хотя и зафиксированы незначительные несогласия. Более того, возможно, что это была фаза растяжения, на что указывает проявление андезитового вулканизма. Движения окончились в раннем триасе; нижнетриасовые породы перекрывают стефан-пермские отложения и герцинский субстрат. Район превратился в пенепленизированный стабильный блок. В триасе здесь появились прогибы. Сначала накопилась мощная толща лагунных эвапоритов, лишь в среднем триасе сменившихся морскими отложениями. Главная трансгрессия началась в юре, когда большая часть пояса покрылась карбонатными осадками. Можно заметить, что распределение фаций юры не подчинялось пиренейскому простиранию, так что прогибы были ориентированы косо по отношению к поясу.

Синорогеническая история (ранний мел — поздний олигоцен). Пиренейская цепь стала формироваться лишь в меловое время. Это был период растяжения, который характеризовался определенными чертами: 1. Большими, иногда с амплитудой более 5 км, отрицательными и положительными вертикальными движениями. 2. Мощным, более 5 км, часто флишевым осадконакоплением, происходившим в прогибах, которые могли быть узкими и ограничиваться разломами. 3. Развитием параллельно с осадконакоплением сбросов. Это приводило к быстрой смене фаций и мощностей, а также к появлению рельефа, с которым было связано образование брекчий. 4. Частым изменением знака движений: зона, погрузившаяся более чем на 2 км, часто испытывала поднятие такой же величины, а затем превращалась в кордильеру. 5. Локальными проявлениями подводного вулканизма и, возможно, внедрением пород основного состава.

Изменчивость мощностей и фаций отложений мела весьма значительна. Можно сказать, что в меловом периоде Пиренеи имели прогрессивную тенденцию развития. Изменения были слабыми в раннем мелу, но становятся очень быстрыми в сеноне. Это касается относительно узкого Северо-Пиренейского прогиба, который



ФИГ. 5. Палеогеографические карты Пиренейского региона.

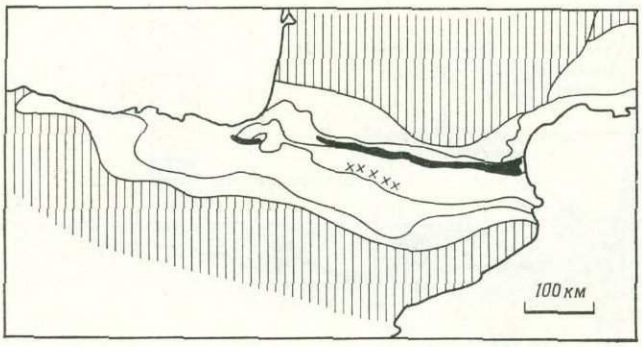
Границы современных зон показаны пунктиром; вертикальная штриховка — Европейский и Иберийский блоки; косая редкая штриховка — море; плотная косая штриховка — прогибы с мощным морским осадконакоплением; кружки — области континентального осадконакопления; стрелки показывают направления переноса осадков.

протягивался на 600 км от Атлантического океана к Провансу и там замыкался. Должно быть, однако, отмечено, что зона Лангедок — Прованс, в палеогеографическом отношении промежуточная между альпийским и пиренейским районами, прошла иную эволюцию, характеризовавшуюся, в частности, осушением Бокситового перешейка Дюранс.

Меловой период еще не кончился, когда проявилась первая фаза сжатия. Она коснулась лишь части Пиренейской цепи и к тому же не была везде строго одновременной. В зоне Лангедок — Прованс эта фаза охватила очень большую область, но складчатость не была интенсивной; возраст ее здесь точно устанавливается как конец мела. Очень важные тектонические движения произошли в собственно Пиренеях, где они сопровождались метаморфизмом и развитием сланцеватости. Однако область, охваченная этими движениями, была удивительно узкой и определенно связанной с Северо-Пиренейским разломом. Что касается времени движений, то на востоке они проявились еще в мелу, а на западе, по-видимому, в послепалеоценовое, доиприйское время. Во время формирования этой складчатости на севере и юге происходило непрерывное и довольно интенсивное осадконакопление.

В эоцене продолжались преимущественно вертикальные движения и накопились мощные толщи. В Южно-Пиренейском троге, где накапливались отложения флишевого типа, образовалась толща мощностью 5 км. В начале среднего эоцена незначительно проявилось действие пиренейского сжатия. В Южно-Пиренейском прогибе складки формировались, пока продолжалось накопление мергелистых или флишевых осадков; повсеместно происходило оползание в море олистостромов; в западной части Северо-Пиренейского трога движение (оползание?) покровов происходило уже в течение лютетского времени; в континентальных районах у подножья склонов образовались брекчии. Затем, в позднем эоцене, но, возможно, несколько неодновременно в разных районах имела место важная фаза сжатия с сильной деформацией пород. В результате Пиренейский регион был осушен на протяжении примерно 100 км. В конце эоцена и в олигоцене сформировавшийся вследствие этих движений резко выраженный рельеф подвергся интенсивной эрозии.

Затем снова начались вертикальные движения, которые продолжались в течение большей части олигоцена. В это время в Северном и особенно в Южно-Пиренейском прогибах накопи-



ФИГ. 6. Районы, охваченные «пиренейским» метаморфизмом.

Черное: главный район — метаморфизм, в основном приуроченный к концу мелового периода; меньший по размеру изолированный район на западе — возраст не ясен, либо конец мелового периода, либо эоцен. Заштрихована область эоценового метаморфизма.

лась мощная моласса. Но начиная со среднего олигоцена эволюция собственно Пиренеев резко отличалась от эволюции восточной части цепи, ныне частично погруженной под воды Средиземного моря. Здесь постскладчатые приразломные прогибы северо-восточного направления развивались косо по отношению к Пиренейской цепи, так что пиренейская фаза была последней тектонической фазой. По контрасту с этим далее к западу, и особенно на южном склоне Пиренеев, в конце олигоцена имела место новая фаза складчатости, в результате которой были умеренно дислоцированы отложения внутренней части прогибов. На северном склоне некоторые пологие складки формировались даже в миоцене.

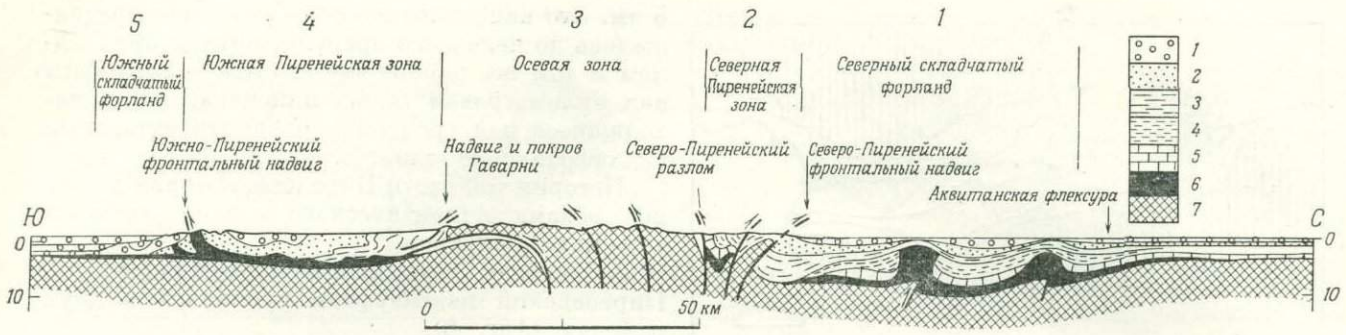
Посторогеническая история. Этот период начался в разных местах в разное время: в среднем олигоцене на востоке, в конце олигоцена или в начале миоцена на южном склоне и в конце миоцена в определенных районах на северном склоне.

Кроме этого, собственно Пиренеи с их сильно выраженным рельефом следует отделить от тех частей цепи, которые были погружены под воды Средиземного моря или Атлантического океана. Представляется, что рельеф Пиренеев сформирован очень недавно, возможно, в большей своей части он имеет четвертичный возраст. В восточных Пиренеях следы плиоцена обнаружены на высотах около 2000 м; это недавнее поднятие увязывается с современной сейсмической активностью. В противоположность Пиренеям та часть складчатой цепи, которая сейчас погружена в Средиземное море, испытала опускание; в Лионском заливе подошва недислоцированных отложений достигает глубин 5 км. Это направленное вниз движение продолжалось до недавнего времени, потому что в одном и том же районе могут быть обнаружены как километровая толща плиоцена, так и находящиеся под уровнем моря континентальные виллафранкские слои.

История той части Пиренеев, которая лежит под водами Атлантического океана, остается еще мало понятной.

135 **I. Природа пиренейского метаморфизма.** Пиренейский метаморфизм проявился в двух районах (фиг. 6).

А. Метаморфизм в северной области (главный район на фиг. 6) охватил узкий пояс мезозойских пород, от триаса до сантона включительно. Его существенные черты: 1. Район проявления пиренейского метаморфизма имеет линейные (в масштабе всей складчатой цепи) очертания. Метаморфизм всегда фиксируется в узкой зоне; при непостоянной ширине, которая местами меньше 5 км, эта зона протягивается до места выклинивания на расстояние 300 км. Имеются данные, что на северном склоне складчатой цепи метаморфизм приурочен к очень важному Северо-Пиренейскому разлому, движения по которому, как известно, начались в конце герцинской эпохи. Здесь, следовательно, имеется явная связь между метаморфизмом и глубинным разломом, которые затрагивают земную кору в целом. (Представляется, что на южном склоне в районе Страны Басков связи между метаморфизмом и глубинным разломом нет.) 2. Переход от метаморфической к неметаморфической зоне обычно быстрый и резкий; иногда эти зоны даже разделяются постметаморфическим разломом. Таким образом, этот метаморфизм характеризовался очень крутым термальным градиентом; возможно, что первоначально изограды также были крутыми. 3. Интрузии лерцолитов в Пиренеях встречаются только в районах, испытавших пиренейский метаморфизм. Следовательно, имеется корреляция между метаморфизмом и ультраосновными породами верхней мантии. Эта корреляция, однако, не является простой; лерцолиты не ответственны за метаморфизм, потому что они не вызывают никаких контактовых метаморфических изменений; по-видимому, они были перемещены в холодном состоянии (сопровождаемые газовыми эманациями) в течение первой стадии тектонической и метаморфической эволюции [27]. 4. Как и в большинстве других случаев, обнаруживается, что пиренейский метаморфизм был как син-, так и посторогеническим; часто может наблюдаться лишь последний. Таким образом, нельзя



ФИГ. 7. Схематический геологический разрез через Пиренеи в пределах выбранного сегмента.
1 — моласса; *2* — эоцен; *3* — верхний мел; *4* — нижний мел; *5* — юра; *6* — триас; *7* - палеозой.

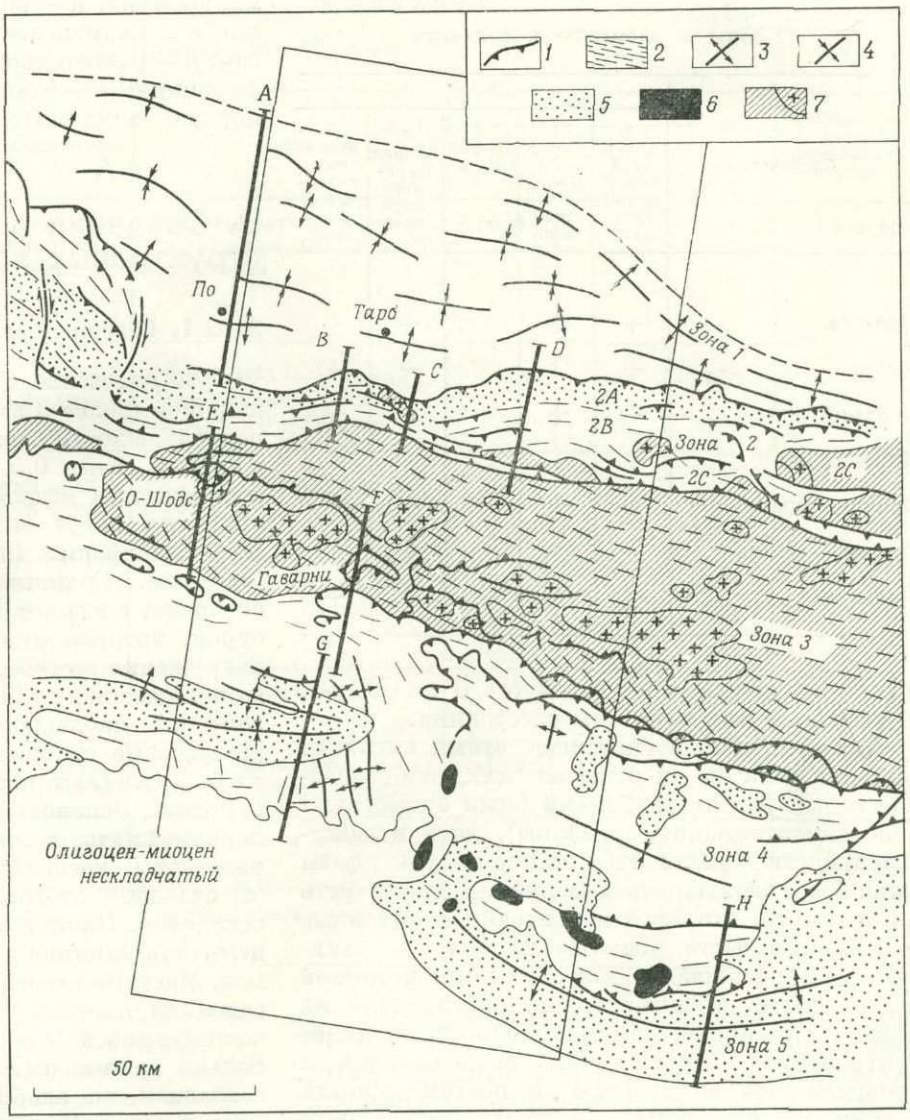
дальше считать, как это делалось ранее [40], что метаморфизм происходит в прогибах одновременно с осадконакоплением и до любой складчатости. 5. Детальное изучение фаций и типов метаморфизма в Пиренеях еще не проведено. При исследовании отдельных участков Лалемант [27] показал, что здесь имеется парагенезис зеленосланцевого типа, но есть также породы альбит-эпидот-роговообманковой и местами амфиболитовой фаций. Это привело к предположению, что пиренейский метаморфизм относится к метаморфизму низкого давления (тип Абукума). Возможно, что этот метаморфизм в действительности распадался на несколько эпизодов. Первым из них был, например, метаморфизм фации зеленых сланцев, а второй, более поздний, происходил при более высокой температуре и низком давлении. 6. Пиренейский метаморфизм связан с тектонической фазой конца позднего мела; больше нельзя считать, как это делалось раньше в течение долгого времени, что он приурочен к досеноманской фазе. В течение пиренейской тектонической фазы (поздний эоцен) породы метаморфической области подверглись деформациям, поэтому изограды имеют неправильную форму и очертания зон трудно реконструируются.

Б. Метаморфизм в южной области (заштрихована на фиг. 6) выявляется только в немногих обнажениях пермо-триасовых и меловых пород в южной части герцинской осевой зоны. В районе Гаварни и Бьелса метаморфизм слабый (серицит, хлорит, мусковит); известняки окрестностей Ането пермо-триасового возраста, как считает Мей [36], или мелового, как считает Сегюре (личное сообщение), содержат скаполиты и флогопит. Так как повсюду в данной зоне меловые и эоценовые отложения лежат согласно, этот метаморфизм не может иметь позднемелового возраста. К тому же, поскольку, как предполагается, метаморфизм имел синорогенический характер, а деформации в районе относятся к позднему эоцену, метаморфизм должен иметь тот же позднеэоценовый возраст.

Таким образом, в Пиренеях известны два метаморфических эпизода. До настоящего времени изучен только эпизод, проявившийся на севере. Сейчас установлен его позднемеловой возраст.

[135] **II. О величине сокращения и ее значении: проблема сдвигов.** Величина сокращения по складчатому поясу в целом представляется незначительной и приблизительно одинаковой; с разумной степенью приближения она всегда равна 50 ± 20 км. В связи с этим положительно нельзя допустить, вопреки мнению большинства геофизиков, что Испания испытала поворот на 30° против часовой стрелки относительно Европы, который привел к открытию Бискайского залива. Если бы такое вращение имело место, оно должно было происходить вокруг оси, расположенной где-то на восточном краю Гасконского залива. В этом случае величина сокращения в Пиренеях должна была бы прогрессивно увеличиваться с запада на восток и превысить 300 км в восточной части пояса. Но определенно это не наблюдается.

Могут спросить, не могло ли скромное сокращение Пиренеев сопровождаться перемещением, параллельным цепи. Форма Гасконского залива позволяет предположить существование большого сдвига. В действительности, если такой разлом образовался в то же время, что и складчатость, мы должны были бы обнаружить в складчатом поясе более или менее большие разломы широтного простирания с горизонтальными зеркалами скольжения, ассоциирующие с эшелонированными складками. Однако, за исключением некоторых маловажных местных разломов, нигде в поясе не обнаружено разрывных нарушений такого типа. Следовательно, данные, указывающие на



ФИГ. 8. Геологическая схема выбранного сегмента.
1 — надвиги и взбросы; *2* — основное простирание складок; *3* — антиклинали; *4* — синклинали; *5* — олигоцен складчатый; *6* — диапиры триаса; *7* — палеозойские толщи; *крестики — граниты.*

сколько-нибудь существенное сдвиговое перемещение, синхронное с формированием складчатой цепи, отсутствуют. Напротив, имеются некоторые аргументы, позволяющие предположить образование разломов этого типа в конце герцинской эпохи складчатости. Таким образом, в масштабе континента движения Испании и Европы относительно друг друга возможны лишь очень скромные. Эту гипотезу должны учитывать авторы будущих теорий о происхождении Атлантического океана и Средиземного моря. (См. новые данные [25].)

[135] **III. Характер деформаций, одновременных с осадконакоплением.** Вертикальные движения, которые произошли в Пиренейской области в течение значительной части мезозоя, привели к деформациям, временами весьма существенным, а часто вызывали образование настоящей складчатости. Действительно, данными бурения было показано, особенно в зоне 1, что формирование этих структур было в основном обусловлено смещением областей прогибания, сопровождавшимся эрозией осушающихся зон. Те слои, которые подверглись локальным нарушениям, приобрели затем наклон более 30°; в нейтральных зонах могли появиться сбросы и местные несогласия. В результате появились прогибы, в которых общая мощность отложений остается почти постоянной, но где мощность данного стратиграфического горизонта

Таблица 3

[201] ***Зоны и элементы в сегменте***

Элементы	Зоны				
	1 Северный складчатый форланд	2 Северная Пиренейская зона	3 Осевая зона	4 Южная Пиренейская зона	5 Южный складчатый форланд
a Моласса	+	+		+	+
b Эоцен	+			+	+
c Верхний мел	+	+	+	+	+
d Нижний мел	+	+		+	
e Триас — юра	+	+		+	+
f Стефан — пермь	+	+	+	+	
g Фундамент	+	+	+	+	+

может значительно меняться (от 0 до 400 м), причем на очень коротком расстоянии.

Такой прогиб в настоящее время выглядит так, как если бы он испытал складкообразование и был разбит разломами (если существуют конседиментационные разломы), хотя в действительности различить какие-нибудь фазы складкообразования невозможно. Должно быть подчеркнуто, что все эти конседиментационные деформации часто испытывали сильное влияние формировавшейся вслед за ними истинной складчатости. Мощные толщи реагировали на деформации иначе, чем маломощные; конседиментационные сбросы часто возрождались и превращались во взбросы, и поэтому иногда возникали структуры, которые на первый взгляд имеют геометрию, вводящую в полное заблуждение. На южном склоне Пиренеев осадконакопление в среднем и позднем эоцене было на некоторых этапах определенно одновременным со складчатостью, что выразилось как в изменении мощностей и фаций, так и в появлении осушенных участков.

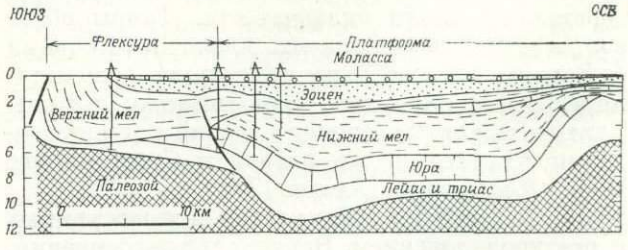
Б. Подразделения сегмента

[202] Основание для корреляции элементов между зонами: *a* — редкие окаменелости (остатки позвоночных, континентальные гастроподы, харофиты); *b* — остатки многочисленных морских организмов, богатая микрофауна; *c* — богатая микрофауна; *d* — немногочисленные окаменелости; *e* — окаменелости с микрофауной и литология; *f* — растительные остатки в стефанских отложениях; *g* — окаменелости в докарадокских породах и их литология.

В. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Северный складчатый форланд

[302–304] *Края зоны.* Северный край представлен широкой (более 3 км) полосой постепенного перехода, *южный край очерчен резко* (*полоса* шириной менее 0,5 км). В целом зона занята обнажениями осадочных пород. Для удобства описания могут быть выделены две подзоны: 1А — платформа (на севере) и 1В — прогиб (на юге). Граница между этими подзонами совпадает с важной конседиментационной флексурой, *которая отделяет район раннемелового* погружения на севере от области позднемелового погружения на юге. [312–314] *Элементы.* В подзоне 1А наблюдаются следующие элементы. Молассовые отложения (элемент *a*) наклонены слабо, залегают несогласно на более древних породах. Эоценовые (*b*) и верхнемеловые (*c*) *породы смяты в широкие складки и местами* разделены несогласием. Нижнемеловые слои (*d*) отделены от верхнемеловых локальным несогласием. Наклон обусловлен опусканием; они испытали влияние конседиментационных разломов. Местные несогласия или неполные разрезы отделяют нижний мел от нижележащих отложений *триаса и юры* (*элемент e*). *Последние* сильно наклонены, лежат с региональным несогласием на слабо изученных породах элементов *f* и *g*. Породы триаса слагают диапировые структуры. Элемент *a* был затронут процессами, сопровождавшими формирование мелководного прогиба. Элементы *b* — *e* испытали слабое сокращение, вызванное пологой складчатостью.



ФИГ. 9. Разрез зоны 1 (по линии *A* на фиг. 8).

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Моласса	Средний — верхний эоцен — плиоцен; корреляция с морскими отложениями и стратиграфическое положение	Конгломераты, песчаники, глины, озерные известняки	1500	0	500	*a* (1A и 1B)
Эоцен	Датский ярус — нижний эоцен (ипрский ярус); микрофауна	Подзона 1A — мергели, известняки	1000	100	500	*b*
		Подзона 1B — флиш	1800	0	1500	*b*
Верхний мел	Верхний альб — маастрихт; микро- и макрофауна	1A — известняки, мергели;	1000	100	400	*c*
		1B — флиш	6000	100	5000	*c*
Нижний мел	Валанжин — средний альб; микрофауна	Мергели, биогенные известняки	1A 5000	0	3000	*d*
			1B 2500	0	500	*d*
Юра	Титон — геттанг; литология	Доломиты, известняки	1500	0	1000	*e* (1A и 1B)
Триас	Нижний триас — нижний геттанг; литология	Глины, эвапориты, известняки, конгломераты	>1000	20	—	*e* (1A и 1B)
Палеозой	*Карбон и девон; микрофауна*	*Известняки и глинистые сланцы*				*f*
Палеозой	Кембрий — ордовик; литология	Кристаллические сланцы				*g*

Подзона 1B содержит следующие элементы. Молассовые отложения (элемент *a*) местами наклонены; они несогласно залегают на более древних породах. Слои эоцена (*b*) лежат согласно на отложениях верхнего мела (*c*); и те и другие смяты в складки. Нижнемеловые отложения (*d*) наклонены, охвачены складчатостью, нарушены взбросами. Как верхний, так и нижний их контакты являются несогласными. Триас-юрские породы (*e*) складчаты, рассечены взбросами, несогласно перекрывают плохо изученные породы элементов *f* и *g*. Эвапориты триаса обнаруживают признаки диапирового внедрения. Элемент *a* был вовлечен в прогибание при формировании мелководного прогиба на севере и поднятия на юге. Элементы *b* — *e* в связи со складчатостью подверглись сокращению меньше чем на 5%.

[315–316] *Площадь обнажений элементов.* Элемент *a* обнажается по всей подзоне 1A (площадь до 100 × 40 км); элементы *a* и *b* выступают в подзоне 1B на участках с максимальной площадью 100 × 20 км и 30 × 5 км соответственно. Все другие элементы в обеих подзонах известны только по результатам подземного изучения.

[326–332] *Магматизм.* Возможно, здесь проявился герцинский магматизм (см. зоны 2 и 3). Более молодые изверженные породы известны по всей зоне в составе элемента *e*. Триасовые глинистые сланцы интрудируются силлами, вероятно одновозрастными с туфами, которые встречаются в отложениях геттанга. Общий объем этих основных пород по всей зоне 500 км^3.

[335–342] *Метаморфизм.* В породах, расположенных вдоль южного края зоны, фиксируется начальная стадия низкотемпературного метаморфизма, или «анхиметаморфизма» [26], соответствующая глубинам 4—5 км.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — в породах элементов *c* — *g* развиты очень широкие складки, сформировавшиеся в палеоцене — ипре. Доказательство — наличие локального несогласия

между элементами *b* и *c*. Фаза 2 — образование складок простого типа (за исключением тех, которые развиты в породах триаса), охватившее элементы *b* — *g* в период, соответствующий среднему — позднему эоцену. Среднеэоценовые отложения также подверглись этим деформациям, тогда как слои верхнего эоцена лежат на них с несогласием (пиренейская фаза). Фаза 3 — наклон или очень слабое складкообразование, воздействовавшие на все элементы, в том числе и на молассу, вероятно, в позднеолигоценовое или миоценовое время. Залегающие выше с несогласием отложения плиоцена не испытали этих деформаций.

До фазы 1 в течение мелового времени были сформированы структуры большого масштаба. Их образование было обусловлено не сжатием, а прогибанием, проходившим с меняющейся интенсивностью в разное время и в разных местах.

[350–355] *Складки.* В связи с фазами 1 и 2 в элементах *a* — *d* возникли складки, амплитуда которых превышает 1 км, а длина волны составляет от 2 до 10 км. В любом пересечении рассматриваемой зоны встречаются в среднем две такие складки. Простирание их осевых поверхностей 80—120°, падение под углом 90—70° к югу. В элементе *e* складки имеют сложную форму, обусловленную присутствием глинистых сланцев и эвапоритов. Фаза 3 вызвала формирование одной складки, амплитуда которой более 1 км, а длина волны превышает 10 км.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 2 относятся к типам 2B, 2C и 1D.

[357] *Карты складок.* См. [53] (1 : 200 000, Западные Пиренеи).

[366–373] *Второстепенные разломы.* Конседиментационные разрывы, определившие границы зон осадконакопления, появились, по-видимому, в триасовое или юрское время. Система разломов с ориентировкой 20—40° очень хорошо известна из данных, полученных по породам, не выходящим на дневную поверхность. Возможно, что активной была также вторая система разломов, имеющих простирание 100—120°. По-видимому, к концу юрского периода произошли вертикальные смещения амплитудой в многие сотни метров. В раннем мелу сбросы или конседиментационные флексуры становятся значительно более активными; при этом большей активностью отличались движения по разломам с простиранием 100—120° (по сравнению с разломами 20—40°). Суммарная величина смещения по упомянутым разломам достигла к концу этой эпохи нескольких тысяч метров. Наиболее важная из этих структур, которая может быть сбросом или большой флексурой, отделяет подзону 1A (платформа) от подзоны 1B (прогиб). Северо-Пиренейская фронтальная структура, составляющая южную границу зоны 1, также характеризуется большим размахом движений.

В течение позднего мела наиболее важное значение имели те разломы, которые расположены на северной и южной границах подзоны 1B.

В третичное время существовали два типа разломов, наследовавших ориентировку более ранних структур. Разломы с простиранием 100—120° превратились во взбросы, а разрывы с простиранием 20—40° (и, возможно, 160—180°) проявили себя как сдвиги.

2. Северная Пиренейская зона

[302] *Края зоны.* Как северный, так и южный края зоны очерчены резко, их ширина менее 0,5 км.

[308–310] Приблизительные соотношения площадей выходов различных типов пород: вулканические — менее 1%, интрузивные — 3%, осадочные — 95%, метаморфические — 2%. Для удобства описания зона может быть подразделена на три подзоны: 2A — Сеноманская подзона, 2B — Известняковые хребты, 2C — Северные Пиренейские массивы.

[312–314] *Элементы.* В подзоне 2A присутствуют следующие элементы. Слои молассы (элемент *a*) сформировались после складчатости. Они имеют незначительные углы наклона и несогласно залегают на более древних породах. В верхнемеловых отложениях (элемент *c*) развиты складки, измеряемые метрами, и сланцеватость; этот элемент испытал значительное сокращение; он располагается с несогласием на породах элемента *g*. Породы фундамента (*g*) представлены известняками, кристаллическими сланцами и гранитами (герцинский комплекс). Они интенсивно смяты, рассланцованы и подверглись сильному сжатию, или сокращению, величину которого, однако, трудно установить. T

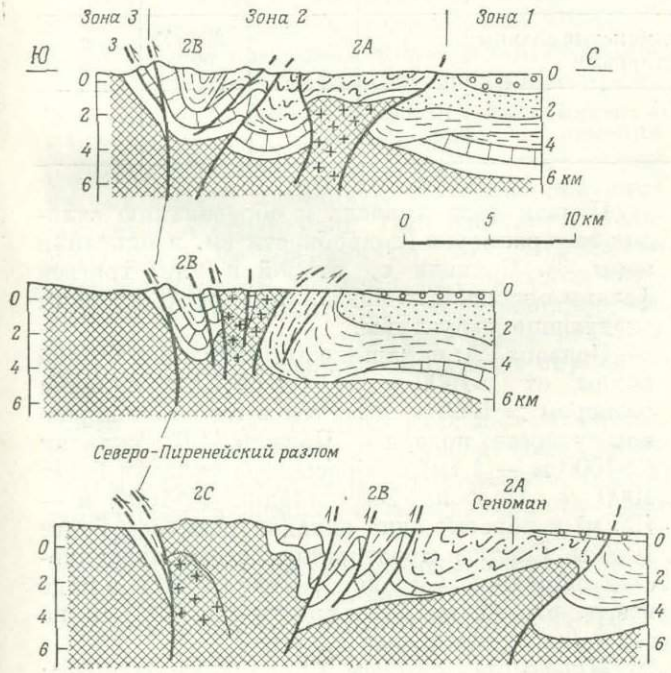
Подзона 2B содержит элементы *d* и *e*. В нижнемеловых отложениях (*d*) развиты складки размером в километры, сланцеватость, наблюдаются крутые взбросы. Элемент *d* испытал сильное сокращение; залегает с локальным несогласием или с неполным разрезом на элементе *e*. Триас-юрские слои (*e*) тоже дислоцированы, в них имеются крутые взбросы, и они подверглись существенному сокращению.

Подзона *2C* включает элементы *c* — *e* (см. 2A и 2B), *f* и *g* (см. 2A). Элемент *f* (отложения

стефанского яруса — перми) характеризуются большими складками. Элементы *c* — *e* с региональным угловым несогласием перекрывают элемент *f*, который также несогласно лежит на элементе *g*. В подзоне развиты нарушенные разломами антиклинали, или горсты, края которых определяются взбросами.

315–316 *Размер обнаженных площадей подзон.* Наибольшая площадь в подзонах: 2A — 100 × × 10 км, 2B — 100 × 15 км, 2C — 40 × 6 км.

326–332 *Магматизм.* С первым эпизодом магматической деятельности связаны дайки и крупные интрузивы кислого состава, расположенные в элементе *g* и имеющие допермский (герцинский) возраст. Приблизительный объем изверженных пород 50 км ^{3}. Второй эпизод представлен лавами и туфами основного состава, переслаивающимися с фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего триаса — геттанга. Приблизительный объем 0,5 км^3 (?). Третий эпизод — подводные лавы и туфы, переслаивающиеся с отложениями альба — сенона, возраст которых устанавливается по их стратиграфическому положению и путем сопоставлений. Приблизительный объем пород 10 км^3. В конце мелового времени имел место четвертый эпизод, в связи с которым в элементы *c* — *g* внедрились дайки и силлы долеритов, тералитов, нефелиновых сиенитов, интрузии лерцолитов. Некоторые интрузивные породы являются постскладчатыми, однако в других случаях взаимоотношения их со складками неясны. Приблизительный объем пород 5 км^3.



ФИГ. 10. Разрезы зоны 2 (по линиям *B*, *C*, *D* на фиг. 8).

335–342 *Метаморфизм.* Породы элемента *g* подверглись герцинскому метаморфизму (нижний возрастной предел — визе, верхний — пермь; вероятно, метаморфизм происходил в вестфальское время; см. зону 3). В пелитовых породах наблюдаются ассоциации мусковит — биотит — хлорит, мусковит — кордиерит — силлиманит, мусковит — кордиерит — ставролит (± андалузит), указывающие на условия зеленосланцевой и амфиболитовой фаций низкого и умеренного давления.

«Пиренейский» метаморфизм местами охватил породы элементов *c*, *d* и *e* (и *g* в восточных Пиренеях), особенно в подзоне 2A. Максимальный возраст метаморфизма — сенон; вероятно, метаморфизм происходил в конце мела — начале эоцена; на востоке Пиренеев обломки метаморфических пород содержатся в отложениях нижнего эоцена. Карбонатные породы содержат скаполит, альбит и мусковит; пелитовые — кварц, серицит и хлорит. За пределами сегмента в карбонатных породах наблюдаются скаполит, ортоклаз, тремолит, диопсид, хлорит, сфен, флогопит, апатит, турмалин; метапелиты содержат плагиоклаз, скаполит, биотит, тремолит, роговую обманку, гранат, турмалин, сфен и эпидот. На востоке сегмента метаморфизм соответствует условиям зеленосланцевой, роговиковой и амфиболитовой фаций низкого давления. Установить изограды трудно, так как их конфигурация претерпела изменения в связи с деформациями пиренейской фазы. См. [59 и 40].

344–348 *Деформации.* В связи с первой фазой испытали складчатость и метаморфизм породы элемента *g* (подробности см. в описании зоны 3). Вторая фаза — складкообразование с развитием сланцеватости и метаморфизма, проявившиеся в нескольких подфазах в конце мела и охватившие элементы *c* — *g*. Движения начались не раньше сенона, вероятно, они происходили в конце мела — самом раннем эоцене: галька метаморфизованных пород триаса содержится в ипрских отложениях зоны 1, а к востоку от сегмента эта галька известна в нижнем эоцене. В течение третьей фазы в интервале ранний эоцен — миоцен (вероятно, в среднепозднеэоценовое время, пиренейская фаза) в элементах *c* — *g* возникли сбросы, взбросы и надвиги. Обоснование возраста см. 314 и 320. К востоку от сегмента эта фаза проявилась после среднего эоцена, до окончания эоценового времени.

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Моласса	Миоцен — плиоцен; окаменелости	Конгломераты	250	0		*a*
Флиш	Сенон — верхний альб; микрофауна	Флиш	3000	0	2000 (?)	*c*
Нижний мел	Валанжин — средний альб; микрофауна и аммониты	Мергели, биогенные известняки	2000	0	1800	*d*
Юра	Титон — геттанг; микрофауна	Доломиты, известняки	1200	0	1000	*e*
Триас	Пестрый песчаник — нижний геттанг; литология	Глина, эвапориты, конгломераты, песчаники	Неизвестна из-за сложной структуры		>250	*e*
Стефан и пермь	Возраст определен по остаткам флоры и литологии	Глинистые сланцы, песчаники и красноцветные конгломераты	2000	0	—	*f*
Карбон	Визе; гониатиты	Глинистые сланцы, песчаники	1000 (?)			*g*
Девон	Гониатиты, птероподы	Глинистые сланцы, известняки, доломиты	400	300	300	*g*
«Углистые сланцы»	Силур и базальный девон; граптолиты	Черные глинистые сланцы с известняками			200 (?)	*g*
Кембрий — ордовик	Кембрий — ордовик; литология	Глинистые сланцы, кварциты	1000 (?)			*g*

В течение мелового времени, до второй фазы, формировались «структуры» большого размера. Их возникновение связано не со сжатием, а с погружением, интенсивность которого варьировала в разное время и в разных местах. В частности, хорошо проявлена досеноманская фаза, в связи с которой пласты испытали наклон.

[350–355] *Складки. Эффект второй и третьей фаз* очень трудно оценить из-за отсутствия постмеловых пород. Вторая фаза, вероятно, ответственна за формирование большей части сланцеватости; однако может существовать и сланцеватость, обусловленная третьей фазой. Деформации третьей фазы явно проявились лишь в северной части зоны 2. Они имеют хрупкий характер в большей мере, чем более ранние деформации.

Первая фаза привела к образованию складок всех размеров (подробности см. в описании зоны 3). В связи со второй и (или) третьей фазами в каждой из подзон были сформированы следующие структуры.

Подзона 2A: складки с амплитудой и длиной волны от >1000 м до < 1 см; две складки размером > 1000 м имеются в любом поперечном разрезе подзоны. Подзона 2B: складки (>1000 м — 1 см) и сбросы; три складки более 1000 м. Подзона 2C: складки (>1000 м — 100 м) и сбросы; одна складка размером более 1000 м. Среднее простирание осевых поверхностей широтное. Складки располагаются в виде веера, их осевые поверхности падают как на север (чаще всего), так и на юг.

[356] *Морфология складок.* Складки второй фазы в элементе *c* относятся к типу 3D — E и 4D —

— E, в элементе *d* — к типу 3D — E и 4D, а в элементе *e* — к типу 3D — E. Складки третьей фазы в элементах *d* и *c* по своей форме относятся к типу 2D — F и 1E.

[357,374] *Карты разрывов и типов складок.* См. [53] (1 : 200 000, Западные Пиренеи) и [11].

[359–362] *Плоскостные и линейные структуры.* Подробности, касающиеся структур первой фазы, см. в описании зоны 3. Вторая фаза вызвала образование кливажа течения, разлома и линейности удлинения и пересечения. Третья фаза могла сформировать кливаж разлома (см. [350–355]). См. [11].

[366–372] *Второстепенные разломы.* Сбросы с широтным и меридиональным (?) простиранием сформировались в элементах *c* — *g* в меловое время. В конце мела образовались взбросы, сопровождаемые складками. Они протягиваются с запада на восток, частично по линиям омоложенных сбросов. Взбросы вызвали сокращение зоны на 30—50%. В средне-позднемиоценовое время развивались взбросы этого же простирания и того же типа; они обусловили новое сокращение. Общая величина сокращения в зоне, вероятно, превышает 50%.

3. Осевая зона

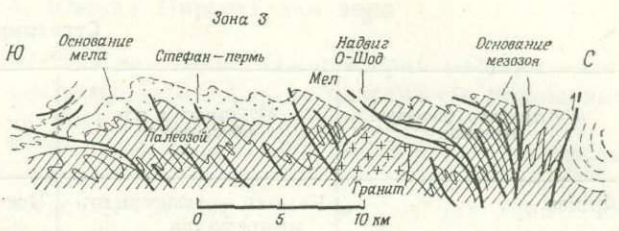
[302,304] *Края зоны.* Северный край определяется четко (<0,5 км), южный край частично представлен узкой (0,5—3 км), а частично широкой (>3 км) полосой постепенного перехода.

[308–311] *Приблизительные соотношения площадей выходов пород различных типов:* вулканических <1%, интрузивных 15%, осадочных 75%, метаморфических 10%.

[312–314] *Элементы.* Верхнемеловые отложения (элемент *c*) на юге смяты в опрокинутые складки, на севере надвинуты и характеризуются чешуйчатой структурой. Они несогласно залегают на более древних породах. Отложения стефан-пермского возраста (*f*) с большим несогласием располагаются на интенсивно деформированных породах фундамента (*g*); в них развиты складки, в южной части зоны опрокинутые к югу.

[315–316] *Размер обнаженных площадей элементов.* Элемент *g* обнажается по всей зоне (длина 100 км, ширина 30—55 км). Элементы *c*, *e* и *f* выступают в немногих изолированных обнажениях.

[326–332] *Магматизм.* В позднегерцинскую эпоху (поствизейское — достефанское время) мигматизация и внедрение даек и больших интрузивных масс кислого состава охватили элемент *g*. Объем внедрившихся пород в пределах сегмента около 500 км³. Лавы, туфы и ассоциирующие



ФИГ. 11. Разрез зоны 3 (по линии *E* на фиг. 8).

с ними дайки среднего состава имеются среди стефан-пермских отложений; приблизительный общий объем этих пород 10 км³. Основные лавы силлы и туфы локально развиты среди отложений верхнего триаса — геттанга; их объем приблизительно равен 0,5 км³ (см. зоны 1 и 2).

[335–342] *Метаморфизм.* Породы элемента *g* испытали очень сложный герцинский метаморфизм (нижний возрастной предел: намюр — ранний вестфал, верхний возрастной предел — поздний вестфал; вероятный возраст вестфальский). В пелитовых породах имеются те же минеральные ассоциации, что и в зоне 2 (с добавлением ассоциации кордиерит — силлиманит — калишпат), указывающие на условия зеленосланцево-амфиболитовой фации низкого и умеренного давления.

«Пиренейский» метаморфизм охватил породы элемента *c* в О-Шод и Гаварни. Его максимальный возраст позднемеловой; вероятно, он проявился в средне-позднеэоценовое время в Гаварни и несколько раньше в О-Шод. Метаморфизм одновременен с пиренейскими деформациями. Карбонатные породы содержат скаполит, асбест, флогопит, а пелитовые породы — серицит, хлорит, мусковит. Метаморфизм, вероятно, соответствует зеленосланцевой фации низкого давления. См. [59, 20].

[344–348] *Деформации.* 1. Наличие несогласия между элементами *g* и *f* показывает, что в интервале визе — намюр — стефан породы элемента *g* были охвачены герцинскими деформациями. Они развивались в виде ряда фаз интенсивного складкообразования, сопровождающегося метаморфизмом и формированием сланцеватости. 2. Надвиго- и складкообразование с развитием кливажа, происходившие, вероятно, в две подфазы, охватили элементы *c*, *e*, *f* и *g* в интервале средний эоцен — ранний олигоцен, вероятно, в средне-позднеэоценовое время. Обоснование возраста см. в описании зоны 4.

[350–355] *Складки.* Первая фаза деформаций привела к образованию складок с амплитудой и длиной волны от >1000 м до 1 см. В среднем в одном поперечном пересечении зоны встре-

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Флиш	Кампан — маастрихт; микрофауна	Песчаники, мергели	250	0		*c*
«Известняки каньонов»	Сеноман — сантон; рудисты и микрофауна	Известняки, песчанистые известняки	700	0		*c*
Триас — юра	Возраст устанавливается по литологии	Эвапориты, известняки	500	0	0	*e*
Стефан — пермь	Возраст устанавливается по литологии и остаткам флоры	Глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, вулканогенные породы	2000	0		*f*
Карбон	Визе — нижний вестфал; окаменелости	Известняки, глинистые сланцы, песчаники	1000 (?)			*g*
Девон	Окаменелости	Известняки доломиты, глинистые сланцы	700	500	600	*g*
«Углистые сланцы»	Готландий; граптолиты	Глинистые сланцы, изредка известняки	300			*g*
	Карадок; окаменелости	Глинистые сланцы, кварциты	150			*g*
Ордовик	Литология	Глинистые сланцы, кварциты	>600			*g*
Кембро-ордовик (?) — докембрий (?)	Стратиграфическое положение	Слюдяные кристаллические сланцы, гнейсы				*g*

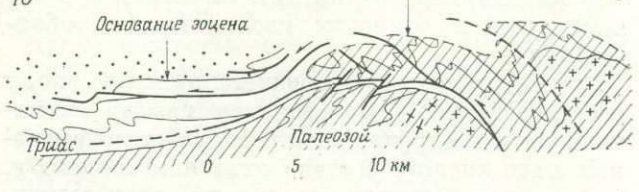
чается пять складок размером свыше 1000 м. Ориентировка складок изменяется с каждой фазой, однако их осевые плоскости наиболее заметной фазы имеют восточное или северо-западное простирание и южное падение. Вторая фаза вызвала формирование складок с длиной волны и амплитудой, варьирующими от >1000 м до 1 см. Обнаженность недостаточна, чтобы установить число складок, размер которых превышает 1000 м, но вероятно, что в разрезе зоны их больше трех. Осевые поверхности простираются приблизительно в широтном направлении и наклонены на юг.

[356] *Морфология складок.* Складки первой фазы относятся к типам 2D — E, 3C — E, 4B — E 5B — E, складки второй фазы: 1D — E, C — E и 3D — E.

[57] *Карты типов складок.* См. [36, 56, 57 и 9].

[59–362] *Плоскостные и линейные структуры.* В породах элемента *g* обычно развит кливаж течения и разлома, вызванный герцинскими движениями [58]. Пиренейская фаза привела к формированию этих типов кливажа в элементах *c* и *e* и обусловила локальное появление нового кливажа в элементе *g* [12].

[366–373] *Разрывы.* Герцинские разрывы, особенно взбросы, затронули элемент *g*. Они ориентированы параллельно складкам, падают под углом 20—80°; эти разрывы являются результатом су-



ФИГ. 12. Разрез зон 3 и 4 (по линии *F* на фиг. 8).

щественного сжатия зоны. Взбросы и надвиги развивались в течение средне-позднеэоценовой пиренейской фазы. Один из главных надвигов известен в О-Шод. Эти разрывы имеют широтное простирание и наклонены под углом 45—80° на севере и 0—45° на юге. Размер связанного с ними сокращения трудно установить из-за редкости обнажений элемента *c*; вероятно, оно порядка 50%.

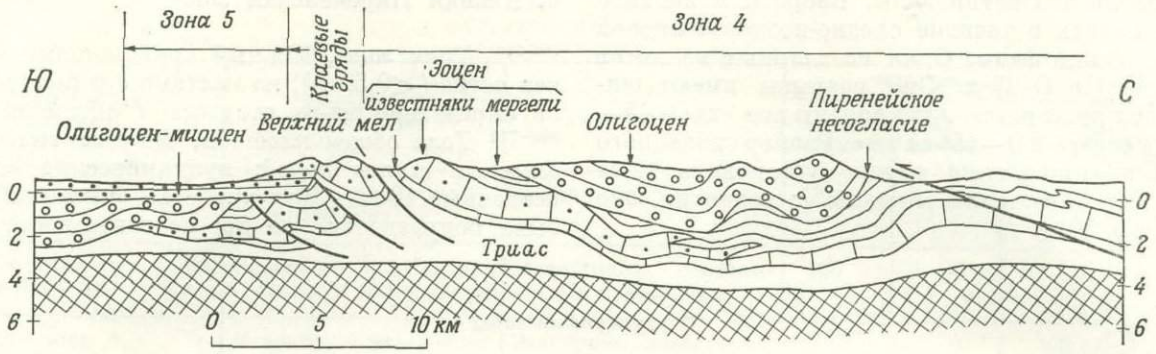
4. Южная Пиренейская зона

[302,306] *Края зоны.* Южный край местами очерчен четко (<0,5 км), но местами его положение не определено из-за отсутствия обнажений.
[308–310] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород:* вулканические <1%, осадочные 100%. Для удобства описания зона была подразделена на две подзоны: восточный

Таблица 7

Стратиграфия зоны 4

[319]Стратиграфическая *единица*	[320]Возраст и его *обоснование*	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Недеформированные конгломераты	Верхний эоцен — нижний олигоцен; верхний олигоцен — миоцен; окаменелости	Конгломераты, брекчии	2500	0		*a*
Складчатая моласса (фаза 2)	Олигоцен (нижний?); харофиты	Мергели, песчаники, конгломераты	3000	0		*a*
Складчатая моласса (фаза 1)	Средний — верхний эоцен; остатки ископаемых позвоночных	Мергели, песчаники, конгломераты	1000	0		*b*
Мергельный эоцен	4A: ипрский — лютетский ярусы; 4B: верхний эоцен; микрофоссилии	Голубые мергели	2000	0	1500	*b*
			>2000	500	1800	*b*
Флишевый эоцен	4B: ипрский — лютетский ярусы; окаменелости	Флиш	6000	0	4000	*b*
Альвеолиновые известняки	4A: палеоцен; 4B: ипрский ярус; микрофауна	Известняки, доломиты	1000	100		*b*
Сенонский флиш	4A: кампан — маастрихт; микрофауна	Флиш	2000	0	1500	*c*
Верхний мел	4A: сеноман — сантон; 4B: сеноман — маастрихт; микрофоссилии	Известняки, песчанистые известняки	2000	500	1000	*c*
Нижний мел	4A: апт — альб; микрофоссилии	Известняки, мергели, песчаники	1000	0		*d*
Юра	4A: рэт — кимеридж; окаменелости	Известняки, доломиты	1500	0		*e*
Триас	4A, B: нижний триас — кейпер; литология и микрофоссилии в кейпере	Эвапориты, песчаники, конгломераты	1500(?)	0	1000	*e*
Стефан — пермь	См. зону 3					



ФИГ. 13. Разрез зон 4 и 5 (по линии *G* на фиг. 8).

прогиб (4A) и западный прогиб (4B). Граница между ними имеет простирание, близкое к меридиональному. Она маркируется складками с такой же ориентировкой и соответствует древнему (стефан?, юра) палеогеографическому элементу. Граница отделяет восточный сенонский флишевый прогиб от западного эоценового флишевого прогиба.

[312–314] *Элементы.* В подзоне 4A расположены следующие элементы. Молассовые конгломераты (элемент *a*), на севере залегающие субгоризонтально, с несогласием располагаются на более древних породах. Эоценовые мергели, песчаники и конгломераты (*b*) согласно лежат на верхнемеловых известняках и флише (*c*). Последний с местным несогласием или с сокращенным разрезом перекрывает нижнемеловые известняки, мергели и песчаники (*d*). Триас-юрские отложения (элемент *e*: известняки, доломиты, эвапориты) отделены от стефан-пермских пород (*f*) поверхностью срыва. Элементы *b* — *e* испытали срыв по поверхности триаса и были перемещены на расстояние до 40 км. На севере в элементах *f* — *b* образовались опрокинутые к югу принадвиговые складки. Надвиги, подвергшиеся наложенной деформации, также имеют южное падение. Величина смещения по ним уменьшается в южном направлении [49].

Подзона 4B включает элементы *a*, *b*, *c* и *e*. Конгломераты, мергели и песчаники молассы (элемент *a*) смяты в складки с углами падения, достигающими 90°. Они несогласно лежат на более древних породах. Эоценовый флиш (*b*), верхнемеловые известняки (*c*) и триас-юрские эвапориты (*e*) здесь подверглись деформациям, подобным деформациям в подзоне 4A.

[315–316] *Размеры обнаженных площадей элементов* (максимальные): элемент *a* — 70 × 20 км, *b*, *c*, *d*, *e* — 100 × 60 км, *f* — 10 × 2 км.

[326–332] *Магматизм.* Среди отложений верхнего триаса — геттанга известны силлы, лавы и туфы основного состава (подробнее см. зоны 1—3).

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — пиренейская, охватившая элементы *b* — *f*, вызвавшая образование поверхности срыва и формирование надвигов и складок, что на севере сопровождалось развитием кливажа. Максимальный возраст движений среднеэоценовый (подзона 4A) или позднеэоценовый (подзона 4B), минимальный — конец эоцена. Обоснование возраста см. [314] и [320]. Движения, вероятно, происходили в две подфазы. Фаза 2 — складкообразование и формирование местных надвигов, охватившие все элементы в интервале ранний олигоцен — аквитанский век, а скорее всего в позднем олигоцене. Обоснование возраста см. в описании зоны 5.

[350–355] *Складки.* Фаза 1 привела к образованию складок со средними амплитудой и длиной волны от 1000 до 10 м. Складки в южной части зоны были осложнены надвигами, а в северной — надвигами и кливажем. В центральной части зоны располагался простой прогиб. Фазой 2 созданы складки широтного простирания, размер которых варьирует от 1000 до 100 м.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 1 в элементе *b* относятся к типам 1D — E, 2E — F, 3E. Складки этой же фазы в элементах *c* и *d* — типов 1D — E и 3D. Складки фазы 2 в элементе *a* — типов 1D — E и 2B — C.

[357,374] *Карты разрывов и типов складок.* См. [30, 49].

[359,362] *Плоскостные и линейные структуры.* Кливаж течения и разлома, связанный с подфазой 2 пиренейских деформаций, развит в элементах *b* и *c*, особенно на севере зоны.

[366–373] *Разрывы.* В течение пиренейской фазы сформировались взбросы, пологие надвиги и структура срыва по триасу. Разрывы имеют ши-

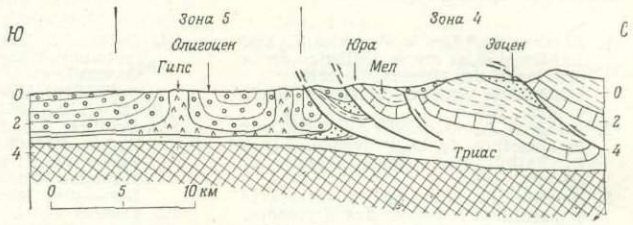
ротное и северо-западное простирания, наклонены под углом 0—60°. Многие надвиги имеют волнистую поверхность или даже смяты в складки. Взбросы послеолигоценового возраста в элементе *a* простираются на восток-северо-восток и имеют угол падения 45°; они вызвали только слабое общее смещение.

Зона 5. Южный складчатый форланд

304,306 *Края зоны.* Южный край зоны частью представлен полосой постепенного перехода (>3 км), местами его положение неясно из-за отсутствия обнажений. В зоне обнажаются только осадочные породы.

312–314 *Элементы.* Моласса местами не дислоцирована (*a*2), а местами в ней встречаются простые симметричные складки, возникновение которых обусловлено присутствием гипса (*a*1). Моласса с несогласием ложится на более древние породы. Эоценовые известняки (*b*) и верхнемеловые мергели и известняки (*c*) мощностью несколько метров обнаружены бурением. Отложения триаса и юры образуют диапиры разной сложности. Эти отложения перекрывают породы фундамента (*g*), представленные известняками, глинистыми сланцами и песчаниками, сильно деформированными в процессе герцинской складчатости.

315–316 *Размер обнаженных площадей элементов.* Элемент *a* обнажается почти по всей зоне (100 × 10 км); *e* обнажен очень редко.



ФИГ. 14. Разрез зон 4 и 5 (по линии *H* на фиг. 8).

344–348 *Деформации* охватили элемент *a* (нижняя моласса) и привели к формированию простых складок и к диапиризму гипсоносных отложений. Верхняя моласса, несогласно залегающая выше, не подверглась деформациям, так что нижний возрастной предел последних — это средний олигоцен, а верхний предел — аквитан.

350–355 *Складки.* В элементе *a* имеются одна или две складки с простиранием от широтного до восток-юго-восточного; их амплитуда и длина волны более 1000 м. Многочисленные мелкие складки наблюдаются в отложениях гипса.

356 *Морфология складок.* Складки относятся к типам 2A и 2B.

357,374 *Карты разрывов и типов складок.* См. [30].

Авторы благодарят П. Баррера, М. Шукруна, М. Сегюре и Ж. Л. Рейля за помощь.

Таблица 8

Стратиграфия зоны 5

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Верхняя моласса	Миоцен (аквитанский ярус); ископаемые позвоночные	Конгломераты, глины, брекчии, песчаники	1000	0	750	*a*2
Нижняя моласса	Нижний и средний олигоцен; харофиты и остатки позвоночных (восточная часть сегмента)	Конгломераты, глины, песчаники, гипсы, озерные известняки	2000	1000	1500	*a*1
Триас	Нижний триас — кейпер	Глины с прослоями эвапоритов, песчаники, конгломераты	>1200		500 (?)	*e*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alastrue E., Almela A., Rios J. M.*, Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca, Escala 1/200 000, Madrid, Instituto Geol. y Min., 1957.
2. *Aubouin J., Mennesier G.*, Essai sur la structure de la Provence, Livre P. Fallot. Soc. Géol. France, 2, 45—98, 1962.
3. *Barrabe L.*, Les roches intrusives à hornblende brune des Pyrénées, Int. geol. Congr., **19**, 6, 9—21, 1952.
4. *Barrére P.*, Le relief des Pyrénées centrales franco-espagnoles, Bordeaux, 1969.
5. *Bertrand L.*, Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées, Bull. Serv. Carte géol. Fr., no. 204, 205—283, 1940.
6. *Birot P.*, Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles, Paris, Baillère, 1937.
7. *Borgne E. le, Mouel J.*, Carte magnétique de France, anomalies du champ total, C.N.R.S., Orléans, B.R.G.M., 1969.
8. *Capdecomme H., Deloffre R., Henry J., Villanova M.*, Séries stratigraphiques et paléogeographie du Crétacé supérieur dans la région de Lourdes, Bull. Soc. géol. Fr., 7, 7, 392—398.
9. Carte Géologique de la France, Geological maps at 1 : 80 000 and 1 : 320 000, Serv. Carte géol. Fr.
10. *Chevilly F. de, Colo G., Henry G., Nicolai A., Quoi J., Winnock E.*, Le champ de gaz de Meillon-Rousse et la structure profonde de l'anticlinal de Pau, Revue Inst. fr. Pétrole, 24, 564—578, 1969.
11. *Choukroune P.*, Sur la présence, le style et l'âge des tectoniques superposées dans le Crétacé nord-pyrénéen de la région de Lourdes, Bull. Bur. Rech. géol. min., Paris, 2, no. 2, 11—20, 1969.
12. *Choukroune P., Martinez Cl., Seguret M., Mattauer M.*, Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales), C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, 266, 1360—1363, 1968.
13. *Cizancourt H. de.*, Essai d'interprétation de la tectonique profonde des Pyrénées, Bull. Soc. géol. Fr. (5), **18**, 271—284, 1948.
14. *Clin M., Roche H. de la, Lelong F., Poly B.*, Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas, Sciences Terre, 9, 149—174, 1963.
15. C.N.R.S.— I.P.G., Carte magnétique de France, 1/1 000 000 (anomalies du champ total), Centre National de la Recherche Scientifique, Institut de Physique du Globe, 1969.
16. *Crouzel F.*, Le Miocène du bassin d'Aquitaine, Bull. Servs Carte géol. Fr., no. 248, 1956.
17. *Crusafont M., Riba O., Villena J.*, Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia, Notas Comun. Inst. geol. min. Esp., no. 83, 7—14, 1966.
18. *Crusafont M., Villalta J. F., Truyols S.*, Caracterisación del Eocene continental en la cuenca de Tremp y edad de la orogénesis *pirináica*, *Actes du 2 cong. Inst.* d'Ét. Pyr. Toulouse, 2 (1), 39—53, 1956.
19. *Dalloni M.*, Études géologiques des Pyrénées de l'Aragon, Annls Fac. Sci. Marseille, 19, 1910.
20. *Debat P.*, Les formations métamorphiques des vallées de Gavarnie etd' Héds (Htes-Pyrénées), Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, **100**, 137—173, 1965.
21. *Deloffre R.*, Étude géologique du flysch crétacé supérieur entre les valées de l'Ouzom et du Gave de Mauléon (Basses-Pyrénées), Bordeaux, Bière, 1966.
22. *Dongen P. G. Van*, The rotation of Spain, paleomagnetic evidence from the eastern Pyrenees, Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **3**, 417—432, 1967.
23. *Girdler R. W.*, A paleomagnetic investigation of some late Triassic and early Jurassic volcanic rocks from the northern Pyrenees, Annls Géophys., 24, 1—14, 1968.
24. *Henry J.*, Le problème des étages tectoniques dans la zone nord-pyrénéenne occidentale, in Étages tectoniques, Neuchâtel (Inst. Géol. Univ.), 253—267, 1966.
25. IFP et CNEXO Cnexo, Histoire Structurale du Golfe du Gascogne, Symposium, Paris, Editions Technip, 2 vols, 1971.
26. *Kubler B.*, La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme, In Étages tectoniques, Neuchâtel, Inst. Géol. Univ., *105—123*, 1967.
27. *Lallemant H. G. A.*, Structural and petrofabric analysis of an alpine type peridotite, the lherzolite of the French Pyrenees, Leid. geol. Meded., 42, 1—57, 1968.
28. *Mangin J. P.*, Le nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon, Zaragoza, Inst. Est. Pyrén., 1—619, 1960.
29. *Mangin J. P., Rat P.*, L'évolution post-hercynienne entre Asturies at Aragon, Livre P. Fallot, Géol. Soc. France, 1, 333—349, 1962.
30. Mapa Geológico de España (Scale 1 : 200 000), Madrid, Instituto Geológico y Minero de España.
31. *Mattauer M., Les traits structuraux* essentiels de la chaîne des Pyrénées, Revue Géogr. phys. Géol. Dyn., **10**, 3—12, 1968.
32. *Mattauer M., Proust F.*, L'évolution structurale de la partie est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène, C.R. sur la Biogéographie du Crétacé-Éocène de la France meridionale, Trav. Lab. de Géochimie de la Biosphère, 9—20, 1967.
33. *Matte P.*, La structure de la virgation hercynienne de Galice, Espagne, Revue Géol. Alp., **44**, 5—128, 1968.
34. *Matthews D. H., Williams C. A.*, Linear magnetic anomalies in the Bay of Biscay, a qualitative interpretation, Earth and planet. Sci. Lett., 4, 315, 1968.
35. *Mey P. H.*, Evolution of the Pyrenean Basin during the late palaeozoic, Int. Symp. Devonian System, Calgary, 2, 1157—1166, 1967.
36. *Mey P. H.*, The geology of the upper Ribargorzana and Baliera valleys, B, Geology of the upper Ribagorzana and Tor valleys, Leid. geol. Meded., 41, 152—220, 229—294, 1968.
37. *Mirouse R.*, Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone *primaire axiale des Pyrénées*, *Mém.* Serv. Carte géol. dét. Fr., 1966.
38. *Misch P.*, Der Bau der mittleren Südpyrenäen, Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, III, H. 12, 168, 1934.
39. *Misch P.*, Publ. extranjeras sobre geol. de España, IV, 1—178, Madrid, 1948.
40. *Ravier J.*, Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées, Mém. Soc. géol. Fr., no. 8, 1959.
41. *Reille J. L.*, Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléogène continental sud-pyrénéen, C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, **265**, 852—854, 1967.
42. *Reille J. L.*, Les relations entre orogenèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées, d'après l'étude des formations tertiaires essentiellement continentales, Presses Univ. Sci. Technol. Languedoc, Montpellier, 1971.
43. *Richert J. P.*, Analyse structurale de la zone charnière entre le Béarn et le pays basque, Bull. Serv. Carte géol. Als-Lorr., 21, 3, 137—164, 1968.
44. *Rothé J. P.*, Cartes de séismicité de la France, Annls Inst. Phys. Globe Univ. Strasbourg (Géophys.), 8, 3—10, 1967. См. также Seismicity maps of France, 3rd Wld Conf. Earthq. Engng, Wellington, 1 (3), 205—216, 1965.
45. *Rothé J. P., Dechevoy N.*, La séismicité de la France de 1940 à 1950, Annls Inst. Phys. Globe *Univ. Strasbourg (Geophys.)*, **7**, 24—62, 1954.
46. *Rothé J. P., Dechevoy N.*, La séismicité de la France de 1951 à 1960, Annls Inst. Phys. Globe Univ. Strasbourg (Géophys.), 8, 19—84, 1967.
47. *Schwarz*, Geology and paleomagnetism of the valley of the rio Aragon subordan north and east of Oza, Estudios geol. Inst. Invest. geol. Lucas Mallada, **18**, 193—240, 1962.
48. *Seguret M.*, Contribution à l'étude de la tectonique sud-pyrénéenne, sur le style et l'importance des déplacements vers le sud des séries *secondaires et tertiaires de la partie* centrale du versant sud des Pyrénées, C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, 268, 907—910, 1969.
49. *Seguret M.*, Étude tectonique du versant sud des Pyrénées centrales, nappes et séries décollées, rôle du serrage et de la gravité, Presses Univ. Sci. Technol. Languedoc, Montpellier, 1971.
50. *Selzer G.*, Geologie der südpyrenäischen Sierren in Oberaragonien, Neues Jb. Miner. Geol. Paläont. Beil Bd., 71, B, 370—406, 1934.
51. *Sitter L. U.*, de, A cross section through the central Pyrenees, Geol. Rdsch., 45, 214—233, 1956.
52. *Souquet P.*, Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre, Toulouse, Editions privat, Toulouse, 530, 1967.
53. S.N.P.A. (Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine), Geological maps at 1 : 50 000 (можно ознакомиться в Геологическом обществе Франции), Saint-Vincent-de-Tyrosse, Bayonne, Espelette, Dax, Harparren, Iholdy, Saint-Jean-Pied-de-Port, Orthez, Mauléon, Tardets-Sorholus, Carrau, Pau, Oloron-Ste-Marie, Laruns, Somport, Lourdes, Argelès-Gazost, Geological maps at 1:200 000 of the Western Pyrenees, Sheets *1 and* 2.
54. *Taillefer F.*, Le Piémont des Pyrénées françaises, Toulouse (privately printed), 383, 1951.
55. *Viers G.*, Le relief des Pyrénées occidentales et leur piemont,

Toulouse (privately printed), 604, 1960.
56. *Wennekers J. H. N.*, The geology of the Esera Valley and the Lys-Caillauas Massif, Leid. geol. Meded., 41, 221—267, 1968.
57. *Wensink H.*, Palaeozoic of the upper Gallego and Ara valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees, Estudios geol. Inst. Invest. geol. Lucas Mallada, 18, 1—73, 1962.
58. *Zwart H. J.*, The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees, Geol. Rdsch., 53, 170—205, 1963.
59. *Zwart H. J.*, The paleozoic crystalline rocks of the Pyrenees in their structural setting, Krystalinikum, 6, 125—140, 1968

БЕТСКИЕ КОРДИЛЬЕРЫ

Х. Э. Ронделъ и О. Я. Симон[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Бетские кордильеры (Кордильера Бетико), юго-восточная альпийская окраина Испании, лежат между Испанским континентальным блоком, где на поверхность выходят герцинские и более древние породы, и океанической впадиной западной части Средиземного моря. На юго-западе альпийская складчатая область резко изгибается и, пройдя через Гибралтарский пролив, переходит в Марокко в хребет Эр-Риф (см. стр. 55—66); на северо-востоке, за Балеарскими островами, складчатая область срезается западной Средиземноморской впадиной.

Бетская складчатая область, включая Балеарские острова, простирается с северо-востока на юго-запад почти прямолинейно на 1000 км. Ее юго-восточная окраина, как и западная Средиземноморская впадина, изучена плохо. Северо-западный край ее Внешней зоны (см. ниже), включающий Испанскую Месету, представляет собой широкую переходную полосу: альпийские структуры исчезают постепенно. Между этими ограничениями ширина складчатой области варьирует от 50 до 200 км, составляя в среднем 120 км.

Сегмент. В этой статье подробные данные везде относятся к Внутренней зоне; изученная площадь (фиг. 1) имеет длину 65 км, а средняя ширина зоны в этой площади составляет 75 км. Внешняя зона описана только в общих чертах.

Зоны. Выделено две зоны: Внешняя и Внутренняя. Внешняя зона представлена главным образом неметаморфизованными триасовыми, юрскими, меловыми и третичными отложениями; она очень сильно отличается от Внутренней зоны, которая на большей части площади сложена метаморфизованными триасовыми и более древними породами. Во Внешней зоне не обнаружено пород древнее (пермо-) триасовых и нет таких горизонтальных перемещений, как во Внутренней зоне.

Геологическая история. Бетская область в послегерцинское время охватывала две палеогеографические зоны с резко различной альпийской историей, т. е. Внешнюю зону на севере и Внутреннюю, или собственно Бетскую, зону на юге. Для Бетской зоны характерна выразительная покровная структура, в которую вовлечен пермо-триасовый и триасовый чехол [1], часто вместе с породами, принадлежащими доальпийскому фундаменту. Наиболее глубокие элементы подверглись сильному региональному метаморфизму. На основании литолого-стратиграфических особенностей отложений пермотриаса и триаса в Бетской зоне установлено несколько палеогеографических областей. Считается, что тектоническая последовательность покровов соответствует первоначальной палеогеографической зональности. Покровные структуры отражают очень сложное развитие; полагают, что они сформировались в раннетретичное время. Минимальная тектоническая редукция равна примерно 100—150 км. Во Внешней зоне палеогеографические области выделяются на основании особенностей послетриасового осадконакопления. Некоторые авторы полагают, что движение покровов началось здесь уже в меловое время. Однако главная фаза образования покровов была в среднем миоцене и вызвала смещение южных частей зоны на север на несколько десятков километров (фиг. 2).

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

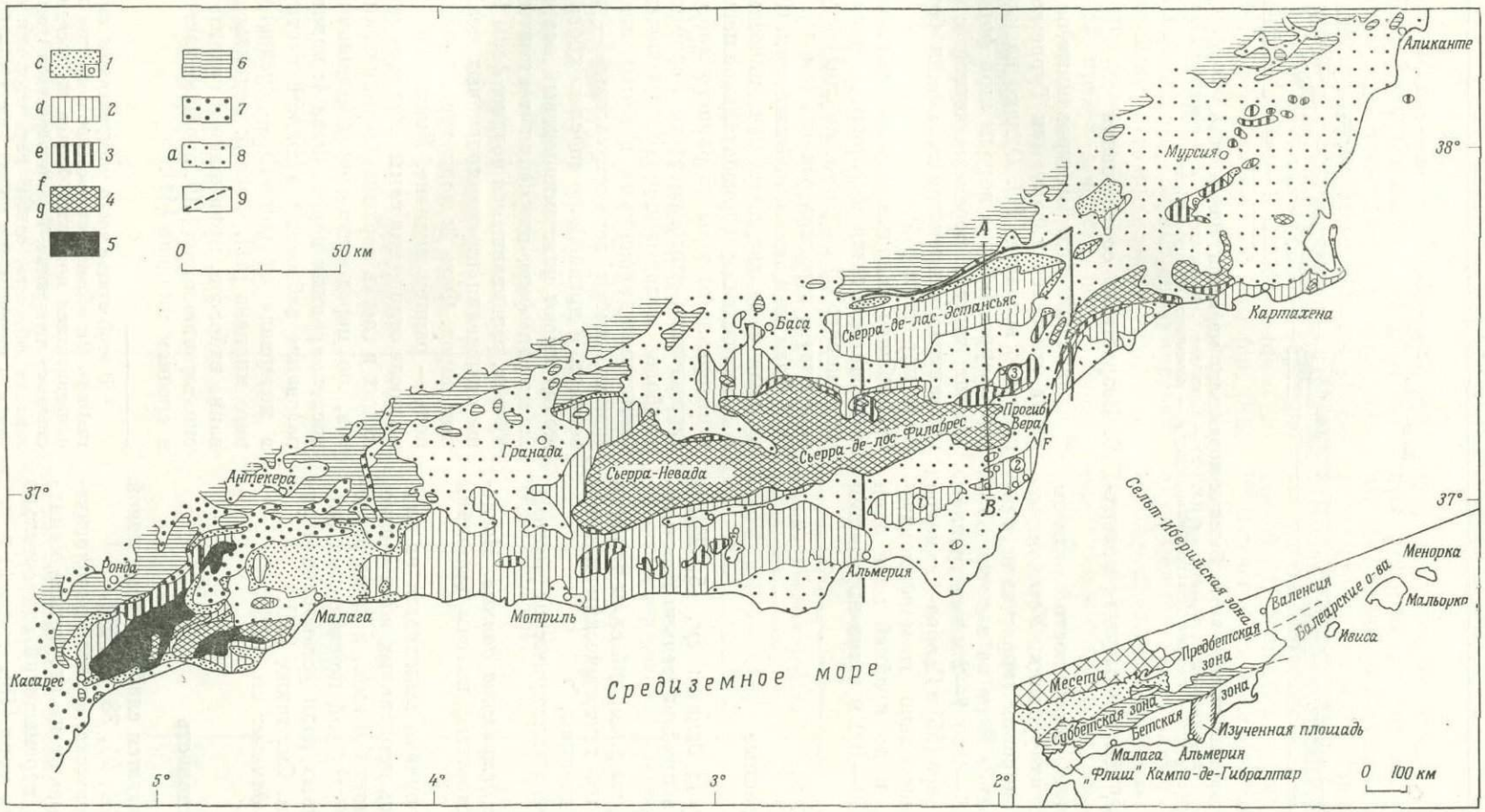
[30] Наиболее высокая часть сегмента, составляющая 5% территории, имеет высоты около 1000 м. Средняя высота [31] северной окраины для всего пояса (т. е. высота герцинского фундамента Месеты и района между Алькаррасом и Валенсией) 900 м; [32] южная окраина находится на уровне моря.

[33] Вершинные поверхности развиты в северной части сегмента на высотах 700—820, 830—1200, 1250—1350 м над уровнем моря. Предполагается, что они имеют соответственно плейстоценовый (?) (Roep, личное сообщение), позднеплиоценовый — плейстоценовый ([26], Руп, личное сообщение) и предпозднеплиоценовый — плей-

---

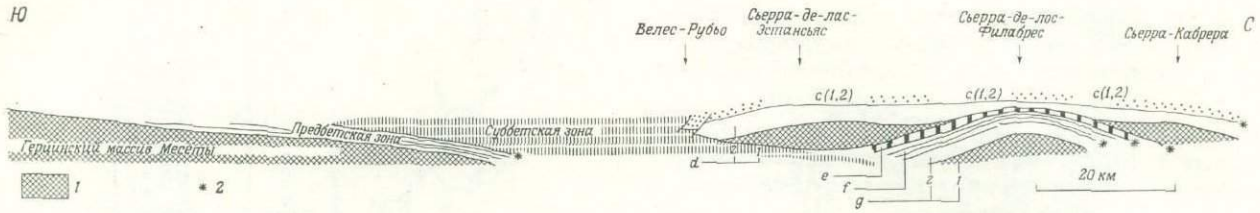
[1] *Rondeel H. E., Simon O. J.*, Geologisch Instituut, Universiteit van Amsterdam, Nieuwe Prinsengracht 130, Amsterdam, Netherlands.

[1] Чехлом (cover) в данной статье, как и в некоторых других, называется не платформенный чехол (или не только платформенный чехол), а осадочная оболочка геосинклинальных складчатых областей, т. е. собственно геосинклинальный комплекс, противопоставляющийся его кристаллическому основанию (basement). Это соответствует терминологии, принятой в первую очередь для альпид Западной Европы.— *Прим. ред.*



ФИГ. 1. Тектоническая карта Внутренней зоны.

На врезке — положение Внешней (Предбетской и Суббетской) и Внутренней зон. Так называемые «Промежуточные комплексы» находятся между «типичными Альпухарридами» и «типичными Малагидами» и включены в Альпухарриды. *AB* — линия тектонического профиля (см. фиг. 5). Жирной линией оконтурен сегмент, в пределах которого описывается зона 2. Внутренняя зона (*1—5*): *1* — комплекс Малагиды, отдельные мелкие обнажения на карте обозначены кружками, *2* — комплекс Альпухарриды; *3* —комплекс Бальябона-Кучарон; *4* — комплекс Невадо-Филабриды, *5* — перидотиты и связанные с ними породы; *6* — Внешняя зона; *7* — отложения флиша; *8* — послепокровные отложения; *9* — сдвиги. Цифрами в кружках обозначены: *1* — Сьерра-Аламилья; *2* — Сьерра-Кабрера; *3* — Сьерра-Альмагро.



ФИГ. 2. Обобщенный разрез восточной части Бетских кордильер, меридиан Велес-Рубьо.
1 — породы фундамента; *2* — крупные надвиги; с (*1*, *2*) — комплекс Малагиды; *d* — комплекс Альпухарриды; *e* — комплекс Бальябона-Кучарон; *f* — покровы Невадо-Филабриды; *g* — комплекс Невадо-Лубрин.

стоценовый (древнее, чем предыдущая поверхность) возраст.

[34] Геоморфологические поверхности развиты также на более низких уровнях. Установлено [41] пять поднятых морских террас четвертичного времени в прогибе Вера на высотах 55—60, 30—35, 18—20, 8—10 и 1—2 м над уровнем моря. В Сьерра-Кабрера [35] и Сьерра-Альмагро можно выделить несколько геоморфологических поверхностей, и по крайней мере один уровень на высоте 50—100 м четко выделяется в прогибе Вера.

4. Геофизические данные

[38–39] *Гравиметрические данные*: см. [5, 22]. [41] Сегмент находится в приблизительно изостатическом равновесии;

[42–43] основные контуры аномалий силы тяжести параллельны главным тектоническим и топографическим направлениям.

[45] *Региональные магнитометрические данные*: см. [18].

[50–51] *Региональные сейсмические данные*. Исследования по поверхностным волнам выполнил Пайо [31].

[57–60] Раздел Мохоровичича выделяется на глубине 30 км. Скорость продольных волн у основания коры составляет 6,6 км/с, а ниже раздела М — 7,9 км/с. [63–65] Слой пониженных скоростей для поперечных волн установлен в интервале 215—315 км. См. также [34].

[67] *Палеомагнитные данные*: см. [42].

5. Современная активность

[69] Регион характеризуется слабой сейсмической активностью. См. [34, 24, 38, 20, 28].

[75] *Движения в историческое время*: археологические данные указывают на отсутствие каких-либо вертикальных перемещений относительно современного уровня моря [15].

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшие недеформированные породы сегмента относятся к формации Турре верхнемиоценового возраста [41]. Однако на юго-востоке гор Сьерра-Кабрера породы этой формации образуют чешуи, перемежающиеся с чешуями вулканитов «молодого» неогена и более древними породами [43].

[83] Наиболее молодые деформированные породы сегмента относятся к формации Чосас верхнемиоценового (?) возраста, но следует учитывать чешуйчатое строение разреза (см. [85]).

[91–95] *Фазы повышенной подвижности*. Фаза 1: начальная фаза движения тектонических покровов, включающая горизонтальное перемещение, в интервале от юры до раннего миоцена. Подтверждением этого возраста является то, что наиболее молодые породы, затронутые тектоническими движениями в самых нижних элементах, имеют верхнетриасовый — юрский (?) возраст, а древнейшие «послепокровные» отложения имеют нижнемиоценовый возраст. Фаза 2: вторая фаза движения тектонических покровов, развивавшаяся позднее фазы 1, но раньше отложения нижнемиоценовых послепокровных пород. Фаза 3: поднятие в позднем олигоцене — раннем миоцене. Движения происходили после отложения самых молодых пород, входящих в состав верхних тектонических элементов, но перед отложением нижнемиоценовых послепокровных пород. Фаза 4: поднятие и образование взбросов [1] в южной части сегмента в интервале от раннего — среднего до среднего миоцена [41]. Фаза 5: поднятие и образование взбросов, приведшие к гравитационному скольжению пород [40], в южной части сегмента в среднем миоцене [41].

[1] В этой статье часто употребляется термин «upthrusting». Он обозначает массовое поднятие по взбросам с надвиганием поднятых блоков на соседние — относительно опущенные. Термин переведен здесь как «образование взбросов», однако речь идет как о взбросах, так и о надвигах (но не шарьяжах!).— *Прим. ред.*

В южной части сегмента перед фазой 4, между фазами 4 и 5 и после фазы 5 можно установить еще несколько отчетливых, но менее значительных фаз повышенной подвижности. На севере сегмента после фазы 2 можно выделить по меньшей мере одну важную фазу образования взбросов; ее временны́е соотношения с фазами 4 и 5 на юге сегмента не ясны (см. [8]).

[88] Начало подвижности падает, возможно, на эоцен (см. [134] и [11]).

[81] Древнейшие породы, впервые деформированные в мезозойско-третичную эпоху складчатости, относятся к пермо-триасу [1] [36].

[76-78] Верхний предел возраста пород фундамента — карбон (и нижняя пермь?).

7. Осадконакопление

[106] *Эффект деформации.* Предполагается, что сокращение мощности при расплющивании пластов компенсируется возрастанием мощности при развитии мелких осложняющих складок внутри отдельных толщ. Складчатость большего масштаба, при которой деформируются также и границы толщ и которая отражается на картах масштаба 1:5000, учтена при расчете мощностей ([98]), указанных в табл. 1.

[107] В течение до- и синорогенического периодов осадконакопление не было непрерывным.

[108] Известны следующие главные эрозионные поверхности: между девон-каменноугольными и более древними отложениями; между пермотриасовыми и девон-каменноугольными; между ипрскими и сенонскими; между хаттско-аквитанскими и эоценовыми; между нижнемиоценовыми и верхнеолигоценовыми; несколько крупных поверхностей установлено в нижне-среднемиоценовых отложениях; имеются поверхности среднемиоценового и четвертичного возраста.

Таблица 1

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопления в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к сегменту на севере
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	
[97] Интервал возраста				
от	Пермо-триас	Эоцен (?)	Верхний миоцен	Верхний мел (?)
до	Эоцен?	Верхний миоцен (?)	Четвертичный	Четвертичный
[98] Максимальная мощность	2000 (?) м	1000 (?) м	700 (?) м	4000 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента;	7000 км³	200 км³	1200 км³	
вероятная ошибка оценки	30%	20%	10%	
[100] Преобладающие фации	Сублиторальные (?)	Морские обломочные	Морские	Синорогенические — пелагические Посторогенические — сублиторальные и литоральные
Доля общего объема и ошибка оценки				
[101] Преобладающие фации	85±14%	85±10%	95±3%	Синорогенические — 80% Посторогенические — 70%
[102] Вулканические породы	2±1%	0	3±1%	
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	20±5%	20±10%	40±10%	
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	2±1%	Следы	Следы	
[105] Источники сноса				Синорогенические — Внешняя зона Посторогенические—Внешняя и Внутренняя зоны

[1] Везде в этой статье термин «пермо-триас» используется для обозначения возраста определенной толщи пород; основная часть этой толщи имеет индский и олекенский (верфенский) возраст, но не исключено, что в ней присутствуют также и более молодые породы перми и триаса.

8. Обзор тектонического развития

[126] **Региональная хронология и корреляция.** Из-за недостатка окаменелостей хорошей сохранности датировка триасовых и более древних пород основана главным образом на литологии и стратиграфической последовательности. Наличие послеюрских (?) отложений среди пород элементов *e* — *g* и среди «типичных» Альпухаррид элемента *d* не было доказано. Это обстоятельство, а также отсутствие осадков, о которых можно было бы сказать, что они отложились во время движения покровов (т. е. осадков флишевого типа), заставляют датировать тектонические события, проявившиеся в упомянутых элементах, только по косвенным признакам (см. также [134]). Кроме того, поскольку послеюрские отложения отсутствуют в элементах, которые можно было бы считать сорванной частью элементов *d* — *g*, и поскольку продукты эрозии, которые могли бы принадлежать элементам *d* — *g*, не установлены, вопрос о геологическом развитии пояса в юрское и меловое время остается открытым. Казалось бы, с большей уверенностью можно определить возраст формирования отдельных подразделений, входящих в элемент *c* (Малагиды), на основании хорошо датированных юрских, меловых и нижнетретичных отложений их чехла, однако и здесь мы сталкиваемся с трудностями, главным образом в вопросе о том, какие породы относятся к самой верхней части Малагид, а какие являются послепокровными. В этом отношении можно упомянуть породы верхнего олигоцена (?), которые несогласно перекрывают лютетские породы элемента *c*, а сами несогласно перекрыты нижнемиоценовыми послепокровными отложениями. Общепринято, что породы нижнего миоцена из толщи «древнего» неогена (см. [319]) накопились после завершения формирования элемента *c*. Присутствие в обширных межгорных прогибах послепокровных отложений, хорошо датированных микро- и макрофауной, мешает корреляции тектонических единиц четко выраженной формы из обособленных горных хребтов.

[134] **История развития складчатого пояса.** Наши знания о развитии кордильер пока ограничены. Можно установить вероятную последовательность событий, затронувших отдельные элементы, но возраст этих событий либо неизвестен, либо известен неточно. Кроме того, события, устанавливаемые для того или иного элемента, только предположительно коррелируются с событиями в других элементах. Поэтому сведения о зоне 2 представлены отдельно для каждого элемента. По этим же причинам обзор тектонического развития можно дать здесь только с оговоркой о его гипотетическом характере.

В Бетской зоне выделяются четыре крупных покровных комплекса (снизу вверх): Невадо-Филабриды (элементы *g* и *f*), Бальябона-Кучарон (*e*), Альпухарриды (*d*) и Малагиды (*c*). Элементы *c*, *d* и *e* — это комплексы покровов, перемещенных горизонтально на расстояние от 70 до нескольких сотен километров. Невадо-Филабриды можно разделить на несколько тектонических единиц, из которых три верхние (элемент *f*) имеют характер покрова. Неясно, чем является нижний элемент (*g*) этого комплекса: (пара-) автохтоном или аллохтоном. Учитывая его положение относительно Внешней зоны Бетских кордильер его следует считать, по нашему мнению, аллохтоном.

Фундамент. В разрезах Бетской зоны, кроме пород альпийского чехла, широко представлены породы доальпийского основания. Надо иметь в виду, что термин «фундамент» в принятом здесь смысле не всегда соответствует своему обычному употреблению, так как некоторые толщи пород, включенных в комплекс фундамента, не были в доальпийское время затронуты сильной складчатостью и метаморфизмом (например, допермо-триасовый «фундамент» элемента *c*).

Осадконакопление. До сих пор еще очень мало известно об условиях накопления пермотриасовых и триасовых пород, так как проведено мало исследований, относящихся к фациальному анализу. Например, для большей части карбонатных пород едва ли известно больше того, что это морские отложения. Еще меньше известно о пелитах и псаммитах: в отношении большинства этих пород неясно, в морских или в континентальных условиях они отлагались [9]. В альпийскую эпоху имели место две важные фазы образования надвигов [10, 11]. В фазу 1 (начальная фаза движения покровов) надвигание привело к обособлению различных тектонических комплексов (элементы *c* — *g*). В течение фазы 2 (вторая фаза движения покровов) движения возобновились и привели к значительным относительным перемещениям элементов. Эти движения обусловили значительную тектоническую редукцию и формирование характерных брекчий как вдоль контактов покровов, так и внутри элементов в породах, образовавшихся до движения покровов. Не ясно, происходило ли обособление отдельных единиц в элементах преимущественно в течение фазы 2 или оно началось уже в фазу 1.

В литературе нет пока единого мнения об относительном направлении движения покровов. Это связано с неопределенностью палеогеографических данных и особенно с тем, что неизвестна область накопления пород комплексов Малагид. Обсуждение этой проблемы см. в [10].

После регионального движения покровов проявилось еще несколько «второстепенных» тектонических фаз, которые привели к смятию, образованию взбросов и воздыманию (см. [91] и [343]).

Древнейшая фаза метаморфизма (фация глаукофановых сланцев) затронула породы элементов *d* — *g*. Полагают, что метаморфизм проявился во время начальной фазы движения покровов или сразу же после нее. Первая фаза образования микроскладок (изоклинальных) в элементах *d* — *g* протекала во время метаморфизма фации глаукофановых сланцев и после него. Последующий синкинематический метаморфизм, существенно одинаковый в элементах *d* и *e*, проявился, вероятно, во время складкообразования, сопровождавшегося развитием кливажа скольжения.

Как уже отмечено, интенсивное брекчирование произошло во вторую фазу движения покровов. Состав обломков этих брекчий свидетельствует о том, что до брекчирования породы испытали обе фазы метаморфизма. В обломках брекчии присутствуют складки, образовавшиеся в первую фазу микроскладчатости, так же как и складки, сопровождавшиеся кливажом скольжения. Это показывает, что движения покровов второй фазы происходили в основном после второй фазы метаморфизма и, вероятно, во время и после микроскладчатости, сопровождавшейся развитием кливажа скольжения.

Статический метаморфизм регионального масштаба проявился в основном после брекчирования, происходившего в фазу 2.

Для исследования вопроса о возрасте надвиговых движений лучше всего рассмотреть стратиграфический разрез Малагид (элемент *c*), где мезозойское и третичное развитие выражено полнее, чем в других комплексах Бетской зоны. В этом разрезе нет указаний на значительные перемещения раньше среднего эоцена. Однако начиная со среднего эоцена отложения характеризуются увеличенным поступлением обломочного материала, снесенного с Малагид, что может указывать на движение по надвигам.

Породы вероятного нижнемиоценового (аквитанского) возраста несогласно перекрывают породы нескольких комплексов. Эти отложения содержат обломки пород Малагид и Альпухаррид. Они не были затронуты значительными надвигами. Обычно считается, что нижнемиоценовые отложения накопились после формирования надвигов в Бетской зоне. Таким образом, фазы 1 и 2 проявились в породах комплекса Малагид после накопления среднеэоценовых отложений, но до отложений нижнего миоцена. Более точно возраст фаз 1 и 2, затронувших элемент *d*, в настоящий момент определить нельзя.

В отдельных элементах имеется несколько геометрически выраженных тектонических подразделений. Стратиграфия и степень синкинематического метаморфизма в отдельных подразделениях элемента *d* изменяются по направлению вверх от одного подразделения к другому, так что самые верхние подразделения обнаруживают сильное сходство с нижними подразделениями элемента *c*. Если рассмотреть после этого стратиграфический разрез элемента *c*, то не обнаружится никаких указаний на значительные нарушения в близлежащих участках до среднего эоцена. Следовательно, весьма вероятно, что фазы 1 и 2 воздействовали на породы элементов *c* и *d* приблизительно в одно и то же время.

Возраст фаз 1 и 2 в тех местах, где они затронули породы элементов *e*, *f* и *g*, может быть определен только как время после накопления самых молодых пород этих элементов, но до отложения нижнемиоценовых (аквитанских) перекрывающих пород. Самые молодые породы указанных элементов имеют верхнетриасовый или нижнеюрский (?) возраст; до формирования надвигов они были прорваны интрузиями основных пород. Не исключена возможность, что интрузии внедрились в поздней юре или в раннем мелу, подобно аналогичным породам альпийского средиземноморского пояса. Если правильность этого предположения будет доказана, то, значит, обособление нижних элементов началось не раньше мела. По нашему мнению, наиболее вероятно, что это обособление произошло почти одновременно с таким же событием в элементах *c* и *d*; таким образом, все рассмотренное здесь развитие ограничено третичным временем.

Воздымание современных гор. Предполагается, что в результате поднятия во время пятой фазы повышенной подвижности (средний миоцен) обозначились границы впадин, в которых происходило последующее осадконакопление. Участки современных горных цепей и их предполагаемые продолжения на запад и восток были относительно приподнятыми. Такой вывод делается на основании характера углового несогласия, образовавшегося при этих движе-

ниях, и характера отложений, непосредственно перекрывающих это несогласие. Более подробный обзор посттектонических пород («послепокровных отложений») см. в [35, 41, 37]. *Б*

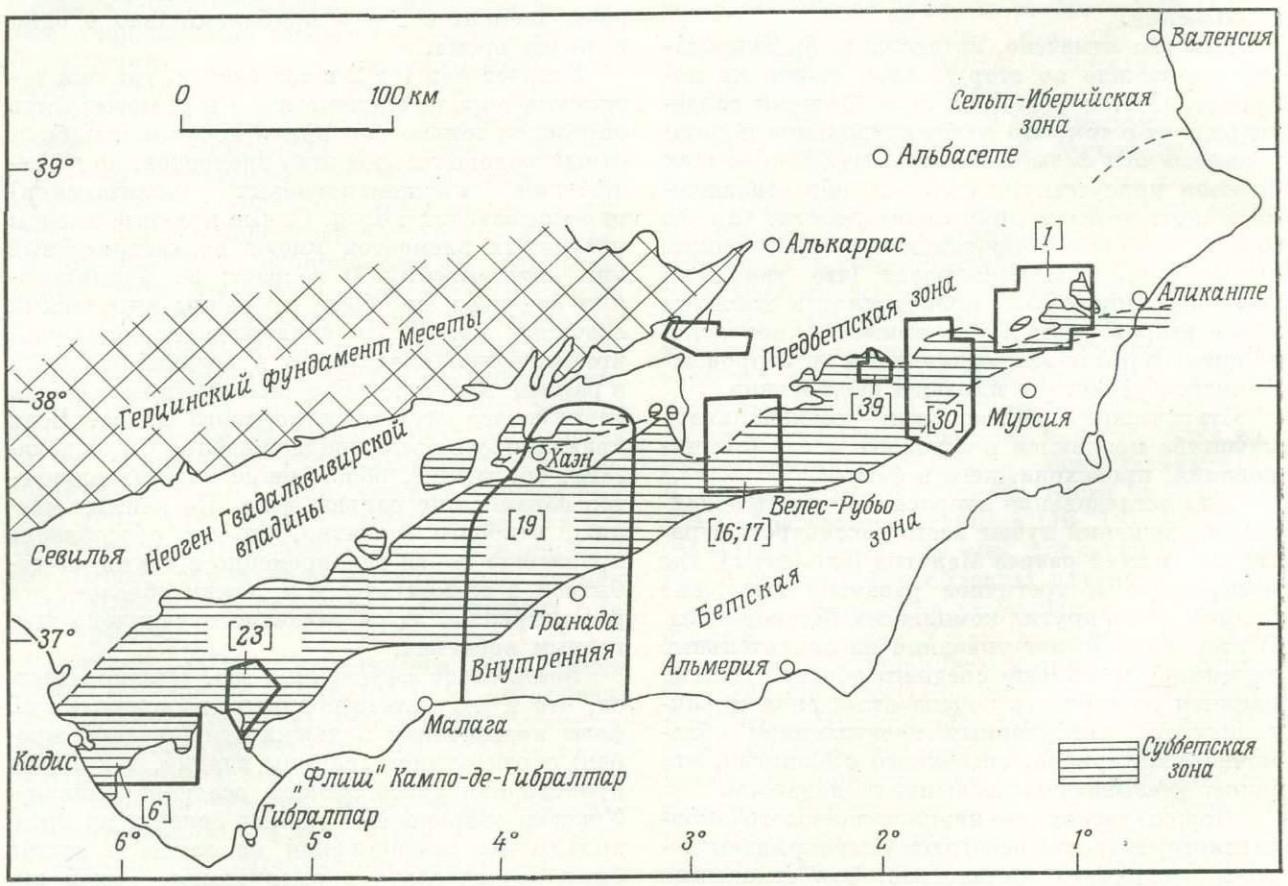
Б. Подразделения сегмента

[201] В этой статье Внешняя зона описана кратко, а Внутренняя зона, в которой исследования проводили сами авторы,— подробно. Во Внутренней зоне установлено семь структурных элементов. Они перечисляются здесь, начиная от структурно наиболее высокого элемента к наиболее низкому (фиг. 2): *a* — послепокровные отложения и вулканиты; *b* — вторичные массы скольжения; *c* — комплекс Малагид (*c2* — чехол, *c1* — фундамент); *d* — комплекс Альпухаррид (*d2* — чехол, *d1* — фундамент); *e* — комплекс Бальябона-Кучарон; *f* — комплекс Невадо-Филабрид, покровы; *g* — комплекс Невадо-Филабрид, структурная единица Невадо-Лубрин (*g2* — чехол, *g1* — фундамент).

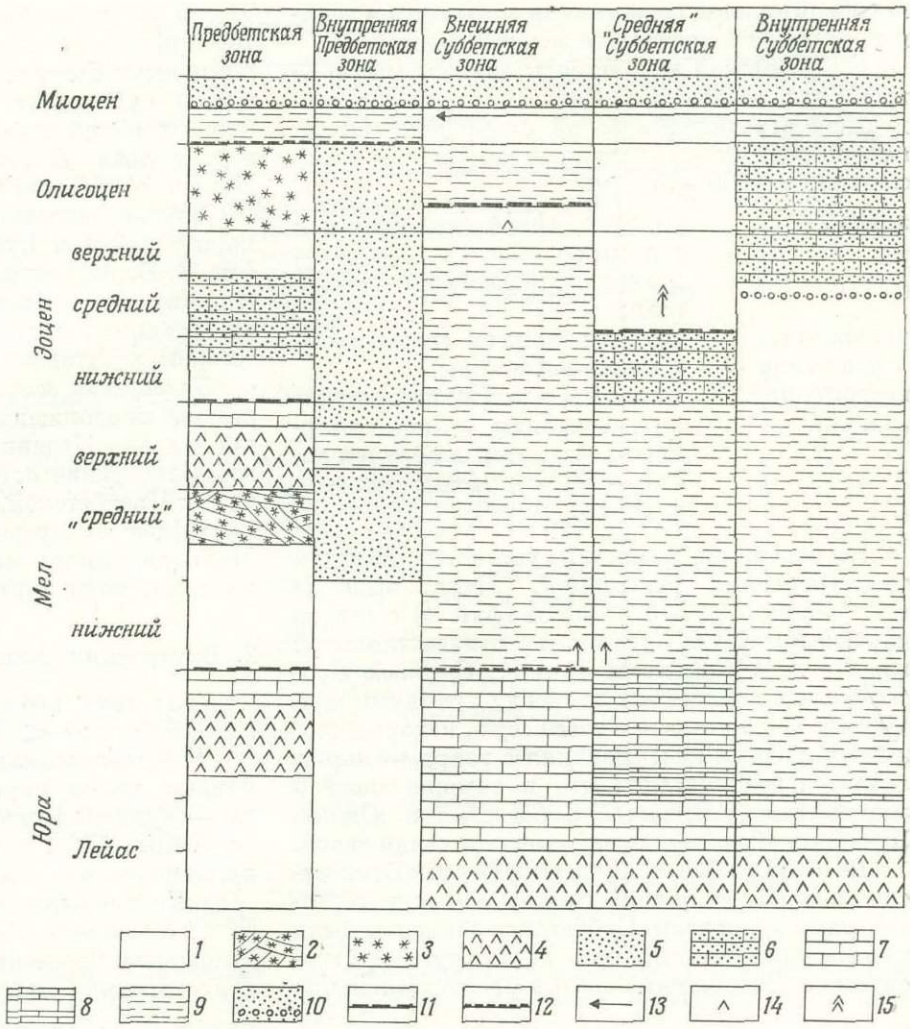
В. Сведения об отдельных структурных зонах

1. Внешняя зона

До детальных исследований, начатых в пятидесятых годах, во внешней части Бетских кордильер выделяли две зоны: *Предбетскую* на севере и *Суббетскую* на юге. Согласно Фалло [14], Предбетская зона характеризуется неполным мезозойским и третичным разрезом отложений в неритовых или континентальных фациях; в Суббетской зоне непрерывное накопление пелагических, или батиальных, осадков происходило от лейаса до конца мела. В результате более поздних исследований выяснилось, что такое расчленение на две части является чересчур упрощенным. Были обнаружены породы, которые по характеру фаций и (или) структуры занимают промежуточное положение между Предбетской и Суббетской зонами Фалло. Кро-



ФИГ. 3. Карта Бетских кордильер, показывающая площади в Суббетской и Предбетской зонах, по которым известны публикации после 1960 г.



ФИГ. 4. Типы осадконакопления в различных подзонах Внешней зоны [30].

1 — отложений нет либо из-за того, что осадконакопление не происходило, либо в результате размыва; *2* — существенно обломочные, континентальные; *3* — необломочные континентальные; *4* — эвапориты; *5* — существенно обломочные, мергельные, морские; *6* — существенно обломочные, известняковые, морские; *7* — известняковые, мелководные морские; *8* — пелагические, известняковые, морские; *9* — существенно мергельные, пелагические, морские; *10* — конгломератовые, морские; *11* — поднятие и осушение; *12* — суша, отсутствие осадконакопления; *13* — перемещение покровов Внешней зоны; *14* — вертикальные колебания, выраженные в изменении условий накопления и в уплотнении осадков; *15* — значительные вертикальные колебания, выраженные поднятием и осушением.

На этой таблице Паке [30] не указал мощность различных формаций. Из его геологической карты можно получить следующие приблизительные величины мощности для допокровных нижнетретичных (включая нижний миоцен), меловых и юрских отложений соответственно (в м): собственно Предбетская зона — 235, 150, 20; Внутренняя Предбетская зона — 250, 200,—; Внешняя Суббетская подзона — 55—500, 150—300, 150—350; «Средняя» Суббетская подзона — 0, 110, 440; Внутренняя Суббетская подзона — несколько метров, 100, 700.

ме того, в суббетских толщах описаны фации, отличающиеся от тех, которые, по мнению Фалло, типичны для собственно Суббетской зоны.

Паке [30] исследовал большую часть Внешней зоны (фиг. 3) и выделил Предбетскую зону автохтонных пород на севере и на юге Суббетскую зону, в которой породы сильно дислоцированы и в большинстве случаев сорваны на уровне триаса.

Предбетская зона состоит из *собственно Предбетской зоны*, которая имеет осадочный чехол, представленный неритовыми или континентальными мезозойскими и третичными отложениями Испанской Месеты, и *Южной*, или *Внутренней*, *Предбетской зоны*, которая характеризуется непрерывным разрезом морских отложений, от верхнемезозойских до нижнетретичных, с большим количеством терригенных обломочных пород. В предбетской части той области, которая была исследована Паке, нет пород древнее среднеюрских (?), но к северо-западу от этой области найдены и более древние породы. В районе Фуэнте-Пинилья [27] древнейшие предбетские породы представлены красноцветными песчаниками, относимыми к «пестрому песчанику» (Buntsandstein). «Раковинный известняк» (Muschelkalk) содержит известняки, а «кейпер» — пестроцветные гипсоносные лютиты. Триасовые породы имеют мощность порядка 170 м, а нижняя и средняя (?) юра представлены 350-метровой немой толщей белых доломитов и массивных белых известняков. Вышележащие оолитовые желто-серые известняки (мощностью 15 м) принадлежат к верхней юре. Мел представлен горизонтом зеленых и красных мергелей (мощностью не более 40 м) нижнего мела и приблизительно 100-

метровой толщей известняков и доломитов верхнего (?) мела с прослоями зеленых мергелей.

В Суббетской зоне породы древнее (пермо-)триасовых неизвестны. Паке [30] пришел к следующей стратиграфической схеме для триасовых пород, максимальная мощность которых составляет 1000—1500 м:

кейпер —	мергели, гипсы, граувакки и доломиты; долериты, известняки и мергели;
раковинный известняк —	черные доломиты, «вермикулитовые известняки»;
пестрый песчаник —	доломиты и гипсы; пестроцветные песчаники, зеленые кварцито-песчаники; в верхней части — темно-красные мергели и гипсы.

На основании различий, установленных для послетриасовых отложений, Паке выделил в Суббетской зоне 3 подзоны (фиг. 4) с севера на юг: *Внешнюю Суббетскую* с известняковой юрой в платформенных фациях; *Среднюю Суббетскую*, промежуточную между крайними подзонами; *Внутреннюю Суббетскую*, которая сложена породами юры (начиная с тоара — мергелями). Предполагают, что в течение мела и эоцена между Внешней Суббетской и Южной Предбетской зонами существовала тесная связь.

По мнению Паке, вышеупомянутые Предбетская и Суббетская зоны сходны по своим тектоническим элементам. Суббетские элементы были перемещены относительно друг друга и относительно Предбетской зоны в среднем миоцене. Таким образом, обособление суббетских элементов произошло после второй фазы движения покровов в Бетской зоне (см. [91]). Величину смещения суббетских пород относительно предбетских на площади, изученной Паке, установить нельзя. В районе, исследованном Азема [1], оно составляет по меньшей мере 15—20 км.

Другие данные по геологии Внешней зоны можно найти в публикациях, упомянутых на фиг. 3. Более ранние работы (до 1950 г.): по западной части Внешней зоны [3], по району между Хаэном и Валенсией [4], по району между Хаэном и Аликанте [13].

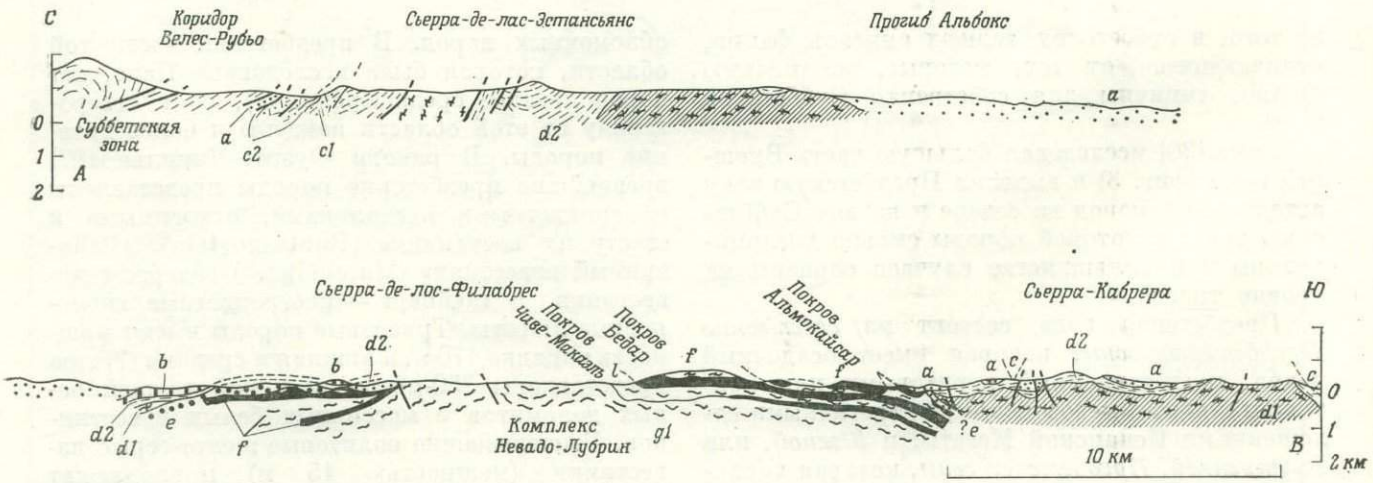
Балеарские острова представляют собой восточное продолжение иберийской части Бетских кордильер. Недавние исследования показали, что Балеарские острова относятся к Внешней, т. е. к Предбетской, зоне [7, 33]. Пароксизмальная фаза на островах Ивиса, Форментера и Мальорка имела место после начала среднего миоцена, но до тортона [33]. См. также [12, 14].

2. Внутренняя зона

[302] *Края зоны* выражены четко (ширина переходной полосы $< 0{,}5$ км).

[308–311] Приблизительные площади выходов основных типов пород: метаморфические породы — вулканические 2%, интрузивные 1%, осадочные 52%, неметаморфические породы — вулканические 5%, интрузивные — незначительные площади, осадочные 40%.

[312–314] *Элементы.* Автохтонные послепокровные отложения (элемент *a*) несогласно залегают на более древних породах, но некоторые их кон-



ФИГ. 5. Схематический профиль Внутренней зоны по линии *AB*, показанный на фиг. 1 [10].
Буквами обозначены комплексы горных пород.

Таблица 2

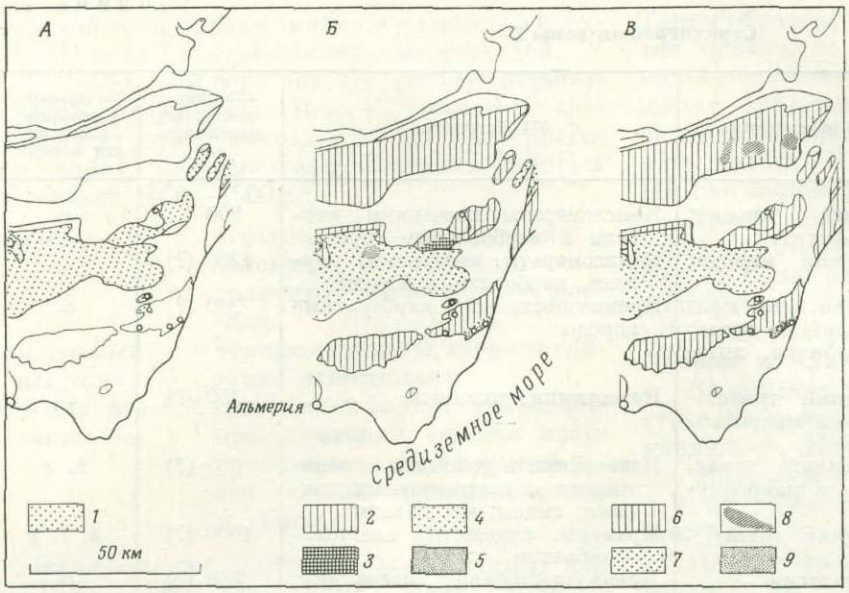
Стратиграфия зоны 2

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м максимальная	[323] Элемент, в котором развиты эти породы
«Молодой» неоген	Плиоцен — верхний миоцен; микро- и макрофауна	Конгломераты, песчаники, мергели и карбонатные породы	500	*a*
«Древний» неоген	Нижний и средний миоцен; микрофауна	Конгломераты, песчаники, мергели, карбонатные породы	1200 (?)	*a*
	Олигоцен (?), эоцен, мел, юра, верхний и средний (?) триас; микро- и макрофауна, литология	Преимущественно карбонатные породы	260 (?)	*c2*
Карбонатная толща	Верхний и средний триас, юра (?); микро- и макрофауна, литология	Известняки, доломиты	350 (?)	*d2*
	Верхний и средний триас, юра (?); микро- и макрофауна, литология	Известняки и доломиты с пелитовыми и псаммитовыми пачками; гипсы; метабазиты	500 (?)	*b*, *e*
	Верхний и средний триас(?); литология	Мраморы, слюдистые сланцы, метабазиты	1000 (?)	*b*, *f*, *g*
	Пермо-триас; литология	Преимущественно песчаники, глинистые сланцы и конгломераты	550 (?)	*c2*
Филлито-кварцитовая толща	Пермо-триас; литология	Филлиты и кварциты	850 (?)	*b*, *d*
	Пермо-триас; литология	Кварциты и сланцы	200 (?)	*e*
	Пермо-триас; литология	Слюдистые сланцы и кварциты	1000 (?)	*f*, *g*, *b* (?)
Формация Пьяр	Девоно-карбон и силур; микро- и макрофауна	Граувакки, конгломераты, известняки	500 (?)	*c1*
	Девоно-карбон (?); литология	Филлиты, кварциты, метаграувакки	700 (?)	*d1*
Толща слюдистых сланцев	Нижний палеозой (?) и древнее (?); литология и несогласное залегание	Слюдистые сланцы, кварциты	1000 (?)	*d1*
	Допермо-триас; стратиграфическое положение	Слюдистые сланцы, кварциты, гнейсы	1250 (?)	*b*, *f*, *g*

такты — это надвиги или сдвиги. Вторичные массы скольжения (элемент *b*, «покров скольжения») состоят из пород, которые раньше принадлежали элементам *d* — *f*. Малагиды, Альпухарриды и Бальябона-Кучарон (элементы *c*, *d* и *e*, соответственно) являются «шарьяжами второго типа» (в понимании Термье). Невадо-Филабриды состоят из покровов основания Невадо-Филабрид (элемент *f*) и аллохтонного (?) комплекса Невадо-Лубрин (элемент *g*). Элементы *b* — *g* всюду контактируют по надвигам. Во время движения покровов (фазы 1 и 2, см. [91–95]) произошло значительное сокращение мощности элементов *b* — *g* из-за дифференцированных движений вдоль плоскостей напластования внутри отдельных покровов, а также в результате брекчирования и тектонической редукции, происходивших главным образом в фазу 2.

[315–317] *Размеры элементов.* Ниже даны максимальные размеры выходов элементов — длина, ширина и мощность (длина и ширина подсчитаны суммарно по широте и долготе; под мощностью понимается мощность пластов в одной тектонической единице элемента; в км): *a* — 65 × 65 × 1,7 (?); *b* — 14 × 7 × 0,4 (?); *c1* — 52 × 4 × 0,5 (?); *c2* — 52 × 1,5 × 0,7 (?); *d1* — 54 × 20 × 1,5 (?); *d2* — 64 × 17 × 1,2 (?); *e* — 48 × 10 × 0,7 (?); *f* — 40 × 15 × 1,4 (?); *g1* — 19 × 20 × 1,25 (?); *g2* — 46 × 17 × 2 (?).

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — граниты, которые внедрились в породы элемента *f* до деформации, имеют абсолютный возраст 270 млн. лет [32]. Общий объем таких пород в зоне 10 км^3. Эпизод 2 — диабазовые силлы внедрились в (пермо-)триасовые породы элементов *c*, *d* и *e* до деформации; объем их 0,5 км^3. Эпизод 3 — кислые вулканиты (цинериты) залегают в среднетриасовых породах элемента *e*; объем незначительный. Эпизод 4 — основные вулканиты и ассоциирующиеся с ними метабазитовые силлы (объем 5 км^3?) переслаиваются со средне- и верхнетриасовыми (?) породами элементов *f* и *g*. Эпизод 5 — подводные (?) основные вулканиты залегают среди верхнетриасовых (?) или более



ФИГ. 6. Распределение *метаморфических фаций в сегменте* Внутренней зоны в соответствии с фазами образования мелких *складок*.

А — до- и раннесинкинематическая; *Б* — синкинематическая; *В* — посткинематическая (бластез). *1* — фация глаукофановых сланцев (реликтовая): обычно омфацит, глаукофан, эпидот, хлоритоид, кианит, гранат, альбит, бесцветная слюда; *2* — зелено-сланцевая фация: кварц-альбит-мусковит-хлоритовая субфация; *3* — кварц-альбит-биотит-эпидотовая субфация; *4* — фация альбит-эпидотовых амфиболитов с альмандином, сине-зеленым амфиболом; *5* — альмандин-амфиболитовая фация: со ставролитом ([43]; Linthout, не опубликовано); *6* — зеленосланцевая фация: альбит, хлорит, бесцветная слюда; *7* — альмандин-амфиболитовая фация: ставролит, кианит, плагиоклаз, биотит, скаполит; *8* — биотит, ставролит, андалузит, кордиерит, плагиоклаз (De Vries, Zwaan, 1967); *9* — андалузит, силлиманит, ставролит, плагиоклаз, калишпат [43].

молодых пород элементов *f* и *g*. Известны также тектонически включенные в породы ультрабазитовые интрузии (*протрузии.— Ред.*). Их объем 1 км³. Эпизод 6 — диабазовые дайки меридионального простирания залегают в породах элементов *c* и *d*. Их возраст, вероятно, третичный, так как они сформировались после второй фазы движения покровов. Объем 0,5 км³. Эпизод 7 — малые тела лейкократовых гранитов прорвали породы элемента *d* после второй фазы движения покровов, абсолютный возраст гранитов около 30 млн. лет (Westra — устное сообщение), объем 0,5 км³. Эпизод 8 — посттектонические кислые интрузивные и эффузивные породы, включая игнимбриты, сформировались в позднемиоценовое (?) — плиоценовое время; они ассоциируются и частично переслаиваются с фаунистически охарактеризованными отложениями; объем 50 км³ (?).

[335–342] *Метаморфизм.* Фаза 1 — метаморфизм фации глаукофановых сланцев затронул породы элементов *d2*, *e*, *f*, *g2* и *g1* (?), вероятно, в среднем эоцене — олигоцене. По всей видимости, метаморфизм протекал одновременно с начальной фазой движения покровов (или позже нее, см. [91–95]) либо до первой фазы складчатости (см. [344]), либо одновременно с ней. Образование метаморфических пород в нескольких элементах и необходимое для метаморфизма высокое давление могли быть следствием или глубокого опускания и захоронения под первоначальным нагромождением покровов, или больших тектонических давлений во время перемещения покровов. Подтверждением более молодого возраста является то, что в нижнемиоценовых отложениях присутствует обломочный глаукофан. Основные породы содержат ассоциацию: глаукофан + эпидот + альбит + парагонит ± хлоритоид ± омфацит ± жедрит; пелитовые породы содержат ассоциацию: бесцветная слюда + + кварц + хлоритоид + кианит + эпидот ± ± глаукофан.

Фаза 2 — метаморфизм от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой фации затронул породы элементов *d* — *g*, вероятно, в среднем миоцене — олигоцене (фиг. 6). Эта метаморфическая фаза, как показывают соотношения минеральных ассоциаций, моложе метаморфической фазы 1 и проявилась в промежутке между первой и второй фазами движений покровов (см. [91–95]). Явное совпадение границ покровов и изоград связано с надвиганием (в течение второй фазы движений покровов). Последнее, помимо всего прочего, подтверждается прерывистым характером кинематического метаморфизма на многих крупных плоскостях надвигов [11]. Породы зеленосланцевой фации содержат ассоциации эпидот + хлорит + бесцветная слюда + альбит + актинолит (основные породы) и альбит + хлорит + бесцветная слюда + + эпидот + хлоритоид (пелитовые породы). Породы альбит-эпидотовой амфиболитовой фации содержат ассоциации альбит + бесцветная слюда + эпидот + сине-зеленый амфибол ± альмандин ± хлорит (основные породы) и альбит + бесцветная слюда + кварц ± альмандин ± хлорит ± кианит ± эпидот ± сине-зеленый амфибол. Пелитовые породы альмандин-

амфиболитовой фации содержат ассоциацию бесцветная слюда ± кварц ± плагиоклаз ± ± ставролит ± кианит ± альмандин ± синезеленый амфибол.

Фаза 3 — метаморфизм зеленосланцевой и альмандин-амфиболитовой фаций затронул породы элементов *d* — *g*, *вероятно, в олигоцене* — раннем плиоцене. Этот метаморфизм, как показывают соотношения минеральных ассоциаций, *моложе метаморфической фазы 2; минимальный* возраст слюды, по радиологическим определениям, составляет 12,0 ± 1 млн. лет [32]. Эти две фации, по крайней мере частично, не совпадают во времени. Породы зеленосланцевой фации содержат ассоциации альбит + хлорит + эпидот + бесцветная слюда ± биотит (основные породы) и кварц + альбит + хлорит + бесцветная слюда ± биотит ± хлоритоид (пелитовые породы). Пелитовые породы альмандин-амфиболитовой фации содержат ассоциации плагиоклаз ± ставролит ± кианит ± биотит ± альмандин, плагиоклаз ± ставролит ± андалузит ± биотит; биотит ± андалузит ± кордиерит ± плагиоклаз; кварц + бесцветная слюда + плагиоклаз + ставролит ± андалузит и кварц + бесцветная слюда + плагиоклаз ± ± андалузит ± силлиманит, кварц + плагиоклаз + силлиманит ± калишпат.

[344–348] *Деформации.* Корреляция фаз деформации между элементами неизвестна, поэтому фазы описаны для каждого элемента отдельно.

Элемент *a*. Образование складок и взбросов происходило в бурдигальско-гельветское время, вероятно в гельвете (фаза 1) и в гельветско-*тортонское время (фаза 2). Складкообразование* (фаза 3) имело место в тортон-позднемиоценовом интервале, вероятно, в позднемиоценовое *время. Формирование взбросов (фаза 4) происходило* в средне- и позднемиоценовом интервале, вероятно в позднемиоценовое время, а образование сдвигов (?) (фаза 5) происходило в четвертичное или более раннее время. Возраст фаз дается по возрасту деформированных и недеформированных пород. Фаза 2, как полагают, развивалась одновременно с фазой 5 повышенной подвижности ([91–95]).

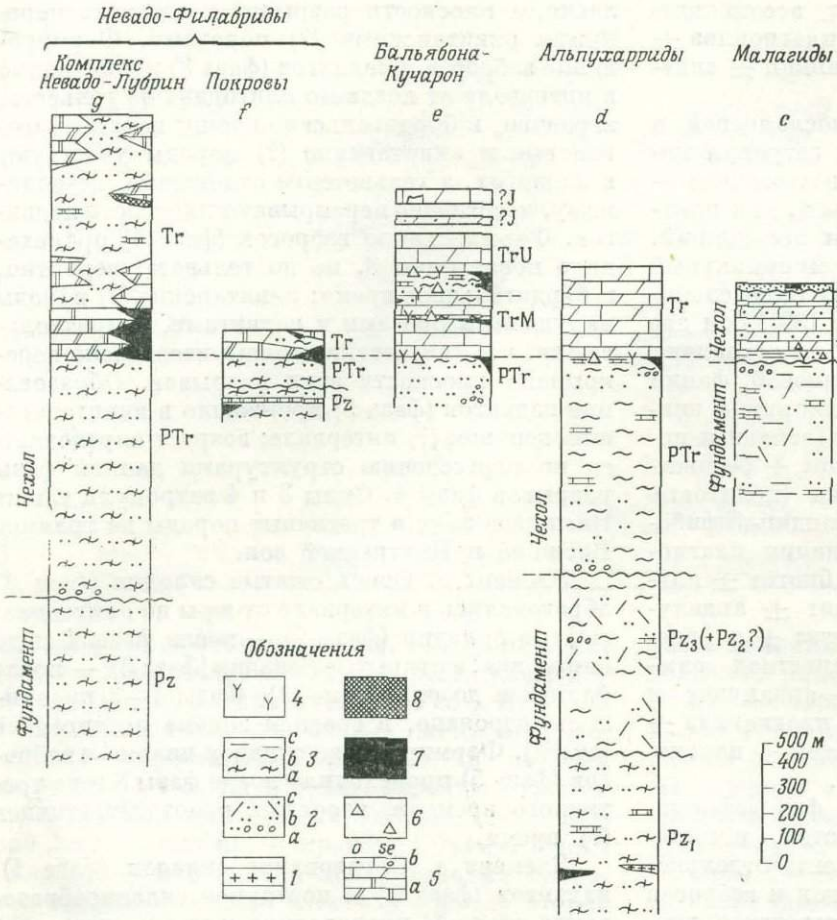
Элемент *b*. Образование складок и надвигов происходило в гельветско-тортонское время. Эта фаза коррелируется с фазой 2 элемента *a*.

Элемент *c*. Складкообразование (фаза 1) произошло в среднем эоцене, на что указывает угловое несогласие в среднеэоценовых породах. Образование складок и взбросов (?) (фаза 2) происходило от позднего олигоцена до аквитана, вероятно, в позднем олигоцене; между породами этого возраста имеется угловое несогласие, а плоскости разрывов несогласно перекрыты аквитанскими (?) породами. Формирование взбросов и надвигов (фаза 3) происходило в интервале от позднего олигоцена до гельвета, вероятно, в бурдигальское время; верхнеолигоценовые и аквитанские (?) породы участвуют *в надвигах, а гельветские отложения*, по-видимому, несогласно перекрывают плоскости надвигов. Формирование взбросов (фаза 4) происходило *после фазы 3, но до гельвета, вероятно*, в бурдигальское время; аквитанские (?) породы нарушены взбросами и надвигами, и предполагается, что гельветские толщи несогласно перекрывают плоскости этих разрывов. Образование надвигов (фаза 5) произошло в аквитанско-плиоценовом (?) интервале; возраст определяется по пересечению структурами данной фазы разрывов фазы 4. Фазы 3 и 4 затронули также Внешнюю зону и третичные породы на границе Внешней и Внутренней зон.

Элемент *d*. Очень сжатые складки (фаза 1) образовались в интервале от юры до олигоцена; сжатые складки (фаза 2) — после фазы 1 и до олигоцена, а открытые складки (фаза 3) — после фазы 2 и до олигоцена (?). Фазы 1—3 проявились, вероятно, в среднем эоцене и олигоцене (см.[134]). Формирование складок излома и взбросов (фаза 5) происходило после фазы 3 и до третичного времени, вероятно, в позднетретичное (?) время.

Элемент *e*. Образование складок (фаза 1), надвигов (фаза 2) и повторное складкообразование (фаза 3) происходили в то же время, что и фазы 1, 2, 3 в элементе *d* (см. также [134]). Складкообразование (фаза 4) происходило в интервале после фазы 3 до олигоцена (?), вероятно, в среднем эоцене — олигоцене. Складки излома (фаза 5) образовывались в интервале после фазы 4 вплоть до конца третичного периода, вероятно, в позднетретичное (?) время. Последовавшие эпизоды формирования взбросов (фазы 6 и 7) затронули верхнемиоценовые и более древние породы, а верхнеплиоценовые отложения остались незатронутыми; крупные открытые складки образовались в это же время.

Элементы *f* и *g*. Образование складок (фаза 1) и два эпизода смятия, сопровождавшегося расплющиванием (фазы 2 и 3), произошли соответственно в то же время, что и фазы 1—3 элемента *d* (см. также [134]). Складкообразование (фаза 4) произошло в интервале после фазы 3 до раннего (?) миоцена, вероятно, в среднем эоцене — олигоцене. Складки излома (фаза 5) и надвиги (фаза 6) образовались в интервале после фазы 4 до конца третичного периода, вероятно, в позднетретичное (?) время.



ФИГ. 7. Схематические стратиграфические колонки различных тектонических комплексов (элементы от *c* до *g*) восточной части Бетской зоны [11].

1 — турмалиновые гнейсы, метаграниты; *2*: *a* — (мета) конгломераты, *b* — песчаники, кварциты, *c* — (мета) граувакки; *3*: *a* — слюдистые сланцы, *b* — глинистые сланцы, филлиты, *c* — сланцы; *4* — гипсы; *5*: *a* — мраморы, *b* — карбонатные породы (*o* — оолитовые, *se* — осадочные брекчии); *6* — граувакковые известняки; *7* — метабазиты, *8* — серпентиниты. *Pz* — палеозой (и древнее?); Pz_1 — палеозой (досилур) и (или) докембрий; Pz_2 — палеозой (силур — девон); Pz_3 — палеозой (девон — карбон; пермь?); *PTr* — пермо-триас; *Tr* — триас нерасчлененный (не исключена возможность, что в Невадо-Филабридах и Альпухарридах присутствуют и более молодые породы); *TrM* — средний триас; *TrU* — верхний триас; *J* — юра (в Малагидах: нижняя и верхняя юра); *Cr* — мел (*неоком, сеноман*—турон и турон — сенон); *E* — эоцен (ипрский и лютетский ярусы). Возраст метабазитов и серпентинитов не учтен.

Породы, слагающие элементы *c* — *g*, по всей видимости, также испытали все фазы, известные в элементах *a* и *b*. Но определенных доказательств нет, а корреляция между фазами, установленными в элементах *c* — *g* и в элементе *a*, неизвестна.

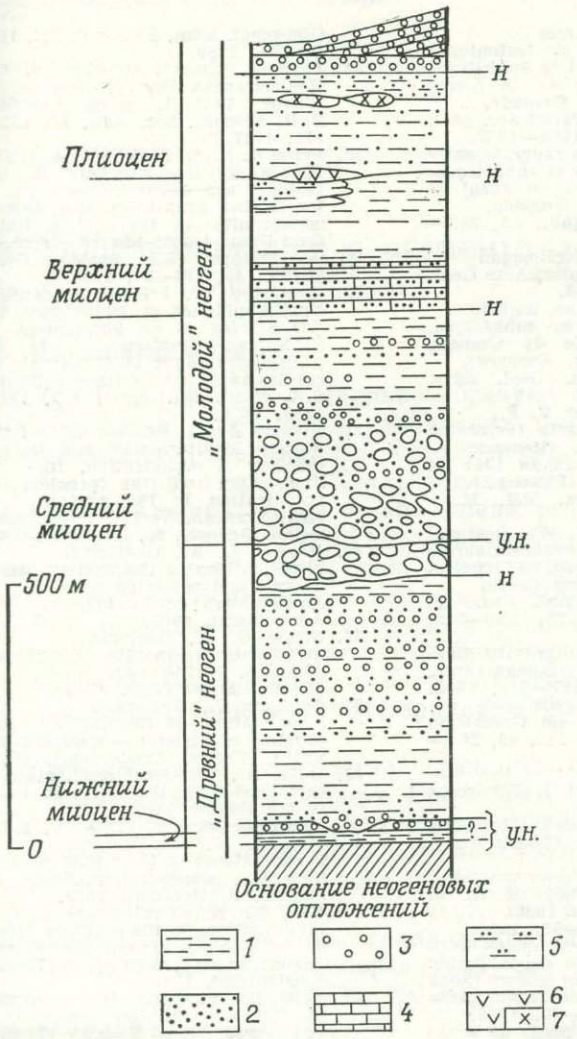
350–355 *Складки.* Данные о характере и размерах складок приводятся отдельно для каждого элемента и перечисляются в соответствии с фазами деформации, упомянутыми выше.

Элемент *a* — складки, образованные в фазу 1, мало известны. Складки фазы 2 имеют амплитуду 10—100 м, длину волны 50—300 м и простираются в широтном направлении. Складки фазы 3 имеют амплитуду 10—100 м, длину волны 50—500 м и простираются обычно в широтном направлении. Воздействие фазы 3 уменьшается от краев позднемиоценовых прогибов к их центральным частям; на краях развиты более сплющенные складки с большей амплитудой и меньшей длиной волны; вергентность всегда направлена к центру прогиба.

Элемент *b* — складки имеют амплитуду 500—1000 м, длину волны 100—500 м, угол между крыльями 0—20°; их осевые плоскости субгоризонтальны; вергентность северная.

Элемент *c* — складки фазы 1 имеют амплитуду 10—200 (?) м, угол между крыльями 10—50°; простираются в широтном направлении; осевые плоскости имеют крутое северное падение. Складки фазы 2 имеют амплитуду 1—100 м, длину волны 10—200 м, угол между крыльями 40—80°, осевые плоскости имеют восток-северо-восточное простирание и южную вергентность.

Элемент *d* — складки фазы 1 имеют амплитуду 1 см — 100 (?) м, длину волны 1 см — 100 м, угол между крыльями $<10°$; простирание осевых поверхностей изменчиво. Складки, образовавшиеся в фазы 2 и 3, имеют амплитуду и длину волны от 1 см до 100 (?) м, углы между крыльями 10—30 и 70—120° соответственно. Складки фазы 4 имеют амплитуду <5 см, длину волны <10 см и углы 110—140°.



ФИГ. 8. Стратиграфическая колонка части отложений прогиба Вера (элемент *a*) (составлено по [35 и 41], возраст — по [41]).

1 — пелиты; *2* — псаммиты; *3* — конгломераты; *4* — известняки; *5* — турбидиты; *6* — вулканиты прогиба Вера; *7* — риолит-дацитовые вулканиты; *н* — несогласие; *у. н.* — угловое несогласие.

Элемент *e* — складки фазы 1 имеют амплитуду <500 м, длину волны <200 м, угол между крыльями <30°; простирание осевых поверхностей северо-восточное, вергентность юго-восточная. Складки фазы 3 имеют амплитуду <500 м, длину волны <600 м, угол между крыльями 30—70°, простирание осевых поверхностей север-северо-западное, вергентность запад-юго-западная. Складки фазы 4 имеют амплитуду <250 м, длину волны 200 м, угол между крыльями 30—120°; простирание осевых поверхностей северо-восточное; вергентность юго-восточная. Складки фазы 5 имеют амплитуду <1 см, длину волны <5 см, угол между крыльями 100—140°.

Элементы *f* и *g* — складки фазы 1 имеют амплитуду <250 м, длину волны <50 м, угол между крыльями <10°, простирание изменчивое. Складки фазы 2 имеют амплитуду 1 см—50 м, длину волны 1 см — 100 м, угол между крыльями 10—30°; простирание осевых поверхностей широтное; вергентность главным образом южная. Складки фазы 3 имеют амплитуду 1 см—50 м, длину волны 1 см — 100 м, угол между крыльями 10—40°; простирание осевых поверхностей северо-западное. Складки фазы 4 имеют амплитуду 1 см — 50 м, длину волны 1 см — 100 м, угол между крыльями 20—60°, простирание осевых поверхностей северо-северо-восточное. Складки фазы 5 имеют амплитуду <1 см, длину волны <5 см и угол между крыльями 100—140°.

359–362 *Плоскостные и линейные текстуры.* Данные по этим текстурам изложены отдельно для каждого элемента и перечислены в соответствии с фазами деформации, упомянутыми выше.

Элемент *d* — кливаж осевой плоскости сформировался в течение фазы 1, а кренуляционный [1] кливаж скольжения (strain-slip crenulation cleavages) — во время фаз 2 и 3.

Элемент *e* — сланцеватость сформировалась в фазу 1, кренуляционный кливаж скольжения — в течение фазы 3, кливаж скольжения — в фазу 4.

Элементы *f* и *g*. Сланцеватость, линейность минералов и «роддинговая», брусчатовидная, структура сформировались в фазу 1. Кливаж скольжения, линейность минералов и плойчатость сформировались — в течение фаз 2 и 3, кренуляционный кливаж — в фазу 4.

366–373 *Разрывы.* В интервале от раннего миоцена (?) до плиоцена (?) породы элементов *a* и *c* — *g* были нарушены сбросами север-северо-восточного простирания.

374 *Карты разрывов*: см. в [36, 29, 35, 2, 40, 41, 43].

---

[1] Кливаж, сопровождающий формирование очень мелких складок и плойчатости.— *Прим. ред.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Azéma J.*, Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne), Bull. Soc. géol. Fr., **7**, 80—86, 1966.
2. *Bicker R. E.*, Geological investigations in the region west of Antas and Cueva del Almanzora, south-eastern Spain (Thesis, Amsterdam), 1966.
3. *Blumental M.*, Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien, Eclog. geol. Helv., **20**, 487—532, 1927.
4. *Brinkmann R., Gallwitz H.*, Der betische Aussenrand in Südost-Spanien, Beitr. Geol. westl. Mediter., **10**, 1—95, 1933.
5. *Bruijn J. W. de*, Isogram maps of Europe and North Africa, Geophys. Prospect., **3**, 1—14, 1955.
6. *Chauve P.*, Étude géologique du Nord de la orovince de Cadix (Espagne méridionale), Mem. Inst. geol. min. España, **69**, 1—377, 1968.
7. *Durand Delga M.*, Titres et travaux scientifiques, Paris, Priester, 1966.
8. *Egeler C. G., Bodenhausen J. W. A.*, Distinct phases of Alpine overthrusting and subsequent thrusting in the eastern part of the Betic Zone of Spain, Geol. Mijnb., **43**, 316—320, 1964.
9. *Egeler C. G., Rondeel H. E., Simon O. J.*, Consideration on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, southern Spain, Estudios Geológicos, **27**, 467—473, 1971.
10. *Egeler C. G., Simon O. J.*, Sur la tectonique de la Zone bétique (Cordillères bétique, Espagne), Verh. K. ned. Akad. Wet., **25**, 1—90, 1969a.
11. *Egeler C. G., Simon O. J.*, Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures, Geol. Mijnb., **48**, 296—305, 1969b.
12. *Escandell B.*, Aportación al conocimiento de la historia geológica y tectónica de las Baleares, Bol. Geol. y Min., España, **79**, 237—272, 1968.
13. *Fallot P.*, Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el rio Guadiana Menor., Publ. Inst. «Lucas Mallada», C.S.I.C., Madrid, 1945.
14. *Fallot P.*, Les Cordillères bétiques, Estudios geológicos, **8**, 83—172, 1948.
15. *Flemming N. C.*, Archaeological Evidence for Eustatic Change of Sea Level and Earth Movements in the Western Mediterranean During the Last 2 000 Years, Spec. Pap. geol. Soc. Am., **109**, 1969.
16. *Foucault A.*, Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (province de Grenade, Espagne), Livre P. Fallot Soc. géol. Fr., **1**, 175—182, 1960—1962.
17. *Foucault A.*, Sur les rapports entre les zones prébétiques et subbétiques entre Cazorla (prov. de Jaén) et Huéscar (prov. de Grenade, Espagne), Geol. Mijnb., **43**, 268—272, 1964.
18. *Gaibar-Puertas C.*, Declinación geomagnética peninsular, Acta Geol. Hisp., **3**, 2—6, 1968.
19. *Garcia-Dueñas V.*, Les unités allochtones de la zone subbétique, dans la transversale de Grenade (Cordillères bétiques, Espagne), Revue Géogr. phys. Géol. dyn., **11**, 211—222, 1969.
20. *Gutenberg B., Richter C. F.*, Seismicity of the earth (Princeton Univ. Press), 1954. (Имеется русский перевод издания 1941 г.: *Б. Гутенберг, Ч. Рихтер*, Сейсмичность Земли, ИЛ, М., 1948.)
21. *Helmers H., Voet H. W.*, Regional extension of the Nevado-Filabride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE. Spain), Proc. K. ned. Akad. Wet., **70**, 239—253, 1967.
22. *Hofman B. J.*, The gravity field of the West-Mediterranean area, Geol. Mijnb., **14**, 297—315, 1952.
23. *Hoppe P.*, Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (SW-Spanien), Geol. Jb., **86**, 267—338, 1968.
24. *Karnik V.*, Seismicity of the European Area, part I, Dordrecht (Reidel), 1969.
25. *Leine L.*, Rauhwackes in the Betic Cordilleras (Spain), (Thesis, Amsterdam), 1968.
26. *Llopis Llado N.*, Observaciones geológicas y morfológicas en el N. de Almeria, Arch. Inst. Aclimatación, **4**, 7—55, 1955.
27. *López Garrido A. C.*, Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura-rio Madera (Zona Prebética, Provincia de Jaén), Acta Geol. Hisp., **4**, 84—90, 1969.
28. *Munuera J. M.*, El mapa de zonas sismicas generalizadas de la Peninsula Ibérica, Inst. geogr. y catastr. Madrid, 1969.
29. *Nijhuis H. J.*, Plurifacial alpine metamorphim in the south-eastern Sierr de los Filabres, south of Lubrin, SE.Spain, (Thesis, Amsterdam), 1964.
30. *Paquet J.*, Étude géologiqie de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne), Mém. Soc. geol. Fr., **111**, 1—270, 1969.
31. *Payo G.*, Crustal structure of the Mediterranean Sea by Surface Waves, Part 1, group velocity, Bull. Seismol. Soc. Am., **57**, 151—172, 1967.
32. *Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Verschure R. H.*, Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (south-edstern Sierra de los Filabres, SE. Spain), Geol. Mijnb., **45**, 184-187, 1966.
33. *Rancheard Y.*, Principales données stratigraphiques et tectoniques des îles d'Ibiza et de Formantera (Baléares); situation paléogéographique et structurale de ces îles dans les Cordillères bétiques, C.R. Acad. Sci. Paris, **270**, 1227-1230, 1970.
34. *Ritsema A. R.*, Seismic data of the western Mediterranean and the problem of oceanization, In: Symposium on the problem of oceanization in the western Mediterranean, Verh. K. ned. geol. mijnb. Genoot., **26**, 105—120, 1969.
35. *Rondeel H. E.*, Geological investigations in the western Sierra Cabrera and adjoining areas, south-eastern Spain (Thesis, Amsterdam), 1965.
36. *Simon O. J.*, Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain (Thesis, Amsterdam), 1963.
37. *Soediono H.*, Geological investigations in the Chirivel area, province of Almeria — south-eastern Spain (Thesis, Amsterdam), 1971.
38. *Udias A.*, The focal mechanism of earthquakes in the southern coast of the Iberian Peninsula, Tectonophysics, **4**, 229—234, 1967.
39. *Veen G. W. van*, Geological investigations in the region west of Caravaca, south-eastern Spain (Thesis, Amsterdam), 1969.
40. *Voet H. W.*, Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbdar, south-eastern Spain (Thesis, Amsterdam), 1967.
41. *Völk H. R.*, Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, Südost-Spanien (Thesis, Amsterdam), 1967.
42. *Voo R. van der*, Palaeomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula, Technophysics, **7**, 5—56, 1969.
43. *Westra G.*, Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault-zone in the south-eastern Sierra Cabrera, SE Spain (Thesis, Amsterdam), 1969.

МАРОККАНСКИЙ РИФ

Краткий обзор по материалам Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Хребет Риф (Эр-Риф) в Марокко образуют северную ветвь (Бербериды) альпийских цепей северо-западной Африки. На востоке они смыкаются с горной цепью Телль (Телль-Атлас) северного Алжира, а на северо-западе резко изгибаются и, пройдя через Гибралтарский пролив, соединяются с Бетскими кордильерами на юго-востоке Испании. На юге между горами Эр-Риф и Африканской платформой располагаются (с севера на юг) стабильный блок Рарб [2], альпийский пояс Атласа и Южно-Атласский *разлом*, Африканский *прогиб* и *герциниды* Антиатласа.

Сегмент. Рассматриваемый здесь сегмент включает значительную часть Рифа (фиг. 1); длина сегмента по простиранию около 300 км.

Южное ограничение Рифского пояса выражено четко (переходная зона имеет ширину $<0{,}5$ км), за исключением тех мест, где оно скрыто молассой; северная граница проходит по Средиземноморскому побережью. Таким образом, пояс имеет ширину до 150 км, и в районе Мелильи он по простиранию уходит в Средиземное море, появляясь вновь лишь восточнее, на побережье Алжира.

Зоны. Выделены три главные зоны с севера на юг: Внутренняя, Риф и Предриф. Внутренняя зона делится на Рифиды и Ультрарифскую зону.

Геологическая история. Породы докембрийского фундамента известны лишь в северной части Рифа. Их радиологический возраст каледонский, однако они не претерпели ни *каледонской, ни герцинской складчатости.*

Палеозойские породы известны главным образом в зоне 1, где они, как и отложения триаса, представлены морскими фациями. В других местах, практически по всему горному хребту, *триасовое осадконакопление было* в основном континентальным или лагунным. Важной особенностью зоны 2 в позднеюрское, и особенно в меловое, время было локальное развитие флишевых прогибов. Слабые орогенические движения, наиболее древние из известных, проявились в раннем мелу.

Складкообразование началось в палеоцене, а в зоне 1 — в эоцене, после чего шло накопление флиша, а затем повторная складчатость и формирование надвигов олигоценового и раннемиоценового времени. В зонах 2 и 3 в *среднем миоцене (тортон) тектонические движения* имели в основном надвиговый характер. Слабый метаморфизм спорадически захватывал некоторые части зоны 2 (особенно субстрат тектонических покровов).

Последними тектоническими движениями были вертикальные поднятия, проявившиеся только в отдельных местах и довольно слабо. Они сопровождались вулканической деятельностью позднемиоценового (мессиний) и плиоценового возраста, продолжавшейся и в четвертичное время.

2. Форма складчатой области в плане

[24] От Малаги до Эль-Хосейма пояс изгибается более чем на 180°, радиус кривизны составляет *80—100* км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Наиболее высокая часть площади, составляющая 5%, имеет высоты около 1500 м. Средняя *высота* [31] *южной окраины пояса от 100 до* 500 м; [32] северная окраина лежит на уровне моря.

[33] Развита вершинная поверхность виллафранкского возраста. Она меняется по высоте, достигая 1700 м в центральной части горной цепи и понижаясь на западе до уровня моря. Возраст этой поверхности определен по находкам следов культуры палеолита. [34] На более низких уровнях в долинах встречается до пяти геоморфологических поверхностей [21, 22].

4. Геофизические данные

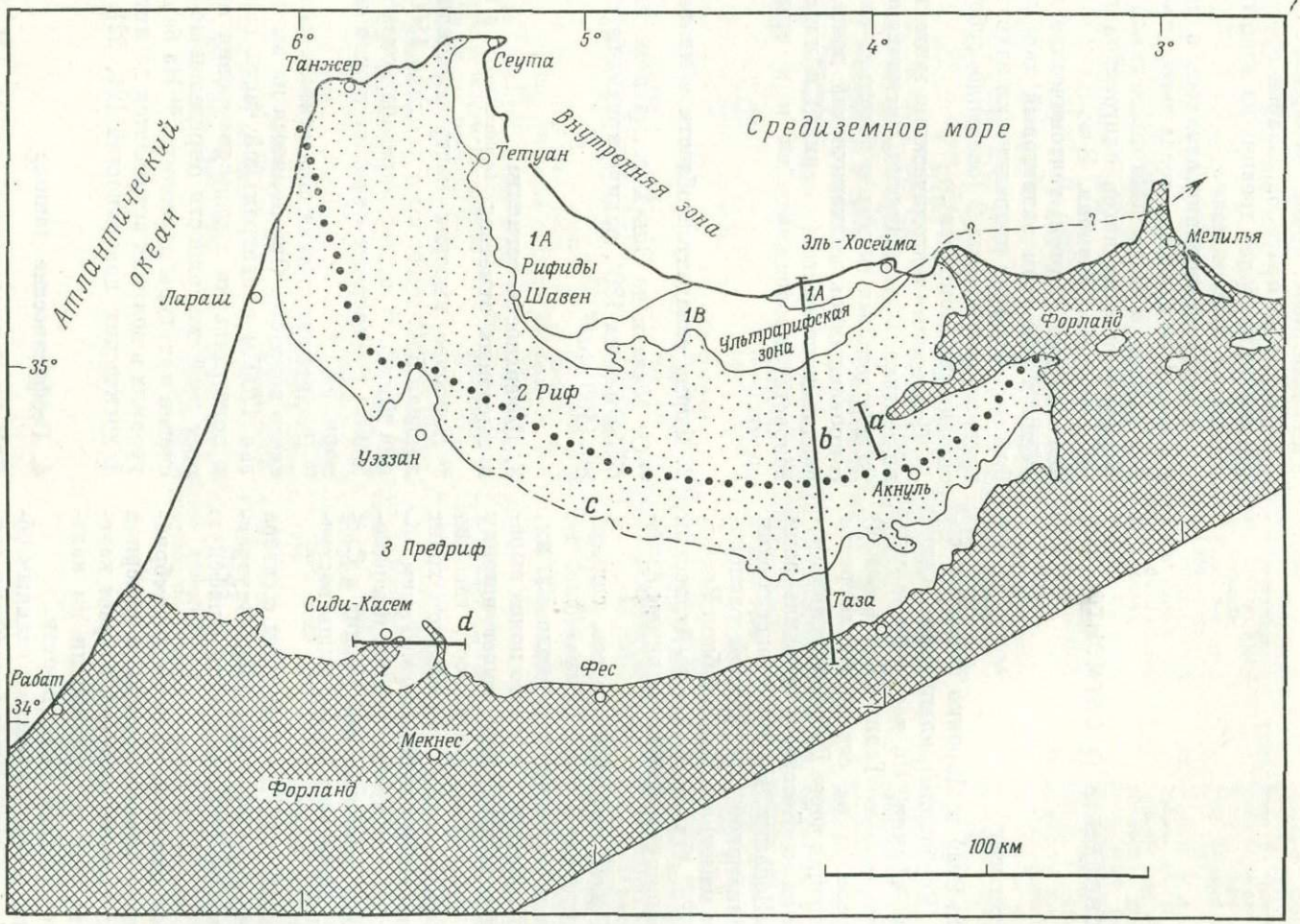
[38-39] *Гравиметрические данные.* См. [3]. [41]Сегмент изостатически не уравновешен. [42-43] Контуры аномалий силы тяжести согласуются с главными тектоническими и топографическими направлениями.

[45] *Региональные магнитометрические данные.* Аэромагнитная съемка района Эр-Риф выпол-

---

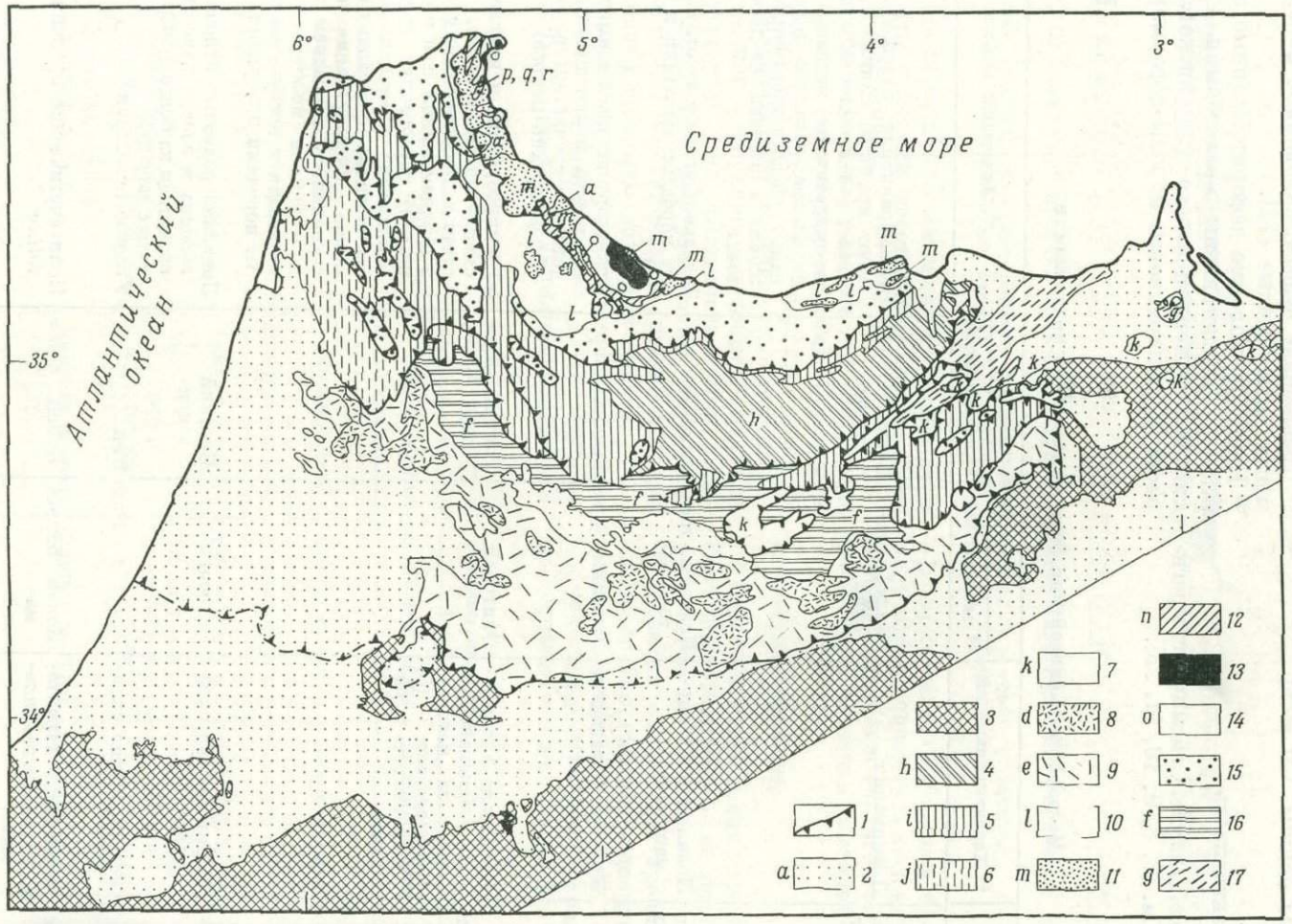
[1] *Choubert G., Faure-Muret A.*, Bureau de Cartographie Géologique Internationale, 36 rue Geoffroy-Saint-Hilaire, Paris 5, France.

[2] Rharb в книге «Тектоника Африки», «Мир», М., 1973, транскрибируется как Гарб.— *Прим. перев.*



ФИГ. 1. Структурные зоны Марокканского Рифа.

Жирными точками показана южная граница надвиговых элементов, относящихся к зоне 1.



ФИГ. 2. Тектоническая карта Марокканского Рифа [14].

1 — надвиги, *контакты покровов*; *2* — *неоген*; *3* — *форланд*, донеогеновые породы; *4* — зона Кетамы; *5* — зона Танжер —Акнуль — Лукос; *6* — покров Хабт; *7* — покров Сенхаджа; *8* — Предрифский покров; *9* — покров Уэззан; *10* — Известняковый кряж; *11* — палеозойские Рифиды; *12* — метаморфические Рифиды; *13* — ультрабазиты; *14* — древний массив Бени-Бушера и Филалиды; *15* — ультрарифский флиш, элементы *p*, *q*, *r*; *16* — зона тектонических окон; *17* — зона *Нкор — Темсаман*.

нена в 1969 г. Управлением горного дела и геологии Марокко.

[87] *Палеомагнитные данные.* См. [28].

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность.* Сейсмичность региона невысокая. См. [7, 8, 9, 10, 11, 25].

6. Возрастные соотношения

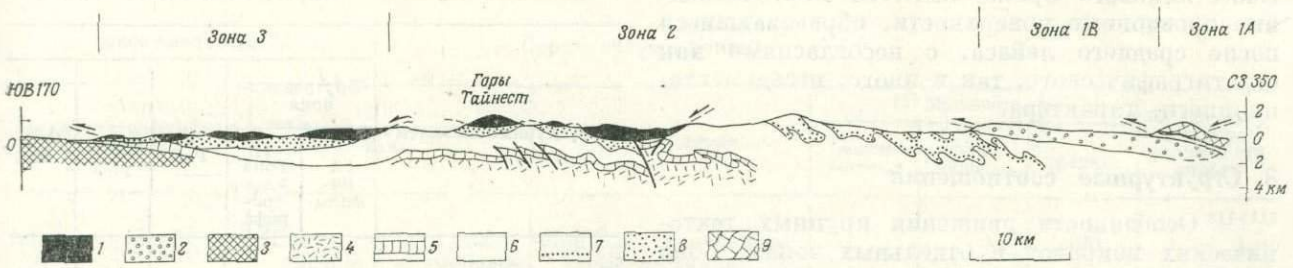
[85] Древнейшие недеформированные породы сегмента четвертичные [22].

[83] Наиболее молодые деформированные породы сегмента представлены молассовыми отложениями верхнемиоценового (мессинского) возраста [6]. Плиоценовые породы деформированы

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст		[95] *Обоснование возраста*
		[93] максимальный	[94] минимальный	
7 Зона 3 (например, в краевой части равнины Рарб)	Деформации	Виллафранкский	Среднечетвертичный	Виллафранкские отложения слагают крупную синклиналь (Арбауа), а салетские породы (нижнечетвертичные) недалеко от Сиди-Касема локально деформированы; среднечетвертичные отложения *в долинах не деформированы*
6 Молассовый бассейн Мелильи, форланд	Локальные деформации	Поздний тортон	Плиоцен	Локальное угловое несогласие между породами мессиния и плиоцена
5 Зоны 2 и 3	Крупные надвиги, метаморфизм	Ранний тортон	Средний тортон	*Нижнетортонские слои входят в толщу* пород, перемещенных по надвигам в среднетортонское время (Предрифский покров)
4 Известняковый кряж и «Гомариды», зона 1А	(а) Начало флишевого осадконакопления, за которым последовали (б) складчатость и надвиги	Олигоцен	Ранний миоцен	(а) Микробрекчии и конгломераты, сменяющиеся флишем, соответствуют тектоническому событию в позднем эоцене или в олигоцене; (б) образование надвигов и накопление олигоценового флиша частично происходит одновременно. Формирование надвигов закончилось в позднем олигоцене — раннем миоцене, так как эти надвиги несогласно перекрыты породами и формации Фнидек
3 Известняковый кряж, зона 1	Формирование складок	Палеоцен	Поздний эоцен	Локально развитые отложения палеоцена и эоцена залегают с несогласием на более древних складчатых породах
Внутренний Предриф, зона 3	Формирование складок	Палеоген		Угловое несогласие
2 (*Доальбско-аптская* фаза), зона 2	*Изменение характера* осадконакопления	Конец баррема	Конец альба	*Полигенетические брекчии с Orbitolina*
1 Известняковый кряж (хребет Хаус), зона 1	Формирование складок	Позднее берриаса	До нижнего мела	Верхнеюрские и берриасские отложения смяты в складки; несогласно перекрыты нижнемеловыми *конгломератами с Nannoconus и Duvalia* [24]



ФИГ. 3. Схематический профиль через структурные единицы Марокканского Рифа вдоль линии *b*, показанной на фиг. 1 [2].

1 — рифские покровы; *2* — ультрарифские покровы; *3* — форланд; *4* — триас с гипсами; *5* — лейас; *6* — неоком; *7* — апт — альб; *8* — автохтонный миоцен; *9* — Известняковый кряж (Бокойя).

слабо, но испытывали интенсивное поднятие и перекрыты с резким несогласием виллафранкскими отложениями.

[81] Древнейшие породы, впервые деформированные в течение мезозойско-третичной тектономагматической эпохи,— это породы, по-видимому, палеозойского возраста (континентальные пермские и морские триасовые), развитые во Внутренней зоне. Континентальные пермские породы были деформированы, возможно, до альпийских орогенических движений; они несогласно перекрыты породами триаса.

[76–79] Возраст пород фундамента в пределах сегмента от докембрийского до силурийско-кульмского. В пределах 100-километровой полосы, прилегающей к южной части сегмента, возраст пород фундамента от докембрия (по неопубликованным радиологическим данным) до вестфала-D (по остаткам растений [29]).

7. Осадконакопление

[106] При подсчетах мощности отложений ([98]) эффект деформации горных пород не учтен из-за недостатка данных.

[108] Имеются следующие эрозионные поверхности: послебарремская — доаптская; послесеноновая — дозоценовая, послеолигоценовая — добурдигальская; послесреднетортонская — допозднетортонская (в зонах 2 и 3). В районе

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента на юге
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	
[97] Интервал возраста				
от	Триас	Апт	Верхний тортон (моласса)	Бат
до	Апт	*Тортон*	*Современный*	*Современный*
[98] Максимальная мощность	5000 м	10 000 м	1500 м	500 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента; вероятная ошибка оценки	$2{,}5\times10^4$ км^3 50%	5×10^4 км^3 50%	5×10^3 км^3 50%	$2{,}5\times10^3$ км^3 50%
[100] *Преобладающие фации*	*Мергели и известняки*	*Флиш и мергели*	*Мергели*	*Мергели, песчаники, известняки*
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки				
[101] *Преобладающие фации*	50±10%	40±10%	80±10%	
[102] Вулканические породы	1±10%	0%	10±10%	
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	60±10%	25±10%	30±10%	
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	20±10%	20±10%	5%	

Известнякового кряжа имеются многочисленные эрозионные поверхности, образовавшиеся после среднего лейаса, с несогласиями как *стратиграфического*, так и *иного*, *неседиментационного*, характера.

8. Структурные соотношения

111–116 *Особенности движения крупных тектонических покровов в отдельных зонах.* Зона 1А, Рифиды,—перемещение происходило по направлению к западу и к югу, начались движения в конце олигоцена, завершились в раннем миоцене. Зона 1В (фиг. 3), *тектонические покровы* Ультрарифской зоны,— скольжение надвиговых пластин было направлено к западу и к югу, начало движения — бурдигальское время, завершение — тортон; перемещение свыше 60 км. Зона 2, покровы Танжер, Уэззан и Сенхаджа — надвигание в южном направлении началось в раннем тортоне и закончилось в интервале между поздним тортоном и мессинием; перемещение свыше 40 км. Зона 3, Предрифские покровы,— образование надвигов и скольжение пластин на запад и на юг началось в раннем тортоне и закончилось в позднем тортоне; перемещение свыше 30 км.

117 Смещение покровов оценено следующим образом: зона 1В — по расстоянию фронта тектонических покровов до Средиземного моря (т. е. по западной и южной границам «нумидийского покрова»); зона *2* — минимальное смещение зафиксировано тектоническим окном гор Куин, северо-западнее Акнуля; зона *3* — амплитуда смещения оценена по данным буровых скважин на равнине Рарб.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 3

201 **Зоны и элементы в сегменте**

Структурные элементы	Структурные зоны				
	Внутренняя зона		2 Риф	3 Предриф	Форланд
	1А Рифиды	1В Зона Ультрарифа			
a Молассовый бассейн			+	+	+
b Атлас					+

Продолжение табл. 3

Структурные элементы	Структурные зоны				
	Внутренняя зона		2 Риф	3 Предриф	Форланд
	1А Рифиды	1В Зона Ультрарифа			
c Предрифское складчатое сооружение					+
d Предрифский покров				+	
e Покров Уэззан				+	
f Зона тектонических окон Иззарен — Тамда			+		
g Зона Нкор-Темсаман			+		
h Зона Кетама			+		
i Зона Танжер, Лукkос, Акнуль			+		
j Покров Хабт			+		
k Покров Сенхаджа			+		
l Известняковый кряж	+				
m Палеозойские Рифиды	+				
n Метаморфические Рифиды	+				
o Древний массив Бени-Бушера	+				
p Покров Бени-Идер		+			
q Покров Тизирен		+			
r Нумидийский покров		+			

В. Сведения об отдельных структурных зонах

1. Внутренняя зона

302,306 *Края зоны.* Северная граница проходит по берегу моря, южная четко выражена полосой надвигов (ширина переходной полосы $<0{,}5$ км). 309–311 Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: интрузивных $<1\%$; осадочных 90%; метаморфических $<10\%$.

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 *Литология*	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Послепокровные отложения	Плиоцен — верхний тортон; окаменелости	Мергели, конгломератовые песчаники		0	100	*l*, *m*, *n*
Нижний миоцен — олигоцен	Окаменелости, микрофоссилии	Флиш	1000	100		*l*, *m*, *p*, *r*
Эоцен — палеоцен	Микрофоссилии	Мергелистые известняки, известняковая микробрекчия	250	10		*l*, *m*, *p*
Верхний мел	Микрофоссилии	Мергелистые известняки, кремнистые *мергели*	<500			*l*, *p*
Нижний мел	Альб — неоком, микрофоссилии	Флиш	>1000			*q*, *p*
	Баррем — неоком	Мергели, мергелистые известняки		0		*l*
Средняя — верхняя юра	Аммониты	Флиш, титонские известняки, мальмские известняки				*p*, *q*
						l
Лейас		Известняки	500			*l*
Рэт — триас	Окаменелости	Известняки, доломиты	>1000			*l*
Нижний — средний триас	Литология	Глины, песчаники, доломиты, гипсы	Неизвестна, относительно малая (?)			*n*
Пермь	Флора, литология	Глины, песчаники, красноцветные конгломераты	<500			*l*, *m*, *n*
Кульм	Фауна	Песчанистые сланцы				
Девон	Микрофоссилии, конодонты	Сланцы, известняки	>3000			*m*
Силур	Окаменелости, граптолиты	Ортоцеровые известняки, сланцы				
Нерасчлененный палеозой	Литология	Сланцы				
Древний массив	Докембрий (?)	Слюдистые сланцы, гнейсы, перидотиты	>2000			*o*

312–314 *Элементы.* Известняки и доломиты Известнякового кряжа (элемент *l*) смяты в складки, расщеплены на пластины и осложнены надвигами. Сокращение площади оценить трудно, но оно, возможно, превышает 50%. Породы палеозойских (*m*) и метаморфических (*n*) Рифид смяты в складки всех размеров и испытали значительное, но точно не известное сокращение площади. Древний массив Бени-Бушера (элемент *o*) сложен гнейсами, слюдистыми сланцами, перидотитами и мигматитами. Тектонические покровы Бени-Идер (*p*), Тизирен (*q*) и Нумидийский покров (*r*) испытали только небольшое коробление при скольжении, направленном к югу и к юго-западу. Сокращение их площади оценить невозможно. Все контакты между элементами тектонические (надвиговые).

315–316 *Площади выходов элементов.* Максимальные площади выходов: *l* — 200 × 25 км; *m* — 100 × 20 км; *n* — 100 × 3 км, *o* — 25 × × 11 км; *p* — 100 × 25 км; *q* — 220 × 25 км; *r* — 250 × 50 км.

Стратиграфическая колонка. Эта колонка (табл. 4), подобно колонкам зон 2 и 3 (табл. 5 и 6), является сводной и построена путем сопоставления стратиграфических единиц из различных тектонических покровов и, следовательно, из различных районов осадконакопления.

326–332 *Магматизм.* Крупная интрузия элемента *o* сложена ультрабазитами, минимальный возраст которых 437 млн. лет. Видимый объем этих пород 50 км³.

335–341 *Метаморфизм.* Породы элемента *o* подверглись катаметаморфизму ранее чем 437 млн.

лет назад. В кайнозойское время повторному метаморфизму подвергались породы элемента *o* (ретроградный метаморфизм) и элемента *n* (от эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фации). Предположительно, наиболее молодые метаморфические породы элемента *n* относятся к пермо-триасу (на основании их литологического сходства с пермо-триасовыми породами других участков). Надвиговая пластина метаморфических пород перекрыта плиоценовыми отложениями. Метаморфические породы имеют кайнозойский возраст: 55 ± 5 млн. лет, 33 ± ± 3 млн. лет, 10,5 ± 0,5 млн. лет.

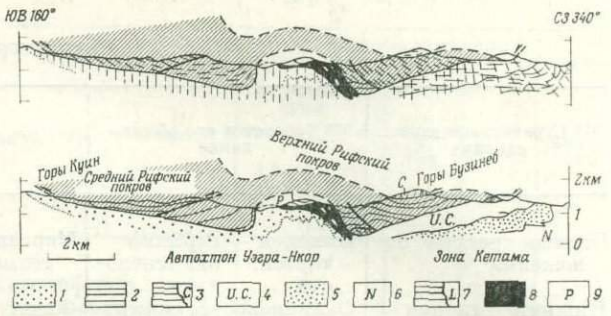
344–348 *Деформации.* Фаза 1 — лежачие складки в породах элемента *o* (ранее чем 437 млн. лет назад); эта цифра — радиологическое определение (неопубликованные данные) возраста лейкократовых пород из жилы, пересекающей ультрабазиты. Фаза 2 — тектонические движения неизвестной природы, затронувшие породы элемента *m* в посленамюрское — допермское время (надвинутый блок элемента *m* содержит известняки с намюрской фауной и перекрыт с несогласием пермскими отложениями). Фаза 3 (подфаза 1) — в олигоцене и в раннем миоцене в элементах *l*, *m* и *n* проявляются складчатость, расщепление на пластины и формируются надвиги по направлению к югу и к западу: надвиговая пластина элемента *l* содержит олигоценовые и более древние породы и перекрыта надвиговой пластиной элемента *m*, на которой с несогласием залегают породы формации Фнидек. Фаза 3 (подфаза 2) — в тортонское либо в более позднее время в породах элементов *p*, *q*, *r* проявляются складчатость, расщепление на пластины и надвиги к югу и к западу; породы элемента *r* включают отложения олигоцена и, вероятно, нижнего миоцена, а в районе горы Зензен (между Тетуаном и Сеутой) они надвинуты на формацию Фнидек (верхний олигоцен — нижний миоцен).

Зона 2. Риф

306–307 *Края зоны.* Северная окраина скрыта под тектоническими покровами зоны 1, южная граница — спорна.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических <10%, интрузивных < 1%, осадочных 80%, метаморфических <10%.

312–314 *Элементы.* Умеренно деформированные отложения «Молассового бассейна» (элемент *a*) несогласно залегают на более древних комплексах. Породы в зоне тектонических окон (*f*) смяты в складки, а в зонах Нкор-Темсаман (*g*)



ФИГ. 4. Геологический профиль через тектоническое окно Нкор, показывающий, что тектонические контакты моложе сланцеватости.

На верхнем разрезе показано расположение сланцеватости. Крутая сланцеватость хорошо выражена в субстрате и слабее в тектонических покровах. Напротив, поверхностная сланцеватость интенсивно развита в тектонических покровах, особенно в верхних, а в «субстрате» она присутствует лишь к северу от Кетамы [2]. Профиль соответствует линии *a* на фиг. 1. *1* — допокровный миоцен; *2* — сенон; *3* — сеноман; *4* — верхний мел; *5* — апт — альб; *6* — неоком; *7* — лейас; *8* — триас; *9* — палеозой.

и Кетама (*h*) (фиг. 4) они смяты в складки и метаморфизованы. Породы этих трех элементов (*f*, *g*, *h*) являются автохтонными или параавтохтонными, смяты в лежачие складки и расщеплены на пластины; сокращение их площади оценить трудно, но оно, вероятно, превышает 50%. Тектонические покровы зоны Танжер — Акнуль — Луккос (*i*), покровы Хабт (*j*) и Сенхаджа (*k*) являются аллохтонами, смяты в складки; в результате складчатости, расщепления на пластины и надвигания эти породы были перемещены к югу и юго-западу от их первоначального положения; сокращение площади рассчитать трудно, но оно, вероятно, превышает 50%. Породы элементов *i*, *j* и *k* надвинуты на породы элементов *f*, *g* и *h*; отрыв произошел на уровнях отложений триаса, среднего мела и палеоцена.

Основные литологические разновидности пород в элементах: *a* — мергели, песчаники; *f* — известняки и флиш; *g* — известняки, мергелистые известняки и песчаники, *h* — флиш и черные сланцы; *i* — окремненные мергелистые известняки; *j* — мергели и песчаники; *k* — известняки, флиш и блоки кристаллических пород.

315–316 *Площади выходов элементов.* Максимальные размеры выходов (в км): *a* — 100 × 10, *f* — 50 × 20, *g* — 85 × 20, *h* — 120 × 50, *i* (зона Танжер — Луккос) — 160 × 40, *i* (зона Акнуль) — 55 × 40, *j* — 70 × 25, *k* — 100 × 20 (табл. 5).

326–332 *Магматизм.* Пластовые тела основных лав и туфов залегают в толще триасовых пород

элемента *i*. В элементе *f* присутствуют дайки основного состава с возрастом 60 млн. лет [4]. Кислые, средние и основные лавы и туфы от мессинского до четвертичного возраста присутствуют в элементе *a* и *g* в районе Темсамана. Их общий объем для всей зоны составляет 500 км^3.

335–341 *Метаморфизм.* Гнейсовый комплекс залегает в основании тектонического покрова Сенхаджа и в виде аллохтонных блоков среди триасовых отложений. Породы элемента *h* метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, их радиологический возраст (неопубликованные данные) 36 млн. лет. В породах элемента *g* зеленосланцевый метаморфизм проявился в позднетортонское время; в этот элемент входят породы не моложе тортонских, которые несогласно перекрыты неметаморфизованными мессинскими отложениями.

344–348 *Деформации.* В породах кристаллического фундамента проявлены деформации докульмского времени. Кайнозойские деформации проявились во всех элементах в виде складок разных размеров, в элементах *g* и *h* в виде сланцеватости [1, 2] и в виде кливажа в элементах *f*, *t* и *k*. Породы автохтона смяты в складки и расщеплены на пластины, а аллохтонного комплекса также надвинуты на юг и юго-запад. История развития деформаций сложная. Судя по тому, что среднечетвертичные отложения не затронуты тектоническими процессами, движения происходили, вероятно, в интервале времени от палеоцена до виллафранкского века. Окончательное становление покровов произошло, очевидно, в среднетортонское время (см. табл. 1).

Зона 3. Предриф

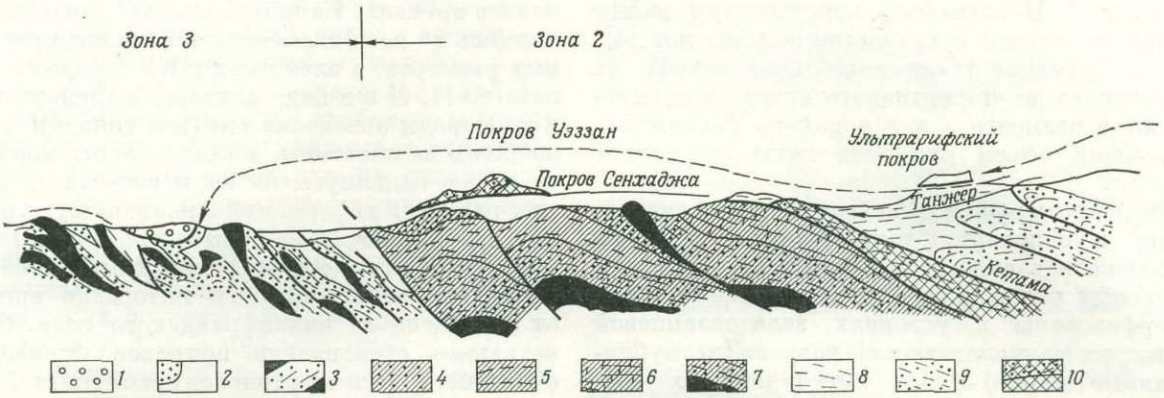
302–307 *Края зоны.* Северная граница на всем ее протяжении спорна; южный край выражен четко, ширина переходной полосы <0,5 км.

308,310 Доля общей площади, занятая выходами

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Моласса	Плиоцен — верхний тортон; микрофоссилии	Мергели, песчаники		Сотни		*a*
«Допокровный» миоцен	Нижний — средний тортон до среднего (?) миоцена; литология и микрофоссилии	Конгломераты, мергели, песчаники с олистостромами		>1000		*f*, *g*
Олигоцен — миоцен	Нижний тортон — олигоцен; окаменелости	Мергели, песчаники, (флиш?)		>1000		*i*, *j*
Эоцен	Эоцен — палеоцен; окаменелости	Белые кремнистые мергели		Несколько сотен		*i*, *j*
Верхний мел	Сенон — сеноман; микрофоссилии	Мергели, мергелистые известняки	>3000	1000		*f*, *g*, *i*
Нижний мел	Альб — апт, неоком; микрофоссилии, аммониты	Флиш и брекчия над мергелями и мергелистыми известняками	>5000	<1000		*f*, *g*, *h*
Юра	Титон; аммониты	Известняки	100	0	20	*f*, *g*, *h*, *k*
	Мальм; аммониты	Флиш	>3000			
	Средняя юра и лейас; аммониты	Песчанистые сланцы, мергелистые известняки				
Триас	Раковинный известняк; литология и окаменелости	Гипсы, доломиты				*g*, *k*
Палеозой	Пермь, кульм; флора	Формация «Веррукано», черные сланцы				*k*
Фундамент	?	Граниты, гнейсы, кристаллические сланцы				*f*, *k*



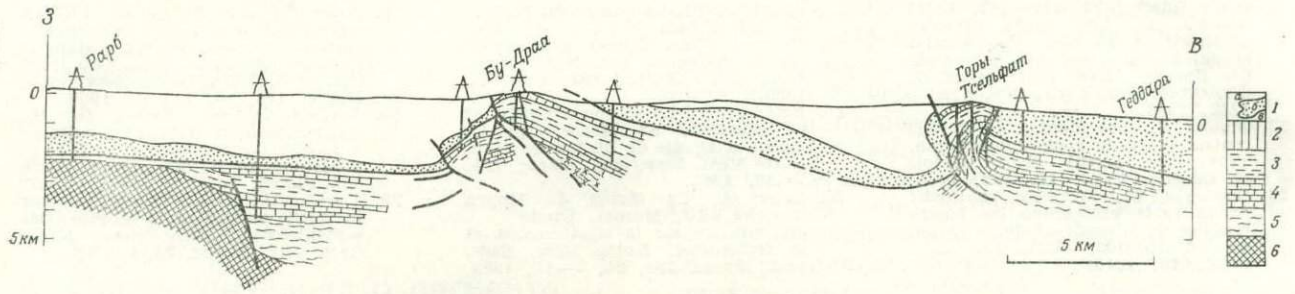
ФИГ. 5. Схематический профиль (без масштаба и ориентировки), показывающий соотношение структурных единиц в положении *c* на фиг. 1 [26].

1 — третичные породы (покров Уэззан); *2* — мергели миоцена и мела; *3* — юрские известняки, сланцы, песчаники; *4* — третичные песчаники; *5* — мергели, известняки среднего и верхнего мела; *6* — известняки среднего мела; *7* — известняки, сланцы и песчаники нижнего мела и юры; *8* — верхний мел; *9* — сланцы, песчаники нижнего мела и верхней юры; *10* — покров Сенхаджа.

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	232 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Моласса	Плиоцен — верхний тортон; микрофоссилии	Мергелистые пески, мергели, известковистые песчаники	1500		500	*a*, *d*
Тортон	Нижний — верхний тортон; микрофоссилии	Мергели и, локально, известковистые мергели и песчаники	>1000			*d*, *e*
Нижний миоцен — олигоцен	Микрофоссилии	Мергели и песчаники		Большая		*e*
Эоцен и палеоцен	Микрофоссилии	Белые кремнистые мергели			200—300	*e*
Верхний мел	Микрофоссилии	Мергели, мергелистые известняки	>500			*d*
Нижний мел	Аммониты	Мергели с пиритизированными аммонитами				*d*
Верхняя юра	Аммониты	Титонские известняки, флиш		Десятки		*d*
Средняя юра — лейас	Окаменелости	Мергелистые известняки, массивные известняки (средний лейас)		Десятки		*d*
Триас	Кейпер	Красные мергели с гипсами, солями; базальты				*d*
	Раковинный известняк; окаменелости [17]	Редкие доломиты				*d*
Кристаллические породы	Экзотические глыбы триасовых пород					*d*



ФИГ. 6. Схематический разрез по линии *d* в зоне 3 на фиг. 1.

По Леви и Тиллуа (*R. Lévy, R. Tilloy*, Maroc septentrional (chaîne du Rif), XIX^{e} Congrès géol. intern., Livret guide, série Maroc, No. 7, partie B, Société Chérifienne des Pétroles, Alger, 1952). *1*: *а* — послепокровные отложения миоцена, *б* — дорифский покров, *в* — допокровные отложения миоцена; *2* — доггер; *3* — лейас, «последомерские отложения»; *4* — домер; *5* — инфралейас, триас, косыми крестами обозначены каменные соли; *6* — палеозой.

основных типов пород: вулканических <1 %, метаморфических 100%.

312–314 *Элементы.* Мергели и песчаники Молассового бассейна (элемент *а*) слабо деформированы. Мергели и редкие известняки Предрифского покрова (*d*) образуют скользящую пластину с крайне беспорядочной внутренней структурой (олистостромы); в результате тектонического скольжения комплекс этих пород оказался в Молассовом бассейне. Мергели, мергелистые известняки и мощные песчаники элемента *е* (тектонический покров Уэззан) образуют крупные изолированные синклинали, как бы поддерживаемые на плаву на породах элемента *d*.

315–316 *Площадь обнажений пород элементов.* Максимальные размеры обнаженных площадей: *а* — 200 × 50 км, *d* — 300 × 60 км, *е* — 300 × 50 км.

326–332 *Магматизм.* Базальтовые лавы переслаиваются породами триаса.

344–348 *Деформации.* Породы всех элементов испытали складчатость, надвиговые перемещения и тектоническое скольжение в палеоцен-виллафранкское время. Главные деформации затронули нижне- и среднетортонские породы, но не коснулись среднечетвертичных отложений.

Авторы приносят благодарность г-ну Й. В. Х. ван ден Босху (*J. W. H. van den Bosch*, Direction des mines et de la Géologie, Rabat), который предоставил геофизические данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andrieux J.*, Métamorphisme épizonal et tectoniques superposées dans le sillon externe de la chaîne alpine d'Afrique du Nord, l'Unité de Ketama (Rif, Maroc), C.r. Acad. Sci. Paris, **264**, 890—893, 1967.
2. *Andrieux J.*, Sur le caractère «post-tectonique» de la mise en place des nappes «rifaines» (Rif, Maroc), C.r. Acad. Sci. Paris, **267**, 1962—1965, 1968.
3. *Bosch J. W. H., van den*, Carte gravimetrique du Maroc (7 sheets at a scale of 1 : 500 000), Notes Mém. Serv. géol. Maroc, в печати.
4. *Charlot R., Choubert G., Faure-Muret A., Hamel C.*, Age de Aiounites du Nord du Maroc, C.r. Somm. Soc. géol. Fr., **401**, 1964.
5. *Charlot R., Choubert G., Faure-Muret A., Hottinger L., Marcais J., Tisserant D.*, Note au sujet de l'âge isotopique de la limite Miocène-Pliocène au Maroc, C.r. Acad. Sci. Paris, **264**, 222—224, 1967.
6. *Choubert G., Faure-Muret A., Hottinger L., Lecointre G.*, La Néogène du bassin de Melilla (Maroc septentrional) et sa signification pour définir la limite Mio-Pliocène au Maroc, Proc. 3rd sess. Berne Comm. Med. Neog. Strat., 238—249, 1966.
7. *Debrach J.*, Sur la séismicité au Maroc, Congr. Fédér. Soc. Savantes Af. Nord Alger, **1**, 261—271, 1939.
8. *Debrach J.*, Tremblements de terre marocains — répartition géographique des épicentres au cours des vingt dernières années (1932—1951), Notes marocaines Soc. Géogr. Maroc, Rabat, **1**, 11—13, 1952.
9. *Debrach J.*, Note préliminaire sur un séisme de profondeur exceptionnelle ressenti dans la péninsule ibérique et au Maroc (29 mars 1954), C.r. Soc. Sci. natur. et phys. Maroc, **20**, 4, 97—98, 1954a.
10. *Debrach J.*, Deuxième note sur le séisme bético-rifain profond survenu le 29 mars, Isoséistes du Maroc, C.r. Soc. Sci. natur. et phys. Maroc, **20**, 5, 115—117, 1954b.
11. *Debrach J.*, Sur quelques alignements séismiques remarquables du Maroc, Essai d'interprétation tectonique, Ass. Int. Séismol. et phys. inter. terre (UGGI) Toulouse, 1956(A), **19**, *307—313*, *1956*.
12. *Defretin S., Fauvelet E.*, Présence de Phyllopodes triassiques dans la région d'Argana-Bigoudine (Haut-Atlas occidental), Notes Mém. Serv. géol. Maroc, **5**, 85, 129—135, 1951.
13. *Durand-Delga M., Hottinger L., Marcais J., Mattauer M., Milliard Y., Suter G.*, Données actuelles sur la structure du Rif, In: Livre Mém. P. Fallot, Soc. géol. Fr., **1**, 399—422, 1960—1962.
14. *Фор-Мюре А., Шуберт Ю.* Принципы изображения альпийских складчатых зон на Международной тектонической карте Африки в масштабе 1 : 5 000 000, Геотектоника, №4, 1966
15. *Koning G. de*, Geologie des Ida ou Zal (Maroc), Thesis, University of Leiden, Leiden, E. Ijdo N.V., 1957.
16. *Marcais J.*, Découverte de fossiles dans le Trias du Prérif oriental, Bull. Soc. Sci. nat. Maroc, **14**, 4—6, 159, 1934.
17. *Marcais J.*, A propos d'un gisement de Trias fossilifère dans le Rif oriental, C.r. Acad. Sci., Paris, **200**, 8, 687—689, 1935.
18. *Marcais J., Suter G.*, Aperçu structural sur la région du Rif oriental, Notes Mém. Serv. géol. Maroc, **198**, 27, 35—42, 1966.
19. *Mattauer M.*, Sur les directions de courant mesurées dans le Crétacé inférieur du Rif central et leurs conséquences structurales, C.r. Somm. Soc. géol., Fr. 7—8, 1962.
20. *Mattauer M.*, Le style tectonique des chaînes tellienne et rifaine,

Geol. Rdsch., **53**, 296—313, 1964.
21. *Maurer G.*, Les hauts niveaux continentaux du basin de Targuist et des plateaux de la basse vallée de l'oued Rhiss (Rif oriental), C.r. Acad. Sci. Paris, **255**, 1220—1222, 1962.
22. *Maurer G.*, Les montagnes du Rif central — Etude geomorphologique, Trav. Inst. Scient. chérif. (Géol. et Géogr. Phys.), **14**, 499, 1968.
23. *Owodenko B.*, Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Djerada et de la région au sud d'Oujda, Mém. Soc. géol. Belg., **70**, 1946.
24. *Raoult J. F.*, La chaîne du Haouz, du col d'Azlu d'Arabia au Bad d'Aonzar, In: Études géologiques sur la chaîne du Rif, Notes Mém. Serv. géol. Maroc, **184**, 61—149, 1966.
25. *Rothé J. P.*, Le séisme d'Agadir et la séismicité du Maroc, In: Le séisme d'Agadir du 29 février 1960, Notes Mém. Serv. géol. Maroc, **154**, 7—29, 1962.
26. *Suter G.*, La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc), Étude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique, Notes Mém. Serv. géol. Maroc, **183**, 24, 7—17, 1965.
27. *Suter G., Fiechter G. G.*, Le Rif méridional atlantique (Maroc), aperçu structural sur la région de Zoumi-Ouezzane et le pays du Habt (Larache), Notes Mém. Serv. géol. Maroc, **188**, 26, 15—20, 1966.
28. *Tarling D. H., Sutton D. H.*, Palaeomagnetic stability results of a reconnaissance survey of red sandstones in Marocco, Phys. Earth and Planet. Int., **1**, 35—43, 1967.
29. *Termier H.*, Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional, Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc, **33**, 1, 1936.

ВОСТОЧНЫЙ АТЛАС (ТЕЛЛЬ-АТЛАС)

Краткий обзор по материалам А. Кэра[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

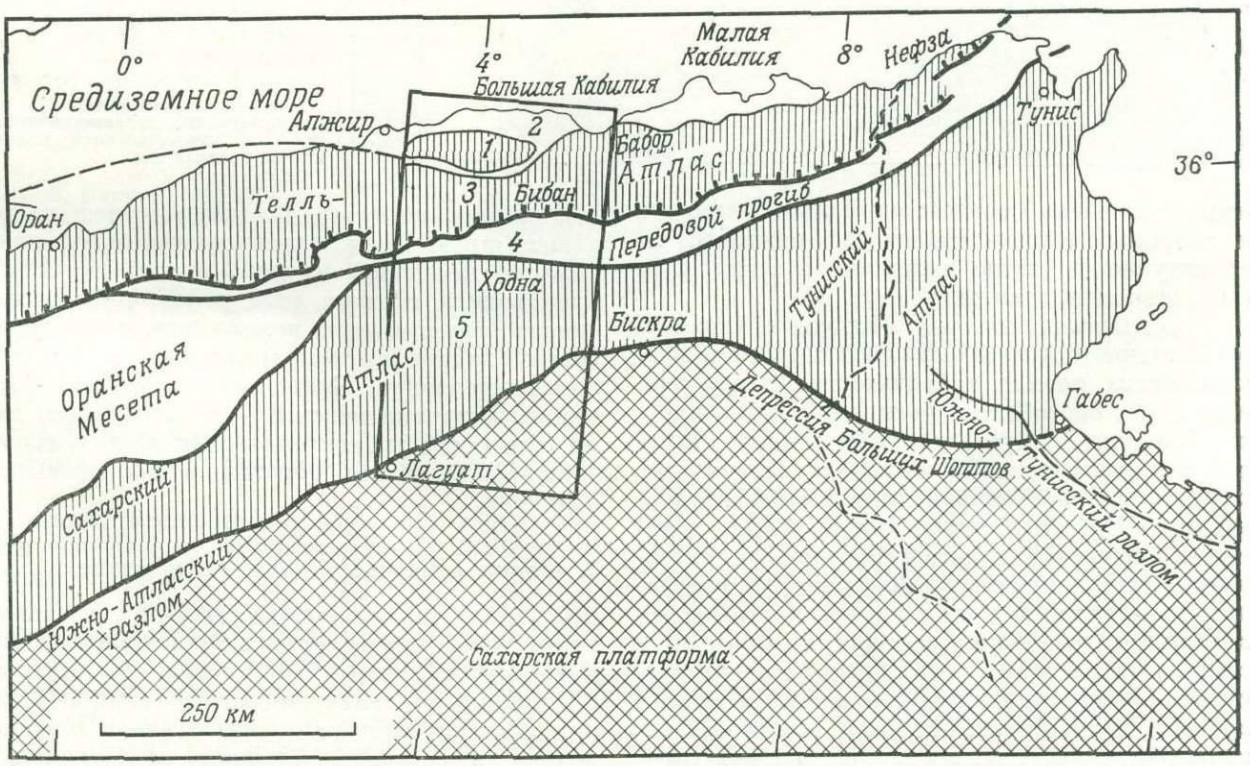
Атласский пояс — единственная складчатая область на южной стороне Средиземноморья, поэтому он представляет совершенно особый интерес и в частности в связи с проблемами тектоники плит и соотношения Африки с Альпидами. Представляемый обзор содержит важнейшие данные о роли надвиговых перемещений, непосредственно относящиеся к геотектоническому анализу.

[1] *Caire A.*, Département de Géologie Structurale, Université de Paris VI, Place Jussieu, Tour 26, 75 Paris 5e, France.

Сегмент. Длина сегмента по простиранию 200 км (фиг. 1). Южная окраина Атласской складчатой области четко определена Южно-Атласским разломом. Северная окраина пояса находится под водами Средиземного моря. Ширина пояса от берега моря до южной границы меняется в пределах 200—400 км, составляя в среднем 300 км.

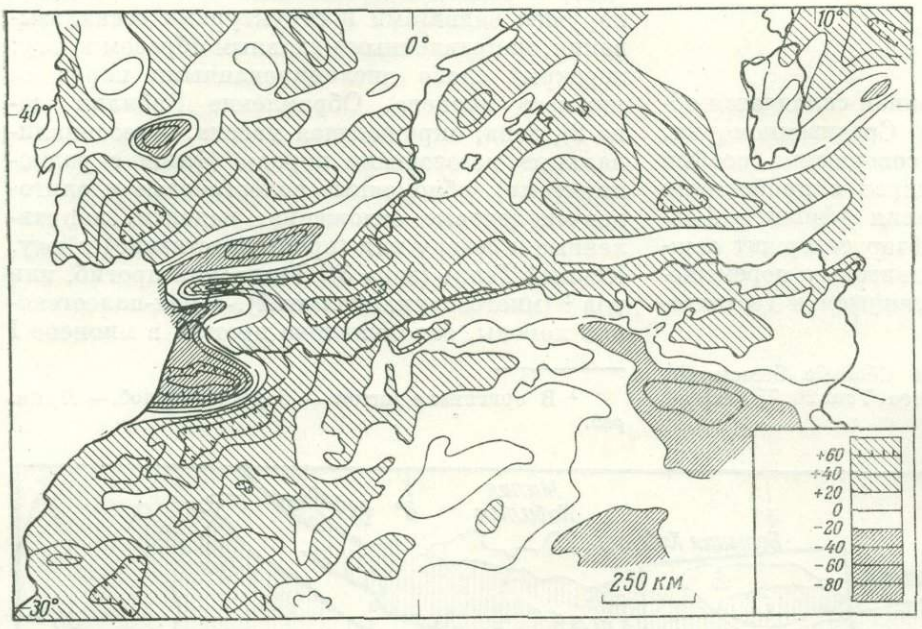
Зоны. Сегмент разбит для описания на пять структурных зон. Кабильский массив (зона 1) — кристаллический фундамент, на котором лежат геосинклинальные породы палеозоя, геоантиклинальные — мезозоя (Известняковая цепь) и олигоцен-миоценовая моласса. Массив *нарушен надвигами и структурами соскальзывания*, направленными главным образом к югу; перекрыт слабо дислоцированными породами нижнего миоцена. Обрамление Кабилии (зона 2), зона, окружающая массив,— геосинклинальные мезозойские породы (флиш с радиоляритами), обломочные палеогеновые и олигоцен-миоценовые отложения; надвиги, направленные к северу или (преимущественно) к югу. Южный Телль (зона 3), Теллъский прогиб, или ров [1] (миогеосинклинальный),— мел-палеогеновые породы, заполняющие прогиб, в миоцене I

[1] В оригинале furrow — борозда, желоб.— *Прим. ред.*



ФИГ. 1. Схема структурных зон Восточного Атласа.
Изученный сегмент ограничен прямоугольником.

(часть нижнего миоцена) были нарушены надвигами, перекрыты недислоцированными отложениями миоцена II. Южно-Тельльский передовой прогиб (зона 4) — домиоценовый субстрат, сложен образованиями, переходными между породами Тельльского прогиба и Предсахарской платформы; как альпийский прогиб он сформировался в миоцене I. Сахарский Атлас (зона 5) — часть Предсахарского Атласа: эпиконтинентальные мезозойские отложения и метаморфические породы фундамента, выступающие из-под отложений триаса; нормальные складки и разрывы, сопровождающиеся срывами; по структурному стилю напоминает горы Юра с поперечными сдвигами.



ФИГ. 2. Карта изостатических аномалий силы тяжести (глубина компенсации по схеме Эри $T = 30$ км) юго-западной части Средиземноморского региона. По карте, составленной Международным гравиметрическим бюро и представленной Корон. Шкала в миллигалах.

Геологическая история. Породы «фундамента» Восточного Атласа были дислоцированы в доальпийских эпохах складчатости. В мезозойское время обособились четыре области осадконакопления. I. Предсахарская область, которая в мезозое и вплоть до эоцена развивалась как платформа с эпиконтинентальным осадконакоплением. II. Тельльский прогиб, для которого в нижнем мелу было характерно терригенное осадконакопление с глинами; затем отлагались известняки и мергели верхнего мела, известняки с прослоями кремнистых сланцев и мергелей палеоцена, олигоцен-миоценовые песчаники с мергелями. Северная часть Тельльского прогиба подвергалась в мелу тектонической переработке и образовала так называемую «промежуточную» зону (горы Бабор). III. Флишевый прогиб, заполненный мезозойским и нуммулитовым флишем. Сюда же включена IV область — мелководные геоантиклинальные участки Кабильского хребта, которые сложены конденсированными и прерывистыми карбонатными толщами, образующими Известняковую цепь (Chaîne calcaire»).

Тектонические деформации, наметившиеся в мезозое, широко проявились в позднем эоцене — олигоцене в соскальзывании и образовании надвигов в зоне 1, тогда как в зонах 2 и 3 шло осадконакопление. В раннем миоцене на северном краю Предсахарского Атласа сформировался передовой прогиб; в это же время происходила главная фаза деформации, охватившая большую часть пояса и вызвавшая образование надвигов и соскальзывание пород в южном направлении. Более поздние фазы деформации (позднемиоценовые — четвертичные) дали только слабый тектонический эффект, выразившийся главным образом в вертикальном поднятии.

2. Форма складчатой области в плане

[16] Северная часть пояса (зоны 1—4) на западе переходит по простиранию в Марокканский Риф и Предриф, которые в свою очередь соединяются с Бетскими кордильерами юго-восточной Испании. В восточном направлении пояс продолжается в северную Сицилию и Калабрию. Южная часть пояса (зона 5) на западе, по на-

правлению к Атлантическому побережью Марокко, сменяется Марокканской Месетой, Средним Атласом и Высоким Атласом.

[24] *Общее простирание.* В районе Гибралтарского пролива пояс, имеющий длину 3000 км (от Бетских кордильер до Калабрии), испытывает резкий изгиб (радиус кривизны около 80 км). Отрезок пояса от Марокко до Сицилии (длиной около 2000 км) почти прямолинеен.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Наиболее высокая часть площади, составляющая 5% территории, имеет высотные отметки

4. Геофизические данные

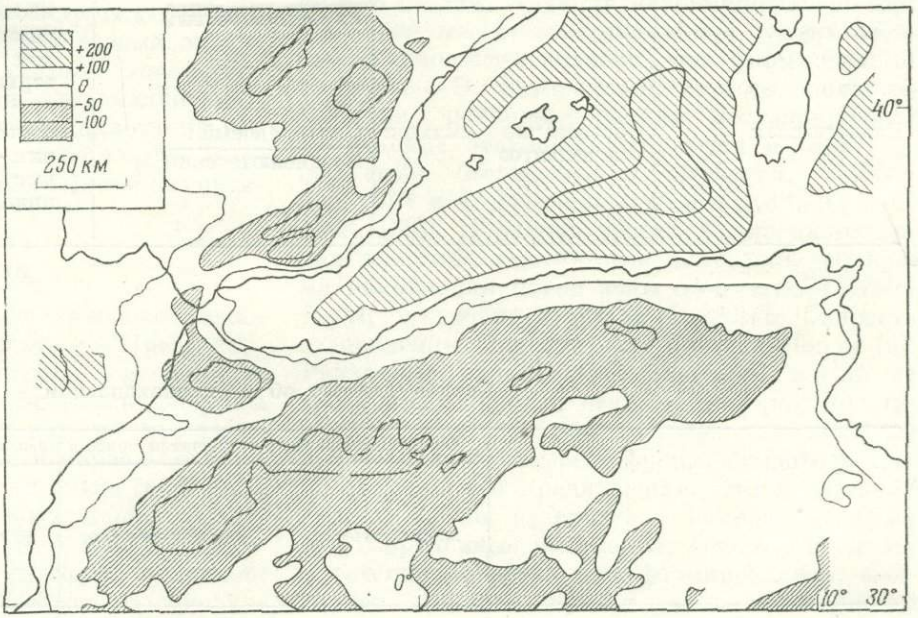
[38–39] *Гравиметрические данные*: см. фиг. 2 и 3 и [33, 34, 35].

[41] Сегмент находится в приблизительно изостатическом равновесии, и [42–43] изолинии гравитационного поля параллельны главным тектоническим и топографическим направлениям [34, 35].

[45] *Региональные магнитометрические данные*: см. [17].

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность*: см. [27, 28, 29, 30, 40, 41, 42].



ФИГ. 3. Карта аномалий Буге ($d = 2{,}67$) юго-западной части Средиземноморского региона.

По карте, составленной Международным гравиметрическим бюро и представленной Корон. Шкала в миллигалах.

около 1800 м. Средняя высота [31] *южной окраины пояса* 1000 м; [32] северная окраина — уровень моря.

[33] Развиты вершинные поверхности палеогенового (0—1000 м), миоценового (0—3000 м) и плиоценового (0—2000 м) возраста.

[34] На более низких уровнях развито от пяти до десяти геоморфологических поверхностей. Многие миоценовые, плиоценовые и четвертичные поверхности были деформированы, другие оказались приподнятыми или опущенными. Например, Калабрийская поверхность по направлению к западным районам Алжира понижается от 200 м над уровнем моря до отметок ниже уровня моря [25]. См. [9, 24, 32].

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшие недеформированные породы сегмента имеют четвертичный возраст, установленный по органическим остаткам.

[83] Наиболее молодые деформированные породы сегмента имеют четвертичный возраст.

[87–89] Начало мезозойско-третичной тектонической подвижности датируется в «промежуточной зоне» (например, в горах Бабор) ранним мелом и ранним сеноном по стратиграфическим перерывам, угловым несогласиям и по конгломератам.

[81] Древнейшие породы, впервые деформированные в мезозойско-третичную орогениче-

Таблица 1

Фазы повышенной подвижности в третичное время

[91] Фаза	[92] Характер движений	Возраст [94] минимальный / [93] максимальный	[95] Обоснование возраста
4 Постастийская	Пологие складки	Виллафранкский / Позднеастийский	Виллафранкские — калабрийские отложения — самые молодые деформированные породы; перекрыты с угловым несогласием четвертичными породами
3 Позднемиоценовая	Широкие складки	Понтский / Виндобонский	Виндобонские отложения — самые молодые деформированные породы; несогласно перекрыты отложениями плиоцена
2 Раннемиоценовая	Образование надвигов	Раннемиоценовый / Раннемиоценовый	Отложения верхнего олигоцена или миоцена — самые молодые деформированные породы; перекрыты миоценом II (часть нижнего миоцена и верхний миоцен)
1 Палеогеновая	Образование складок и надвигов	Олигоценовый / Позднелютетский	Лютетские и верхнеэоценовые отложения — самые молодые деформированные породы; несогласно перекрыты нижним миоценом

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента на юге
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	
[97] Интервал возраста:				
от	Триас	Апт	Плиоцен — Четвертичный	
до	Неоком	Тортон		
[98] Максимальная мощность, м	5000	15 000	1500	500
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента;	25×10^4 км^3	5×10^4 км^3	5×10^3 км^3	$2{,}5\times10^3$ км^3
вероятная ошибка оценки	50%	50%	50%	50%
[100] Преобладающие фации	Карбонатные	Терригенные отложения	Обломочные и карбонатные	
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки				
[101] Преобладающие фации	60%	80%	50±20%	
[102] Вулканические породы	2%	5%	2%	
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	50%	5%	30%	
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	2%	20%	5%	
[105] Источники сноса				Сахара

скую эпоху, — тельльский триас в германотипных фациях (см. [6]).

[76–79] Породы фундамента внутри сегмента и к югу от него имеют возраст от докембрия до перми. Окаменелости встречаются в филлитовых породах ордовика, а также в неметаморфизованных толщах девона, карбона и перми.

7. Осадконакопление

[106] Эффект деформации при оценке мощностей [98] пород не учтен, однако как интенсивные миоценовые деформации, так и более поздний размыв оказали сильное воздействие на мощность пород.

[107] Во внутреннем желобе и в центральной части Тельльского прогиба осадконакопление было непрерывным с самого раннего мела до начала раннего миоцена. В других районах осадконакопление прерывалось в разные эпохи.

[108] *Имеются следующие главные эрозионные поверхности*: нуммулитовая (дохамадийская), поверхности внутри Тельльского аллохтона [9], послепокровная миоценовая поверхность (верхи раннего миоцена, хамадийское время), понтическая, виллафранкская.

8. Структурные соотношения

[111–116] Крупные разрывы имеются во всем регионе, но особенно сильно развиты на Предсахарской площади, где выделяются два периода движений. В первый образовались разрывы со смещением по падению или по простиранию слоев, заложившиеся в интервале от бартонского века до позднего олигоцена (вероятно, в раннем олигоцене) и прекратившие развитие в интервале от бартонского века до настоящего времени (?); тектонические подвижки по ним, вероятно, неоднократно возобновлялись. Во второй период образовались разрывы со смещением по падению или по простиранию слоев, заложившиеся в раннем миоцене и прекратившие развитие в позднемиоценовое — четвертичное время. Для обеих групп разрывов вертикальные смещения достигают 500 м, а горизонтальные, возможно,— десятков километров.

[117] Возраст разрывов оценивается по соприкосновению датированных пластов и по смещению надвиговых контактов (например, вероятный левосторонний сдвиг к востоку от массива Шеллата). См. [10].

[124] *Мегатектоника.* Дюбурдье [18] сделал попытку установить относительное смещение противоположных сторон всего пояса по поперечным сдвигам.

9. Обзор тектонического развития

[126–129] **Региональная хронология и скорость движений.** Определение возраста отложений и тектонических движений в настоящее время основано на палеонтологии; данные абсолютного возраста, которые позволили бы провести региональную корреляцию, отсутствуют. За 20 лет микропалеонтологические исследования позволили нам значительно уточнить возраст и стратиграфический объем различных толщ, в частности перикабильского флиша (Обрамление Кабилии) и терригенных пород Тельльского прогиба.

Скорость тектонических движений изучена слабо. В сенонскую и нуммулитовую фазы тектонические движения происходили в несколько стадий. Крупная раннемиоценовая [38] *фаза тельльской тангенциальной тектоники* имела важнейшее значение при формировании покровов. В литоральной полосе Большой Кабилии наиболее ранние послепокровные миоценовые отложения относятся к зоне, содержащей *Globigerinoides bispherica*, *Globigerina bolli* и *Globigerinoides triloba* (Addadi et al., 1968, [36]). В районе хребта Ходна аллохтонная пластина заняла свое положение во время накопления пород зоны *Globigerinita stainforthi*, выделенной Болли [см. 37]. Скорость становления покровов была изучена Кэром [9]. Различные аллохтонные пластины лежат на эрозионных склонах (фиг. 4), которые простирались, очевидно, от вершины до подошвы (с севера на юг) впереди фронта каждого покрова во время его продвижения. Эти подвижные склоны могли развиваться немного быстрее, чем современные педименты. Отрезок времени, в течение которого они формировались, фиксирует нижний предел продолжительности становления покровов. Оно могло длиться более нескольких тысяч (или десятков тысяч?) лет.

[127] **Миграция прогибов.** В Алжире и в Тунисе в отличие от Сицилии (восточная часть Атласид) не было заметной миграции бассейнов осадконакопления. Троги, желоба, шельфы и материковые склоны, разделившиеся в мезозойско-эоценовую эпоху, обнаруживают заметное постоянство в тенденциях своего развития («фиксированная» тектоника, или хоротектоника, от греческого χωρος — место). Опускание продолжалось в осевой части Тельльского прогиба и в Перикабильском желобе. Тенденция к неустойчивости, к воздыманию и к подвижности проявлялась в Кабильской мелководной области, на северных Тельльских

ФИГ. 4. Разрез, показывающий поверхности, образующие ложе для трансгрессивных серий (*SF1* и *SF6*) или аллохтонных пластин (*SF2* — *SF5*).

Поверхности *SF1* и *SF6* являются, очевидно, эрозионными. Поверхности *SF2* — *SF6* можно интерпретировать как поверхности выравнивания или, точнее, как поверхности эрозионных склонов, образовывавшихся перед аллохтонными массами во время их движения. Каждый из этих склонов существовал только в определенный геологический момент как узкая полоса, контролируемая фронтом покрова, но быстро исчезающая под ним. Этот *временный склон* последовательно разглаживается перед наступающим откосом, образованным фронтом покрова. Таким образом, обнаженная часть *подвижного склона* перемещается в то же самое время и с тем же ритмом, как и аллохтон. Последовательность формирования этих эрозионных склонов показывает, что первыми на древнем Предсахарском склоне образовались пластины *A1* и *A2* (не перекрытые вышележащими толщами). Затем появились последовательно группа пластин *A3* — *A4*, пластина *B1* и группа *B2* — *C*. Срыв захватил сначала нестабильные поднятия и платформенный склон (Предсахарский склон, пластины *A1* — *A2*, Кабильский хребет), затем прогибы (Флишевый, Телльский).

Сокращения: *S. пег.*— неритовые отложения сенона; *S. m.*—алевролиты сенона; *D-M* — датско-монтские отложения; *E. N.*— *эоцен Надора*; *E. S.* — *эоцен района Сетифа*; *K. S.*—*осадочные клиппы*; *N* — *Нумидийский комплекс.*

склонах («промежуточная» зона баборского типа) и на южном телльском склоне (Предсахарская окраина). В Сахарском Атласе в мезозое и до эоцена погружение местами было более значительным, чем в Телльском прогибе и в Перикабильском желобе; например, в массиве Орес — 15 км. После раннемиоценовой фазы диастрофизма (тектоника «нагромождения», или саротектоника, от греческого σαρον — невод) послепокровные троги в течение некоторого времени сохраняли допокровное широтное простирание. Затем они были расчленены или замещены впадинами восток-северо-восточного простирания и в конечном счете изометрическими котловинами, которые знаменуют переход к платформенному стилю развития.

[131] *Источники сноса.* К определенным источникам сноса могут быть отнесены внешний район Сахары и локальные источники. Первый был подтвержден недавно изучением термолюминесценции обломочных кварца и полевого шпата. Фундамент Сахары служил источником сноса терригенного материала (от мела до миоцена) в Сахарский Атлас, в Телльский прогиб и частично в Обрамление Кабилии. Фундамент такого типа, как известный в настоящее время в Сардинии и сходный с Сахарским фундаментом, служил питающим источником для формирования фаций Веррукано Кабилии, Пелоританского массива и Телльского Атласа в пермско-триасовое время, а также для внутренних, промежуточных и внешних нумидийских песчаников Алжира, Туниса и Сицилии. Меловая и эоценовая фазы движений вызвали эрозию в Кабильской области, в «промежуточной» зоне и на Предсахарском склоне и отложение местного обломочного материала. В более тектонизированной Кабильской области на этом этапе произошло накопление конгломератов и песчаников кабильского «олигоцен — миоцена» и «молассовой серии», образующих переход к нумидийским отложениям.

[128] **Региональные вертикальные движения.** Во всех зонах, за исключением Предсахарской области, вертикальные движения, установленные на основании изучения структурных карт, фиксируют только «послепокровные» движения. Таким образом, древнейшие субгоризонтальные поверхности, используемые для привязки, — это поверхности трансгрессии (и несогласия) послепокровного нижнего миоцена (миоцен II). Деформация этой поверхности выражается в ундуляциях, вытянутых, по-видимому, в субширотном направлении и с амплитудой (разность высот между гребнем антиклинали и смежным прогибом синклинали) 1000—3000 м. Как образец можно взять послепокровный прогиб Шелифф-Суммам. В северном направлении поверхность несогласия от его склонов уходит в воздух над Атласскими районами Бу-Маад, Блида, хребтом Джурджура и соединяется с основанием миоценовых отложений бассейна Марсо (западная Митиджа), Делли-Тизи-Узу и т. д. В южном направлении поверхность несогла-

ФИГ. 5. Фрагмент палеогеографической схемы восточных Берберид (Восточный Алжир — Тунис — Сицилия — Калабрия).

В Северном Атласе (Северная Африка) крупные структурные единицы имеют главным образом широтное направление. Сильное альпийское сжатие привело к выдавливанию зон, занимавших различное положение, параллельно друг другу на край Южного Атласа (Сахарского и Тунисского), в пределах которого наблюдаются значительные вариации в расположении фациальных зон, отклоняющихся от главного структурного направления и выклинивающихся между Тунисским Атласом и Сицилией. Для зон Северного Атласа характерно, кроме того, большое непостоянство протяженности зон и их ширины. Некоторые фациальные зоны хорошо выдерживаются по простиранию, например «промежуточная» зона [6], характеризующаяся мергелисто-известняковыми отложениями сенона с линзами конгломератов специфического состава. Теллький желоб, продолжение Предрифского желоба, проходит на восток в Тунис, но совершенно отсутствует в Сицилии между зонами Монте-Соро и Склафани.
Непрерывность Кабильско-Пелоританской Известняковой цепи менее очевидна. Современные перерывы между отдельными ее частями можно объяснить либо первичной палеогеографической разобщенностью, как в островных дугах, либо особенностями тектонического развития: наблюдаемые в настоящее время перерывы имеют тектоническое и эрозионное происхождение.

сия проходит над Южным Теллем и соединяется с основанием послепокровного миоцена Высоких плато (Серсу, Ходна, Зарез и т. д.). Относительно недавние движения имеют характер поднятий и местных опусканий.

[130] **Палинспастические реконструкции.** На фиг. 5 представлена палинспастическая реконструкция от мезозоя до эоцена с некоторыми указаниями, относящимися к олигоценовым или олигоцен-миоценовым отложениям. Гипотетически показаны: 1) продольная прерывистость, разделяющая Кабильский регион на 3 единицы: Алжир и Большая Кабилия, Малая Кабилия — Эдуг, Пелоританский массив — южная Калабрия — Сила; 2) поперечные сдвиги, объясняющие выклинивание Тунисского прогиба к востоку, сокращение и изменение с запада на восток фаций зоны Алжир — Тунис и своеобразие внешних сицилийских областей.

[133] **Роль сдвигов.** В «геосинклинальных» частях Восточного Атласа разрывы играют только подчиненную роль. В палеогеографических реконструкциях можно рассмотреть структуры с простиранием от северо-восточного до север-северо-восточного. Согласно Дюбурдье, такие структуры развивались как сдвиги в новейшую и даже в современную эпоху. Очевидно, что они наложили своеобразный отпечаток на характер Южного Атласа и особенно Тунисского Атласа. В зоне Катандзаро (в Калабрии) и на южном склоне Пелоританского массива установлены и разрывы с запад-северо-западным простиранием, однако в Алжире и Тунисе они не обнаружены. Возможно, что некоторые палеогеографические области разделены зонами разрывов, например Кабильский регион и Перикабильский флиш.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 3

[201] **Зоны и элементы в сегменте**

Элементы	Зоны				
	1 Кабильский массив	2 Обрамление Кабилии	3 Южный Телль	4 Южно-Теллький передовой прогиб	5 Сахарский Атлас
a Послепокровные образования	+	+	+	+	+
b Допокровные миоценовые отложения		+	+	+	+
c Синорогенические нуммулитовые отложения	+	+	+	+	
d Отложения мезозоя до эоцена	+	+	+	+	+
e Породы фундамента (возраст от докембрия до перми)	+		+		+

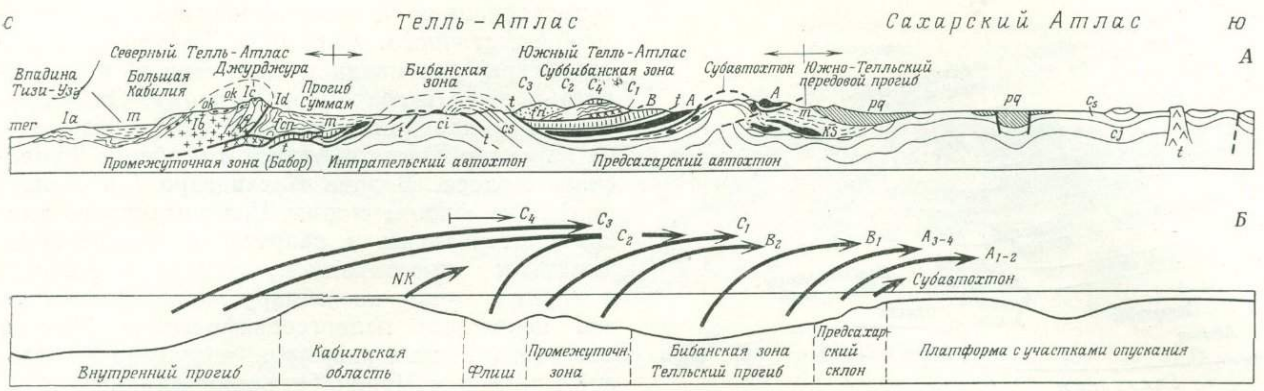
[202] Основание для корреляции элементов между зонами: вся корреляция основана на палеонтологических данных и в отдельных местах на непрерывности разрезов.

В. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Кабильский массив

[302] *Края зоны* очерчены четко ($< 0{,}5$ км).

[308–311] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 5%,



ФИГ. 6. Структура и история развития Алжирского Телль-Атласа.

А. Сводный схематический профиль (меридиональный) через Телльский и Сахарский Атлас в северном Алжире. С юга на север: *t* — соляной купол, триас; *ci* — нижний мел; *cs* — верхний мел; *pq* — плиоцен-четвертичный грабен («желоб обрушения» — структура, характерная для Тунисского Атласа) и плиоцен-четвертичная зона опускания на северном краю Сахарского Атласа; *m* — нижнемиоценовые отложения Южно-Телльского передового прогиба с осадочными клиппами (*KS*); *A* — комплекс *A*; *t* — триасовые пластины, подстилающие комплексы *B* и *C*; *B* — комплекс *B*; C_1 — пластина C_1 (сенонские конгломераты, принесенные из «промежуточной» зоны Баборского типа); C_2 — меловой флиш (*fc*); C_3 — олигоцен (нумидийский флиш *fn* или молассовая серия Меджана); C_4 — нижний миоцен; *cs*, *ci* — меловые породы Бибанской зоны; *t* — триас, внедрившийся в породы Бибанской зоны; *m* — нижний и верхний миоцен (послепокровная серия «желоба» Шелифф — Суммам); *fcn* — меловой флиш с нуммулитами; *t* — триас; пластины *Id*, *Ic*, *Ib* и *Ia* (южнокабильский флиш, Известняковая цепь, древний остов Кабилии и северокабильский флиш); *ec* — надвиговые чешуи Известняковой цепи; *ok* — кабильский «олигоцен»; *m* — послепокровный миоцен депрессии Тизи-Узу.

Б. Палеогеография сенона. На разрезе показаны тенденции тектонического развития различных зон: *стабильность* на значительной части внешней платформы; *опускание* в прогибах; *воздымание* Кабильской области; *неустойчивость* платформенного склона и зон сочленения между поднятиями и прогибами. Стрелками над разрезом показаны направления движения и порядок наложения тектонических покровов, показанных на разрезе А.

интрузивных — 10%, осадочных — 50%, метаморфических — 35%.

312–314 *Элементы.* Послепокровные образования (элемент *a*) залегают несогласно на более древних породах. Они слегка деформированы в результате коробления субстрата и движения по глубинным разломам. «Олигоцен — миоцен» Кабилии (элемент *c*) лежит несогласно на более древних породах и дислоцирован; он был смят в складки и нарушен взбросами и надвигами совместно с породами элементов *d* и *e* во время главной тектонической фазы (ранний миоцен). Мезозойские, вплоть до эоценовых, отложения (*d*) и породы фундамента (*e*) имеют конформное или слегка дисконформное залегание; породы обоих элементов расщеплены на тонкие пластины, смяты в складки и нарушены надвигами в нуммулитовое и раннемиоценовое время.

315–316 *Площади выходов элементов.* Максимальные размеры выходов (в км): *a* — 30 × 10, *c* — 50 × 5, *d* — 50 × 5, *e*1 — 10 × 2, *e*2 — 10 × 5, *e*3 — 50 × 20.

326–332 *Магматизм.* Известны проявления послепокровного магматизма в миоцене II. Типы пород, слагающих интрузии, представлены щелочными гранитами, монцонитовыми гранитами, щелочными микрогранитами, монцонитами и долеритами. Эффузивные породы представлены риолитами, дацитами и андезитами (см. [25]).

335–342 *Метаморфизм.* Каледонский и, возможно, докембрийский метаморфизм затронул породы элемента *e*, но известно об этом мало [43, 44].

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — породы элемента *e*, возможно, были затронуты складкообразованием в докембрийское время. Фаза 2 умеренное (?) складкообразование в породах элемента *e* в кембрии — ордовике (каледониды). Фаза 3 — многократные колебания эпейрогенического типа проявились в элементах *e* и *d* в мезозое, но не сопровождались образованием угловых несогласий. Фаза 4 — поднятие и горизонтальные движения затронули породы элементов *e* и *d* в интервале от ипрского до приабонского времени, вероятно, в ипрско-лютетское время. Лютетские породы являются наиболее молодыми породами, затронутыми тектоническими движениями этой фазы; они перекрыты с несогласием приабонскими или олигоценовыми отложениями (первая альпийская фаза). Фаза 5 — горизонтальные движения затронули элементы *c*, *d* и *e* в раннем миоцене: породы нижних горизонтов миоцена I и олигоцена являются наиболее молодыми породами, затронутыми деформацией; они несогласно перекрыты нижними отложениями

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Послепокровные отложения	Нижний миоцен — четвертичный; окаменелости	Конгломераты, песчаники, мергели	2000	1000	1500	*a*
Кабильский «олигоцен — миоцен»	Окаменелости	Конгломераты, песчаники, известняки	2000	100	1000	*c*
Лютет (+ приабон)	Окаменелости	Известняки, мергели	250	100	150	*d*
Мел	Окаменелости	Известняки, мергели	150	50	100	*d*
Юра	Окаменелости	Известняки, мергели	1000	300	500	*d*
Пермо-триас	Окаменелости	Красные и желтые песчаники и известняки	500	350	400	*d*
Карбон — силур	Окаменелости	Глинистые сланцы, песчаники, лидиты	1500 (?)	1000	1500 (?)	*e*1
Метаморфические породы (*филлиты и верхние слюдистые сланцы*)	?	Филлиты, слюдистые сланцы				*e*2
Метаморфические породы (нижние слюдистые сланцы, гнейсы, граниты)	?	Слюдистые сланцы, гнейсы, граниты				*e*3

миоцена II (вторая альпийская фаза). Фаза 6 — несколько эпейрогенических эпизодов позднемиоценового времени различаются в породах элементов *b*, *c*, *d* и *e*. Наиболее молодые породы, подвергшиеся деформации,— виндобонские; они несогласно перекрыты плиоценовыми отложениями. Фаза 7 — несколько эпейрогенических эпизодов плиоцен-четвертичного времени в элементах *a*, *b*, *c*, *d* и *e*. Наиболее молодые деформированные породы — плиоценовые; они несогласно перекрыты верхнечетвертичными отложениями.

350–355 *Складки.* Подробных сведений о складках *первой и второй фаз деформации у нас нет.* В фазу 4 сформировались складки со средней амплитудой 500 м и длиной волны 100—1000 м; ориентировка их осевых поверхностей широтная, вергентность южная. Складки фазы 5 имеют амплитуду 1000 м, длину волны 100—1000 м; осевые поверхности имеют широтное простирание, вергентность северная и южная, *в разрезах через зону наблюдаются три складки* размером более 1000 м. Складки фазы 6 имеют амплитуду 2000 м, длину волны >1000 м; простирание осевых поверхностей широтное. В разрезах через зону содержится две складки с амплитудой и длиной волны более 1000 м. Складки фазы 7 имеют амплитуду 1000 м, *длину волны* > *1000* м; *простирание* осевых поверхностей восток-северо-восточное и север-северо-восточное. В разрезах через зону имеется четыре таких складки.

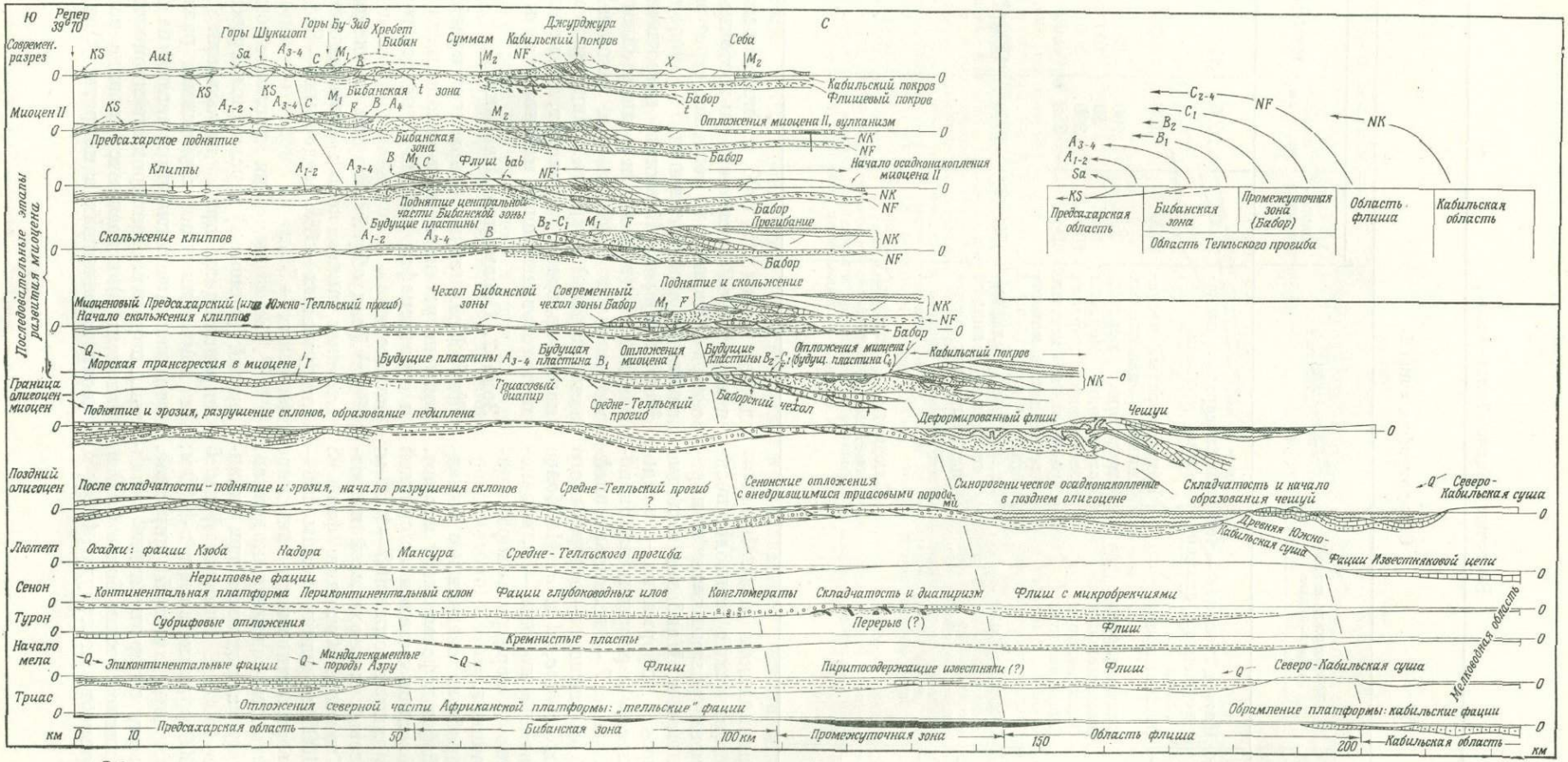
366–374 *Разрывы.* Известны широтные разрывы эоценового (взбросы и редкие сдвиги), раннемиоценового (взбросы) и миоцен-четвертичного (сбросы) возраста. Широтный сдвиг эоценового возраста проходит, возможно, вдоль южного ограничения массива (как в Сицилии).

Зона 2. Обрамление Кабилии

305–306 *Края зоны.* Характер краевых частей *зоны не установлен из-за неясности структуры* и стратиграфии или из-за недостаточной обнаженности.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 5%, интрузивных — 5%, осадочных — 85%, метаморфических — 5%.

312–314 *Элементы.* Для послепокровных отложений (элемент *a*) характерны структуры, сформировавшиеся при короблении субстрата и движениях по глубинным разломам; эти отложения несогласно залегают на более древних породах. Допокровные миоценовые породы (элемент *в*) встречаются в виде тел, тектонически включенных в покровы. Они были зах-



ФИГ. 7. Гипотетическая схема эволюции Телль-Атласа севернее хребта Ходна.

Масштаб дан на нижней горизонтальной линии. Внутреннее строение отдельных комплексов показано схематически. Палеореконструкции основаны на гипотезе, предложенной Кэром [6]; рисунок (без текста) заимствован из той же работы.

Сокращения: *Aut* — Предсахарский автохтон; A_{1-2}, A_{3-4}, A_4 — пластины комплекса *A*; *Bab* — Бабор (западное продолжение хребта Бабор); B_1, B_2 — пластины комплекса *B*; C_1, C_{2-4} — пластины комплекса *C*; *F* — флиш; *KS* — осадочные клиппы; M_1 — миоцен I; M_2 — миоцен II; *NK* — Кабильский покров; *NF* — Флишевый покров; *Q* (со стрелкой) — направление сноса обломочного кварца; *Sa* — субавтохтон; *X* — доальпийская поверхность Большой Кабилии. На врезке справа вверху — происхождение и порядок наложения аллохтонных пластин.

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Обоснование возраста	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Плиоцен-четвертичные отложения	Во всех случаях окаменелости	Конгломераты, пески, алевриты	200	0	100	*a*
Миоцен II		Конгломераты, песчаники, мергели	800	200	400	*a*
Миоцен I		Пески, мергели	100	10	20	*b*
Олигоцен		Песчаники, глинистые сланцы	1000	0	500	*c*
Эоцен		Песчаники, глинистые сланцы, известняки	500	500	400	*d*
		Флиш, радиоляриты	4000	1000	2000	*d*
Верхний мел		Флиш, известняки	4000	500	2000	*d*
Нижний мел						
Юра						
	Основание не вскрыто	Известняки, флиш	500	(?)	100 (?)	*d*

вачены надвигами и разорваны при движении покровов на юг (90%) и на север (10%); с более древними породами они имеют несогласные или тектонические контакты. Мезозойские и нуммулитовые породы (элементы *c* — *d*) являются аллохтонными; они были интенсивно смяты в складки во время движения покровов на север или на юг.

315–316 *Площади выходов элементов.* Максимальные размеры выходов (в км): *a* — 10 × 3, *b* — 10 × 5, *c*—*d* — 100 × 10.

326–335 *Магматизм.* Средние и основные подводные лавы и туфы переслаиваются с породами миоцена II, содержащими окаменелости. Известны также средние и основные дайки и силлы, а также крупные интрузии среднего состава. Общий объем этих пород в сегменте невелик (около 0,5% объема складчатой части сегмента). Эти породы аналогичны породам Кабильского массива.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — эпейрогенические движения в элементах *c* — *d* в интервале от эоцена до миоцена, вероятно, в раннем олигоцене, однако четких несогласий нет. Фаза 2— образование надвигов в элементах *b* и *c* — *d* в раннемиоценовое время; самые молодые деформированные породы относятся к нижнему миоцену I и несогласно перекрыты нижним миоценом II. Фаза 3 — несколько эпизодов послепокровных эпейрогенических движений (от позднемиоценовых до современных) в элементах *a*, *b* и *c* — *d*; верхнемиоценовые породы несогласно перекрыты плиоцен-четвертичными отложениями.

366–372 *Разрывы.* Породы элементов *c* и *d* нарушены надвигами и сдвигами раннемиоценового возраста. Сбросы (от позднемиоценовых до современных) секут породы элементов *a*, *b* и *c* — *d*.

Зона 3. Южный Телль (мезозойский Тельльский прогиб)

305–306 *Края зоны.* Характер краевых частей зоны не установлен из-за неясности структуры и стратиграфии или из-за недостаточной обнаженности. [310] Почти вся зона занята выходами осадочных пород; имеются и интрузивные породы (офиты в триасовых отложениях).

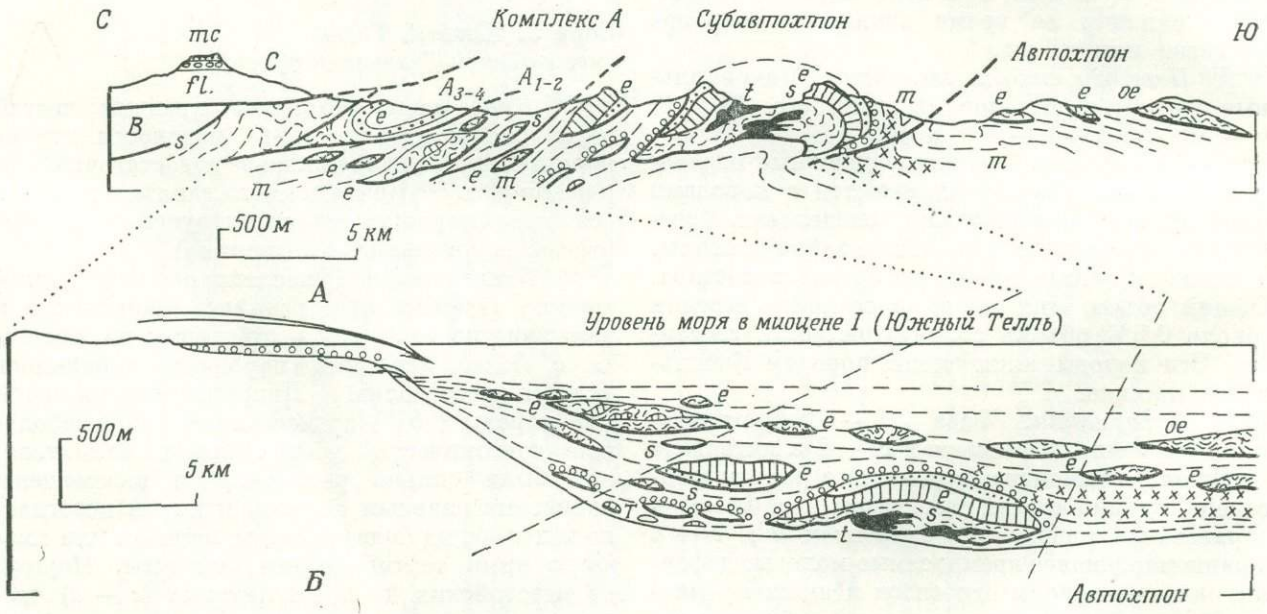
312–314 *Элементы.* На послепокровных отложениях (элемент *a*) отразились коробление и движение по разрывам в субстрате; на контакте с более древними породами проявилось угловое несогласие. Допокровные миоценовые породы (*b*) представляют собой небольшие тектонические включения в аллохтоне; они были сильно растащены и перемещены надвигами главным образом к югу и несогласно залегают на более древних породах или имеют с ними тектонические контакты. Породы от мезозойских до нуммулитовых (*c* — *d*) частично нарушены надвигами в течение фазы миоцена I, вергентность южная. Они частично являются также автохтонными и параавтохтонными.

315–316 *Площади выходов элементов.* Максимальные размеры выходов (в км): *a* — 100 × 20; *b* — 0,5 × 0,2; *c*—*d* — 200 × 60.

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица	320 Обоснование возраста	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Плиоцен-четвертичные отложения	Стратиграфическое положение	Конгломераты, пески, мергели, известняки	500	0	250	*a*
Миоцен II (послепокровные отложения)	Окаменелости	Песчаники, мергели, конгломераты	1000	500	1000	*a*
Миоцен I (допокровные отложения)	Окаменелости	Конгломераты, песчаники, мергели	300	100	200	*b*
Олигоцен	Окаменелости	Конгломераты, песчаники, мергели	3000	1000	2000	*c*
Эоцен	Окаменелости	Мергели, известняки	500	100	300	*d*
Верхний мел	Окаменелости	Мергели, известняки	7000	6000	6500	*d*
Нижний мел	Окаменелости	Глинистые сланцы, песчаники	4000	4000	4000	*d*
Юра	Окаменелости	Доломиты, известняки, мергели, песчаники	500 (?)	400 (?)	450	*d*
Триас	Окаменелости	Эвапориты, доломитовые известняки, доломиты, известняки, офиты				*d*
	Основание не вскрыто					



ФИГ. 8. Сводные разрезы Южного Телля и Предсахарского автохтона района хребта Ходна; реконструкция строения Южно-Тельльского передового прогиба в предпокровное раннемиоценовое время.

А. Современное строение. *t* — тельльский триас; *S* — сенон; *e* — эоцен; *o* — олигоцен; *fl* — флиш; *m* — нижний миоцен (*mc* — нижнемиоценовые конгломераты, трансгрессивно залегающие на тектоническом покрове *C*). Крестиками обозначена фация белесых рыхлых песчаников; A_{1-2}, A_{3-4} — пластины покрова *A*; *B*, *C* — покровы *B* и *C*.

Б. Строение района в начале миоцена I: миоценовый передовой прогиб после подводного соскальзывания. Миоценовые отложения (заштриховано) содержат экзотические блоки: *t* — триас; *T* - рифовые известняки турона; *s* — неритовые отложения сенона; *e* — эоцен; *o* — олигоцен. Заслуживает внимания то, что блоки эоценовых пород залегают в толще миоцена как в нормальном, так и в перевернутом положении.

326–332 *Магматизм.* См. зону 4.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — образование разрывов и пологих складок в элементе *d* к западу от сегмента, описанного здесь, в интервале ранний лейас — доггер [39]. Фаза 2 — несколько этапов поднятия и расщепления пород на пластины в элементе *d* в интервале времени неоком — сенон. Нижнесенонские породы — самые молодые, затронутые тектоническими движениями этой фазы; они несогласно перекрыты верхнесенонскими отложениями (в «промежуточной зоне»). В раннем мелу движения не привели к образованию угловых несогласий. Фаза 3 — образование складок и расщепление пород на пластины (чешуи) в элементе *d* в интервале времени лютет — олигоцен, вероятно, в позднем лютете; верхнелютетские породы — наиболее молодые, затронутые движениями этой фазы, они несогласно перекрыты породами нижнего миоцена I. Фаза 4 — образование надвигов в элементах *b*, *c* и *d* в раннем миоцене; породы нижнего миоцена I деформированы в этой фазе и несогласно перекрыты породами нижнего миоцена II. Фаза 5 — несколько эпизодов эпейрогенических движений в интервале от понта до настоящего времени. Самые молодые породы, затронутые движениями,— верхнемиоценовые; они несогласно перекрыты плиоцен-четвертичными отложениями.

350–355 *Складки.* В фазы деформации 1 и 2 сформировались складки с широтным, до северо-восточного, простиранием осевых поверхностей. Складки фаз 3, 4 и 5 имеют амплитуду и длину волны > 1000 м; простирание осевых поверхностей широтное (и восток-северо-восточное для фаз 4 и 5).

359–362 *Плоскостные структуры.* Сланцеватость в юрских и меловых автохтонных и параавтохтонных породах, а также в меловых и эоценовых аллохтонных породах возникла во время нуммулитовых или миоценовых фаз деформации. См. [12].

366–373 *Разрывы.* Известны редкие взбросы широтного простирания, взбросы мелового возраста. Весьма редки также широтные взбросы палеогенового возраста. Они ассоциируются с другими структурами, развивавшимися в процессе деформации (сдвигами, надвигами). Обычными являются плиоцен-четвертичные сбросы с различной ориентировкой.

Зона 4. Южно-Тельльский передовой прогиб

305–308 *Края зоны.* Характер краевых частей зоны не установлен из-за неясности структуры и стратиграфии или из-за недостаточной обнаженности. 310 Выходы осадочных пород занимают почти всю зону; имеется очень немного вулканических пород (офиты в триасовых породах).

312–314 *Элементы.* Послепокровные отложения (элемент *a*) слабо деформированы при короблении субстрата и образовании в нем разрывов; они лежат несогласно на более древних породах. Допокровные породы миоцена I (элемент *b*) смяты в складки и расщеплены на тонкие пластины при движении в южном направлении; они лежат несогласно на породах элемента *d*. Синорогенические нуммулитовые слои (*c*) расщеплены на пластины, смяты в складки и надвинуты к югу (кроме автохтонных пород); эти породы в виде тектонических отторженцев присутствуют в элементе *b*. Породы от мезозойских до эоценовых (*d*) расщеплены на пластины, смяты в складки и надвинуты к югу (кроме автохтонных и параавтохтонных серий); эти породы залегают в виде тектонических отторженцев среди пород элемента *b* и под ним (в этом случае они отделены поверхностью несогласия).

315–316 *Площади выходов элементов.* Максимальные размеры выходов (в км): *a* — 200×60, *b* — 200×20, *c* — 50×5, *d* — 100×20.

326–335 *Магматизм.* Очень незначительное количество офитов (диоритовых долеритов, микромонцонитов, долеритовых андезитов, норитовых андезитов) присутствует в виде мелких разобщенных тел среди пород тельльского триаса. Эти магматические породы имеют, вероятно, юрский возраст. См. [13].

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — очень широкие складки и разрывы в породах элементов *c* и *d* в лютетско-миоценовом интервале, вероятно, в приабонское время. Синорогенические нуммулитовые отложения (верхнелютетские) деформированы в этой фазе; они несогласно перекрыты породами нижнего миоцена I (или олигоцена на юге). Фаза 2 — переотложение, надвигание, расщепление на пластины и смятие в складки в элементах *b*, *c* и *d* в раннемиоценовое время; самые молодые деформированные породы относятся к нижнему миоцену I, они несогласно перекрыты породами нижнего миоцена II. Фаза 3 — широкие складки, разрывы, опрокинутые складки и флексуры, осложненные сбросами в элементах *a* — *d*, сформировавшиеся в нескольких эпизодах деформации от раннего миоцена до четвертичного времени: отложения нижнего миоцена II — самые молодые деформированные породы, они несогласно перекрыты четвертичными отложениями.

Таблица 7

Стратиграфия зоны 4

319 Стратиграфическая единица	320 Обоснование возраста	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Миоцен II, четвертичные послепокровные отложения	Стратиграфическое положение и окаменелости	Конгломераты, пески, мергели	500	30	100	*a*
Миоцен I, допокровные отложения	Окаменелости	Конгломераты, песчаники, мергели	500	300	400	*b*
Синорогенические нуммулитовые отложения (серия Надор)	Окаменелости	Конгломераты, песчаники, мергели, известняки с кремнями	250	200	200	*c*
Нуммулитовые отложения *пластины* А3 (Тельльский прогиб)	Окаменелости	Песчаники, известняк-ракушечник, мергели, известняки с кремнями	300	300	300	*d*
Сенон пластины А4 (*Тельльский прогиб*)	Окаменелости	Мергели, мергелистые *известняки*, известняки	4000	3000	2500	*d*
Неритовые отложения сенона пластины А2 или А1 (Предсахарский склон)	Окаменелости	Мергели, известняки, известняк-ракушечник	1000	500	600	*d*
Тельльский триас	Литологическое сопоставление с породами триаса, содержащими окаменелости Основание не вскрыто	Глинистые сланцы, доломиты, офиты, гипсы, доломитовые известняки	300	0	150	*d*

350–355 *Складки.* Хорошо выраженные складки развиты в автохтонных мезозойских породах, которые слагают северную окраину Сахарского Атласа. Эти складки имеют амплитуду и длину волны > 1 км; *простирание* северо-восточное до восток-северо-восточного. В разрезах через зону встречается в среднем три такие складки.

366–373 *Разрывы.* Редкие сбросы палеогенового возраста с простиранием от северо-восточного до север-северо-восточного, сопровождают складки юрского типа. Эти складки имеют тот же возраст, что и в мезозойских — эоценовых породах автохтона. Местами неогеновые надвиги широтного или восток-северо-восточного простирания нарушают породы элементов *b*, *c* и *d*; они связаны с постумным наползанием к югу.

Зона 5. Сахарский Атлас

302–303 *Края зоны.* Южное ограничение выражено четко ($< 0{,}5$ км); характер северного края не установлен из-за недостаточной обнаженности. 310 По всей зоне выходят осадочные породы.

312–314 *Элементы.* Послепокровные отложения (элемент *a*) деформированы при образовании разрывов и короблении субстрата, на котором они лежат с несогласием. Допокровные миоценовые породы (*b*) смяты (со срывом и укорочением чехла) в широкие складки и нарушены сбросами; они несогласно залегают на более древних породах. Мезозойско-эоценовые породы (*d*) смяты в складки юрского типа с вероятными срывами на уровне кровли фундамента; они лежат несогласно на более древних породах, но поверхность несогласия в пределах сегмента не обнажена. Породы фундамента (*e*) известны по экзотическим метаморфическим глыбам в соляных куполах.

315–316 *Площади выходов элементов.* Максимальные размеры выходов (в км): a — 100×15, b — 15×10, d — 275×250.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — образование складок и разрывов в элементах *d* и *e* в лютетско-олигоценовом интервале, вероятно, в позднелютетское — приабонское время; верхнелю-

Таблица 8

Стратиграфия зоны 5

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 *Литология*	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Верхнемиоценовые — четвертичные отложения (континентальные)	Стратиграфическое положение	Алевриты, пески, конгломераты	200	10	Соответствует элементу *a*
Морской миоцен	Нижний миоцен; окаменелости	Пески, мергели, конгломераты	500	0	Соответствует элементу *b*
Нижний — средний эоцен	Морские окаменелости	Известняки, мергели, песчаники, конгломераты	500	200	*d*
Верхний мел	Сенон и турон — сеноман; морские окаменелости	Известняки, мергели (с неритовой фауной; например, сенон в районе Хюитр)	4000	3000	*d*
Нижний мел	*Окаменелости в морских прослоях указывают на полноту нижнемелового разреза*	*Песчаники, пески, известняки*	*4000*	*3000*	*d*
Юра	*Морские окаменелости* указывают на полноту юрского разреза	*Известняки, мергели,* песчаники, доломиты	*1000*	*300*	*d*
Триас	Сопоставление с породами триаса, содержащими окаменелости	Глинистые породы, доломиты, доломитовые известняки, эвапориты	500 (?)		*d*
Фундамент	Метаморфический характер	Кристаллические сланцы			*e*

тетские отложения — наиболее молодые породы, смятые в складки; они несогласно перекрыты нижним миоценом. Фаза 2 — деформации и местами расщепление на пластины в породах элементов *b*, *d* и *e* в бурдигальское — виндобонское время; нижнемиоценовые отложения являются самыми молодыми породами, деформированными в этой фазе; они несогласно перекрыты породами верхнего миоцена. Фаза 3 — несколько эпизодов формирования разрывов и очень широких складок в породах элементов *a*, *b*, *d* и *e* в интервале от понта до современной эпохи; самые молодые породы, испытавшие деформации, — верхнемиоценовые; они несогласно перекрыты плиоцен-четвертичными отложениями.

350–355 *Складки.* Деформации фазы 1 вызывали в элементе *d* образование складок с простиранием от широтного до север-северо-восточного; средняя амплитуда складок 6000 м, длина волны $>$ 1000 м. В разрезах через зону встречается в среднем шесть таких складок. Фаза 2 вызвала в элементах *a* — *b* образование складок северо-восточного простирания с амплитудой 1000 м и длиной волны $>$ 100 м. В фазу 3 в элементе *a* образовались складки широтного простирания с амплитудой 2000 м и длиной волны $>$ 1000 м.

357 *Карты складок.* См. Геологическую карту Алжира, листы Северный Алжир и Северная Константина [14]; [31, 20].

366–373 *Разрывы.* Палеогеновые сбросы имеют простирание от широтного до северо-восточного. В неогеновую и плиоцен-четвертичную фазы образования разрывов сформировались сбросы и в меньшем количестве взбросы с простиранием от широтного до северо-восточного. См. [20, 22, 31].

Автор признателен С. Корон, М. Пати и Р. Пюнту из Института физики Земли в Париже за предоставленные ими геофизические данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bemmelen R. W., van*, Origin of the Western Mediterranean sea, Geol. Mijnb., **26**, 13—52, 1969a.
2. *Bemmelen R. W., van*, The Alpine loop of the Tethys zone, Tectonophysics, 8, 107—113, 1969b.
3. *Broquet P., Caire A., Mascle G.*, Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani), Bull. Soc. geol. Fr. (7), VIII, 994—1011, 1966.
4. *Broquet P., Caire A., Duée G., Truillet R.*, Distinction de deux séries à faciès flysch dans le Nord-Est sicilien, C.R. Acad. Sci. Paris, **257**, 2856—2858, 1963.
5. *Burollet P. F.*, General geology of Tunisia, Guidebook to the geology and history of Tunisia, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli, 51—58, 1967.
6. *Caire A.*, Étude géologique de la région des Biban (Algérie), Thèse Sc. Paris et Bull. Serv. Carte géol. Algérie, n.s., **16**, 1957a.
7. *Caire A.*, Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien et la mise en place de l'unité A, *Bull. Trav. Collab. Serv. Carte* géol. Algérie, n.s., 2, 31—54, 1957b.
8. *Caire A.*, Phénomènes tectoniques et biseautage et de rabotage dans le Tell algérien, Rev. géogr. phys. géol. dyn., V, 4, 299—325, 1963.
9. *Caire A.*, Morphotectonique de l'autochtone présaharien et de l'allochtone tellien, Rev. géogr. phys. et géol. dyn. (2), **VII**, 3, 267—276, 1965.
10. *Caire A.*, Origine des formations «telliennes» nord-kabyles, Note présentée à la séance du 16 décembre 1968 de la Soc. géol. Fr., 1968.
11. *Caire A., Broquet P., Duee G., Mascle G., Truillet R.*, Livret-guide d'excursion géologique en Sicile, Trav. Lab. Méd. centr., 1967.
12. *Caire A., Coutelle A., Obert D.*, Tectonique des extrémités de la chaîne des Babors (Algérie), Bull. Soc. géol. Fr. (7), X, 658—678, 1968.
13. *Caire A., Gravelle M.*, Étude de quelques roches ophitiques de la région des Biban (Algérie), Bull. Serv. carte géol. Alg., **13**, 125—138, 1956.
14. Carte Géologique de l'Algérie (1 : 500 000), Sheets Alger-Nord, Constantine-Nord (Publ. Serv. Carte géol. Algerie), 1952.
15. *Castany G.*, Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental, Thèse Sc. Paris, et Ann. Mines et géol., Tunis, **8**, 1951.
16. *Coutelle A.*, Les flyschs du flanc sud du Djurdjura, Bull. Serv. Carte géol. Algérie, **41**, 7—18, 1971.
17. *Dubief J.*, Déclinaison et composantes magnétiques en 1956, Ann. Inst. Phys. Globe, Paris, **29**, 1955.
18. *Dubourdieu G.*, Dynamique wegenérienne de l'Afrique du Nord, Livre P. Fallot, Mém. h.sér. Soc. *géol. Fr.*, **1**, 627—644, 1961.
19. *Durand Delga M.*, Structure and geology of the Northeast Atlas mountains, Guidebook to the geology and history of Tunisia, Petrol. Expl. Soc. Libya, Tripoli, 59—84, 1967.
20. *Emberger J.*, Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Oulad Naïl (Atlas saharien, Algérie), Thèse Sc. et Bull. Serv. Carte géol. Alg., n.s., **27**, 1960.
21. *Flandrin J.*, La chaîne du Djurdjura, Int. géol. Congr., **19**, Monogr., rég., 1 sér., Algérie, No. 19, 1952a.
22. *Flandrin J.*, Les chaînes atlasiques et la bordure nord du Sahara, *ibid.*, No. 14, 1952b.
23. *Furon R.*, Esquisse structurale provisoire de l'Afrique, Paris (Assoc. Serv. géol. africains), 1958.
24. *Glangeaud L.*, Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger, Thèse Sc. Paris, Bull. Serv. Carte géol. Alg., 2 sér., Strat., 8, 1932.
25. *Glangeaud L.*, Les deformations plio-quaternaires de l'Afrique du Nord, Geol. Rdsch., **43**, 181—196, 1955.
26. *Glangeaud L., Ayme A., Caire A., Mattauer M., Muraour P.*, Histoire géologique de la Province d'Alger, Int. géol. Congr., **19**, Mon. rég., 1 sér., No 25, 1952.
27. *Grandjean A.*, Séismes d'Algérie de 1940 à 1950 inclus., Inst. Phys. *Globe Strasb. Univ.*, **7**, 63—85, 1954.
28. *Grandjean A., Lagrula J.*, Sur une relation entre la séismicité et le gradient isostatique en Algérie, C.R.Ac. Sci. Paris, **247**, 1476—1478, 1958.
29. *Hée A.*, La fréquence des tremblements de terre en Algérie, Monogr. Bur Central Séism. int., **9**, 3—97, 1933.
30. *Hée A.*, Catalogue des séismes algériens de 1850 à 1911, Inst. Phys. Globe Strasb. Univ. n.s., **6**, 41—49, 1950.
31. *Laffitte R.*, Étude géologique de l'Aurès, Bull. Serv. Carte géol. Alg. (2), **15**, 1939.
32. *Laffitte R.*, Plissements post-pliocènes et mouvements quaternaires dans l'Algérie occidentale, C.R.Ac. Sci. Paris, **215**, 372—374, 1942.
33. *Lagrula J.*, Études gravimétriques de l'Algérie-Tunisie, Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 4 sér., 2, 1951.
34. *Lagrula J.*, Imperfection de l'équilibre isostatique du Sahara, C.R.Ac. Sc. Paris, **244**, 2951—2952, 1957.
35. *Largula J.*, Nouvelles études gravimétriques, Deuxième partie, Recherches sur l'isostasie, Bull. Serv. Carte géol. Algérie, **28**, 329—365, 1960.
36. *Magné J., Raymond D.-E.*, Découverte et signification chronologique d'un Oligocène et d'un Miocène marneux «anté-nappe» dans la région de Dellys (Grande Kabylie, Algérie), C.R. *somm. Soc.* géol. Fr., 5, 142—143, 1969.
37. *Magné J., Rault M.-D.*, L'âge de la mise en place des nappes dans le Hodna au S. du Dj. Maadid (feuille de M'Sila, Algérie), d'après les microfaunas miocènes, Compte rendu Soc. géol. Fr., 8, 321, 1969.
38. *Magné J., Tempère C.*, Micropaléontologie de deux bassins néogènes algériens, le Chélif et le Hodna, Int. géol. Congr., **19**, 14, 147—176, 1952.
39. *Mattauer M.*, Étude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie), Thèse Sc. Paris et Bull. Serv. Carte géol. Algérie, n.s., **17**, 1958.
40. *Munuera J.-M.*, «Seismic data», Memorias Inst. Geog. y. Catastral, **32**, 1963.
41. *Munuera J.-M.*, A seismic probability map, Ann. Geofisica, **17**, 547—561, 1964.
42. *Rothé J.-P.*, La séismicité de l'Algérie, Int. géol. Congr., **19**, 9, 267—274, 1954.
43. *Thiebaut J.*, Étude géologique des *terrains métamorphiques de la* Grande Kabylie, Thèse Sc. et Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 5 sér., **6**, 1951.
44. *Thiébaut J.*, Socle métamorphique en Grande Kabylie, Int. géol. Congr., **19**, Monogr. régionales, 1e sér., № 4, 1952.

СЕВЕРНЫЕ АПЕННИНЫ

Дж. Сестини [1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Апеннины являются одним из наиболее сложных и более других вызывающих споры складчатых поясов мезозойско-третичного возраста. Толкование структуры пояса оказывается решающим для понимания истории Тетиса и Средиземного моря, взаимоотношений Европы и Африки, сжатия между противоположными плитами, а также основного механизма орогенического развития. Понимание главных геологических особенностей этой области существенно для анализа глобальных тектонических движений.

В последние годы Северные Апеннины усиленно изучались, особенно генезис аллохтонных осадочных пород, главным образом чешуйчатых глин (Argille scagliose), названных так Мерля [68]. Сложная структурная аранжировка этих толщ, представленных в основном флишевыми отложениями с включением офиолитов и олистостромов, порождена в основном подводным гравитационным оползанием.

Внутренняя граница складчатой области проходит между Корсикой и островами Тосканского архипелага; для последних характерны апеннинские структуры, тогда как структуры северо-восточной Корсики обращены на запад подобно структурам Альп. Внешний край располагается под аллювием долины реки По и условно проводится по линии положительных структур между Феррарой и Кремой. Под Адриатическим морем эта граница до сих пор не установлена. Ширина пояса между этими границами колеблется от 100 км (Генуэзско-Пьяченцские Апеннины) до 400 км (Южная Тоскана — Анкона) и в среднем равна 220 км (фиг. 1).

Сегмент имеет длину 420 км и протягивается примерно от Генуи до Анконы. Северо-западной границей его является линия Сестри—Вольтаджо, возможно представляющая собой сдвиг, отделяющий аллохтонный комплекс от массива Вольтри, в котором впервые появляются метаморфические фации западноальпийского типа. За юго-восточную границу принимается полоса перехода (в значительной мере постепенного) между умбрийским автохтоном и известняковыми Южными Апеннинами; это область развития сдвигов, надвигов и резких смен фаций. Обе границы сегмента местами проводятся произвольно. Толщи эоцена — миоцена прослеживаются через северо-западную границу в третичную впадину Пьемонта, а верхнемиоценовые и плиоценовые породы и структуры продолжаются за юго-восточной границей между Анконой и Абруццкими Апеннинами.

Зоны. Начиная с внутренней стороны (Лигурийское море), до долины реки По и Адриатического моря складчатая область делится на четыре зоны. Зона 1 — юго-западная Тоскана, где автохтонный фундамент (включающий метаморфический комплекс и мезозой) перекрыт маломощным аллохтонным комплексом, в котором преобладают постгеосинклинальные отложения и вулканогенные породы и характерна блоковая тектоника. Зона 2 — Главный складчатый хребет с мощными олигоцен-миоценовыми флишевыми песчаниками, перекрытыми аллохтонными массивами с изменчивым характером структуры. Зона 3 — Лигурийско-Эмилианские Апеннины, представленные почти целиком несколькими аллохтонными комплексами второго порядка, содержащими чешуйчатые глины. Зона 4 — Паданско-Маркский передовой прогиб, в котором складчатые доплиоценовые частично аллохтонные породы погребены под мощными осадками неогена и плейстоцена.

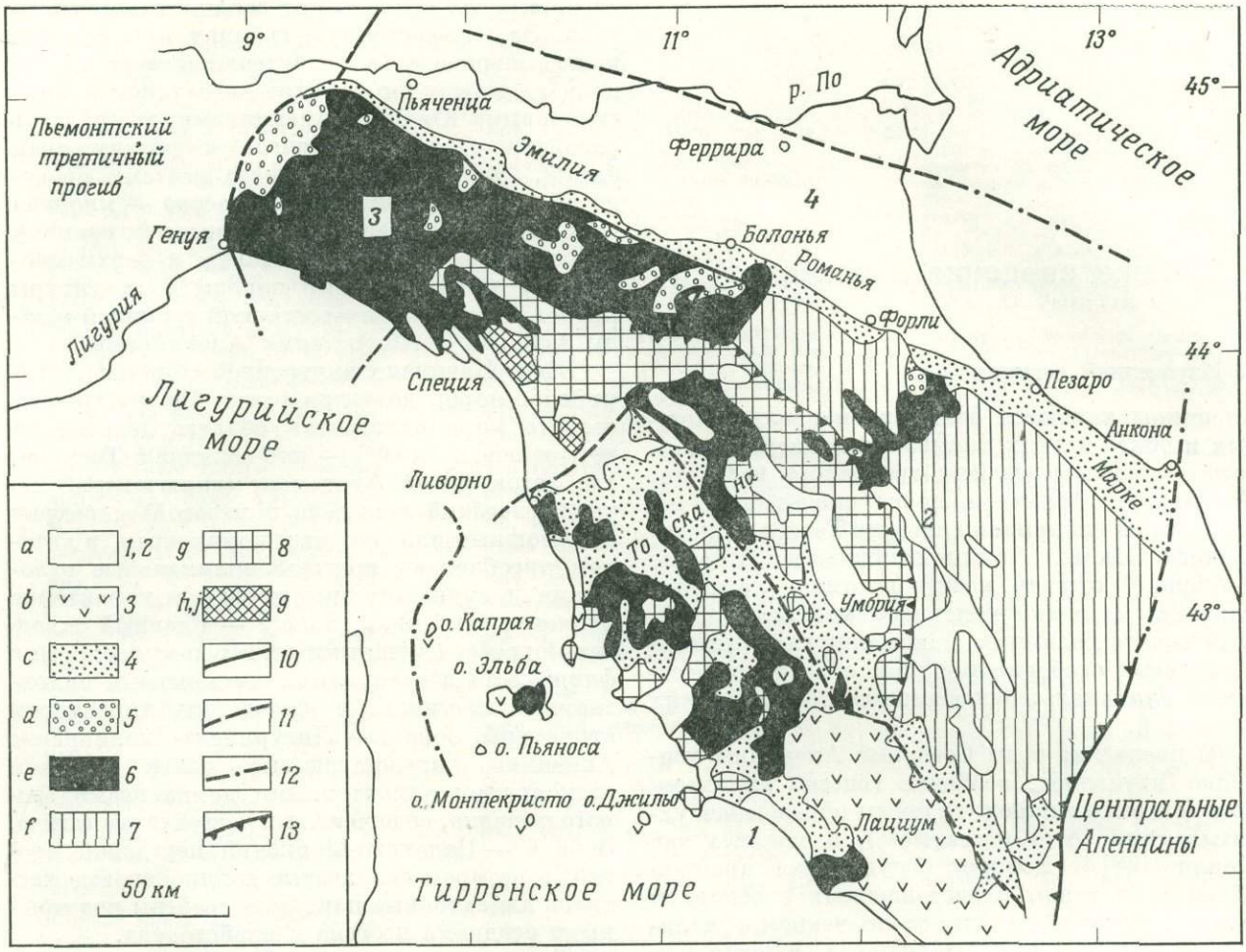
Геологическая история. Пояс слагается породами верхнепалеозойского и более молодого возраста. Характерны триасовые и юрские карбонатные породы и меловые и третичные флишевые и терригенные обломочные отложения. Складкообразование началось в среднемеловое время и достигло максимальной интенсивности в миоцене. При этом тектоническая активность мигрировала с запада на восток таким образом, что прогибание предшествовало формированию складчатости и движению на восток крупных покровов скольжения.

2. Форма складчатой области в плане

[16] Пояс продолжается по простиранию за пределы рассматриваемого сегмента, переходя на северо-западе во французские Приморские Альпы; на юго-востоке Апеннины продолжаются непрерывно.

[24] *Общее простирание.* На юго-востоке, в Умбрии и Марке, пояс образует дугу с радиусом кривизны порядка 100 км. Внутренняя часть

[1] *Sestini G.*, Department of Earth Sciences, University of Leeds.



ФИГ. 1. Зоны (1—4) и элементы Северных Апеннин.

1 — плиоцен — современные отложения (зона 4); *2* — плейстоцен — современные отложения (зоны 1—2); *3* — плиоцен — современные вулканиты; *4* — неоавтохтон; *5* — полуаллохтон; *6* — аллохтонный комплекс; *7* — умбрийский автохтон; *8* — тосканский автохтон; *9* — метаморфический автохтонный фундамент; *10—13* — края зон: *10* — резкие, *11* — неопределенные или условные, *12* — неизвестные, *13* — надвиги.

пояса (западная и юго-западная) представляет собой ряд прямолинейных хребтов, простирающихся в северо-западном направлении и контролируемых разломами. На северо-западе, в Лигурии, пояс образует дугу с радиусом кривизны 50 км.

3. Форма поверхности сегмента в высотных отметках

[30] Наибольшие высоты (5% территории) 1500 м. Средняя высота [31] внутреннего края пояса (под Лигурийским и Тирренским морями) 500 м ниже уровня моря; [32] высота внешнего края 100 м.

[33] Вершинные поверхности не установлены. [34] На более низких уровнях, на высотах 1200, 1000, 800 и 400 м, располагаются поверхности выравнивания от средне(?)-верхнеплиоценового до предсреднеплейстоценового возраста. Некоторые из них протягиваются на значительные расстояния и хорошо выражены (например, средне(?)-верхнеплиоценовая поверхность). О наличии этих древних эрозионных поверхностей свидетельствуют также изменения гидрографической сети Апеннинского водораздела [49, 85, 95].

4. Геофизические данные

[38–39] *Гравиметрические данные* имеются как по территории сегмента, так и по смежным областям. См. [12, 40, 72, 83, 88, 89, 104, 105]. [41] Сегмент изостатически не уравновешен.

[42] *Гравитационное поле в целом* параллельно основным тектоническим простираниям.
[45] *Региональные магнитные данные* имеются как для сегмента, так и для его окрестностей. [47–48] Аномалии не согласуются ни с топографическими, ни с тектоническими простираниями. См. [40, 89]. [50–51] *Региональные сейсмические данные* для пояса см. [61]. [57] Поверхность Мохоровичича прослеживается на глубинах 46—48 км [70].

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность.* Отмечаются землетрясения с магнитудой больше 6 и с глубиной очага от 6 до 28 км. См. [34, 61, 79].

6. Возрастные соотношения

[85] Самые древние недеформированные породы сегмента представлены в Паданской области *среднеплиоценовыми отложениями, содержащими окаменелости*; однако в Тоскане даже плейстоценовые (калабрийские) толщи местами нарушены разрывами, подняты и наклонены. [83] Самые молодые деформированные породы сегмента нижнеплиоценовые (долина реки По, *погребенные толщи.* См. [7, 92, 93]).
[91–96] *Фазы повышенной подвижности.* Фаза 1, юрская,— за общим прогибанием последовало внедрение (?) или передислокация (?) офиолитов в Лигурийско-Тирренской области. В настоящее время в Лигурии и Тоскане эти толщи находятся *в аллохтонном залегании. Поскольку* содержащие органические остатки кремнистые породы и известняки согласно перекрывают диабазовые потоки в кровле офиолитов, движения не могли быть моложе титона [30]. Фаза 2— от середины до конца раннего мела. (а) Свидетельства поднятия в Тирренской области можно найти в аллохтонных породах Лигурии, в частности, формация Антола (верхний мел) залегает на сланцах Паломбини (неоком — сеноман) несогласно с конгломератами в основании [36]; в нижней части формации Антола наблюдаются офиолитовые олистостромы и олистолиты [2]; ниже формации Антола распространены офиолитовые брекчии, сформировавшиеся между неокомом и сеноманом за счет размыва офиолитового поднятия [41]. (б) В Тоскане отсутствие *отдельных частей мелового и юрского разреза* под «пестрыми сланцами» («scisti policromi») указывает на глыбовую (?) тектонику с подводным размывом и развитием параллельных несогласий. Движения в основном происходили в середине раннего мела (неоком, [17]), но в разных местах их активность могла быть неодновременной. Фаза 3 — ранний (?) — средний палеоцен. (а) Признаки повышенной подвижности в Тирренском районе можно найти *в аллохтонных породах западной Тосканы:* офиолиты надвинуты на внутренний край формации Антола (верхний мел — палеоцен), а в формации Ланчайя (палеоцен — эоцен) встречаются крупные оползневые массы офиолитовых пород [31]. (б) В Умбро-Маркских Апеннинах *имеются локальные параллельные несогласия,* затрагивающие, насколько можно судить по отсутствию микрофауны, толщи вплоть до среднего палеоцена [60]. Фаза 4, ранне-среднеэоценовая,— структурные соотношения аллохтонных пород указывают на складкообразование и нестабильные условия в Лигурийско-Тирренском регионе. (а) Верхнеэоценовые мергели Монте-Пиано и олигоценовые песчаники Ранцано несогласно покрывают складчатые толщи верхнего мела вплоть до палеоценовой формации Антола *в восточной Лигурии* и до Эмилианских Апеннин [22, 51, 73]. (б) В центральной и восточной Тоскане в нижней части формации Монте-Морелло (нижний — средний эоцен) распространены обширные офиолитовые оползни [26, 27]. (в) На формацию Ланчайя (*палеоцен — средний эоцен*) *западной Тосканы* надвинуты с запада офиолиты [31]. (г) В западной Тоскане формация Монте-Морелло (нижний — средний эоцен) перекрыта с запада формацией Антола [28]. (д) В Лигурийско-Эмилианских Апеннинах на формацию Альбирола (палеоцен) *надвинуты офиолиты* [41]. (е) В Апеннинах Болоньи верхнеэоценовые мергели и олигоценовые песчаники Лойано залегают на перевернутых песчаниках Монгидоро (палеоцен). Все эти формации аллохтонны и перемещены с юго-запада [53, 65, 68]. Фаза 5, олигоцен,— Эльтер и Раджи [41] предполагают активность в Тирренской области. Комплекс, состоящий из сланцевых серий Паломбини и Лаванья и песчаников Готтеро (неоком — палеоцен) переместился к востоку на комплекс Канетоло [верхний мел (?) — палеоцен] и сдвинул его вперед. Фаза 6, миоцен — ранний плиоцен,— главная фаза складчатости в Северных Апеннинах [11, 52, 97, 98]. Она охватывает несколько стадий последовательного надвигания аллохтонного комплекса в западном направлении на автохтонные породы, *которое сопровождалось складкообразованием.* В западной Тоскане и Эмилии движения имеют аквитанский и лангский (бурдигальский.— *Ред.*) возраст, в центральной Тоскане и Эмилии — от гельветского до тортон-

Таблица 1

Сводка данных об осадконакоплении

	Доорогеническое		Синорогеническое			Посторогеническое	
	Эвгеосинклиналь, зоны 3, 1, 2	Миогеосинклиналь, зоны 1—2	Эвгеосинклиналь	Миогеосинклиналь		Внутренние районы (запад)	Внешние районы (восток)
				запад	восток		
[97] Интервал возраста *от* *до*	Верхний триас Мел	Нижний триас Олигоцен	Неоком Средний эоцен	Нижний олигоцен Плиоцен	Нижний миоцен Нижний — средний плиоцен	Верхний плиоцен Современный	Средний плиоцен Современный
[98] Максимальная мощность	2000 м (500)	3000 м (1750)	5000 м (6750)	6200 м (7500)	10 000 м (11 200)	1500 м	>4000 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента; вероятная ошибка оценки	$0{,}25\times10^4$ км^3 30%	$0{,}35\times10^4$ км^3 ($0{,}25\times10^4$) 30%	$1{,}1\times10^4$ км^3 ($0{,}9\times10^4$) 30%	$3{,}5\times10^4$ км^3 ($3{,}7\times10^4$) 25%		$0{,}02\times\times10^4$ км^3 50%	$0{,}6\times10^4$ км^3 50%
[100] Преобладающие фации	Пелитовые (морские пелагические) (неритовые карбонатные)	Неритовые карбонатные (неритовые карбонатные, обломочные и эвапориты)	Флиш (флиш)	Флиш, неритовые обломочные (пелагические карбонатные, флиш и неритовые обломочные)		Континентальные обломочные	Морские и континентальные обломочные
Доля общего объема, занятого породами							
[101] Преобладающие фации	75% (100)	65% (50)	90% (70)	60% (70)	50% (нет)	100%	100%
[102] Вулканические породы	5%		(5)	2% (0,5)			
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	25% (100)	20% (50)	(5)	(3)	(1)		
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	(?)	10% (40)					

Продолжение табл. 1

	Доорогеническое		Синорогеническое			Посторогеническое	
	Эвгеосинклиналь, зоны 3, 1, 2	Миогеосинклиналь, зоны, 1—2	Эвгеосинклиналь	Миогеосинклиналь: запад	Миогеосинклиналь: восток	Внутренние районы (запад)	Внешние районы (восток)
[105] Источники сноса	(?)	Внутренние (верхний мел — эоцен)	Корсика Западные Альпы Центральные Альпы	Флиш с северо-запада и севера, Альпы (олигоцен — средний миоцен); «Апеннины» (средний миоцен — плиоцен)		Апеннины	Альпы, Апеннины

Цифры в скобках характеризуют до- и синорогеническое осадконакопление, если начало подвижности датировать ранней юрой.

ского, а в Романье и в Маркских Апеннинах (где местами формирование складок не сопровождалось надвигами) — от мессинского до раннеплиоценового.

[81] Самые древние породы, первично деформированные в мезозойско-третичную эпоху складчатости, относятся к формации Веррукано карнийского возраста [90].

[76-79] *Породы фундамента* встречаются в зонах 1 и 2, возраст их верхнекаменноугольный — нижнепермский и более древний. Возраст обосновывается палентологическими данными и подкрепляется сходством вулканических пород (порфироидов) с заведомо пермскими вулканическими породами Восточных и Центральных Альп. К западу от сегмента, в Корсике, встречаются герцинские граниты.

7. Стратиграфические соотношения

В Северных Апеннинах тектонические движения и области осадконакопления постепенно мигрировали в восточном направлении; таким образом, возраст до-, син- и посторогенического периодов с запада на восток последовательно омолаживается. Геосинклинальный пояс с запада на восток включает Лигурийско-Тирренскую область — «эвгеосинклиналь», установленную по породам аллохтонного комплекса и разделенную на внутреннюю и внешнюю части (зоны 1, 2, 3), и Тоскано-Умбрийскую область — «миогеосинклиналь» с внутренней (Тосканский разрез, зоны 1 и 2) и внешней (Умбрийский разрез, зоны 2—4) частями.

Если за начало периода орогенического развития берется фаза повышенной подвижности, которая деформирует и выводит на поверхность более древние породы, обуславливая появление несогласий (следовательно, не принимая во внимание общего прогибания в юре), тогда геосинклинальное осадконакопление во внутренней части Лигурийско-Тирренской области (зоны 1, 3) началось в раннем мелу, во внешней части (зоны 1—3) в позднем мелу, в Тосканской области (зоны 1, 2) в эоцене — раннем олигоцене (тектонические фазы 4—5) и в Умбро-Маркской области (зоны 2, 4) в раннем миоцене (фаза 6).

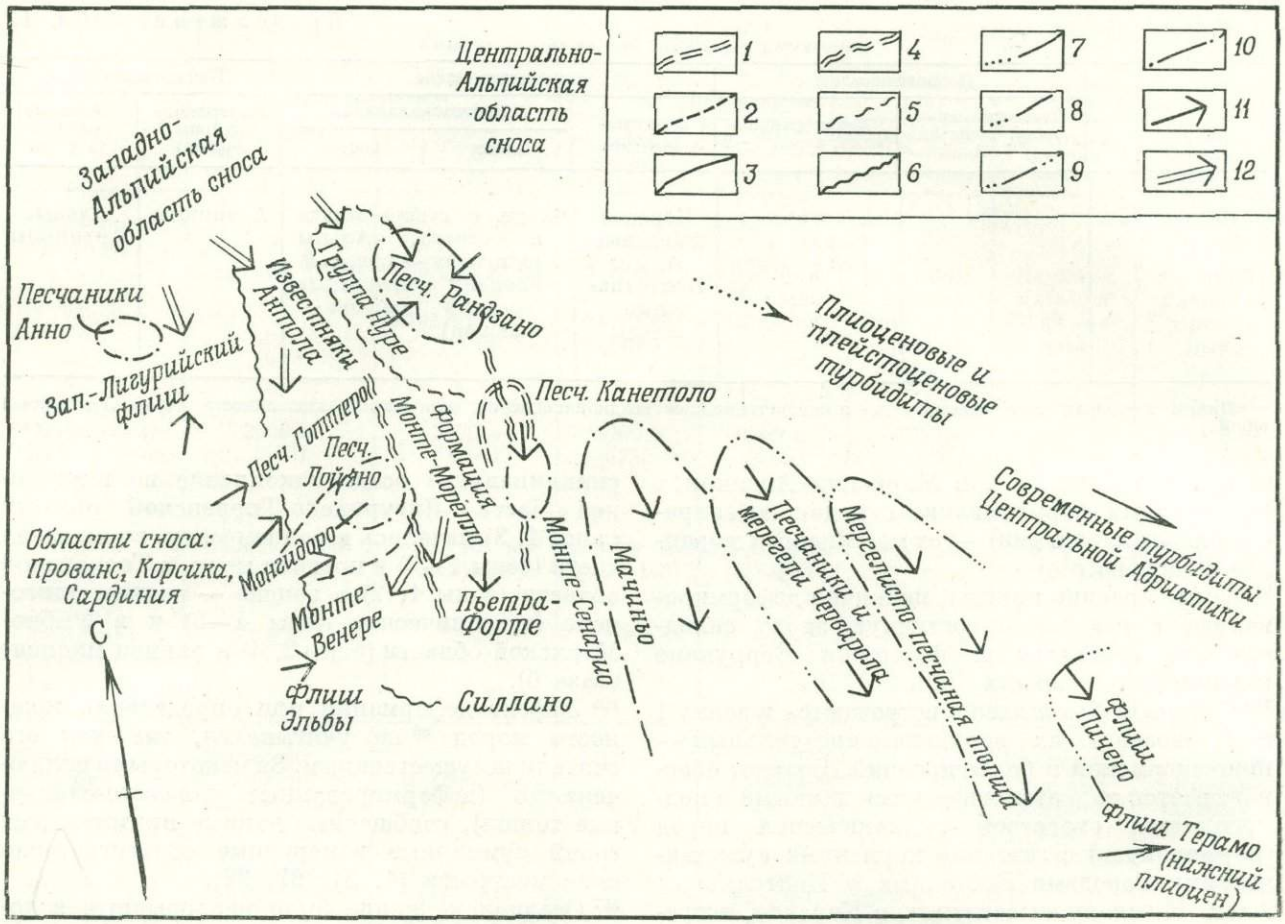
[106] Эффект деформации при определении мощности пород [98] не учитывался, так как его считали несущественным. За некоторыми исключениями (деформированные глинисто-сланцевые толщи), сообщаемые данные представляют собой суммарные измеренные стратиграфические мощности [1, 31, 97, 98].

[107] Осадконакопление было непрерывным в до- и синорогеническом периодах.

[108] Несомненными эрозионными поверхностями в осадочных толщах являются только субаэральная среднемиоценовая поверхность в аллохтонных породах восточной Лигурии [73] и подводные эрозионные поверхности (параллельные несогласия) небольшой протяженности в мелу и эоцене Тосканы [17, 20] и палеоцене Маркско-Умбрийских Апеннин [60].

8. Структурные соотношения

[111-117] *Крупные разрывы.* (а) Линия Четона — Орсаро — взброс, направленный к востоку и северо-востоку, активный в интервале ранний миоцен (?) — тортон. Как показывает залегание олигоцена на аквитанском флише, смещение достигает 3—5 км. Эта линия скорее представляет собой цепочку опрокинутых складок, взбросов и надвигов, чем непрерывный надвиг. (б) Линия Фальтерона — Тразимено — взброс, направленный к востоку, развивавшийся в интервале тортон — мессиний (?). Если судить по залеганию аквитанского флиша на ланг-



ФИГ. 2. Схема размещения флишевых прогибов в Северо-Апеннинской геосинклинали, иллюстрирующая их миграцию с позднего мела до плиоцена и направление палеотечений.

Песчаники (*1—3*): *1* — эоцен, *2* — палеоцен — эоцен, *3* — верхний мел; известняки (*4—6*): *4* — эоцен, *5* — палеоцен — эоцен; *6* — верхний мел; *7* — верхний миоцен; *8* — нижний — средний миоцен; *9* — нижний миоцен; *10* — олигоцен; *11* — песчанистые турбидиты; *12* — известковистые турбидиты.

ско-тортонском флише, амплитуда смещения составляет 3—5 км. (в) Линии Секкия, Скольтерра, Арно — Рено, Ливорно — Силларо и Мареккья представляют собой правые сдвиги северо-восточного или меридионального простирания. Движения по ним начались в интервале ранний миоцен — тортон и прекратились после раннего плиоцена. Смещения порядка 10—15 (?) км (линия Арно — Рено) и 50—60 км (линия Ливорно — Силларо) устанавливаются по смещению фациальных границ в послеюрских карбонатных породах и по изменению простираний структур в олигоцен-миоценовом флише [29].

9. Обзор тектонического развития

[127] **Миграция прогибов.** Этот процесс в Северных Апеннинах хорошо выражен и устанавливается по постепенному омоложению в направлении к востоку и северо-востоку флишевых образований: полуаллохтонных (элемент *d*) мергелей Монте-Пиано и песчаников Рандзано (верхний эоцен — олигоцен) в Лигурийско-Эмилианских Апеннинах, аллохтонного палеоцен-среднеэоценового карбонатного флиша группы Нуре и верхнемеловой — палеоценовой группы Лезима.

В автохтонных породах имеем два наилучших примера миграции. Во-первых, в Тосканском разрезе основание предфлиша имеет верхнемеловой возраст (кровля майоликового известняка), а в Умбрийском разрезе — верхнеэоценовый (формация Скалья росса — Scaglia rossa). Во-вторых, флишевые образования с запада на восток имеют следующий возраст: песчаники «Мачиньо»— олигоцен (нижний, средний и до верхнего), песчаники Черварола — аквитан-

ский — лангский, мергелисто-песчаная толща — нижний — средний миоцен, флиш Пичено — мессиний (верхний миоцен), флиш Терамо — нижний плиоцен.

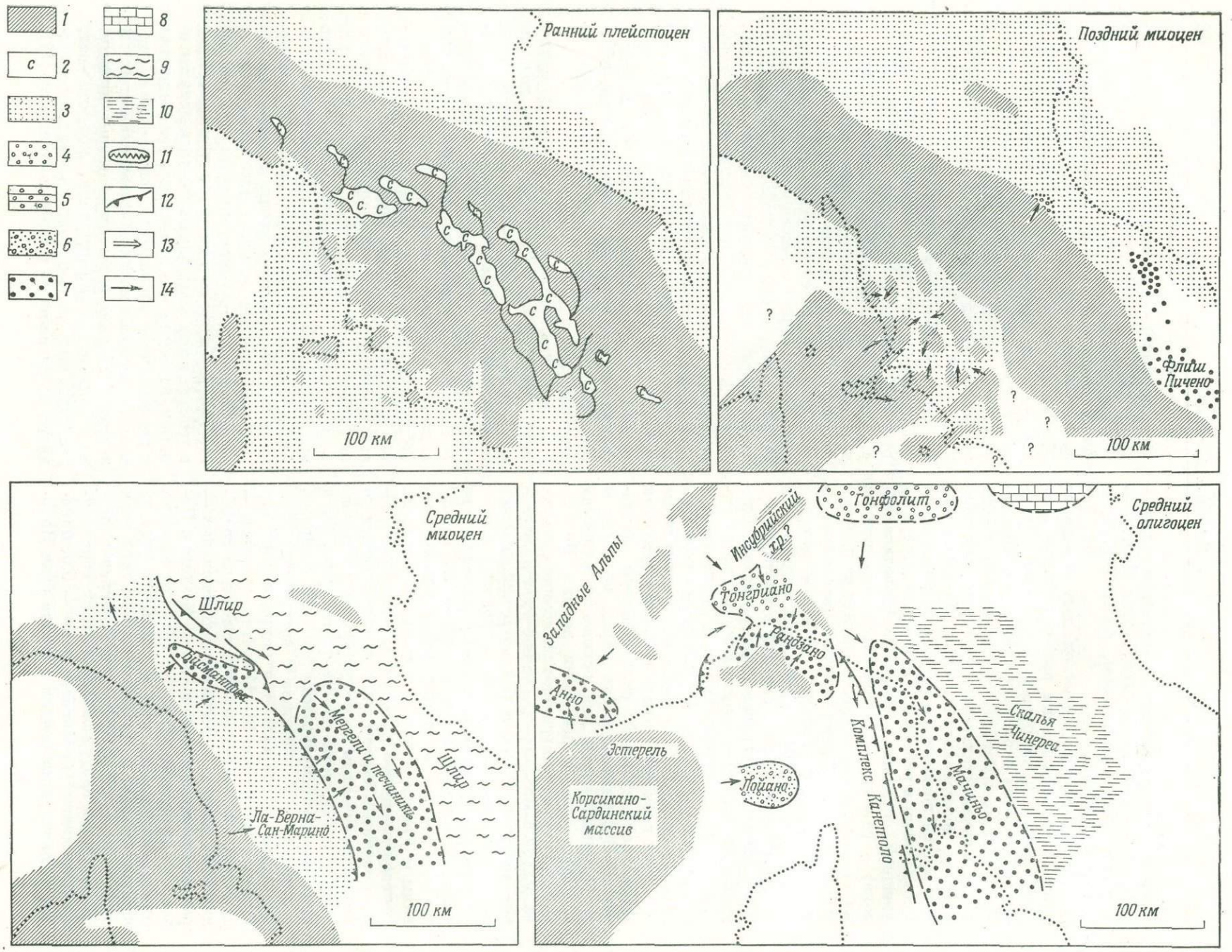
Другие примеры миграции дает основание позднегеосинклинальных разрезов (полуаллохтон, элемент *d*), которое в Эмилианских Апеннинах является верхнеэоценовым, а в Апеннинах Тосканы и Романьи — среднемиоценовым, а также начало постгеосинклинального прогибания: во внутренних областях (Тоскана) оно датируется поздним миоценом с максимальным прогибанием в раннем и среднем плиоцене, а во внешней области (Паданско-Адриатическая зона) — ранним — средним плиоценом, причем максимальная интенсивность падает на плиоцен и плейстоцен. О том же говорит и начало последней постгеосинклинальной регрессии, которая приходится в Тоскане на поздний плиоцен, а в Паданской области на средний плейстоцен.

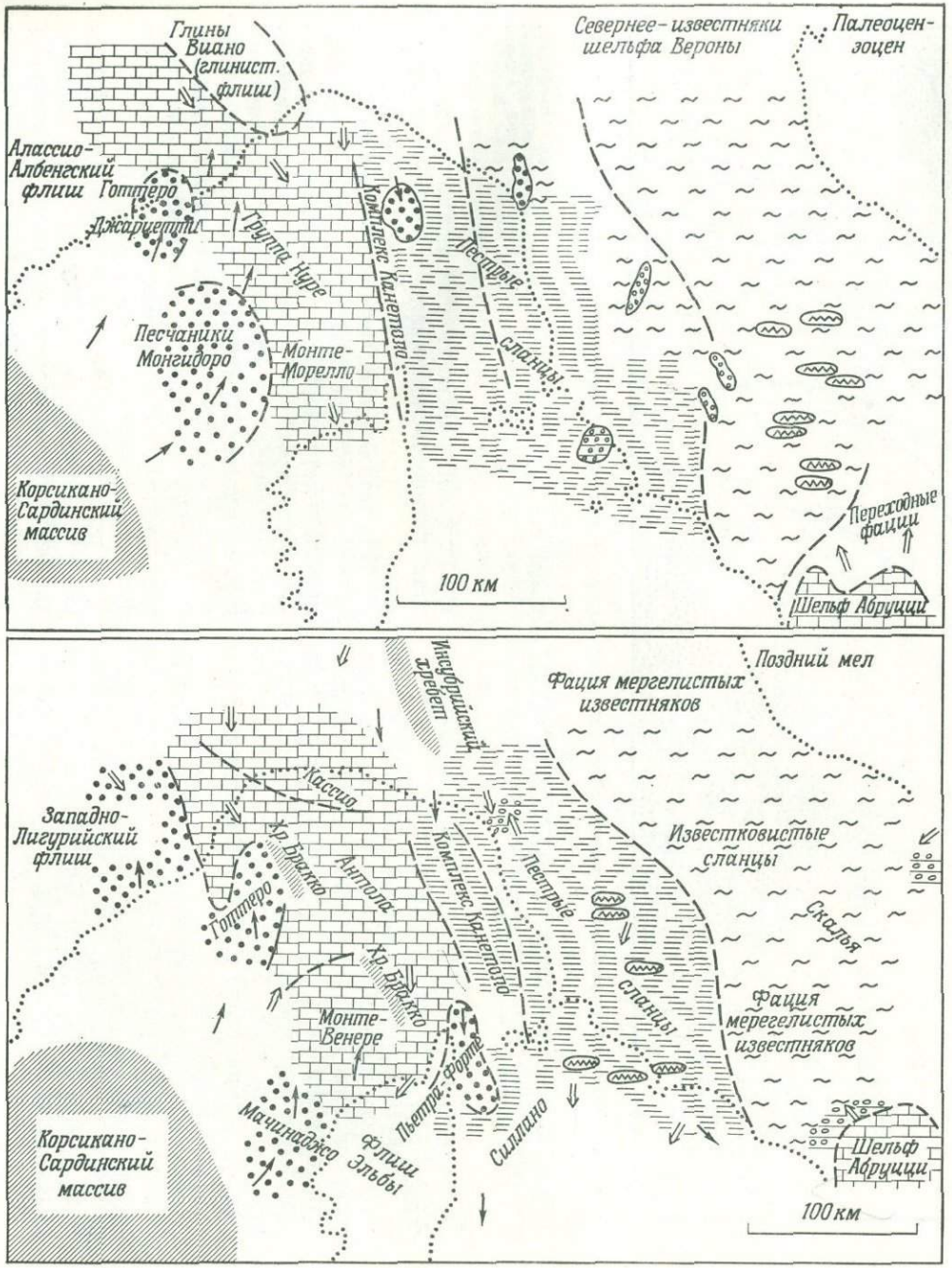
[128] **Региональные вертикальные движения.** Схематические карты отражают максимальное постплиоценовое поднятие морских плиоценовых отложений в Тоскане [31]. Величина поднятия колеблется от 300 до 1000 м, максимальные значения в южной Тоскане связаны с центрами среднеплейстоценовой вулканической активности. Существуют также карты изопахит и структурные карты для основания плиоцена и плейстоцена в депрессии долины По [7]. Они показывают миграцию прогибания с запада на восток и юго-восток, а также продолжительное воздымание некоторых раннеплиоценовых складок и поднятия района Феррары.

[129] **Скорость движений в эпоху складчатости** может быть определена по продвижению аллохтонного покрова по автохтонным толщам Тосканы и Умбрии с запада Тосканы до Романьи, начиная с раннего миоцена до раннеплиоценового времени. Время прибытия определяется по стратиграфическим и структурным соотношениям [11, 97], хотя еще не установлено, было продвижение непрерывным или нет. Скорость продвижения аллохтона составляет 9—14 мм/год, а скорость для покрывающих его толщ полуаллохтона 10—14 мм/год (олигоцен — плиоцен) и 2 мм/год (только от тортона до полиоцена). Скорость роста позднемиоценовых — раннеплиоценовых складок, погребенных в Паданской депрессии, вблизи от границы Апеннин составляет 1 мм/год и 1° апикального угла за каждые 10^5 лет. Возможная ошибка всех этих оценок около 35%. Скорость накопления осадочных толщ следующая (в мм/год): современные турбидиты Тирренского моря — 0,6, плиоцен и современные осадки в дельте реки По — 0,86, мессиний — плиоцен Маркского передового прогиба 0,6 — 0,8, миоценовый флиш (мергельно-песчаный) — 0,5—0,6, олигоценовый флиш (Мачиньо) — 0,3, эвгеосинклинальный флиш — эоцен (Монте-Морелло) — 0,1, эоцен (Фарини-д'Ольмо) — 0,2, палеоцен (Монгидоро) — 0,1, поздний мел (Монте-Кассио) — 0,15, поздний мел (Антола) — 0,09, префлиш — эвгеосинклиналь (Лаванья + Паломбини) — 0,4, миогеосинклиналь (пестрые сланцы) — 0,004—0,01.

[134] **История развития складчатого пояса.** До ранней юры в Альпийско-Апеннинской и Лигурийско-Тирренской областях накапливались сходные (мелководно-карбонатные) отложения, т. е. геосинклинальные условия еще не установились. В средней юре эти фации сменились пелитовыми, причем скорость осадконакопления существенно замедлилась (1000 м за 40 млн. лет в отличие от 1000 м за 20 млн. лет, характерных для предшествующего времени). О допозднеюрской истории Тирренско-Лигурийской области мало данных: деление на внутреннюю эвгеосинклинальную зону и внешнюю миогеосинклинальную может быть установлено с поздней юры, с появления офиолитов во внутренней зоне. Последние, возможно, связаны с растяжением и формированием сбросов, обусловливающих большее прогибание, чем во внешней зоне.

В эвгеосинклинали с раннего мела по олигоцен, с наибольшей интенсивностью в позднем мелу, имели место поднятие, оползание толщ (главным образом офиолитов) к востоку и тектоническое надвигание в восточном направлении. В интервале от сеномана до турона накапливались глинистые толщи, местами возникали небольшие линзы песчанистого флиша (отложение предфлиша с прототурбидитами) [3]. Для позднемелового времени характерно накопление флиша (или турбидитов), причем наиболее распространен и имеет наибольшую мощность мергелистый флиш, материал для которого поступал главным образом из Альпийской области; материал песчанистого флиша поставляли герцинские граниты и кристаллические сланцы Корсикано-Сардино-Эстерельского массива [1, 77]. В более восточной миогеосинклинали в течение всего мела накапливались глинистые толщи, местами в них отмечаются калькарениты с градационной слоистостью, связанные с подводной эрозией местных возвышенностей. В западной Тоскане возник хребет, по-видимому, меридионального простирания, который мог, вероятно, быть частью геоантиклинального поднятия на границе эв- и миогеосинклинали [17],

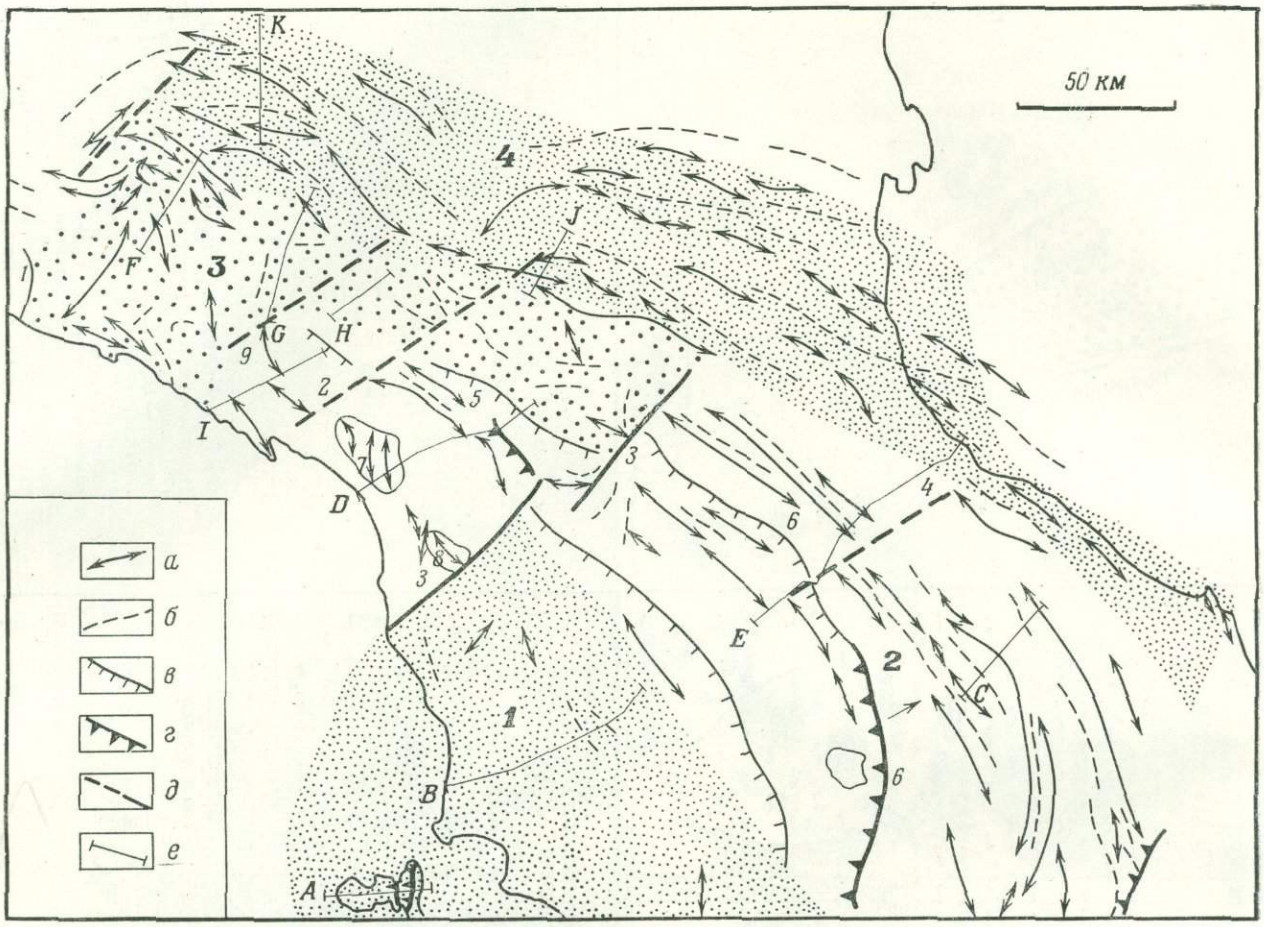

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
Ранний плейстоцен
100 км
Поздний миоцен
Флиш Пиченo
100 км
Средний миоцен
Шлир
Песчаники
Мергели и песчаники
Шлир
Ла-Верна-Сан-Марино
100 км
Средний олигоцен
Гонфолит
Инсубрийский ж.р.?
Западные Альпы
Тонгриано
Рансиано
Анно
Эстерель
Корсикано-Сардинский массив
Нуммулитовый известняк
Комплекс Канеполо
Скалья Чинерея
Мачинъо
100 км



ФИГ. 3. Палеогеография Северных Апеннин.

Использованы следующие данные: ранний плейстоцен [98], средний миоцен [97] с дополнениями по [1], палеоцен — эоцен [1,31], средний олигоцен [31] с изменениями, поздний мел [77, 31].

1 — суша; *2* — континентальные отложения; *3* — неритовые отложения, пески и карбонаты; *4* — неритовые отложения, в основном конгломераты; *5* — калькаренитс градационной слоистостью; *6* — смешанные неритово-турбидитовые обломочные отложения; *7* — песчаные турбидиты; *8* — мергелистые турбидиты; *9* — известковистые сланцы; *10* — глинистые сланцы; *11* — параллельные несогласия; *12* — фронт аллохтонного комплекса; *13* — карбонатные пески; *14* — некарбонатные пески.



ФИГ. 4. Главные тектонические линеаменты Северных Апеннин и линии структурных профилей, изображенных на фиг. 7—12.

а — антиклинали; *б* — синклинали; *в* — горст-антиклинали; *г* — надвиги; *д* — сдвиги; *е* — линии структурных профилей. Цифрами на карте обозначены: *1* — линия Вольтри; *2* — линия Секкиа; *3* — линия Ливорно — Силларо; *4* — линия Мареккья; *5* — линия Четона — Орсаро; *6* — линия Фальтерона — Тразимено; *7* — *8* — тектонические окна: *7* — Апуанские Альпы; *8* — Монте-Пизано; *9* — линия Таро.

Восточнее, в Умбрийской области, накапливались более известковистые толщи.

Главные тектонические фазы в эвгеосинклинали имели место в палеоцене и в эоцене. Флишенакопление смещалось в восточном направлении (во внешние части эвгеосинклинали), причем флиш был в основном карбонатный, тогда как верхняя часть более раннего, более внутреннего флиша стала глинистой (поздний флиш с кататурбидитами).

В олигоцене во внутренней части миогеосинклинали появляется песчанистый флиш. Весь песчанистый флиш свидетельствует о больших скоростях накопления, чем у эвгеосинклинального флиша (в 2—3 раза). Большие количества обломочных пород и флиша проксимального типа накопились также на уже смятых в складки лигурийско-тиррренских породах, начав этап позднегеосинклинального осадконакопления.

В аквитане флиш, отлагавшийся во внутренней части миогеосинклинали, стал более глинистым и тонкозернистым, и затем его накопление было прервано надвиганием эвгеосинклинальных пород. Первыми пришли в соприкосновение с миогеосинклинальным флишем наиболее внешние элементы эвгеосинклинали, единицы Канетоло и Кальвана; в свою очередь они были перекрыты более древними, более внутренними эвгеосинклинальными единицами.

В раннем миоцене территория западной Тосканы и Лигурийских Апеннин была покрыта эвгеосинклинальным комплексом, а основной флишевый трог сместился к востоку. В Умбрий-

ской области флиш накапливался в основном в среднем миоцене, а область более западная стала неритовым шельфом. Прежняя Тирренско-Лигурийская область была, вероятно, осушена.

Поднятие и перемещение эвгеосинклинальных пород в западном направлении выключило область Корсики — Сардинии из числа источников сноса песчаного обломочного материала. Основная масса материала песчанистых турбидитов поступала в миогеосинклиналь с северо-запада и севера, из внутренних частей Альпийского региона. Оттуда стали поступать не карбонатный детрит, а в основном обломки метаморфических пород.

Среднемиоценовый флиш Тортонской области был покрыт аллохтонным комплексом в тортоне. Продвижение аллохтона сопровождалось смятием в складки подстилающего миогеосинклинального флиша, возможно, с частичным срывом и движением миогеосинклинальных толщ на запад по горизонту триасовых эвапоритов. К этому времени приурочено тектоническое сдваивание в Апуанских Альпах, сопровождавшееся локальным кинематическим метаморфизмом. Внутренний олигоценовый флиш был также надвинут на внешний миоценовый флиш.

Если судить по позднегеосинклинальным отложениям, перемещение аллохтонного комплекса при движении с северо-запада на юго-восток постепенно увеличивается от нескольких десятков километров до 150—200 км. В качестве основного механизма перемещения, вероятнее, действовало поднятие и скольжение покровов, чем надвигание; однако сдвиговые (северо-восток — юго-запад) движения, возможно, содействовали развитию тектонических движений против часовой стрелки. Вращение пояса Северных Апеннин может быть связано с вероятным поворотом Корсики против часовой стрелки, который предполагается по палеомагнитным и другим геофизическим и седиментологическим данным [100].

Вращение Корсики, если оно было, прекратилось в раннем миоцене, поскольку горизонтальные движения в Тирренском регионе и в западной Тоскане закончились в раннем миоцене. В позднем миоцене во внутренней части миогеосинклинали развивалось погружение с признаками блоковой тектоники, в то время как во внешней ее части еще продолжалось продвижение аллохтонного комплекса и началось смятие в складки автохтонных толщ; морские трансгрессии в позднем миоцене и плиоцене распространялись с запада. Для этой стадии постгеосинклинального накопления характерны три особенности: развитие разрывов растяжения, снос обломочного материала с Апеннин (главным образом аллохтонные породы) и одновременный магматизм.

Магматизм начался в конце миоцена и распространялся в восточном направлении, но не дальше Тосканы и Лациума. На юго-западе магматизм проявился в виде интрузивных и эффузивных пород, на востоке в основном — эффузивных: кислых в плиоцене и щелочных и недосыщенных в плейстоцене (особенно в вулканической области Лациум).

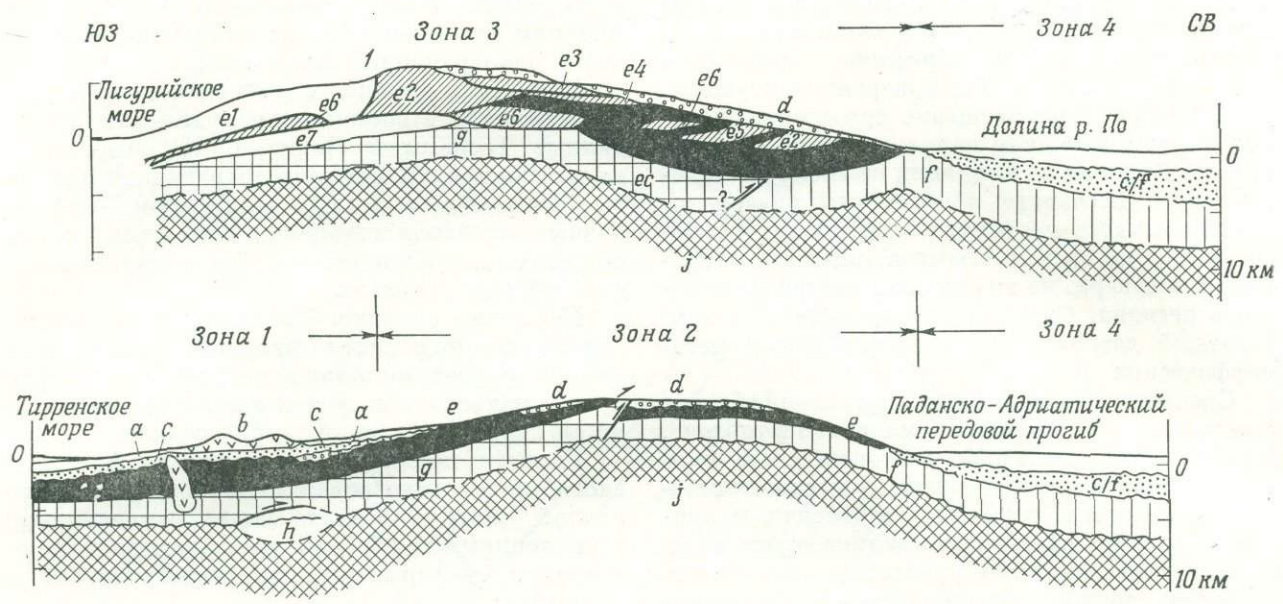
Последнее складкообразование в Паданско-Адриатической области было в интервале между ранним и средним плиоценом, но погружение продолжалось очень интенсивно с весьма большими скоростями накопления осадков.

Главное поднятие современного Апеннинского хребта произошло в плейстоцене (в западной части оно было более интенсивным) с движениями по сбросам северо-западного простирания, которые начали формироваться в плиоцене.

Б. Подразделения сегмента

[201] *Структурные зоны и элементы внутри сегмента*: зоны (выделены согласно [3]) различаются по стратиграфическим и структурным особенностям и степени развития структурных элементов. Элементы представляют собой стратиграфические (структурные) единицы, ограниченные тектоническими контактами и (или) угловыми несогласиями. Аллохтонный комплекс (элемент *e*) может быть разделен по крайней мере на восемь элементов второго порядка (*e*1 — *e*7 и *ec*). На стратиграфические подразделения делятся также элементы *f* (1—6) и *g* (1—5). См. фиг. 5.

В северо-западной части зоны 3 аллохтонный комплекс, возможно, залегает неаллохтонно, так как он является стратиграфическим и структурным продолжением третичных отложений Пьемонтской впадины. Полуаллохтон [68] состоит из пород, сформировавшихся на аллохтонном комплексе после того, как части последнего были смяты в складки (фаза 4). Полуаллохтон был перемещен вместе с аллохтонным комплексом, но не был так сильно деформирован. Неоавтохтон в Тосканской области (зона 1) залегает несогласно на аллохтонном комплексе, он рассечен нормальными сбросами, но не смят в складки; отложения того же возраста (верхний миоцен — нижний плиоцен) в Паданско-Адриатическом передовом прогибе (зона 4) являются посторогеническими по отношению



ФИГ. 5. Схематические разрезы, показывающие соотношения между подразделениями аллохтонного комплекса (*верхний разрез*) и между структурными элементами Северных Апеннин.

Данные об элементах можно найти в ответах на вопрос [201], а подразделения аллохтонного комплекса охарактеризованы в примечании к табл. 5.

Таблица 2

[201] Зоны и элементы в сегменте

Элементы	Зоны			
	1 Юго-западная Тоскана	2 Главный складчатый хребет	3 Лигурийско-Эмилианские Апеннины	4 Падансko-Марский передовой прогиб
a Вулканические породы (плиоцен — плейстоцен)	++			
b Плиоцен-плейстоценовые осадки	+	+		++
c Неоавтохтон	++	+		
d Полуаллохтон	+	+	++	+
e Аллохтонный комплекс	+	+	++	(+)
f Умбрийский автохтон		++		(+)
g Тосканский автохтон	+	++	+	(?)
h Метаморфический автохтон	+(?)	++		
j Фундамент	+	+		

\+ — погребенные;
\+ + — основные области распространения.

к деформации в главном складчатом хребте (зона 2), но складчатость в них согласна со складками в породах умбрийского автохтона (элемент *f*), несогласия наблюдаются только у апеннинского края зоны 4 и на антиклиналях, поэтому верхнемиоценовые — нижнеплиоценовые породы зоны 4 обозначены как элемент *f*/*e*.

B. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Юго-западная Тоскана

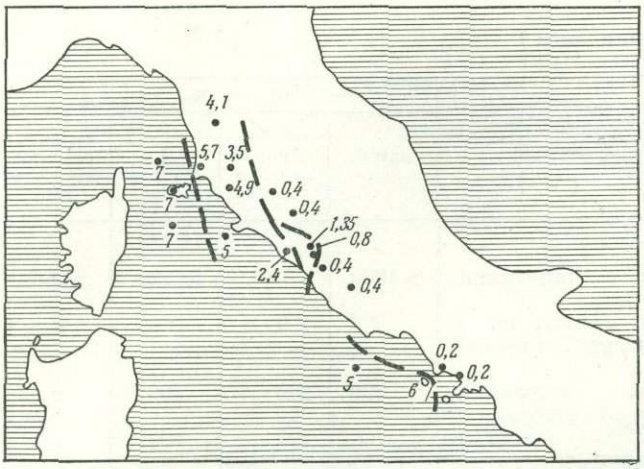
Основные структурные и стратиграфические особенности зоны следующие: (1) Разрез автохтона (Тосканский комплекс) часто неполный. Элемент *e* залегает на триасовых отложениях нижней части комплекса, и породы от юры до олигоцена часто отсутствуют. Их отсутствие связывается со срывом Тосканского комплекса по эвапоритам триаса при движении покрова («Тосканского покрова») на восток [11, 86, 101]. (2) Породы Тосканского комплекса слабо складчаты; опрокинутые складки встречаются только местами. (3) На севере зоны преобладают верхнемеловые — плейстоценовые постгеосинклинальные отложения, а на юге — плейстоце-

Таблица 3

Стратиграфия зоны 1

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	Плейстоцен	Пески, галечники, глины	> 1000		100/300	*a*
	Плиоцен	Пески, глины, галечники, иногда известняки	900	100	500	*c*
Эвапоритовая группа	Верхний мессиний	Гипсы, песчаники, глины, известняки	700	200	400	*c*
Лигнитовая группа	Нижний мессиний	Глины, песчаники, лигниты, иногда известняки	700	200	400	*c*
Песчаники Манчано и Понсано	Средний миоцен	Песчаники, кальканиты	300		300	*d* (?)
Формация Ланчайя	Верхний палеоцен — нижний эоцен	Флиш, офиолитовые олистостромы	Первые сотни			*e*7
Надгруппа Кальвана	Верхний мел — средний эоцен	Глинистые сланцы, турбидитовые песчаники	1300	500 (?)	700	*e*6
Формация Антола	Турон (?) — маастрихт	Турбидитовые известняки	700		600	*e*2
Флиш Эльбы	Верхний мел	Турбидитовые песчаники	850		850	*e*2
Надгруппа Вара	Верхняя юра — нижний мел	Глинистые сланцы, микритовые известняки, офиолиты	Несколько сотен			*e*1
Мачиньо	Средний — верхний олигоцен	Турбидитовые песчаники				*g*4
Пестрые сланцы	Нижний мел — эоцен	Глинистые сланцы, калькаренитовые	400	30 (?)	250	*g*4
Карбонатно-кремнистая группа	Синемюр — неоком	Известняки с кремнями, мергели, кремнистые радиоляритовые породы, кремнистые известняки	600	100 (?)	350	*g*3
Известняки Массичо	Геттанг	Известняки	400	200 (?)	300	*g*2
Карбонатно-эвапоритовая группа	Норийский — рэтский	Доломиты, известняки, доломитовые известняки, ангидриты	1200	0—40	600	*g*2
Веррукано	Средний триас — карнийский	Кварцевые конгломераты, местами известняки				*g*1
Спириферовые сланцы, сланцы Сан-Лоренцо	Среднекаменноугольный — нижнепермский	Графитовые сланцы, известковистые кварциты	Первые сотни			*j*
Сланцы и песчаники Фарма	Нижне-среднекаменноугольный	Сланцы, кварцевые песчаники, калькаренитовые				*j*
Комплекс Каламита	Неизвестен	Слюдистые сланцы				*j* (*h*?)

Примечание. Стратиграфические единицы от Фарма до Мачиньо относятся к Тосканскому комплексу, а единицы Вара — Ланчайя — к Лигурийскому. Глинистые сланцы и песчаники на острове Эльба тектонически перекрывают комплекс Каламита. Карбонатно-эвапоритовая группа местами лежит на Веррукано с параллельным или угловым несогласием. Надгруппа Вара не залегает на Мачиньо. Разрыв выше надгруппы Вара идет в правильной возрастной последовательности, но соотношения между единицами, вплоть до (?) *d*, тектонические. Песчаники Манчано и Понсано также не залегают на формации Ланчайя. Почти все стратиграфические единицы датируются палеонтологически, главным образом по фораминиферам. Стратифицированные вулканические породы (элемент *a*) в таблицу не включены.



ФИГ. 6. Распределение абсолютных возрастов магматических пород в Апеннинах, показывающее постепенное распространение третичного и четвертичного магматизма в восточном направлении [15, 37].

новые вулканические породы. Структура характеризуется преимущественно постгеосинклинальной блоковой тектоникой, в основном с северо-запад — юго-восточными простираниями. (4) Магматизм только постгеосинклинальный, с малыми интрузиями и обширными эффузивными толщами.

304–306 *Края зоны.* Граница с зоной 2 меняется от широкой переходной полосы (шире 3 км) до неопределенной из-за неясности структуры или стратиграфии (северо-запад и северо-восток) или из-за отсутствия обнажений (юго-восток).

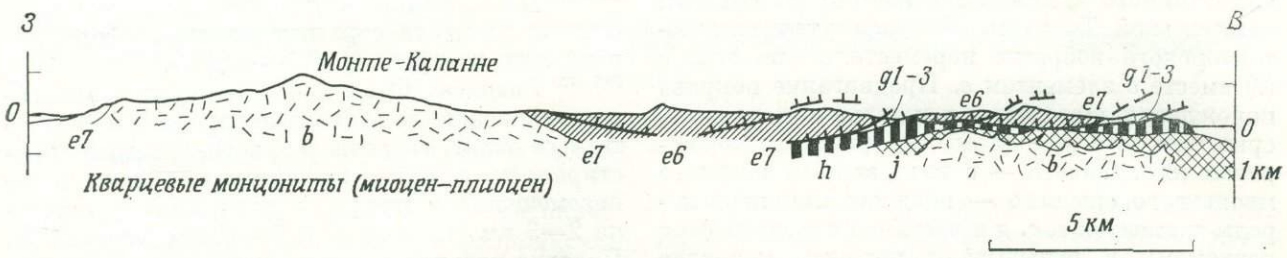
308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 25%; интрузивных — 5%; осадочных — 70%; метаморфических — 1%.

312–314 *Элементы.* Недеформированные плиоцен-плейстоценовые породы (элемент *a*) залегают несогласно на более древних породах или прорывают их. Верхнемиоценовые — плиоценовые отложения неоавтохтона (*c*) характеризуются горстовой и грабеновой структурой, обладают внутренними несогласиями и залегают с угловым несогласием на элементах *e* и *d*. Среднемиоценовые толщи полуаллохтона (*d*) слегка наклонены и, возможно, испытали небольшие горизонтальные перемещения в восточном направлении совместно с аллохтонным комплексом, на котором они лежат несогласно. Аллохтонный комплекс (*e*) надвинут на Тосканский автохтон как сорванный покров. Он выражен тремя структурными фациями: 1) плоские стратифицированные пластины, иногда подвернутые, с пологой крупной волнистостью; 2) несмятые в складки чешуи слоистых осадочных пород или офиолитов; 3) хаотические фации (e_c) с обломками жестких пород в хаотических глинистых сланцах. Среднетриасовые — верхнеолигоценовые толщи Тосканского автохтона (*g*) в процессе надвигания элемента *e* были несколько смяты в складки, в результате чего разрез местами уменьшен, а местами сдвоен. Породы фундамента (*j*) залегают под элементом *g* с несогласием и были смяты в складки в дотриасовое время.

315–317 *Размеры элементов.* Площадь распространения элемента *a* меньше 12 × 12 км в Тоскане и меньше 130 × 45 км в Лациуме. Видимая длина, ширина и мощность (в км) других элементов: *b* — меньше 35 × 15 × × 0,2 (?); *c* — меньше 140 × 70 × 0,75; *d* — встречается в виде мелких полосок меньше 5 × 4 × 0,3; *e* — меньше 80 × 30 × 0,5; *g* — меньше 65 × 15 × 0,3; *j* — очень маленькие, но он присутствует на глубине по всей зоне.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — офиолиты нижнеюрского — нижнемелового возраста в элементе *e* свидетельствуют об «эвгеосинклинальном магматизме». Возраст офиолитов определяется по согласному их залеганию под нижнемеловыми известняками и кремнистыми породами. Суммарный объем офиолитов в этой зоне 30—40 км³. В верхах офиолитов встречаются диабазы с подушечными лавами, а также серпентиниты и габбро. Как и в зоне 3, существуют два типа залегания офиолитов. (1) Залегание «на месте», в основании разреза Вара, в котором диабазовые потоки согласно перекрыты радиоляриевыми кремнистыми породами и известняками с *Calpionella*. Тектонически обусловленная современная «чешуйчатая» структура аллохтона не позволяет установить, является ли это залегание первичным. Эти массы офиолитов чаще наблюдаются в более «внутренних» (западных) районах, например на острове Эльба. (2) Встречаются в виде олистостромов и олистолитов в сланцах Паломбини, в формации Антола и особенно в формации Ланчайя [2]. Эти офиолиты обычно более внешние (восточные).

Постгеосинклинальный магматизм проявлялся в три эпизода: 1) примерно на границе миоцена и плиоцена (7 млн. лет) — интрузии гранодиоритов, кварцевых монцонитов, порфировидных гранитов и кварцевых латитов, а также игнимбритовых пирокластолитов; 2) в плиоцене (3,5—7 млн. лет) — интрузии кварцевых монцонитов и селажитов, а также потоки, пирокластика и игнимбриты кварцевых латитов, риолитов и риодацитов; 3) в плейстоцене



ФИГ. 7. Структурный профиль через остров Эльба (зона 1) по линии *А* (фиг. 4) ([70], с изменениями).

(0,2—0,8 млн. лет) — некки и силлы трахибазальтов и пироксенитов, а также потоки, игнимбриты, купола и пирокластические разности кварцевых латитов, трахитов, трахибазальтов, базанитов, лейцитовых тефритов, трахитов и фонолитов. Общий объем всех этих постгеосинклинальных магматических пород около 100 км^3.

Постгеосинклинальный магматизм начался после олигоцен-раннемиоценового горизонтального сжатия (в Тирренско-Западнотосканской области) и целиком связан с позднеорогенической фазой растяжения (средний миоцен — ранний плейстоцен). Радиометрические данные четко показывают миграцию активности от Тирренской области в восточном направлении [15, 37, 45]: около 7 млн. лет — интрузии Эльбы и Монтекристо, экструзии острова Капрая; 4—5 млн. лет — интрузии острова Джильо, Кампильи и Гаворрано, вулканогенные породы Сан-Виченцо (Тоскана), Искьи и Понцианских островов в Южной Италии; 3,5—1,35 млн. лет — Роккастрада (Тоскана), холмов Тольфа и Черити (2,3 млн. лет), вулкана Чимино (1,35 млн. лет) в Лациуме (Рим); 0,7—0,4 млн. лет — Монте-Амиата (Тоскана), Вульсини, Вико, Сабатини и Вулькано-Лациале (Лациум); 0,2 млн. лет — Флегрейские Поля и Везувий (Неаполь).

Миоценовые и плиоценовые лавы и интрузии имеют кислый состав, и, как полагают, их происхождение связано с мигматитами [63, 15]. Плейстоценовые вулканические породы типично щелочные и недосыщенные за счет процессов дифференциации и частично контаминации мезозойских карбонатных толщ [32, 33, 63, 64, 57].

[335-342] *Метаморфизм.* Фаза 1 — позднее (?) палеозойский метаморфизм затронул комплекс Каламита на острове Эльба [элемент *h* (?)]. Данные о возрасте скудны. Породы, содержащие андалузитовые сланцы, метаморфизованы в большей степени, чем верхнепалеозойские сланцы элемента *h* в зоне 2 (Апуанской). Фаза 2 — метаморфизм, возможно, ранне-среднемиоценового возраста создал мраморы, филлиты и хлоритовые и карбонатные сланцы элемента *g*, острова Эльба, Монтаньола и Сенеси (Сиена). Возраст устанавливается по аналогии с метаморфизмом Апуанских Альп, связанным с ранне-среднемиоценовой складчатостью в западной Тоскане. Фаза 3 — контактовый метаморфизм, проявившийся вокруг интрузий в элементе *e* на острове Эльба (средний — поздний миоцен — ранний плиоцен) и в элементе *g* (плиоцен).

[344-348] *Деформации.* Фаза 1 — в интервале от перми до раннего триаса, возможно в пермское время, складчатость охватывает элемент *j*; основание Тосканского комплекса ложится на смятые породы несогласно. Фаза 2 — в раннемеловое — сеноманское время в поднятие включаются элементы *e* и *g* в Тирренской области и возникают офиолитовые олистостромы в нижней части формации Антола, а также несогласие между последней и сланцами Паломбини (супергруппа Вара). Фаза 3, в интервале палеоцен — ранний эоцен,— крупные офиолитовые оползни в формации Ланчайя в Тирренской области. Фаза 4 — в раннем — среднем эоцене офиолиты комплекса Вара в Тирренской области были надвинуты на расположенную западнее формацию Ланчайя. Фаза 5 — в олигоцене (вероятно, позднем) в западной части острова Эльба офиолитовый комплекс Вара надвигается в западном направлении на Тосканский комплекс (элемент *g*) [101]. Фаза 6 — по-видимому, в раннем миоцене аллохтонный комплекс в западной Тоскане надвигается на породы элемента *g* (время определяется по тому, что стратиграфический разрез Тосканского комплекса заканчивается верхним олигоценом). Тосканский комплекс сминается в складки, на острове Эльба формируется несколько надвиговых чешуй. Фаза 7 — в позднетортонское время или раньше, возможно, в тортоне, поскольку в Тоскано-Романских Апеннинах (зона 2) аллохтонный комплекс перекрыл среднемиоценовый автохтонный флиш, происходит продвижение

аллохтонного комплекса к востоку за пределы центральной Тосканы. Полуаллохтон гельвет-тортонского возраста переместился на восток (?) вместе с элементом *e*. Продвигание покрова порождает также смятие в складки и, возможно, срыв элемента *g*, местами по триасовым эвапоритам [86]. Фаза 8 — в интервале от позднего миоцена до среднего — позднего плиоцена породы элементов *e*, *c*, *g* и частично *a* рассекаются разломами и испытывают перекос, поднятие и опускание. Слои элемента *c* были наклонены и рассечены разломами. Опускание происходило в три стадии: в ранне- и позднемессинское время и в раннем плиоцене. Возникают несогласия на краях положительных структур, часть из которых является горстами и может быть связана с магматической активностью [98]. Фаза 9 — в поднятие вовлекаются все элементы: поднятие элемента *a* достигает 300 м, а элемента *c* — 700 м. В зоне 2 заметное поднятие произошло в предвюрмское время. Главная вулканическая фаза, с которой, возможно, было связано поднятие, имеет возраст 0,4 млн. лет; таким образом, поднятие может датироваться средним плейстоценом.

[350–355] *Складки.* Породы элемента *e* характеризуются складками со средними амплитудами и длинами волн 1000—100 м и несколько километров в структурной фации 1 (см. [312–314]) и от 100 м до 1 см в структурной фации 3. Апикальные углы соответственно колеблются в диапазоне 140—170 и 50—90° при северо-запад — юго-восточных простираниях и северо-восточной вергентности в структурной фации 1 и 30—50° при беспорядочной ориентировке в структурной фации 2 [19]. Эти складки были сформированы во время фаз деформации 4 (?), 5 и 6.

Более жесткие компоненты элемента *g* характеризуются складками, возникшими в течение фазы 6; амплитуда складок и длина волны 1000—100 м и 4—1 км соответственно. В любом сечении зоны наблюдается 4 или 5 складок размером больше 1 км, но обнажения ограниченны. Апикальные углы составляют 130—160 и 30—90°, а осевые плоскости имеют северо-запад — юго-восточное простирание, юго-западное падение и северо-восточную вергентность.

Опубликованной информации недостаточно для того, чтобы дать средние значения для элементов *d* и *j*. Для элемента *a* характерны очень пологие складки и моноклинали. В элементе *j* встречаются сжатые складки с апикальными углами порядка 50°, простирающиеся в северо-западном направлении, и почти вертикальными осевыми поверхностями.

[359–362] *Плоскостные структуры.* В хаотических фациях элемента *e* развит кливаж, сформировавшийся во время фаз 5—6 [19].

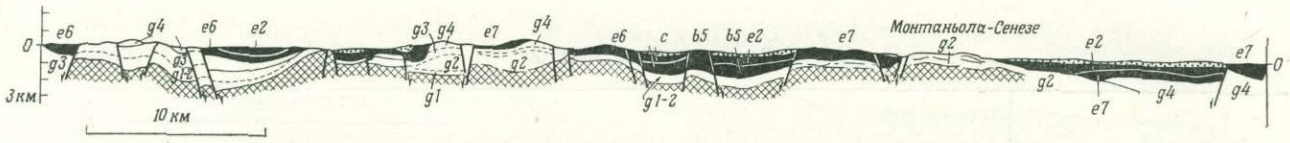
[366–373] *Разрывы.* Фаза 1 — в миоцене в элементах *e* и *g* возникло несколько разрывов в результате сжатия. Взбросы с северо-западным простиранием обусловили суммарное возможное перемещение в пределах всей зоны примерно на 2—3 км (элемент *g*) и 5—10 км (элемент *e*). Пологие надвиги с северо-восточным простиранием дали в элементе *e* суммарное смещение более 10 км. Все надвиги, затронувшие элемент *g*, имеют предсреднемиоценовый и послепозднеолигоценовый возраст (возраст верхних горизонтов Тосканского комплекса), т. е. они совпадают со временем перекрытия элемента *g* элементом *e*. В это же время происходило движение по многим разрывам в элементе *e*, но основные надвиги между подразделениями элемента *e* сформировались во время палеоценовой и эоценовой фаз. Если судить по различным фациям отложений в подразделениях элемента *b* и их предполагаемым первичным размерам в Тирренской впадине, сокращение в пределах элемента *e* достигало, вероятно, 30—50 км. Элемент *g* в зоне 1 перекрыт на 60 км.

Фаза 2 — растяжение с формированием сбросов затронуло элементы *e*, *a* и *g* в позднем миоцене — плиоцене, а *в* плиоцене — плейстоцене (калабрийское время) — элементы *a*, *b* и *c*. Сбросы северо-западного, северо-восточного и меридионального простирания дают суммарное смещение по зоне порядка 1000 м. По краям миоценовых впадин верхнемиоценовые отложения часто по падению смещаются сбросами, однако и осадочные толщи, и разломы несогласно срезаются плиоценовыми отложениями, которые в свою очередь по падению смещаются другими сбросами по краям плиоценовых впадин [67, 56]. Согласно Тревизану [102], большинство сбросов были активными в течение позднемиоценового — плиоценового времени; близ Тирренского побережья (Ливорно) некоторые разрывы секут также и калабрийские отложения [98].

[374] *Карты разрывов.* См. [55, 67] и Геологическую карту Италии, листы 111—113, 119—121, 126—128 и 135.

Зона 2. Главный складчатый хребет

Отмечаются следующие основные структурные и стратиграфические особенности зоны. (1) Зона слагается мощными флишевыми олигоценовыми и миоценовыми песчаниками, которые слагают верхние части автохтонных Тоскан-



ФИГ. 8. Структурный профиль через южную Тоскану (зона 1) по линии *B* (фиг. 4) [3].

ского и Умбрийского комплексов и тектонически перекрываются аллохтонными комплексами Тирренско-Лигурийского происхождения. (2) Существуют три главных тектонических района (типа): а) Апуанские Альпы и Монте-Пизано представляют собой тектонические окна, в которых Тосканский комплекс сдвоен. Верхняя часть представляет собой надвиг с пологой антиклинальной структурой; породы нижней части интенсивно смяты в складки, рассечены разрывами и метаморфизованы. Тектонические простирания меридиональные; вергентность как западная, так и восточная; б) для Тоскано-Эмилианских и Тоскано-Романских Апеннин характерны моноклинали и широкие складки, прерываемые сериями взбросов, надвигов и опрокинутых антиклиналей, простирающихся в северо-западном направлении и имеющих северо-восточную вергентность. Такие серии протягиваются на 170—250 км; олигоценовые песчаники элемента *g* надвинуты на миоценовые песчаники элемента *f*; в) в Романских и Умбро-Тосканских Апеннинах развиты правильные складки с северо-запад — юго-восточным простиранием, на юге меняющемся на меридиональное. Складки асимметричны, с наклоном и часто с надвиганием к востоку. На юге больше вскрыта нижняя, карбонатная, часть Умбрийского комплекса, и здесь больше разрывов. Характерна также дисгармония между нижней, карбонатной, частью комплекса и верхней, песчано-глинистой; встречаются диапировые структуры. (3) Во внутренней части зоны (Тоскана — Умбрия) характер современной структуры и морфологии определяется плиоцен-плейстоценовой блоковой тектоникой. Основные хребты представляют собой выступающие блоковые структуры, ограниченные с запада и юго-запада сбросами; они разделяют тектонические депрессии (часть из которых — настоящие грабены), где располагаются озера, образовавшиеся в плейстоцене.

302–305 *Края зоны.* Граница с зоной 3 меняется от резкой (шириной менее 0,5 км) до очень широкого постепенного перехода вблизи Специи, где ее положение принимается условно. Границы с зоной 4 и Центральными Апеннинами весьма постепенные (ширина перехода больше 3 км).

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — меньше 0,1%; магматических — 1%; осадочных — 95%; метаморфических — 4%.

312–314 *Элементы.* Плейстоценовые отложения (элемент *a*) залегают в виде континентальных обломочных толщ в межгорных впадинах и на прибрежной равнине севернее Пизы. Некоторые впадины образовались за счет опускания по сбросам; толщи наклонены, но других деформаций не испытали; местами они несогласно залегают на плиоцене (долина Тибра, впадина Вальдаррно), однако прибрежные отложения залегают согласно. Толщи неоавтохтона (элемент *c*) подняты до отметки 900 м; в Тоскане они ложатся с угловым несогласием на элементы *e* и *g*, но в Романье они залегают согласно с полуаллохтоном оползня долины Мареккьи (элемент *d*). Породы полуаллохтона (элемент *d*) испытали слабую складчатость и были перемещены на 50—100 км к северо-востоку в тортон-плиоценовое время; они ложатся несогласно на элемент *e*. Аллохтонный комплекс (элемент *e*) состоит из моноклинальных чешуй, пологоскладчатых пластин, рассеченных надвигами и сопровождающихся локальными опрокинутыми складками хаотических фаций; он тектонически налегает на элементы *f* и *g* и был надвинут в интервалы времени от мессиния до раннего плиоцена и от аквитана до тортона соответственно. Перемещение превышало 250 км. Толщи Умбрийского автохтона (элемент *f*) содержат локальные горизонты подводного размыва, датируемые юрой и палеоценом, и были в раннем плиоцене смяты в складки с укорочением на 12—15%. Структурно элемент продолжается в зону 4, и в Центральных Апеннинах на него надвинуты элементы *g* и *f*. Породы Тосканского автохтона (элемент *g*) в лангско-тортонское время испытали складчатость с укорочением на 15—20% и, возможно, частичный срыв в виде покрова (Тосканский покров). Величина горизонтального перемещения покрова и локализация поверхности срыва являются объектом дискуссий. См. [44, 74, 11, 18]. Элемент *g* лежит несогласно на элементе *j*. Породы метаморфического автохтона (элемент *h*) ограничены Апуанско-Монте-Пизанским горстом; они представляют собой метаморфизованные

Таблица 4

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	Плейстоцен	Обломочные, в основном континентальные	300			*a*
	Верхний миоцен — плиоцен	Пески, галечники, глины, иногда лигниты	> 600	Малая	300	*c*
Комплекс Ла-Верна — Сан-Марино	Верхний миоцен (лангский — тортонский)	Калькаренитовые, песчаники, глины	700	400		*d*
Комплекс Канетоло	Палеоцен — эоцен — олигоцен (?)	Глинистые сланцы, флиш, песчаники, известняки	500			*e*7
Надгруппа Кальвана	Нижний — средний эоцен	Флишевые известняки	800	500		*e*6
	Верхний мел — палеоцен	Глинистые сланцы, флишевые песчаники	1000	300	500 (?)	*e*6
Надгруппа Треббиа	Сеноман — палеоцен	Известняки, флиш, глинистые сланцы	1000	500		*e*2
Флиш Пичено	Верхний тортон — мессиний	Песчанистый флиш	> 3000			*f*
Шлир — Бишяро	Тортон	Карбонатные глины, мергели	450	350		*f*5
Мергелисто-песчаная толща	Лангский — тортонский	Песчанистый флиш	5000	2000 (?)		*f*5
Группа Скалья	Верхний мел — олигоцен	Известняки, мергелистые известняки	750	520	600	*f*4
Группа Черварола	Аквитан — лангский	Песчанистый флиш, мергели	1500	500		*g*4
Мачиньо	Средний — верхний олигоцен	Песчанистый флиш	3000	600	1500	*g*4
Пестрые сланцы	Нижний мел — эоцен	Глинистые сланцы, калькаренитовые, флиш	500	200		*g*4
Известняково-кремнистая группа	Нижняя юра — нижний мел	Известняки, кремнистые известняки, кремнистые радиоляритовые породы, мергели, глинистые сланцы	2350	360	700	*g*3, *f*3
Известняки Массичо	Геттанг	Известняки			~ 300	*g*2, *f*2
Карбонатно-эвапоритовая группа	Норийский — рэтский	Доломиты, известняки, доломитовые известняки, ангидриты	1350	450	850	*g*2, *f*2
Веррукано	Средний триас — карнийский	Кварцевые песчаники, конгломераты, глинистые сланцы	900	200		*g*1, *f*1
Порфироиды и порфиритовые сланцы	Пермь	Кислые вулканические породы, глинистые сланцы, аркозы	500	400		*h*, *j*
Сланцы Сан-Лоренцо	Среднекаменноугольный — нижнепермский	Глинистые сланцы		200 (?)		*h*, *j*
Филлиты Бути и кварциты	Каменноугольный (K-Ar-возраст 275 млн. лет)	Филлиты, кварциты		300		*h*, *j*

Примечание. Стратиграфические единицы от Веррукано до Черваролы относятся к Тосканскому комплексу, а от Скалья до Пичено — к Умбрийскому; вместе они образуют миогеосинклинальный комплекс. Стратиграфические единицы от Треббиа до Канетоло представляют эвгеосинклинальный комплекс. Толщи от Ла-Верна до Сан-Марино являются позднегеосинклинальными, а свиты элементов *c* и *a* — постгеосинклинальными [3]. Возраст большинства стратиграфических единиц обоснован палеонтологически [31].

ФИГ. 9. Структурный профиль через Умбро-Маркские Апеннины (зона 2) по линии *C* (фиг. 4).
Геологическая карта Италии, лист 116 (Губб и о). Черным обозначены триасовые эвапориты элемента *g*2.

эквиваленты элементов *g* и *j*. Породы фундамента (элемент *j*) интенсивно складчаты; они формировались в процессе позднегерцинского осадконакопления, складчатости и вулканизма.

315–317 *Размеры элементов.* Видимая длина, ширина и мощность элементов (в км): *a* — меньше 60 × 18 × 0,3; *c* — меньше 120 × 20 × 0,6; *d* — меньше 5 × 3 × 0,5 (первичная протяженность, возможно, была больше); *e* — меньше 40 × 20 × 1 (первично сплошной покров зоны); *f* — меньше 250 × 90 × 9; *g* — меньше 300 × × 50 × 2 (возможно, протягивается к северу под зонами 3—4); *h* — меньше 20 × 2 × (?) (возможно, протягивается на юго-восток от Монте-Пизано и на северо-запад по направлению к зоне 3); *j* — меньше (2—3) × (1—2) ×(?) (возможно, подстилает всю зону).

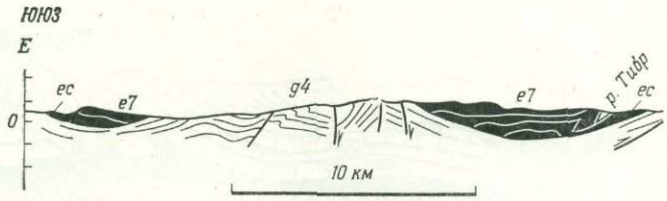
326–332 *Магматизм.* Плиоценовые основные и щелочные вулканические породы встречаются в Кастильончелло-дель-Тринорро, в Сиене (подушечные лавы, силлы) и в Сан-Венанцо, в Перудже (небольшие вулканы оливин-лейцитовых мелилититов). Эти вулканогенные породы являются самыми восточными в Северных Апеннинах; их объем около 0,5 км³; см. [30]. Кроме того, в аллохтонных формациях Монте-Морелло (район Флоренции и верховьев Тибра) и Антола (долины рек Серкио и Магры) встречаются офиолиты в виде олистостромов и олистолитов.

335–342 *Метаморфизм.* Породы элементов *j* и частично *g*, вероятно, в тортонское время прошли через хлоритовую стадию метаморфизма, в результате чего сформировались метаморфические породы элемента *h*. В элементе *j* встречаются филлиты, альбитовые гнейсы, кварциты и порфиритовые сланцы, а в элементе *h* — кварциты, филлиты и мраморы [21, 14]. Возраст метаморфизма по K-Ar-методу оценивается в 11—14 млн. лет.

344–348 *Деформации.* Фаза 1, юрское время,— общее опускание, приведшее к широкому развитию пелагических фаций, однако в миогеосинклинали локальные параллельные несогласия между нижним и верхним геттангом, средним и верхним лейасом и доггером свидетельствуют о местных поднятиях с подводной эрозией. Фаза 2, ранний мел,— в миогеосинклинали возникло локальное поднятие с подводной эрозией (пестрые сланцы ложатся несогласно на юру или нижний мел), а в эвгеосинклинали происходило оползание (офиолитовые олистостромы в формации Антола). Фаза 3, палеоцен,— во внешней части миогеосинклинали происходила подводная эрозия, как показывает отсутствие микрофауны в группе Скалья в Марке. Фаза 4, ранний — средний эоцен,— в эвгеосинклинали (формация Монте-Морелло супергруппы Кальвана) после сползания офиолитовых олистостромов накопление флиша прекратилось (вследствие тектонического перекрытия субэлементом *e*2 субэлемента *e*6). Фаза 5, позднеолигоценовое время,— к западу от современного материка в пределах элемента *e* происходило надвигание и перекрытие (между *e*7, *e*6 и *e*1, в основном в зонах 1 и 3) с большими оползнями пород *e*7 и *e*6 в позднеолигоценовый флишевый прогиб. Фаза 6, ранний миоцен,— надвигание аллохтона (элемент *e*) в восточном направлении на автохтонный олигоценовый флиш (элемент *g*), возможно сопровождавшееся тектоническим сдваиванием элемента *g* в Апуанских Альпах и общей миграцией флишевой седиментации к востоку. В среднемиоценовое время за этим последовало надвигание олигоценового флиша на нижнемиоценовый флиш (также элемент *g*) и дальнейшее смещение области накопления флиша на восток. Фаза 7, поздний тортон — мессиний, — надвигание верхнеолигоценового — нижнемиоценового фли-

ФИГ. 10. Структурные профили через зону 2.

D — Апуанские Альпы и Тоскано-Эмилианские Апеннины; *E* — Апеннины Тосканы — Романьи с «оползнем» аллохтонных пород долины Мареккья (*справа*); [3]. Положение профилей показано на фиг. 4.



ша (элемент *g*) на внешний миоценовый (ланг-ско-тортонский) флиш (элемент *f*). Возможно, происходило также перемещение к востоку Тосканского покрова (элемент *g*) [11, 76]. Во внутренней части зоны шло опускание. Во внешней части зоны процесс прогибания и отложения флиша продолжал продвигаться в восточном направлении. Фаза 8, мессиний — плиоцен,— на западе продолжалось прогибание и развитие морской трансгрессии (отложение неоавтохтонных осадков); в Романье и Марк-ских Апеннинах произошла складчатость, захватившая элемент *f*, в складках долины По возникло несогласие между мессинием и плиоценом, образовался оползень долины реки Мареккья (элемент *e*). Фаза 9, ранне-среднемиоценовое время,— в Тоскане происходило опускание с максимальной морской трансгрессией (элемент *c*). Верхнеплиоценовые озерные отложения указывают на то, что начал развиваться межгорный грабен. Фаза 10, ранне-среднеплейстоценовое время,— началось основное воздымание Апеннин, последовавшее за формированием межгорного грабена. Доводы в пользу этой датировки основываются на отсутствии предвюрмского оледенения, на изменениях гидрографической сети и соотношениях рельефа с озерными отложениями.

[350–355] *Складки.* Фаза 6, элемент *h*: амплитуда 1—5 км; длина волны 1—2 км; 2—5 складок размером больше 1 км в любом поперечном сечении зоны; апикальные углы 40—90°; осевые поверхности имеют меридиональное простирание и восточные и западные падения. Фазы 6—7, элемент *g*: 1) амплитуда основных складок 300—800 м; длина волны 1,5—4 км; 5—6 складок больше 1 км в любом поперечном сечении зоны; апикальные углы 100—170°; осевые поверхности имеют широтные и юго-западные простирания и восточную и северо-восточную вергентность; 2) складки в зонах надвигов — амплитуда 500—1000 м; длина волны 1—1,5 км; в любом поперечном сечении зоны несколько складок больше 1 км; апикальные углы 35—70°; простирания осевых поверхностей юго-западные и юг-юго-западные; вергентность восточная и северо-восточная. Фаза 7, элемент *f*: амплитуда 500—150 м; длина волны 2,5—4 км (складки основные) и 1—1,5 км (складки в зоне надвига); 10—15 складок размером больше 1 км в любом поперечном сечении зоны; апикальные углы 140—160° (основные складки) и 60—90° (складки в зонах надвигов); осевые поверхности имеют юго-западные, широтные и запад-юго-западные простирания и северо-восточную и восточную вергентность. Анализ мелкой складчатости см. в работах [16, 96].

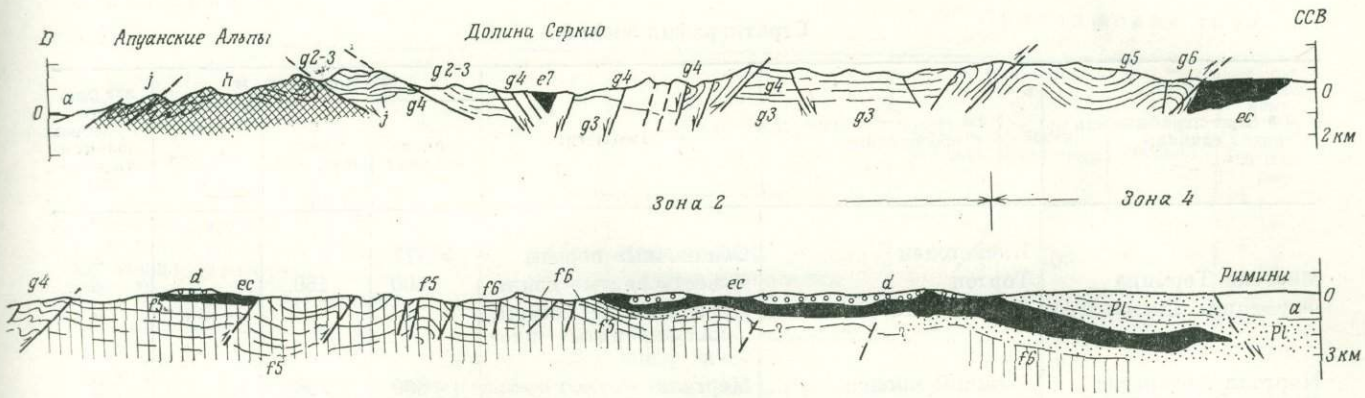
[357] *Карты складчатости.* См. [3, 74, 75, 54, 69, 92, 93, 35, 62, 106] и Геологическую карту Италии, листы 84—85, 96—99, 105—108, 113—115, 121—122.

[366–373] *Разрывы.* (1) В элементе *e* распространены взбросы раннеэоценового — миоценового возраста. Они имеют северо-западные и широтные простирания, падают на запад под углами 40—60°, амплитуды смещения достигают нескольких сотен метров и даже первых километров. (2) Два или три миоценовых взброса с меридиональным или северо-западным простиранием рассекают элемент *h*. Они имеют западное и восточное падение и амплитуду в несколько сотен метров. (3) Среднемиоценовые — раннеплиоценовые взбросы часты в элементах *g* и *f* в зонах опрокинутых складок. Они простираются в север-северо-западном и северо-западном направлениях и имеют западные падения; суммарная амплитуда смещения по ним в пределах зоны составляет 2 км (4). Плиоценовые — раннеплейстоценовые сбросы очень часты; простирания северо-западные и север-северо-западные, а также меридиональные, северо-восточные (сдвиги) и восточные [48]. В основном они падают к западу; суммарная амплитуда смещения по зоне составляет 500—2000 м.

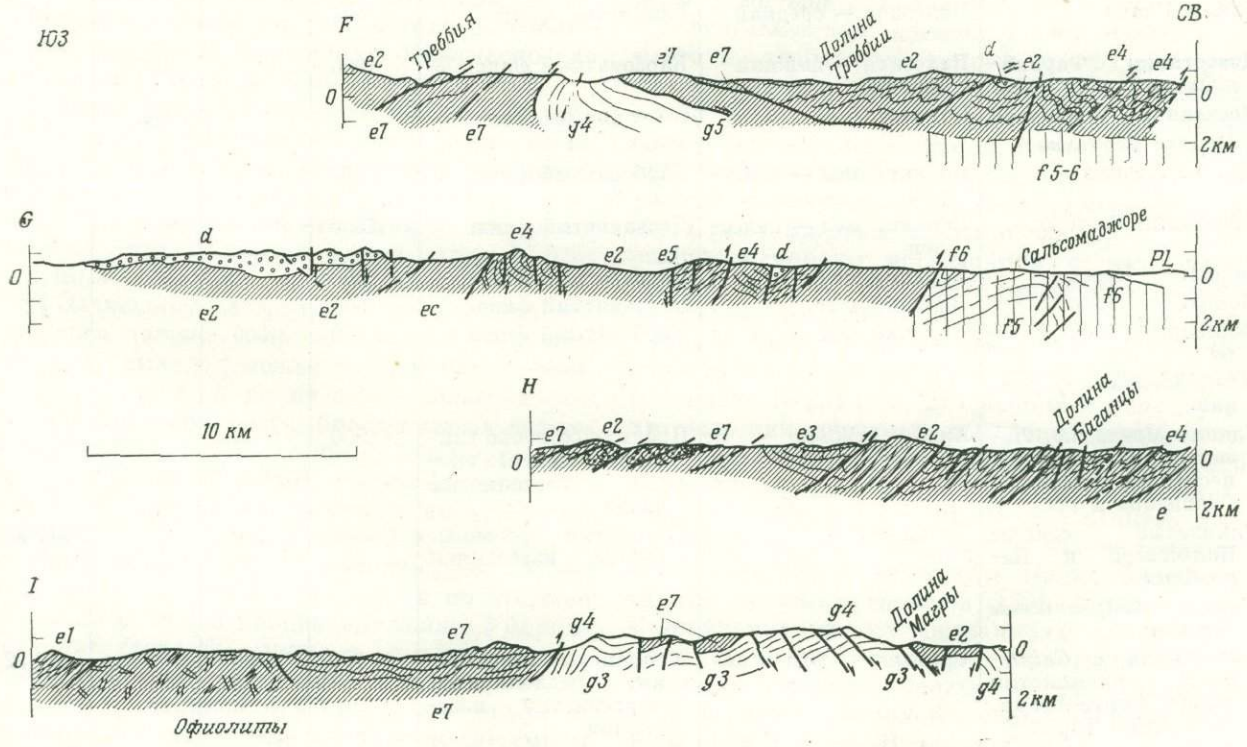
[374] *Карты разрывов.* См. [74, 48] и Геологическую карту Италии, листы 84, 85, 96—99, 105—108, 113—116, 121 и 122.

Зона 3. Лигурийско-Эмилианские Апеннины

Основные структурные и стратиграфические особенности зоны следующие. (1) В зоне распространен почти исключительно аллохтонный комплекс. Соотношения с автохтонным субстратом (элементы *f*, *g*) видны в окне близ Боббио (долина Треббиа, Пьяченцские Апеннины), у Сальсомаджоре (Парма) и в области



перехода к зоне 2 (Специя и Болонья). К северу от Генуи область аллохтона, вероятно, минимальна из-за перехода к третичной впадине Пьемонта. (2) В аллохтонном комплексе существует несколько накладывающихся друг на друга структурных единиц второго порядка. Компетентные формации (флиш) образуют волнообразно изогнутые пластины с интенсивной складчатостью только у ограниченных надвигами краев; глинисто-сланцевые формации интенсивно деформированы. Чешуйчатые глины (Argille scagliose) широко распространены в Эмилианских Апеннинах; они являются результатом тектонической дезинтеграции и перемешивания пластичных формаций. Оси основных складок имеют различные простирания, но преобладают восточные, северо-восточные или меридиональные в отличие от характерных для зоны 2 северо-западных простираний. Структурные единицы второго порядка перекрывают



ФИГ. 11. Структурные профили через Лигурийско-Эмилианские Апеннины (зона 3).
F — [73], с изменениями; *G* — [82], с изменениями; *H* — [108]; *I* — по материалам [42, 3]; положение профилей показано на фиг. 4.

Таблица 5

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	Плейстоцен	Обломочные породы	50 (?)			*a*
Мергели Термина	Тортон	Известковистые глины	600	150		*d*
Формация Бисмантова	Гельветский	Неритовые песчаники, калькарениты, иногда флиш			~ 400	*d*
Мергели Антоньола	Нижний миоцен	Мергели	800	350		*d*
Песчаники Рандзано и Лойано	Олигоцен	Песчанистый флиш, обломочные породы	2000	100		*d*
Мергели Монте-Пиано	Верхний эоцен — олигоцен		800	80		*d*
Мергелисто-песчаная толща	Нижний — средний миоцен	Обломочные породы		300		
Мачиньо	Олигоцен	Песчанистый флиш	700		600 (?)	*g*
Флиш и поздние флишевые формации						
Комплекс Канетоло	Палеоцен — олигоцен	Глинистые сланцы, карбонатный и песчанистый флиш	600	300	500	*e*7
Формация Люретта	Палеоцен — средний эоцен	Карбонатный флиш	1500	900		*e*4
Глины Виано	Палеоцен — средний эоцен	Глинистый флиш	400			*e*4
Известняки Фарини-д'Ольмо	Палеоцен — нижний эоцен	Карбонатный флиш	1800		1500	*e*4
Песчаники Монгидоро	Палеоцен	Песчанистый флиш			1000	*e*5
Флишевые формации						
Группа Лезима	Верхний мел — палеоцен	Карбонатный флиш	2000		1500	*e*2
Песчаники Готтеро	Верхний мел — палеоцен	Песчанистый флиш	1500			*e*1
Формация Кассио	Верхний мел	Карбонатный флиш	1500			*e*3
Комплекс Казанова	Верхний мел	Песчанистый флиш	500			*e*2
Формация Монте-Венере	Верхний мел	Карбонатный флиш	> 600	600		*e*5
Предфлишевые формации						
Сланцы Монтоджо, Лаванья, Сан-Сиро; песчаники Остия, Скабиацца и др.	Альб — сеноман	Преимущественно глинистые сланцы, иногда песчанистый флиш	> 1500	1000		*e*2, *e*3, *e*
Глинистые сланцы Польчевера и Паломбини	Титон — апт	Глинистые сланцы, иногда известняки	1500	800		*e*1, *e*2
Карбонатно-кремнистые формации						
Известняки с *Calpionella*, кремнистые толщи Монте-Альши, формация Торби и др.	Средняя юра — апт	Кремнистые известняки, радиоляриты, мергелистые известняки	750	180		*e*1, *e*2

Продолжение табл. 5

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	323 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Карбонатная группа Доломитовые известняки Изоверде, формация Ленейза и др.	Нижняя юра	Известняки, доломитовые известняки	500	400		*e*2

Примечание. Формации аллохтонного комплекса (элемент *e*) перечислены в соответствии с возрастом и фациальными группами, но принадлежат к различным структурно-стратиграфическим комплексам [элементы второго порядка в структурном порядке сверху вниз располагаются следующим образом: *e*1 — комплекс Вара (верхняя юра — палеоцен); *e*2 — надгруппа Треббиа (нижний мел — эоцен); *e*3 — группа Баганца (верхний мел — эоцен); *e*4 — группа Нуре (палеоцен — эоцен); *e*5 — группа Самбро (верхний мел — палеоцен); *e*6 — надгруппа Кальвана (верхний мел — эоцен); *e*7 — комплекс Канетоло (палеоцен — олигоцен); e_c — хаотический аллохтон]. Стратиграфические единицы Мачиньо и мергелисто-песчаная толща являются миогеосинклинальными, а стратиграфические единицы Монте-Пиано — Термина — позднегеосинклинальными. Карбонатная группа в основании разреза включена в элемент *e* для удобства и вследствие отсутствия данных об ее продолжении по простиранию. Нет уверенности в том, что она аллохтонна. Возраст стратиграфических единиц в основном установлен по палеонтологическим данным [1, 97].

друг друга таким образом, что самые древние породы (юрские и меловые) оказываются наверху и в более западном положении, тогда как самые молодые (палеоцен — эоцен) — внизу и в общем восточнее. (3) Значительные части Паданского склона зоны 3 (северный склон Апеннин) слагаются породами полуаллохтона, которые могут залегать на аллохтонном комплексе согласно и несогласно, но отличаются очень слабой складчатостью.

302–304 *Края зоны.* Близ Генуи северо-западная граница резко очерчена (меньше 0,5 км), но по направлению к Пьемонту она сменяется широкой переходной полосой (шире 3 км).

309–310 Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: интрузивных — 5%; осадочных — 95%.

312–314 *Элементы.* Породы полуаллохтонного комплекса (элемент *d*) во внутренних (юго-западных) выходах лежат на породах элемента *e* несогласно, а во внешних областях они залегают согласно; при горизонтальных движениях лежащего ниже элемента *e* они были слабо деформированы. Юрские — олигоценовые породы аллохтонного комплекса (элемент *e*) тектонически залегают на элементе *g*; они сильно деформированы (с надвиговыми чешуями и опрокинутыми складками) и укорочены по крайней мере на 50%. Эоцен-миоценовые толщи Умбрийского автохтона (*f*) смяты в складки и, возможно, отделены разрывом от элемента *g*, а в зоне 4 согласно перекрыты элементом *a*. Олигоценовые флишевые песчаники (*g*) смяты в складки и тектонически перекрыты комплексом Канетоло (элемент *e*7), самой нижней единицей аллохтонного комплекса.

315–317 *Размеры элементов.* Видимая длина, ширина и мощность элементов; (в км): *d* — меньше $200 \times 60 \times 1{,}5$ (в настоящее время развиты только в виде прерывистых полосок); *e* — меньше $220 \times 80 \times 3$; *f* — меньше $3 \times 2 \times 0{,}3$ (возможно, продолжается на юго-востоке в зону 2); *g* — меньше $5 \times 3 \times 0{,}7$.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — в элементе *e*1 развиты диабазовые потоки с подушечными лавами в кровле и телами габбро и серпентинитов внизу. Они формировались в позднеюрское — раннемеловое время, поскольку в верхней части диабазы переслаиваются с радиоляритами, перекрытыми титон-неокомскими известняками с *Calpionella*. Эти основные и ультраосновные породы встречаются в виде даек, силлов, лавовых потоков и, возможно, мелких интрузий; их общий объем в пределах сегмента составляет 50 км^3. Можно выделить три области: 1) внутренний пояс с офиолитами (комплекс Вара) [80]; 2) срединный пояс офиолитовых олистостромов в меловых предфлишевых и флишевых формациях [2] и 3) внешний пояс офиолитовых брекчий в хаотическом аллохтоне. См. [38, 46, 47, 30, 81, 80]. Эпизод 2 — в эоценовых конгломератах в толще песчаников Валь-д'Авето (комплекс Канетоло) встречаются обломки дацитов [30]. Эпизод 3 — в нижнемиоценовых песчаниках элемента *a* встречаются риолитовые пирокластиты [71, 91], которые, вероятно, поступали из вулканических центров, располагавшихся за пределами зоны 3 [в районе Венеции (?)].

344–348 *Деформации.* Фаза 1, интервал от неокома до сеномана, возможно, среднемеловое время,— поднялся офиолитовый кряж (хребет

Бракко), который дал материал для офиолитовой брекчии непосредственно под формациями Антола и Готтеро [41]. Фаза 2, ранний — средний плиоцен,— надвигание офиолитов (элемент *e*1) на песчаники Готтеро и надгруппу Треббиа (*e*2); на это указывает ненормальное залегание офиолитов на формации Антола (верхний мел), а также офиолитовые оползни в формации Ланчайя (палеоцен — эоцен) [1]. Фаза 3, ранний — средний эоцен,— вовлекаются в складчатость породы элементов *e*2 и *e*5, которые потом несогласно перекрываются отложениями элемента *d* [3, 24, 97, 53]. Фаза 4, олигоцен,— сминаются в складки породы элементов, *e*4, *e*1 и *e*2 и перекрываются элементом *e*7; в элементе *d* возникают оползни [11, 97]. Фаза 5, *лангско-гельветское время*,— надвигание элемента *e* на элемент *g*, а также поднятие и тектоническое перемещение (примерно на 50 км) элемента *d* [97]. Датировка определяется тем, что верхняя часть элемента *g* имеет нижнемиоценовый возраст. Фаза 6, тортон или раньше,— породы аллохтонного комплекса достигают края Апеннин и перекрывают толщи элемента *f*.

[350–355] *Складки*. Фазы 3—4 (?) создали в элементе *e* четыре типа складок. (1) В крупных пластинах относительно жестких формаций возникает несколько складок с амплитудой 0,5—1 км, длиной волны 3—5 км, апикальными углами 160—170° и осевыми поверхностями с северо-западным или юго-западным падением. (2) В любом поперечном сечении зоны фронтальная часть надвигов компетентных пород характеризуется наличием 10—15 крупных складок, которые имеют амплитуду 1—2 км, длину волны 1—3 км, апикальные углы 30—40° и осевые поверхности, опрокинутые на юго-восток, восток и северо-восток. (3) В глинисто-сланцевых, пластичных формациях складки очень многочисленны. Они имеют амплитуду меньше 500 м, длину волны 0,5—1 км и меньше, апикальные углы 25—40° и опрокинуты в различных направлениях. (4) Складки внутри хаотического аллохтонного комплекса (элемент e_c) очень многочисленны и имеют длину волны от 1 см до 100 м. Глыбы внутри аллохтона смяты в складки. Фазы 5—6 создали в элементе *d* складки со средней амплитудой 0,5 км, длиной волны 1—5 км и апикальными углами 160—170°. В среднем 5—6 таких складок встречается в каждом поперечном сечении этой зоны; большинство из них симметрично и простирается в широтном или восток-юго-восточном направлении [66].

[359–362] *Плоскостные структуры*. Фазы 2—4 породили кливаж в элементе *e*. См. [66, 79].

Зона 4. Паданско-Маркский передовой прогиб

Основные структурные и стратиграфические особенности зоны следующие. (1) В долине По широко развиты плейстоценовые и современные осадки. Разведочные нефтяные скважины [7] показали исключительно большую мощность неогеновых отложений и очень значительное плейстоценовое прогибание. (2) Домиоценовые отложения под равниной По смяты в складки; характерно эшелонированное расположение пучков складок, простирающихся в северо-западном и запад-северо-западном направлениях. Складки асимметричны, наклонены на северо-восток и рассечены разломами; они продолжаются в Адриатическую область. (3) В низких предгорьях Апеннин в Эмилии и Романье толщи верхнего миоцена и плиоцена (в основном нижнего плиоцена) представляют собой полуаллохтон: они лежат на языках «аллохтона», который покрывает толщи того же самого возраста [59]. (4) Осадконакопление было непрерывным с мезозоя до настоящего времени, за исключением небольших участков, например окраин Апеннин (несогласия), сводов антиклиналий (эрозия с несогласием или без него) и приподнятых площадей (Феррара, отсутствие седиментации).

[302–306] *Края зоны*. Граница с зоной 3 изменяется от резко очерченной (меньше 0,5 км) до весьма постепенной (больше 3 км). Переход к зоне 2 повсюду постепенный: между Умбрийским автохтоном (элемент *f*) и послетортонскими отложениями Маркского передового прогиба нет ни структурного, ни стратиграфического перерыва. Северная граница зоны 4 проводится по серии погребенных поднятий между Кремой и Феррарой, где мезозойские и нижнетретичные породы залегают на относительно небольшой глубине [7]. [310] Вся область покрыта осадочными породами.

[312–314] *Элементы*. Среднеплиоценовые — современные отложения (элемент *a*) не деформированы, если не считать нарушений неравномерного уплотнения (основание калабрийских отложений в дельте По расположено на глубинах порядка 2500 м), и залегают несогласно на элементах *f*/*c*. Толщи Умбро-Маркского автохтона (элементы *f*/*c*) претерпели складчатость в раннем плиоцене с укорочением на 10—15%; осадконакопление во время складкообразования продолжалось (песчано-алевритовые отложения приурочены к синклиналям и имеют большую мощность; на антиклиналях — маломощные глины или несогласия, например несогла-

сие между верхним миоценом и нижним плиоценом, а также между нижним и средним плиоценом). На окраине Апеннин, северо-западнее Пезаро, верхнемиоценовые или нижнеплиоценовые толщи, относящиеся к элементам *f/c*, лежат несогласно на элементах *e* и *d*. В зоне проходит внешний край аллохтонного комплекса (элемента *e*), представленный хаотическими глинистыми сланцами с обломками пород мела—олигоцена; эти оползни лежат на средне- или верхнемиоценовых толщах, на нижнеплиоценовых слоях и часто покрываются нижним плиоценом.

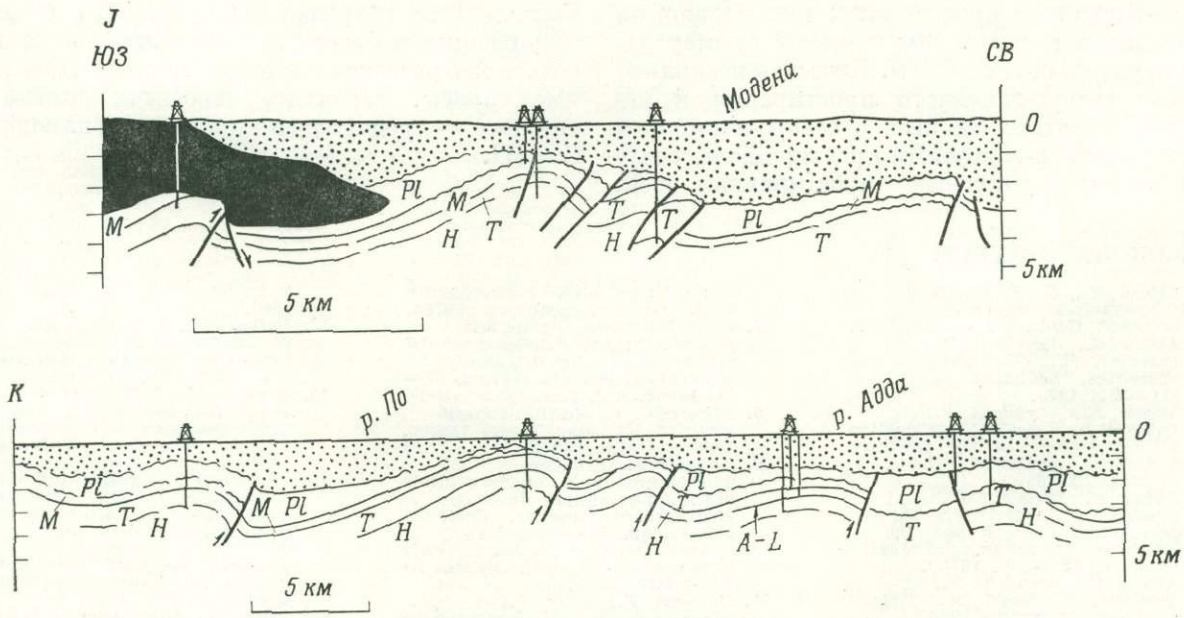
315–317 *Размеры элементов.* Видимая длина, ширина и мощность элементов (в км): *a* — меньше $450 \times 5 \times 0{,}05$ (продолжается под равниной По); *f/c* — меньше $450 \times 35 \times 0{,}5$ (продолжается под равниной По); *e* — меньше $2 \times 3 \times 1$ (?).

344–348 *Деформации.* Фаза 1, интервал тортон — мессиний,— произошло основное продвижение аллохтонного комплекса (элемент *e*) по элементам *f/c* к северо-западу от Болоньи (толщи верхнего миоцена лежат на аллохтоне несогласно). Фаза 2, мессиний — ранний плиоцен, формировалась складчатость на северо-западе Паданской области и в предгорьях северо-западнее Форли; имело место умеренное продвижение аллохтона. Эти движения датируются несогласиями между мессинскими и плиоценовыми отложениями в сводах складок и на окраине Апеннин в Эмилии. Фаза 3, ранний — средний плиоцен,— северо-западнее Форли произошло слабое перемещение аллохтона, несущего на себе нижнеплиоценовые осадки. Возобновилось также складкообразование юго-восточнее Форли, и произошло главное складкообразование в Марксском передовом прогибе. Эти движения датируются несогласиями ранне-среднеплиоценового возраста на окраине Апеннин и на сводах складок. Фаза 4, поздний плиоцен—средний плейстоцен,— в Паданском прогибе происходило погружение, а Апеннины и Феррарский горст воздымались. Движения датируются по несогласиям в толщах плиоцена на окраине Апеннин.

350–355 *Складки.* Фазы 2—3 породили в элементах *f/c* складки с амплитудой 1—2 км и длиной волны 4—10 км. В поперечном сечении зоны наблюдается 8—10 таких складок. Они имеют апикальные углы 150—160°, северо-западные и запад-северо-западные простирания и осевые поверхности, падающие на юго-запад.

357 *Карты складчатости.* См. [35, 92, 7, 51] и Геологическую карту Италии (1 : 100 000), листы 60, 61, 74, 76, 87—89, 101.

366–373 *Разрывы.* Погребенные разрывы, которые развивались в течение интервала мессиний — ранний и средний плиоцен рассекают элементы *a* и *c*. Распространены протяженные взбросы



ФИГ. 12. Структурные профили через Апеннинское обрамление Паданской низменности (зона 4).

J — [7] с изменениями; *K* — Геологическая карта Италии, лист 60; положение профилей показано на фиг. 4. Точками на профиле обозначен элемент *a*; *Pl* — плиоцен; *M* — мессиний; *T* — тортон; *H* — гельвет; *A — L* — аквитан — латторф; черное — аллохтонный комплекс (*e*).

Таблица 6

Стратиграфия зоны 4

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	Плейстоцен — современный	Обломочные породы (в нижней части морские глины, в верхней — речные пески и конгломераты)	>2000			*a*
	Средний — верхний плиоцен	Морские глины, алевриты, пески	>1000	500		*a*
	Нижний плиоцен	Пески и конгломераты в нижней части; выше — глины	>2000	200	1000	*f/c*
	Мессиний	Мергели, известняки, гипсы, диатомиты, глины, местами конгломераты	1250	140	500—1000	*f/c*
Шлир — Бишяро	*Нижний миоцен*	*Известковистые мергели, известковистые глины*	*600*	*300*	*500*	*f5*
Группа Скалья	Сеноман — олигоцен	Мергелистые известняки	400			*f4*
Группа известняков	Нижняя юра — нижний мел	Известняки	1000	700		*f3*
Карбонато-эвапоритовая группа	Верхний триас	Доломитовые известняки				*f2*
	Основание не вскрыто					

северо-западного простирания; они падают на *юго-запад под углом 60° и имеют суммарную* амплитуду смещения 500 м. Известно несколько сбросов северо-западного простирания и несколько коротких сдвигов с северо-восточным и восток-северо-восточным простиранием, секущих складки поперек простирания осей. Большинство разрывов не проходит в среднеплиоценовые *и более молодые толщи, но только* некоторые рассекают верхний миоцен. Продольные сбросы, вероятно, относятся только к раннему — среднему и позднему плиоцену. См. [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abbate E., Sagri M.*, The eugeosynclinal sequences, Sediment. Geol., 4, 251—340, 1970.
2. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.*, Olistostromes and olistoliths, Sediment. Geol., 4, 521—557, 1970.
3. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M.*, Introduction to the geology of the Northern Apennines, Sediment. Geol., 4, 207—249, 1970a.
4. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M.*, The geosyncline concept and the Northern Apennines, Sediment. Geol., 4, 625—636, 1970b.
5. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M.*, The Northern Apennines and continental drift, Sediment. Geol., 4, 637—642, 1970c.
6. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., Sagri M.*, Geologic *map of the Northern Apennines* (Scale 1 : 500 000), Firenze (Centro Studi Geol. Appennino), 1970d.
7. Agip Mineraria Stratigrafia padana, In: Atti del Convegno dei giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale, Milano, 1957, 2, 67—92, Rome, Acc. Naz. Lincei, 1959.
8. *Aliverti G. et al.*, Bibliografia geofisica italiana, Naples (Assoc. Geofis. Ital.), 1967.
9. *Aubouin J.*, Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne, Geol. Rdsch., 53, 480—534, 1964.
10. *Azzaroli A., Cita M. B.*, Geologia stratigrafica (3 vols), Milan, La Goliardica, 1967.
11. *Baldacci F., Elter P., Giannini E., Giglia G., Lazzarotto A., Nardi R., Tongiorgi M.*, Nuove osservazioni sul problema della falda toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo «macigno» dell'Appennino settentrionale, Mem. Soc. geol. ital., 6, 213—244, 1967.
12. *Ballarin S.*, Il campo della gravità in Italia, Carte delle anomalie topografico-isostatiche, Boll. Geod. Sci. Affini, 12, 3, 1963.
13. *Barberi F., Bellincioni D., Raggi G., Squarci P., Taffi L.*, Carta geologica dell'Isola d'Elba 1 : 1000, Ist. Geol. Univ. Pisa, 1969.
14. *Barberi F., Giglia G.*, La serie scistosa basale dell'autoctono delle Alpi Apuane, Boll. Soc. geol. ital., 84, 41—92, 1965.
15. *Barberi F., Innocenti F., Mazzuoli R.*, Contributo alla conoscenza chimico-petrografica e magmatologica delle rocce intrusive, vulcaniche e filoniane del Campigliese (Toscana), Mem. Soc. geol. ital., 6, 643—681, 1967.
16. *Boccaletti M.*, Analisi sistematica delle micropieghe della Serie *Toscana nell'area delle Alpi*

Apuane, Boll. Soc. geol. ital., 87, 643—659, 1968.
17. *Boccaletti M., Bortolotti V.*, Lacune della serie toscana, I — Serie stratigrafiche giurassico-eoceniche nelle zone di Roggio e Trassilico sul versante orientale delle Alpi Apuane, Boll. Soc. geol. ital., 84, 271—356, 1965.
18. *Boccaletti M., Guazzone G.*, A contribution to the regional study of structural-stratigraphic units by systematic analysis of structural trends, I, Serie Toscana, Mem. Soc. geol. ital., 7, 247—260, 1968.
19. *Boccaletti M., Sagri M.*, Strutture caotiche dell'Appenino, I — Età, assetto e giacitura del complesso argilloso-calcareo afforante nella parte occidentale del Fo 129'S. Fiora, Boll. Soc. geol. ital., 83, 461—525, 1964.
20. *Boccaletti M., Sagri M.*, Lacune della serie toscana, 3 — Stratigrafia del Mesozoico nella zona di Equi Terme (Lunigiana), Boll. Soc. geol. ital., 86, 503—524, 1967.
21. *Bonatti S.*, Studio petrografico delle Alpi Apuane, Memoire descr. Carta geol. Ital., no 26, 1938.
22. *Boni A.*, Per la geologia dell'Appennino settentrionale a W della linea La Spezia-Piacenza, Atti Ist. geol. Univ. Pavia, 12, 63—196, 1961.
23. *Boni A.*, Lignes et problèmes tectoniques du secteur nord-ouest de l'Apennin septentrional, Bull. Soc. géol. Fr., 7, 4, 644—656, 1962a.
24. *Boni A.*, L'orogenesi paleogenica nelle Prealpi Lombarde, nel bacino del flysch della Liguria occidentale e nell'Appennino settentrionale, Mem. Soc. geol. ital., 3, 725—736, 1962b.
25. *Borsi S., Ferrara G., Tongiorgi E.*, Determinazione con il metodo K/Ar delle età delle rocce magmatiche della Toscana, Boll. Soc. geol. ital., 86, 403—410, 1967.
26. *Bortolotti V.*, Stratigrafia e tettonica dei terreni alloctoni (ofioliti e alberese) nei dintorni di Pieve S. Stefano, Boll. Soc. geol. ital., 81, 313—322, 1962.
27. *Bortolotti V.*, Sulla posizione delle rocce della serie ofiolitifera nell'Appennino settentrionale a SE del Taro e della Magra, Boll. Soc. geol. ital., 82, 151—166, 1963.
28. *Bortolotti V.*, Geologia dell'alta Garfagnana tra Poggio, Dalli e Gramolazzo, Boll. Soc. geol. ital., 83, 75—154, 1964.
29. *Bortolotti V.*, La tettonica trasversale dell'Appennino, I — La linea Livorno-Sillaro, Boll. Soc. geol. ital., 85, 529—540, 1966.
30. *Bortolotti V., Passerini P.*, Magmatic activity, Sediment. Geol., 4, 599—624, 1970.
31. *Bortolotti V., Passerini P., Sagri M., Sestini G.*, The miogeosynclinal sequences, Sediment. Geol., 4, 341—444, 1970.
32. *Burri C.*, Le provincie petrografiche post-Mesozoiche dell'Italia, Rend. Soc. miner. ital., 17, 3—40, 1961.
33. *Burri C.*, Problemi petrochimici del vulcanismo italiano, Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Cl. Sci. Mat. Nat., 78, 109—133, 1966.
34. *Caloi P.*, Caratteristiche sismiche dell'Appennino Tosco-Romagnolo, La Ricerca Sci., 11 (4), 218—230, 1937.
35. *Ceretti E.*, L'attuale stato delle conoscenze sulla regione marchigiana, Mem. Soc. geol. ital., 4, 1, 483—522, 1964.
36. *Cerrina Feroni A., Decandia F. A., Mazzanti R.*, Stratigrafia delle formazioni allochtone della Toscana Marittima, 5 — Nuove osservazioni sul flysch di Montaione (Castelfiorentiono), Boll. Soc. geol. ital., 87, 523—532, 1968.
37. *Civetta L., Gasparin P., Adams J. A. S.*, Geochronology and geochemical trends of volcanic rocks from Campania, S. Italy, Eclog. geol. Helv., 63, 57—68, 1970.
38. *Conti S.*, Rassegna casistica delle ofioliti italiane, 1 Petrogenesi e classificazione delle serpentiniti, Atti Ist. geol. Univ. Genova, 2, 1—95, 1964.
39. *Dessau G.*, Geologia del M. Malbe nel quadro dei massicci del Perugino, Boll. Soc. geol. ital., 81, 2, 1—64, 1962.
40. *Digiesi D.*, La nuova carta magnetica d'Italia delle isogone al 1959, dell'Istituto Geografico Militare, Boll. Geod. Sci. affini, 18, 601—602, Maps 1 : 2 000 000 and 1 : 4 000 000, 1959.
41. *Elter P., Raggi G., Contributo* alla conoscenza dell'Appennino Ligure, 3 — Tentativo di interpretazione delle rocce ofiolitiche Cretacee in relazione con i movimenti orogenetici dell'Appennino Ligure, Boll. Soc. geol. ital., 84, 5, 1—12, 1965.
42. *Elter P., Schwab K.*, Nota illustrativa della carta geologica all'1 : 50 000, della regione Carro — Zeri — Pontremoli, Boll. Soc. geol. ital., 78, 2, 157—187, 1959.
43. *Elter G., Elter P., Sturani C., Weidmann M.*, Sur la prolongation du domaine de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romands et *chablaisiennes*, Archs Sci., Genève, 19, 3, 279—377, 1966.
44. *Elter P., Giannini E., Tongiorgi M., Trevisan L.*, Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale, Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis. Mat. Nat. 8, 29, 497—502, 1960.
45. *Evernden J. F., Curtis G. H.*, Potassium-argon dating of late-Cenozoic rocks in East Africa and Italy, Curr. Anthrop., 6, 343—362, 1965.
46. *Galli M.*, Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino Ligure, Nota IV, I diabasi in cuscini della Riviera di Ponente, Periodico Miner., 32, 47—86, 1963.
47. *Galli M.*, Le ofioliti dell'Appennino Ligure, *Annali* Mus. civ. Stor. nat. Genova, 74, 233—346, 1964.
48. *Gelmini R.*, Studio fotogeologico dell'Appennino settentrionale tra il Valdarno e la Romagna, Boll. Soc. geol. ital., 84, 6, 167—212, 1965.
49. *Ghelardoni R.*, Spostamento dello spartiacque dell'Appennino settentrionale in conseguenza di catture idrografiche, Atti Soc. tosc. sci nat. (A), 65, 25—38, 1958.
50. *Ghelardoni R.*, Osservazioni sulla tettonica dell'Appennino Settentrionale, Boll. Soc. geol. ital., 84 (3), 277—290, 1965.
51. *Ghelardoni R., Pieri M., Pirini C.*, Osservazioni stratigrafiche nell'area dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo dei Monti), Boll. Soc. geol. ital., 84, 6, 297—416, 1965.
52. *Giannini E., Tongiorgi M.*, Les phases tectoniques néogènes de l'orogenèse alpine dans l'Apennin septentrional, Bull. Soc. géol. Fr., 7, 4, 682—690, 1962.
53. *Hsü K. J.*, Origin of large overturned slabs of Apennines, Italy, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 51, 65—72, 1967.
54. *Ippolito F.*, Le Alpi Apuane, In: Contributo alla geologia del M. Pisano e delle Alpi Apuane, Memorie Note Ist. Geol. appl., Napoli, 1950.
55. *Lazzarotto A.*, Geologia della zona compresa tra la valle del Fiume Cornia e il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto), Mem. Soc. geol. ital., 6, 151—198, 1967.
56. *Lazzarotto A., Mazzanti R.*, Sulle caratteristiche di alcune strutture tettoniche frequenti nelle formazioni neo-autoctone delle alte valli dei fiumi Cecina, Cornia e Milia, Boll. Soc. geol. ital., 64, 5, 177—196, 1965.
57. *Locarid E., Mittempergher M.*, The meaning of magmatic differentiation in some recent volcanoes in central Italy, Bull. Volcan., 33, 660—672, 1969.
58. *Lucchetti L.*, Tettonica padana, In: Atti del Convegno dei giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale, Milano, 1957, 2, 17—28, Rome, Acc. Naz. Lincei, 1959.
59. *Lucchetti L., Albertelli L., Mazzei R., Thieme R., Bongiorni D. Dondi L.*, Contributo alle conoscenze geologiche del pede-appennino padano, Boll. Soc. geol. ital., 81, 4, 5—245, 1962.
60. *Luterbacher H. P., Premoli Silva I.*, Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale, Riv. ital. Paleont. Stratigr., 70, 1, 67—130, 1964.
61. *Malaroda R., Raimondi C.*, Linee di dislocazione e sismicità in Italia, Boll. Geod. Sci. affini, 16, 3, 1957.
62. *Manfredini M.*, Schema dell'evoluzione tettonica della peninsola italiana, Bull. Serv. geol. ital., 84, 101—130, 1963.
63. *Marinelli G.*, Genèse des magmas du volcanisme plioquaternaire des Apennins, Geol. Rdsch., 57, 127—141, 1967.
64. *Marinelli G., Mittempergher M.*, On the genesis of some magmas of the typical Mediterranean (potassic) suite, Bull. Volcan., 29, 113—140, 1966.
65. *Maxwell J. C.*, Orogeny, gravity tectonics and turbidites in the Monghidoro area, Northern Apennines Mountains, Italy, Trans. N.Y. Acad. Sci., 2, 21, 269—280, 1959.
66. *Maxwell J. C.*, Structural geology of the Ottone area, Piacenza and Genova, Mem. Soc. geol. ital., 4, 1, 69—91, 1964.
67. *Mazzanti R.*, Geologia della zona di Pomarance-Larderello, Mem. Soc. geol. ital., 5, 105—138, 1966.
68. *Merla G.*, Geologia dell'Appennino Settentrionale, Boll. Soc. geol. ital., 70, 95—382, 1951.
69. *Merla G., Bortolotti V.*, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 107, Monte Fatterone, Roma, 52, 1969.
70. *Merla G., Scarsella F., Selli R., Maxwell J.*, Guidebook to International Field Institute, Italy, Washington D.C., American Geological Institute, 1964.

71. *Mezzetti R., Olivieri R.*, Intercalazioni cineritiche di età oligocenica e miocenica nell'Appennino centro-settentrionale, Miner. Petrogr. Acta, **10**, 129—147, 1964.
72. *Morelli C.*, Underwater gravity survey in the Adriatic Sea, Wld Petrol. Congr. 4 (1), 661—664, 1955.
73. *Mutti E.*, Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza, Riv. ital. Paleont. Stratigr., **70** (4), 869—885, 1964.
74. *Nardi R.*, Schema geologico dell'*Appennino tosco-emiliano* tra il M. Cusna e il M. Cimone, Boll. Soc. geol. ital., 84 (5), 35—91, 1965.
75. *Nardi R.*, Schema stratigrafico e strutturale delle Alpi Apuane nord-orientali, Mem. Soc. geol. ital., **6**, 421—438, 1967.
76. *Nardi R.*, Le unità alloctone della Corsica e loro correlazione con le unità della Alpi e dell'Appennino, Mem. Soc. geol. ital., **7**, 323—344, 1968.
77. *Parea G. C.*, Evoluzione delle parte settentrionale della *geosinclinale appenninica* dell'Albiano all'Eocene superiore, Memoire Acc. Naz. Sci. Lett. Arti, Modena, 6, 7, 1965.
78. *Parea G. C.*, The possibility of reconstruction of the pre-tectonic current trend in allochtonous turbidite formations, Int. geol. Congr., **23**, 3, 225—234, 1968.
79. *Passerini P.*, Tentativo di interpretazione tettonica dei terremoti superficiali dell'Appennino toscano e emiliano, Boll. Soc. geol. ital., **80**, 2, 175—180, 1961.
80. *Passerini P.*, Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mar Tirreno, Boll. Soc. geol. ital., **84**, 5, 73—176, 1965.
81. *Pellizzer R.*, Le ofioliti nell'Appennino Emiliano, Atti *Acc. Sci. Ist. Bologna Cl. Sci. Fis.* Mem., **1**, 1—183, 1961.
82. *Pieri M.*, Nota introduttiva al rilevamento del versante appennico padano eseguito nel 1955—1959 dai geologi dell'AGIP Mineraria, Boll. Soc. geol. ital., **80**, 1, 3—34, 1961.
83. *Rocco T.*, Comparative geological and geophysical study of the Po basin, Wld Petrol. Congr., 4, 675—689, 1955.
84. *Ruggieri G.*, Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia (Appennino Romagnolo), Atti Accad. Sci. Lett. Arti Palermo, **4**, **17**, 1—169, 1957.
85. *Saggini F.*, Evoluzione geomorfologica della Val di Pescia (Antiappennino Pistoiese), Atti *Soc. Tosc. Sci. Nat.*, A, **70**, 24—79, 1963.
86. *Saggini F.*, Per una rinnovata interpretazione regionale dei raddoppi tettonici locali della serie toscana, Boll. Soc. geol. ital., **84**, 1, 311—348, 1965.
87. *Sagri M.*, La formazione dell'Antola nel versante tirrenico dell'Appennino settentrionale e nella Toscana a sud dell'Arno, Mem. Soc. geol. ital., 8, 797—834, 1969.
88. *Salvioni G.*, Rilievo gravimetrico della Toscana, Boll. Geod. Sci. *Affini*, **13**, 4, 297—360, 1954.
89. *Scheffer V.*, Questioni regionali geofisiche riguardanti la geologia dell'Appennino, Boll. Soc. geol. *ital.*, **82**, 2, 445—464, *1963*.
90. *Schiaffino L., Tongiorgi M.*, Stratigrafia del Verrucano dei Monti Pisani, Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., A, **79**, 382—446, 1962.
91. *Selli R.*, Una sabbia vulcanica oligocenica nel subappennino bolognese, Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sci Fis. Mat. Nat., **4**, 88—93, 1948.
92. *Selli R.*, I caratteri geologici della *regione marchigiana*, Giorn. Geol., 2, **21**, 99—125, 1949.
93. *Selli R.*, Il bacino del Metauro, Giorn. Geol., 2, **24**, 1—294, 1952.
94. *Sestini A., Il mare pliocenico nella* Toscana meridionale, Mem. Geol. Geogr. Dainelli, Ist. Geol. Univ. Firenze, **2**, 238—333, 1931.
95. *Sestini A.*, Osservazioni geomorfologiche nell'Appennino tosco-emiliano tra il Reno e il Bisenzio, Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., **48**, 1—18, 1940.
96. *Sestini G.*, Notes on the internal structure of the major Macigno olistostrome (Oligocene, Modnea-Tuscany Appennines), Boll. Soc.geol. ital.,87,51—63,1968.
97. *Sestini G.*, Sedimentation of the late geosynclinal stage, Sediment. Geol. **4**, 445—479, 1970a.
98. *Sestini G.*, Post-geosynclinal deposition, Sediment. Geol., 4, 481—520, 1970b.
99. *Sestini G.*, Flysch facies and turbidite sedimentology, Sediment. Geol., **4**, 559—597, 1970c.
100. *Stanley D. J., Mutti E.*, *Sedimentological evidence for an* emergent landmass in the Ligurian Sea during the Paleogene, Nature, Lond., **218**, 32—36, 1968.
101. *Trevisan L.*, L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento pre gravità, Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **16**, 1—40, 1950.
102. *Trevisan L.*, Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene dellal Val di Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma, Boll. Soc. geol. ital., **70**, 1951, 65—78, 1952.
103. *Trevisan L.*, *La paléogéographie du* Trias de l'Apennin Septentrional et Central et ses rapports avec la tectogenèse, Livre P. Fallot, Soc. *géol. Fr.*, **2**, 217—225, *1963*.
104. *Vecchia O.*, Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche, Riv. Geofis. Appl., **13**, 1 (with maps at 1 : 2 000 000), 1952.
105. *Vecchia O.*, Lineamenti di geologia profonda dell'Italia settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche, Boll. Soc. geol. ital., **72**, 1953, 33—43, 1955.
106. *Venzo G. A.*, Il Miocene a facies marchigiana dell'Urbinate occidentale, Atti Soc. Tosc. Sci. *Nat. Mem.*, A, **61**, *1954*.
107. *Wunderlich H. G.*, Alpiner und Apenniner Achsenplan in Ligurien und Toscana, Geol. Rdsch., **53**, 57—73, *1963*.
108. *Zanzucchi G.*, Studio geotettonico sul Flysch della Val Baganza (Parma), Boll. Soc. geol. ital., **80**, 3, 133—158, 1961.

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ АЛЬПЫ И ГОРЫ ЮРА

Д. Бернулли, Г. Лаубшер[1], *Р. Трюмпи*[2], *Э. Венк*[3]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Альпы как классический и наиболее изученный из складчатых поясов не нуждаются в формальном предисловии. Здесь кратко изложены твердо установленные факты истории развития этой горной цепи и приведен комплекс количественных данных о движениях, эрозии, воздыманиях и т. д.

Сегмент. По простиранию имеет длину 350 км и протягивается от Монблана до Ландека. Внешний, или северный и западный, край Юры представляет собой четкую границу (ширина менее 0,5 км), а внешний, или северный, край Альп — это либо хорошо прослеженный надвиг, либо, если включить сюда и дислоцированную молассу, широкая полоса постепенного перехода (более 3 км). Южный край Альп (там, где он перекрыт плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями) представляет собой или широкую полосу перехода, или полосу неизвестной ширины. Ширина пояса между этими границами 145—180 км, в среднем 160 км (собственно Альпы), или 170—250 км, в среднем 220 км (Альпы и Юра).

Зоны. Эта горная цепь делится на шесть традиционных структурных зон, с севера на юг:

1. Горы Юра — мезозойские платформенные породы со среднетретичной молассой. Выше поверхности срыва в среднетриасовых ангидритах мезозойские породы смяты в складки.
2. Гельветская зона — автохтонные кристаллические породы фундамента, залегающие под мезозойским и палеогеновым флишем шельфового типа. Перекрыты сорванными покровами, образовавшимися несколько южнее и сложенными континентальными пермокарбоновыми породами, триасовыми породами шельфового типа, миогеосинклинальными юрскими и нижнемеловыми породами, пелагическими верхнемеловыми отложениями и палеогеновым флишем.
3. Пеннинская зона — ядра, состоящие из полиметаморфических пород фундамента, каменноугольно-пермские породы, триасовые породы шельфового типа и эвгеосинклинальные юрские и меловые осадки с вулканитами офиолитовой формации; верхнемеловой и палеогеновый флиш. В этой зоне сильно развиты складчатость и надвиги; она в значительной степени подверглась воздействию альпийского метаморфизма.
4. Предальпы — мезозойские и частично палеогеновые породы в сорванных покровах, образовавшиеся в зоне 3 и перекрывающие зону 2.
5. Западная часть Восточных Альп — несколько наложенных друг на друга покровов. Нижние образовались в зоне 3 и частично соответствуют зоне 4. Верхние (Австро-Альпийские покровы) охватывают метаморфические породы фундамента, мощные мелководные триасовые и глубоководные юрские и меловые отложения (в том числе некоторое количество флиша).
6. Южные Альпы — метаморфические породы фундамента, прорванные пермскими гранитами и перекрытые пермскими вулканическими и обломочными отложениями, карбонатными породами триаса и глубоководными осадками юры и мела. Меловой флиш. Складкообразование и незначительное надвигание на юг, главным образом в неогене.

2. Форма складчатой области в плане

[16] По простиранию пояс продолжается за пределы выбранного нами сегмента.

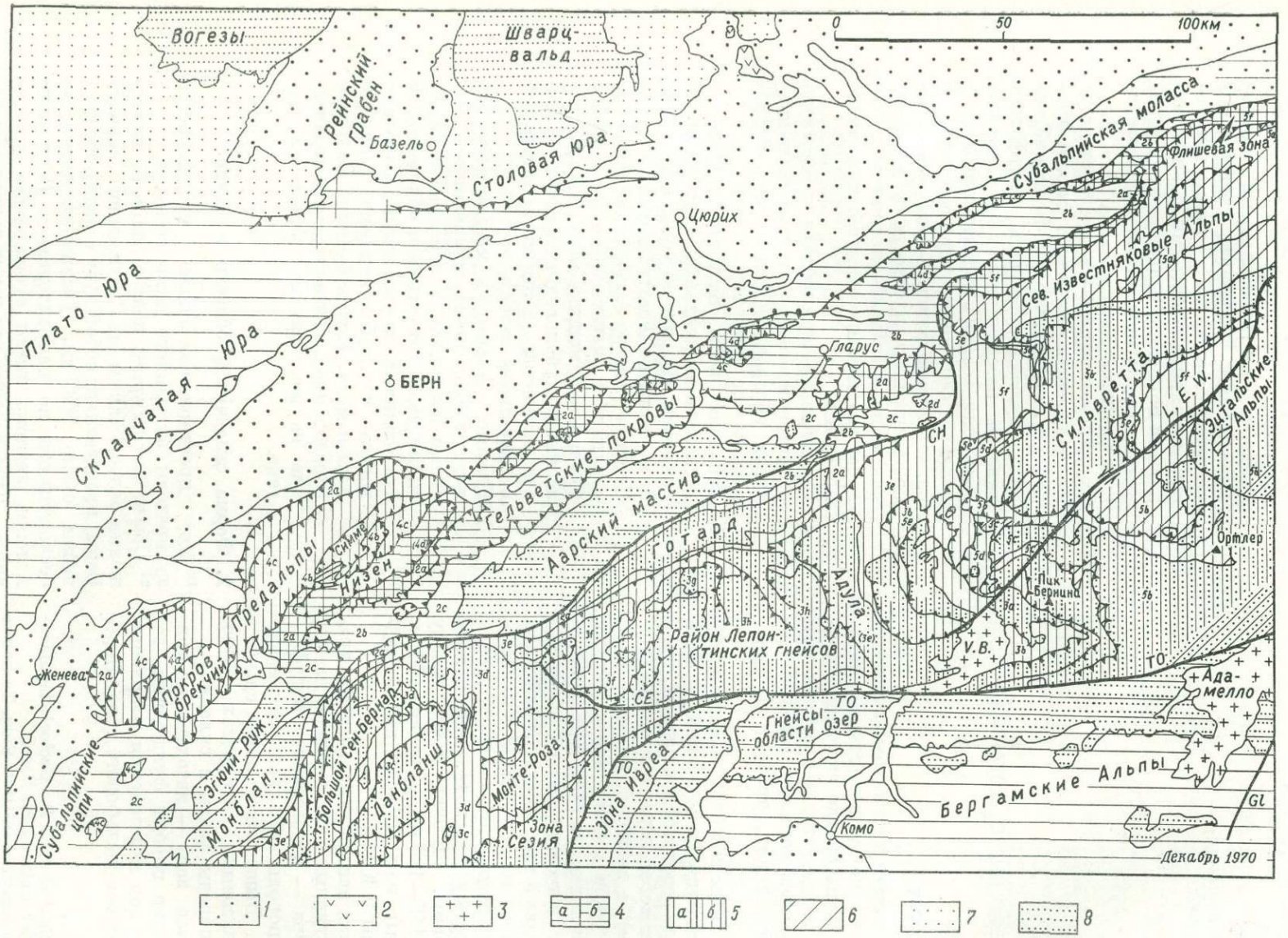
[24] *Общее простирание*; пояс в целом на протяжении более 1300 км (от Средиземного моря до Вены) представляет собой дугу с радиусом кривизны около 500 км, увеличивающимся до бесконечности по направлению к Восточным Альпам, которые имеют субширотное простирание. Дуга Юрских гор имеет радиус кривизны около 150 км; на окраине Альп встречаются также дуги меньшего размера.

---

[1] *Bernoulli D., Laubscher H. P.*, Geologisch-paläontologisches Institut der Universität, Basel.

[2] *Trümpy R.*, Geologisches Institut, Eidg. Technishe Hochschule, Zürich.

[3] *Wenk E.*, Mineralogisches-petrographisches Institut der Universität, Basel.



ФИГ. 1. Тектоническая карта Центральных Альп и гор Юра.

V. B.— Валь-Брегалья; Gl — зона разрыва Джудикария; L. E. W.— тектоническое окно Нижнего Энгадина; TO — линия Тонале; CE — Чентовалли — Симплонский разрыв; CH — надвиг Шамоссер (зона Бриг-Шур); EN — разрыв Энгадин. *1* — третичные осадки, возникшие после завершения складчатости; *2* — третичные вулканические породы; *3* — третичные гранитоиды; *4* — неоген: а) складчатость, б) надвигание; *5* — палеоген: а) складчатость, б) надвигание; *6* — верхнемеловая складчатость; *7* — эпиварисские платформы; *8* — варисская складчатость.

Структурные элементы в Альпах (зоны 2—5, т. е. исключая горы Юра и Южные Альпы) обозначены на карте цифрами и буквами: 2. *Гельветская зона*: *a* — Ультрагельветские покровы, *a′* — чехол Готардского массива; *b* —Гельветские покровы; *b′* — массив Тавеч; *c* — мезозойский и палеогеновый чехол элементов *d* и *e*; *d* — массивы Аарский, Эгюий-Руж и Монблан; *e* — массив Готард. 3. *Пеннинская зона*: *a* — покров Марнья; *a′* — осадочные породы; *b* — покров Тамбо-Суретта; *b′* — осадочные породы (=4*b* + 4*c* = 5*e*); *c* — покров Данбланш и зона Сезия (=5*c*); *c′* — осадочные породы (=5*c′*); *d* — покров Большой Сен-Бернар — Монте-Роза; *d′* — осадочные породы (=4*b* и 4*c*); *e* — покровы Адула; *f* — Симплонские покровы; *g* — структурная единица Маджия; *h* — структурная единица Тичино; *e′* — мезозойские — палеоценовые осадочные породы, полученные из элементов *e* — *h* (=4*d* = 5*f*). 4. *Предальпы*: *a* — Симменский покров (в широком смысле) (=5*d*); *b* — покров брекчий (=3 — *d′*); *c* — срединные Предальпы (клиппы) (=3*d′* = 5*e*); *d* — Северо-Пеннинские флишевые покровы (=3*e* = 5*f*). 5. *Западная часть Восточных Альп*: *a* — северные Известняковые Альпы; *b* — центральные Австро-Альпийские структурные единицы; *b′* — мезозойские породы; *c* — нижние Австро-Альпийские покровы (=3*g*); *c′* — мезозойские породы; *d* — Южно-Пеннинские покровы (=4*a*); *e* — покровы Бриансонской зоны (в широком смысле) (=3*b′* = 3*d′* = 4*c*); *f* — северные Пеннинские структурные единицы (=3*f′* = 4*d*).

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] 5% площади имеет высоту 3000 м и больше. Средняя высота [31] внешнего (северного и западного) края Юры 200—300 м; внешнего (северного) края Альп 500—900 м; [32] южного края пояса 100—300 м.

[33] *Вершинные поверхности в Альпах.* Уровни вершин встречены на высотах 2000—3500 м и хорошо развиты в Восточных Альпах, где они относятся к раннемиоценовому — плиоценовому времени. Возраст приблизительно соответствующих, но более рассеченных поверхностей в Восточных и Центральных Альпах установить совершенно невозможно. В Юрских горах на высоте от 600 до 1600 м встречается поверхность, наклоненная на северо-запад, с уступами; раньше авторы интерпретировали ее как дислоцированный доверхнемиоценовый пенеплен, но Лаубшер полагает, что она образовалась после завершения складчатости, главным образом благодаря оползанию больших масс горных пород и растворению известняков. [34] На более низких уровнях встречено несколько не связанных друг с другом поверхностей, но возраст их точно не установлен.

4. Геофизические данные

[38-39] *Гравиметрические данные.* Имеются как для этого сегмента, так и для соседних территорий, см. [14, 94, 6, 24].

[41] За исключением пояса, совпадающего с зоной Ивреа, сегмент находится в приблизительном изостатическом равновесии. [42-43] Общее простирание аномалий силы тяжести параллельно основным топографическим и (не столь очевидно) тектоническим направлениям.

[45] *Региональные магнитометрические данные.* См [97, 6].

[47] В зоне Ивреа аномалии параллельны главному простиранию структур, но в других местах соотношения неизвестны.

[50-51] *Региональные сейсмические данные.* Имеются как для сегмента, так и для соседних территорий. Метод преломленных волн, с профилями отраженных волн и без них, и изучение поверхностных волн дают сведения о глубинах до 70 и 250 км соответственно. [56] Сейсмические профили были опубликованы в [3, 80, 32, 24, 11, 33].

[57-61] Поверхность Мохо установлена на глубинах от 35 до 65 км. Скорости *P*-волн у основания земной коры 6,7—7,6 км/с, скорости *P*-волн ниже поверхности Мохо 8,2 км/с. Переход от коры к мантии постепенный [32], и граница проведена по наибольшим значениям градиента: положение поверхности M изменяется в зависимости от соображений, принимаемых при интерпретации. Наличие участков с инверсией скоростей в нижней части коры определено достаточно хорошо [33].

[62-66] Слой низких скоростей известен в верхней мантии. Глубины залегания его верхней и нижней границ соответственно 80—100 и 220 км для *S*-волн и (?) и 220 (?) км для *P*-волн [80].

[67] *Палеомагнитные данные.* См. [47].

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность.* Неглубокие землетрясения происходят нечасто. Их магнитуда, вероятно, не превышает 5 и обычно много меньше 5. См. [6, 76, 55]. Решения плоскостей разрывов см. в [77].

[72-74] *Тепловой поток.* Значения 1,6; 2,2 и 1,9 кал/см^2/с были определены для точек с координатами 46,5° с. ш., 8,5° в. д.; 46,3° с. ш., 8° в. д. и 46,4° с. ш., 7,75° в. д. [21].

6. Возрастные соотношения

[85] В этом сегменте Альп самыми древними недеформированными породами являются ледниковые отложения плейстоцена. В Юре и в Южных Альпах плиоценовые породы (датируемые соответственно по фауне позвоночных и обильной фауне моллюсков) слегка наклонены, но в складки не смяты.

[83] Наиболее молодые деформированные породы в этом сегменте различны по возрасту. В Альпах самый молодой флиш относится к нижнему олигоцену (фауна рыб и скудная фауна фораминифер). В молассовой впадине верхнюю пресноводную молассу датируют средним или верхним миоценом (позвоночные и пресноводные гастроподы). В горах Юра «понтские» слои относятся к верхнему миоцену (фауна позвоночных).

[87-89] Время начала мезозойско-третичной подвижности точно не установлено. Формирование разрывов в геосинклинали Альп началось в позднем триасе и было наиболее интенсивным в юрское время; это привело к образованию брекчий с обломками пород фундамента. Первая настоящая складчатость относится к досеноманскому или доальбскому времени: в западной части Северных Известняковых Альп сеноманские слои (возраст определен по микрофауне) трансгрессивно, с угловым несогласием до 10°, перекрывают пологие складки. В горах Юра

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст [94] минимальный / [93] максимальный	[95] Обоснование возраста
6 Горы Юра и Южные Альпы	Срывы, складчатость, надвигание	Плиоцен Поздний миоцен	В Юре на верхнемиоценовые («понтические») слои надвинуты и несогласно их перекрывают слои плиоцена; в Южных Альпах средне- и верхне (?)-миоценовая моласса испытала складчатость; отложения нижнего плиоцена трансгрессивно налегают на деформированные породы
5 Гельветские Альпы	Надвигание и складчатость	Средний (поздний?) миоцен или, скорее, плейстоцен Ранний — средний олигоцен (вероятно, средний — поздний миоцен)	Деформации затрагивают нижнеолигоценовые слои, среднемиоценовая моласса смята в складки; самые древние ненарушенные отложения — плейстоценовые ледниковые
4 Рейнский грабен	Сбросы, локальная складчатость, связанная только с образованием сбросов	Плейстоцен Средний эоцен	Деформации почти непрерывны в течение указанного периода; несколько пароксизмов, частично в раннем олигоцене, в позднем олигоцене и плейстоцене
3 Главная фаза, Центральные Альпы	Надвигание, складчатость	Ранний — средний олигоцен Средний эоцен (в западной части Альп — поздний эоцен)	Особенности обстановки: самые молодые сохранившиеся деформированные слои — среднеэоценовые, перекрытые олигоценом в Италии; в Южных Альпах нижний и средний олигоцен трансгрессивно налегает на дислоцированные слои
2 Позднемеловая	Складкообразование (интенсивность — ?)	Маастрихт ?	Складкообразование несомненно происходило, но интенсивность его неизвестна. Доказательства: местные несогласия, отложение флиша, некоторые радиологические данные
1 «Австрийская», Восточные и Южные Альпы	Складкообразование (интенсивность — ?)	Сеноман Баррем	

образование разрывов и локальная подчиненная складчатость имели место в раннем и среднем олигоцене.

[81] Наиболее древние породы, впервые деформированные во время мезозойско-третичной складчатости, имеют либо московский (наземная растительность [51]), либо верхнепермский — индский возраст. Там, где среднепермское складкообразование было интенсивным, породы верхнего карбона и нижней перми в структурном отношении принадлежат фундаменту; в других местах они слагают часть чехла.

[76–78] Породы фундамента в пределах сегмента имеют возраст от доордовикского (самые древние из датированных цирконов имеют возраст 2500 млн. лет) до предмосковского или нижнепермского (см. [81]). В пределах 100 км к северу и западу от Юры обнаружены породы фундамента с возрастом от докембрия до нижнего карбона.

7. Осадконакопление

См. «Сводку данных об осадконакоплении» (табл. 2).

[106] Эффект деформации в той или иной мере учтен при определении мощности слоев [98] путем грубой оценки тектонического удлинения и микроскладок.

[107] Осадконакопление было непрерывным до начала и в процессе складчатости в том смысле, что в сегменте ни одна система не выпадает из

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента	
	Флиш				
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	внешний северный край Альп	внешний южный край Альп
[97] Интервал времени *от*	Пермь	Сеноман	Плиоцен	Нижний — средний олигоцен	Нижний — средний олигоцен
до	Эоцен	Нижний — средний олигоцен	Голоцен	Верхний миоцен	Плейстоцен
[98] Максимальная мощность	5 000 м	3 000 м	500 м	6 000 м	> 2500 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента;	40 000 км³	6 000 км³		30 000 км³	?
вероятная ошибка оценки	25% Размыто: 40 000 (?) км³	25% Размыто: 30 000 (?) км³		20%	
[100] Преобладающие фации	Сланцы и известняки	Сланцы и песчаники		Сланцы, песчаники, конгломераты (моласса)	Сланцы, песчаники, конгломераты (моласса)
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки					
[101] Преобладающие фации	80±10%	90±5%		95%	95%
[102] Вулканические породы	5±2%	0		1%	
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	25±5%	1%			
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	5±(?)%	2%		1%	
[105] Источники сноса				Главным образом Альпы; некоторый перенос в направлении с востока на запад в миоцене	Главным образом Альпы и, кроме того, Апеннины

разреза целиком. [108] Встречаются следующие главные эрозионные поверхности: в Альпах — предмосковская, предверхнепермская или предтриасовая, предлейасовая, предбайосская, предверхнеаптская, предсеноманская, предмаастрихтская, предпалеоценовая или предэоценовая, предверхнеэоценовая; в Юре — предоленекская, предмаастрихтская, предэоценовая, предмиоценовая, предсреднемиоценовая, предверхнемиоценовая, предплиоценовая; в Южных Альпах — предмосковская, предверхнепермская — предтриасовая, предлейасовая, предолигоценовая, предплиоценовая.

8. Структурные соотношения

[111–117] *Главные разрывы.* (a) Базальный Гельветский надвиг северного направления, движение по которому началось не раньше среднеолигоценового времени и прекратилось, вероятно, в позднемиоценовое время. Общее перемещение системы покровов оценивается в 50 км. По надвигу развиты милониты и какириты. (b) Базальные Пеннинские надвиги северного направления, движение по которым началось не раньше среднего или позднего эоцена и закончилось в раннем или среднем олигоцене. Общее перемещение системы покровов оценивается в 140 км. (c) Базальный Австро-Альпийский надвиг северного или северо-западного направления, движение по нему началось не раньше начала эоцена и прекратилось, вероятно, в ранне- или среднеолигоценовое время. Общее перемещение покровов оценивается в 160 км. По надвигу развиты милониты. (d) Инсубрийская линия (линия Тонале), вдоль которой видны и вертикальное (опущено южное крыло), и сдвиговое смещения (направление и величина перемещения спорны). О величине вертикального смещения, не превышающей 15 или 20 (?) км, судят по срезанию альпийских метаморфических структурных зон. Вертикальные движения начались в раннем или среднем олигоцене и прекратились в плиоцене или, может быть, в миоцене. По разрыву развиты милониты. (e) Линия Энгадин, по которой видны и левостороннее сдвиговое смещение (20? км, определено по смещению метаморфических зон и границ покровов), и надвигание в северо-западном направлении. Движения начались не раньше раннего олигоцена и прекратились, вероятно, в миоцене. Вдоль этого разрыва можно встретить псевдотахилиты. (f) Линия Чентовалли, по которой наблюдаются и сдвиговое перемещение, и крутое надвигание на юг (вертикальная составляющая, определяемая по смещению метаморфических зон и границ покровов, равна 5—8 км). Разрыв имеет послеолигоценовый возраст, потому что он возник позже, чем последние фазы метаморфизма. По разрыву развиты какириты.

[122–123] *Мегатектоника.* По палинспастическим реконструкциям в соответствии с биологическими палеоклиматическими данными сокращение складчатой области в меридиональном направлении оценивается величиной по меньшей мере 300—500 км. Палеомагнитные данные говорят об очень большом горизонтальном смещении или скорее о вращении (против часовой стрелки) пояса Альп после перми [47, 103].

9. Обзор тектонического развития

[126] **Региональная хронология и корреляция.** Доверхнекаменноугольные образования испытали герцинскую складчатость и метаморфизм. Органические остатки не сохранились, и вся стратиграфическая кооряляция в лучшем случае имеет местное значение. Цирконы с возрастом до 2600 млн. лет указывают на присутствие докембрийских пород. Косвенные данные, по-видимому, свидетельствуют о том, что ордовикские —нижнекаменноугольные отложения имеют подчиненное значение. Имеются разрозненные, но важные радиологические данные о «каледонских» тектонических событиях (около 400 млн. лет назад).

Самые древние органические остатки относятся к московскому веку, но вообще данных о возрасте континентальных верхнекаменноугольных и пермских образований недостаточно, особенно в регионах, подвергшихся воздействию альпийского метаморфизма. Имеющие возраст от триаса до эоцена отложения краевого шельфа и миогеосинклинали Гельветской зоны, Бриансонского поднятия, Австро-Альпийских покровов и Южных Альп содержат достаточное количество ископаемых организмов, и корреляция их не вызывает особых затруднений. То же самое справедливо для большинства флишевых формаций.

Самые большие затруднения вызывают мощные эвгеосинклинальные серии *блестящих сланцев.* Основной сложностью является недостаток руководящих ископаемых (Bolli, Nabholz, 1959); метаморфизм и сложная структура создают дополнительную опасность ошибок при определении возраста. Сначала многие считали, что блестящие сланцы представляют собой единую серию, охватывающую породы от юрского (или даже триасового, что весьма неправдоподобно) до раннетретичного возраста. Имеющиеся до-

вольно скудные косвенные данные говорят о том, что большая часть блестящих сланцев относится к нижнему мелу.

Роговая обманка из диабазового силла и микрофауна из осадочных пород, залегающих между базальтовыми потоками, дают среднемеловой возраст [27]. Большинство эффузивных членов офиолитовой формации образовалось, по-видимому, где-то между барремом (?) и альбом.

[127] **Миграция прогибов.** О более ранней геосинклинальной истории развития см. [89, 90].

Время начала и конца флишевого осадконакопления меняется при движении с юга на север обычным, но не простым образом. Накопление флишевых осадков начинается примерно в сеноманское время в Пьемонтской геосинклинали и смежных с ней частях Австро-Альпийского Ломбардского пояса, так же как и в эвгеосинклинали Вале. Затем область осадконакопления перемещается к северу, захватывая Бриансонскую возвышенность (в позднем палеоцене — среднем миоцене), склон Ультрагельветид и Гельветскую миогеосинклинальную платформу. В последней зоне мелководные осадки перекрываются сначала пелагическими глинистыми сланцами, а затем флишевыми отложениями. Эта последовательность пород со временем (между ранним эоценом и началом олигоцена) перемещается с юго-востока на северо-запад, что свидетельствует о длительной миграции прогиба и последовательном отложении флиша.

К среднему олигоцену остаточный прогиб в Альпах (нижняя морская моласса) переместился в зону, расположенную на самом севере центральных массивов (откуда эти отложения были сорваны тектоническими движениями), и в самую южную часть молассовой впадины. Море становится солоноватым и мелким, и в нем быстро накапливается нижняя морская моласса. Зона максимальной мощности нижней пресноводной молассы (верхний олигоцен и нижний миоцен) расположена близко к Альпам, тогда как севернее молассовые формации среднего и верхнего миоцена достигают максимальной мощности примерно в 50 км к северу.

[129] **Скорость движений.** Для надвига Гларус скорость движений равна примерно 20 мм/год [48]. Эта оценка получена, конечно, на ряде обоснованных предположений. Для главных движений, включая и сокращение Центральных Альп, вызванное складкообразованием, имеется очень маленький промежуток времени. Движения начались не раньше среднего эоцена или начала позднего эоцена и завершились до конца раннего олигоцена. Скорости движений оцениваются величиной порядка 50 мм/год; некоторые перемещения могли происходить значительно быстрее. С другой стороны, гравитационное оползание, имевшее подчиненное значение, было явно более медленным и более продолжительным (см. Trümpy).

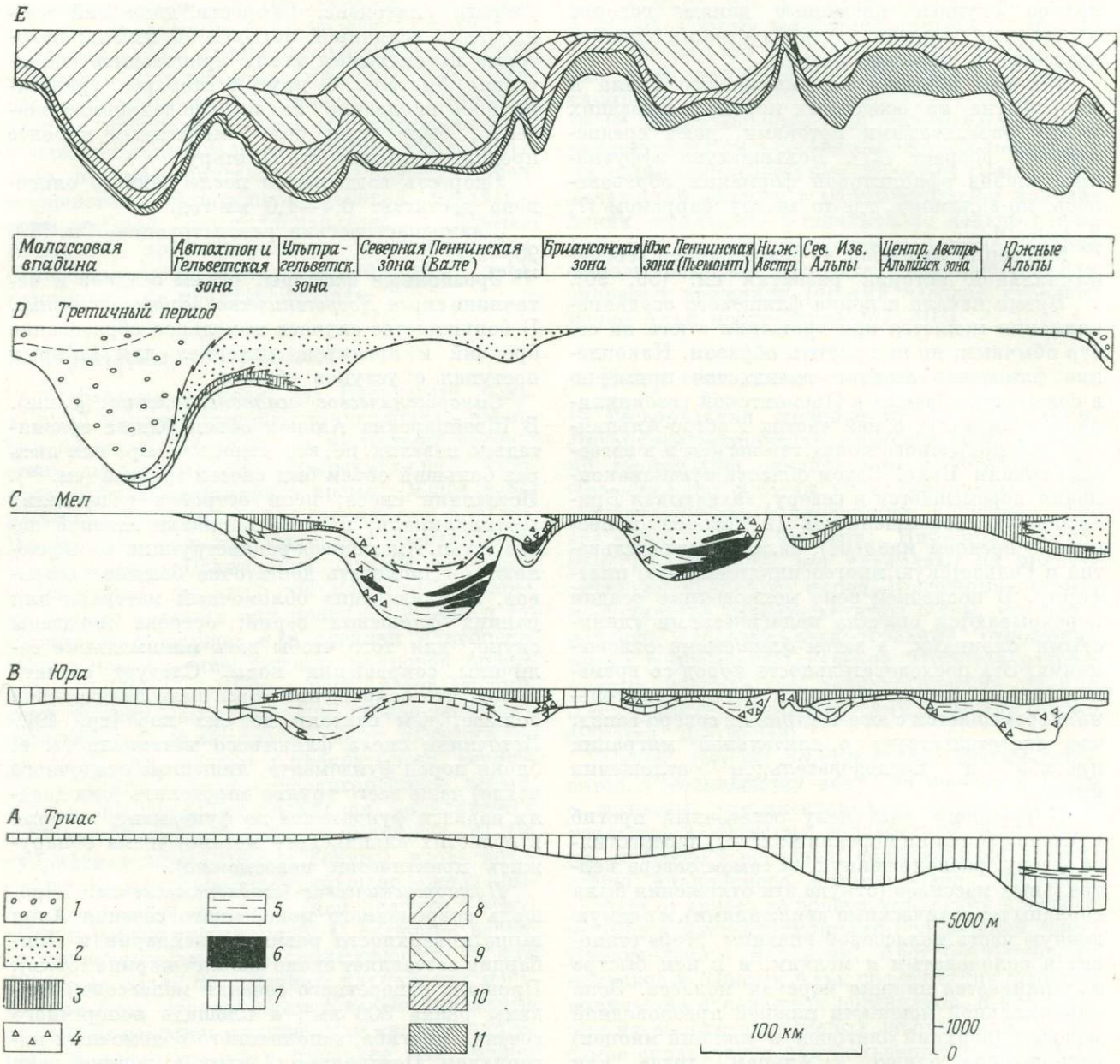
Скорость воздымания после раннего олигоцена достигает 0,4—1,0 мм/год.

[130] **Палинспастические реконструкции.** См. [89, 90, 91].

[131] **Эрозионные факторы, объем осадков и источники сноса.** *Доорогеническое осадконакопление.* В большинстве случаев локальное образование брекчий и аренитов, материал для которых поступал с уступов сбросов.

Синорогеническое осадконакопление (флиш). В Швейцарских Альпах объем флиша сравнительно невелик, но, вероятно, в четыре или пять раз больший объем был снесен эрозией (см. [99]). Источники сноса: цепи островов в пределах геосинклинали; позднее поднятие главной части Альп. Имеющиеся реконструкции не позволяют предполагать достаточно больших островов, поставляющих обломочный материал для ранних флишевых серий; острова показаны скупо, для того чтобы дать минимальные величины сокращения коры. Следует сделать вывод, что сокращение коры было значительно больше, чем считали до сих пор [ср. 49]. Источники сноса флишевого материала (т. е. блоки пород фундамента, лишенные осадочного чехла) чаще всего трудно определить (они давали надвиги фундамента на фундамент, которые в областях альпийского метаморфизма обнаружить практически невозможно).

Посторогеническое осадконакопление. Площадь современного поперечного сечения Альп выше поверхности равнин Швейцарии и Ломбардии составляет около 250 км² (ширина 150км). Площадь поперечного сечения молассовой впадины равна 300 км², а площадь поперечного сечения прогиба, заполненного обломочным материалом Центральных Альп в долине реки По,— по крайней мере 150 км². Допуская, что только та часть обломочного материала, которая слагала призму с сечением 150 км² не задержалась в соседних послескладчатых впадинах (особенно для плиоцена и плейстоцена, материал которых сносился к северу), получаем призму площадью 600 км² и высотой 4 км над современными Альпами, которая должна была разрушиться после завершения главной складчатости (ранний олигоцен). В действительности мощность чехла, конечно, была очень разной: от 1 км над Внешними Предальпами или над



ФИГ. 2. Палинспастические профили, показывающие изменения мощностей и фаций в Центральных Альпах.
Профиль *D* представляет собой сумму профилей *A* — *D*. *1* — моласса; *2* — флиш и ранний флиш (предфлиш); *3* — пелагические (частично океанические) осадки; *4* — брекчия уступов; *5* — глинистые сланцы (в том числе блестящие сланцы); *6* — офиолиты; *7* — мелководные осадки (главным образом карбонатные); *8* — третичные; *9* — мел; *10* — юра; *11* — триас.

Субальпийскими цепями до 15 или 20 км над гнейсами Лепонтинской области.

[133] **Роль сдвигов.** В пунктах [111–117] были упомянуты три главных крутых разрыва, из которых по крайней мере один (Энгадин) является сдвигом, а для двух других (Тонале и Чентовалли) возможно существование сдвиговой составляющей. Они развивались примерно на месте прежней зоны субдукции (особенно разлом Тонале) позже складчатости. Формирование тел гранитоидов в альпийское время (Брегалья и Адамелло), как можно предполагать, связано с началом движений по этим трем разломам.

Здесь можно упомянуть еще один разрыв, или разрывную зону,— это молодое образование, совпадающее с долинами Роны, Урзерен [1] и Переднего Рейна; зона переходит в флексуру с погружением к востоку от Шура. Этот разрыв возник вдоль более молодой (миоценовой) северной (Гельветской) зоны субдукции и продолжает развиваться в настоящее время (смещение реннеголоценовой морены около перевала Оберальп, некоторая сейсмическая активность). Наблюдается погружение на юг (или восток). Сдвиговое смещение не доказано, но не исключено.

В горах Юра, в Гельветских и Верхних Австро-Альпийских покровах есть много сдвигов меньшего размера. Они имеют подчиненное значение по отношению к надвигам и складчатости и затухают по падению, не достигая плоскостей базальных надвигов.

Что касается предполагаемого «искривления океана Тетис» (правый сдвиг вдоль южного края Альп в перми и триасе), то необходимо отметить, что данные о нем основываются только на палеомагнетизме и противоречат геологическим наблюдениям. Альтернативная и более заманчивая интерпретация палеомагнитных измерений, предполагающая вращение Южноальпийской микроплиты, была предложена Зийдервельдом и Де Джонгом [104].

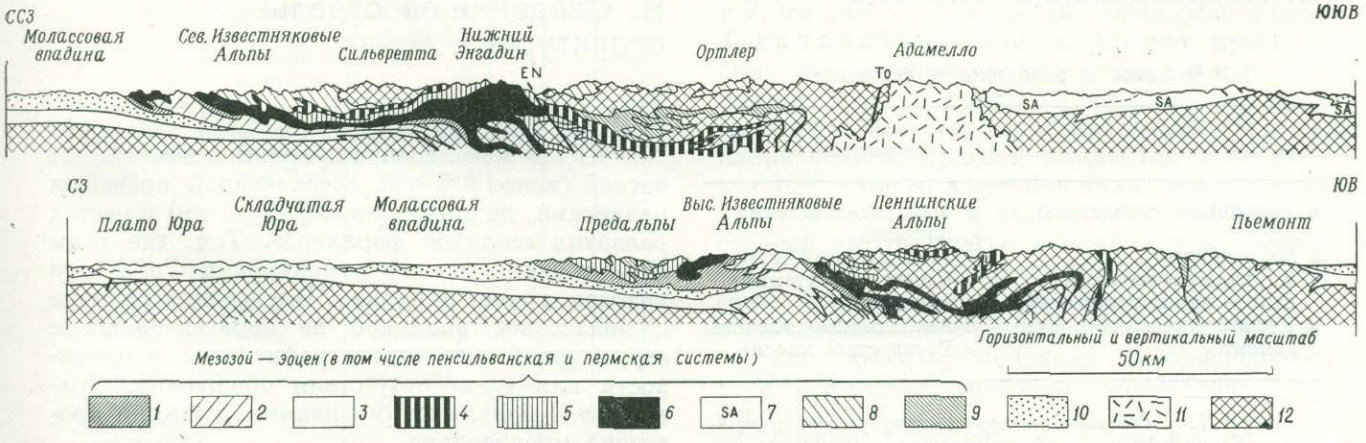
[134] **История развития складчатого пояса.** О развитии в течение геосинклинальной стадии см. [89, 90]. Для истории тектонического развития мы принимаем следующий (весьма условный) порядок.

Поздний мел — складчатость на юго-востоке, вероятно захватывающая юго-восточный угол рассматриваемого здесь сегмента. Складчатость и воздымание самой южной части Пеннинской зоны и Нижнего Австро-Альпийского пояса. *Складкообразование и формирование островов* в эвгеосинклиналях Пьемонтской и Вале. Несколько фаз: предсеноманская, туронская, предконьякская (или предгозау), предверхнекампанская (или маастрихтская). Возраст Восточных Альп по радиологическим данным 80 млн. лет. Отложение флиша в прогибах Пьемонтском и Вале, а также в Южных Альпах.

Палеоцен, ранний и средний эоцен — окончание морского осадконакопления в Пеннинской зоне. На ее северной окраине меловой флиш кое-где перекрыт мелководными сериями нижнепалеоценового возраста, на которых снова залегает флиш («палеогеновая реставрация»). Внешние флишевые впадины перемещались к северу. Формировались складки и разрывы. Флиш, близкий к известняковому, накапливался в Южных Альпах.

Между *концом среднего эоцена* (или началом *позднего эоцена*) и *концом раннего олигоцена* (40 ± 4 млн. лет) — главная деформация в Альпах (северная и западная части Восточных Альп, вся Пеннинская зона, Готардский массив?). *Складчатость в Южных Альпах.* Метаморфизм; одновременно со складчатостью и после ее окончания — образование гранитоидов Бергалья и Адамелло и начало движений по линии Тонале. Продолжение накопления флиша в еще

[1] Долина в верхнем течении реки Рёйс.— *Прим. перев.*



ФИГ. 3. Структурные профили через Центральные Альпы (по Штаубу, с изменениями).

1 — Ультрагельветские покровы; *2* — Гельветские покровы; *3* — юрские и автохтонные слои; *4* — Южные Пеннинские покровы (Пьемонтская зона); *5* — Средние Пеннинские покровы (Бриансонская зона в широком смысле); *6* — Северные Пеннинские покровы (зона Вале); *7* — Южные Альпы; *8* — верхние Австро-Альпийские структурные единицы; *9* — нижние Австро-Альпийские покровы (в том числе Симменский покров); *10* — олигоценовые — плиоценовые породы; *11* — третичные гранитоиды; *12* — фундамент (допенсильванские, или допермские, породы).

не затронутой складчатостью Гельветской зоне; вулканические породы андезитового состава (размыты, сохранились только в виде галек и вулканических бомб в песчаниках Тавейаннац).

Средний и поздний олигоцен, миоцен (частично) — воздымание складчатого пояса, образовавшегося в палеогене; возраст остывания 30—39 млн. лет. Гравитационное оползание по северному краю (формирование Ультрагельветских покровов и завершение формирования покровов Предальп). Продолжение перемещений по разрывам Тонале, Энгадин и Чентовалли. Очень быстрое осадконакопление в молассовом краевом прогибе и в долине По.

Средний и поздний миоцен — складчатость в Гельветском поясе. Внешняя зона субдукции. Формирование разрывов и образование свода в центральной части. *Поздний миоцен* — главная складчатость в Южных Альпах.

Понт, плиоцен (в буквальном смысле), плейстоцен — воздымание внешних клиньев фундамента. Движения по зоне разлома Мартиньи-Шур (продолжающиеся и в голоцене). Окончание погружения молассовой впадины. Складчатость в Юрских горах в раннем плиоцене. Выравнивание в Альпах в плиоцене; возобновление поднятия в раннечетвертичное время (виллафранк) и в плейстоцене (в буквальном смысле). Очень интенсивное осадконакопление в долине По. Скорость современного воздымания и эрозии порядка 0,4—1,0 мм/год.

135 **Другие важные сведения.** См. Lewis Carroll, «Father William» [1], последнее четверостишие.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 3

201 Зоны и элементы в сегменте

1 Горы Юра	2 Гельветская зона
a Третичный («моласса»)	*a* Ультрагельветские покровы
b Мезозойский	*b* Гельветские покровы
c Верхнекаменноугольный — нижнетриасовый	*c* Чехол автохтонных массивов
d Кристаллический фундамент	*d* Автохтонные массивы
	e Готардский массив

Продолжение табл. 3

3 Пеннинская зона	4 Предальпы
a Покров Марнья	*a* Симменский покров в широком смысле
b Покров Тамбо-Суретта	*b* Покров Брекчий
c Покров Дан-Бланш	*c* Срединные Предальпы
d Покров Большой Сен-Бернар — Монте-Роза	*d* Северо-Пеннинские флишевые покровы
e Гнейсы Адула, соответствующие покрову	
f Симплонские гнейсы соответствующие покровам	
g Гнейсы Маджия	
h Гнейсы Тичино	

5 Западная часть Восточных Альп	6 Южные Альпы
a Северные Известняковые Альпы	*a* Моласса
b Центральные Австро-Альпийские структурные единицы	*b* Флиш
c Нижние Австро-Альпийские покровы	*c* Мезозойский
d Северо-Пеннинские покровы	*d* Пермский
e Покровы Брианconской зоны (в широком смысле)	*e* Вестфальский
f Северо-Пеннинские структурные единицы	*f* Кристаллический фундамент
g Третичная интрузия	*g* Третичная интрузия

Примечание. Элементы обозначены буквами независимо для каждой зоны (корреляция не имелась в виду), но расположены примерно в соответствии с порядком перекрытия одних структур другими.

В. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Горы Юра

302–307 *Края зоны.* Внешняя граница меняется от четкой (менее 0,5 км), обозначенной краевыми надвигами, до постепенной (0,5—3 км) в местах развития «складок форланда». Там, где горы Юра соединяются со структурами Рейнского грабена, граница спорная. Внутренняя граница с молассовой впадиной не определена из-за структурной или стратиграфической изменчивости или из-за отсутствия обнажений. Граница с Субальпийскими цепями Франции проведена произвольно.

310 *Осадочные породы* выходят на поверхность по всей зоне.

312–316 *Элементы и структура.* Третичные слои (элемент *a*) залегают со слабым несогласием на

[1] — *Нет, довольно! — сказал возмущенный отец.—*
Есть границы любому терпенью.
Если новый вопрос ты задашь, наконец,—
Сосчитаешь ступень за ступенью!
Льюис Кэррол, «Баллада о старом Вильяме», перевод С. Я. Маршака.— *Прим. перев.*

среднетриасовых — верхнемеловых слоях (элемент *b*). Последние лежат на поверхности срыва над верхнекаменноугольными — нижнетриасовыми слоями (элемент *c*), которые в свою очередь несогласно залегают на кристаллических породах фундамента (элемент *d*). Максимальные размеры зоны 300 × 80 км. Породы элементов *a* и *b* над эвапоритами среднего триаса нарушены надвигами, возникшими в результате срыва, и смяты в складки. Обнаружены перемещения на расстояния от 0 до 30 км и поворот тектонических пластин на 8°, но напряженная деформация, за исключением редких случаев, отсутствует. Западная половина молассовой впадины представляет собой часть того же сорванного пласта (его можно определить как особый структурный элемент, для которого характерны мощности вплоть до 6 км и отсутствие складчатости). Этот пласт в целом, видимо, протягивается до подошвы внешних массивов на расстояние 120 км. Обнаружено, что в широтном направлении этот пласт прослеживается на расстояние вплоть до 5 км в собственно Рейнском грабене и на 200—300 м в Юре. Левый сдвиг со смещением на 3—4 км соединяет Рейнский грабен и грабен Брес; частично он затрагивает северную часть Юрских гор, где смещение в зоне рассеянных трещин оценивается величиной от 300 до 500 м.

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Третичные породы («молласса»)	Олигоцен — миоцен; органические остатки	Песчаники, сланцы, конгломераты	500	0	200?	*a*
Мезозойские породы	Средний триас — верхний мел; органические остатки	Известняки и сланцы, в триасе эвапориты	2000	600	1500	*b*
Верхнекаменноугольные — нижнетриасовые породы	Литология, флора	Песчаники, конгломераты, сланцы	?	0	?	*c*
Фундамент	Не определен					*d*

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — породы элемента *d* подверглись воздействию герцинской складчатости в течение намюрского и башкирского времени, вероятно, в башкирское время. Несогласное залегание обнаружено в Вогезах; возраст определен по ископаемой флоре. Фаза 2— слои элемента *c*, отложенные в погружающихся межгорных впадинах и грабенах, испытали слабую складчатость в московское — гваделупское время; возраст определен по ископаемой флоре в Вогезах. Фаза 3 — блоковая тектоника и связанное с ней образование трансформных разрывов затронули породы элемента *b* в позднеэоценовое и раннеолигоценовое время, вероятно, в несколько фаз. Некоторая активность сохраняется до настоящего времени. Возраст этих событий определен по угловым несогласиям, продуктам эрозии и изменениям мощности третичных пород. Фаза 4 — образование надвигов срыва и складок в породах элементов *a* и *b* происходило в интервале времени от позднего миоцена до плиоцена, вероятно в позднем миоцене. Верхний временной предел определен плохо (недатированные галечники и остаточные глины).

[350–355] *Складки.* Породы элемента *d* не обнажены, а породы элемента *c* известны только по буровым скважинам, следовательно, о структурах, развивавшихся в течение фаз 1 и 2, мы ничего не знаем. Во время фазы 3 образовались моноклинали широтного простирания, наклоненные главным образом к северу, и моноклинали с простиранием слоев от северо-восточного до северного, наклоненные в обоих направлениях; средняя амплитуда этих складок 1000—100 м, а средняя длина волны 1000 м и более. В фазу 4 образовались складки со средней амплитудой и длиной волны соответственно 1000 и 2500 м; на пересечении этой зоны встречается в среднем восемь складок с размерами, превышающими 1000 м; складки вертикальны или наклонены на северо-запад, хотя некоторые имеют северо-восточный наклон.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 4, развитые в элементе *a*, относятся к типам 1A, 1B, 1D—F, 2A, 2B, 2D, 3A, 3B, 3E, 3F, 4A, 4E.

[358] *Плоскостные структуры.* В фазу 4 в элементе *a* в тонких прослоях сланцев между смятыми

в складки известняками возник кливаж начальной стадии.

[365] *Анализ деформаций.* Оолиты не деформированы [66]; иногда встречаются деформированные окаменелости, но их деформация, вероятно, обусловлена процессом осадконакопления или уплотнения.

[366–373] *Разрывы.* Эпизод 1 — нормальные сбросы и сбросо-сдвиги север-северо-восточного и восточного простирания, датированные олигоценом, затронули породы элемента *b*. Следствием этого в описываемой зоне явилось растяжение в широтном направлении на 200—300 м и образование трансформного разрыва с левосторонним смещением на 300 (?) м на западе и правосторонним смещением на 200 (?) м на востоке. Эпизод 2 — повсеместное образование надвигов в позднем миоцене (фаза 4) в породах элементов *a* и *b*. Эпизод 3 — образование сбросо-сдвигов в позднемиоценовое время было повсеместным; возникло 7 или 8 главных разрывов. Преобладают левосторонние смещения, но ориентировка разрывов меняется по дуге Юрских гор. Взаимоотношения и развитие трех систем разрывов сложны. Лаубшер [60] попытался объяснить кинематическую историю их образования с помощью модели, учитывающей «тектонику плит».

2. Гельветская зона

[302–304] *Края зоны.* Северная граница представляет собой надвиг на молассу и резко очерчена (менее 0,5 км). Южная граница образована фронтом надвига Пеннинских покровов и меняется от резко очерченной до постепенной (менее 3 км). Граница с надвигом Предальп выражена четко.

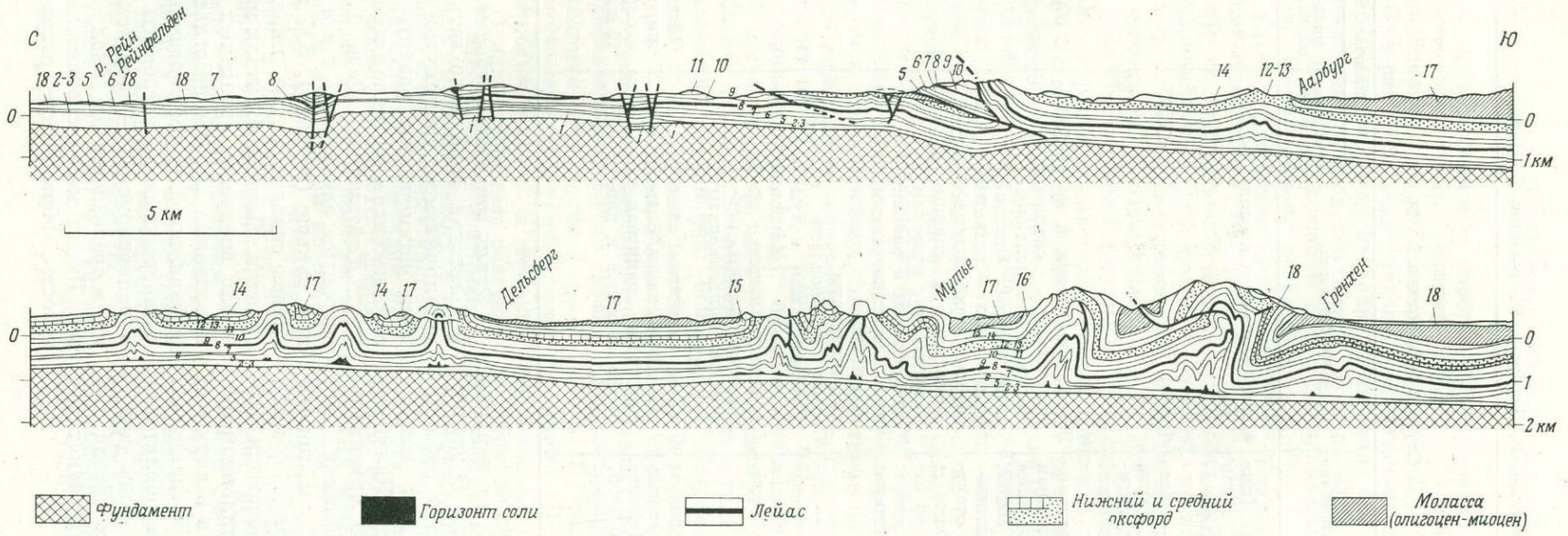
[308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 1%; интрузивных — 25%; осадочных — 55%; метаморфических — 20%.

[312–314] *Элементы и структура.* Современный порядок залегания структур (сверху вниз): Ультрагельветские покровы (элемент *a*), Гельветские покровы (*b*), чехол автохтонных массивов (*c*) и автохтонные массивы (*d*). Один из «автохтонных» массивов, Готардский, обозначен как самостоятельный элемент (*e*); по отношению к северным массивам (автохтонным в более строгом смысле слова) он испытал перемещение на расстояние порядка 25 км. Элемент *a* представляет собой первоначальный чехол элемента *e*, а в настоящее время он надвинут на элемент *b* и *c*. Элемент *b* сначала был чехлом южной части элемента *d* (массива Тавеч и его продолжения в зоне субдукции); сейчас он надвинут на элемент *c* и на молассовые формации Швейцарского плато. Элементы *a*, *b* и *c* перекрыты Пеннинскими покровами и покровами Предальп. Элемент *e* представляет собой клин фундамента; чехол его испытал надвигание по зоне срыва. Части элемента *d* изогнуты в цилиндрические массивы или представляют собой клинья; на юге зоны они претерпели значительную внутреннюю деформацию. Породы элемента *c* смяты в складки, иногда лежачие, нарушены надвигами и вместе с тем испытали срыв. Элемент *b* сложен покровами, возникшими за счет срыва, главным образом второго порядка, так же как и элемент *a*.

[315–317] *Размеры элементов.* Доступные наблюдению длина, ширина и мощность элементов соответственно (в км): *a* (непрерывно) —95 (местами до 250), до 55, до 2 (?); *b* — больше 250 (продолжается на восток), от 10 до 50, от 2 до 5; *c* — больше 240 (продолжается на запад), до 30, от 0,5 до 3; *d* — до 60 (Эгюий-Руж и Монблан) и до 115 (Аар), ширина до 23, мощность от 0 до 10 и более; *e* — до 95, до 20, от 0 до 3 и более.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — в серии Веррукано в элементах *d*, *b* и *e* встречаются прослои пермских вулканических пород. Приблизительный объем таких пород в сегменте составляет 5—10 км^3. К ним относятся поверхностные потоки риолитов, содержащие игнимбриты, и альбитизированные базальты; некоторые большие тела гранитоидов в элементах *d* и *e*, вероятно, имеют тот же возраст, другие образовались раньше (в каменноугольное время). Эпизод 2 — извержения лав андезитового и базальтового состава в позднем эоцене, о чем свидетельствуют только детритовые и пирокластические обломки в песчаниках Тавейаннац элементов *c* и *b*.

[335–342] *Метаморфизм.* Фаза 1— породы элементов *d* и *e* подверглись воздействию метаморфизма в московское время или несколько раньше (около 305 млн. лет). Фаза 2 — породы элементов *d* и *e* испытали метаморфизм в позднепермское время или раньше. Фазы 1 и 2 часто трудно различимы; метаморфизованные породы фундамента обычно перекрыты московскими или триасовыми слоями. Из пород основного состава встречены амфиболиты; глинистые породы содержат гранаты и биотит; угли (образовавшиеся между фазами 1 и 2) представлены антрацитами (но это могло быть следствием фазы 3). Фаза 3 — действию метаморфизма в раннем олигоцене или позже подверглись породы элементов *e*, *d*, *c* и *b*. В элементе *c* метаморфизм испытали нижнеолигоценовые



ФИГ. 4. Структурные профили через горы Юра (зона 1).

Цифрами на разрезах обозначены: *1* — фундамент; *2* — пермские породы; *3* — пестрый песчаник; *4* — волнистый известняк (wellenkalk); *5* — горизонт соли; *6* — раковинный известняк; *7* — кейпер; *8* — лейас; *9* — опаловые сланцы; *10* — верхний аален — средний байос; 11 — верхний байос; *12* — бат — келловей; *13* — нижний и средний оксфорд; *14* — «секван»; *15* — кимеридж; *16* — портланд; *17* — молласса (олигоцен — миоцен).

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Флиш Северных Гельветид	Нижний олигоцен (рыбы) — верхний эоцен (бедная фауна фораминифер)	Флиш (песчаники и сланцы)	<1500		*c* (главным образом), *b* (только северная часть)
Флиш Южных Гельветид и Ультрагельветид	Верхний эоцен — маастрихт; обильная фауна фораминифер, пелагические фораминиферы, микрофауна	Флиш	<2500		*b* (северная часть), *a*
Мезозойские отложения	*Верхний эоцен — оленекский ярус; обильная фауна, за исключением триаса (нижний эоцен, палеоцен, сантон — маастрихт, часто отсутствующие в элементе c; байос — рэт, обычно отсутствуют на севере; апт, часто отсутствует в элементе b)*	*Эоцен: известняки и пелагические сланцы. Верхний мел: пелагические породы. Нижний мел — юра: главным образом мелководные известняки и сланцы, пелагические известняки и сланцы в элементе a. Триас: песчаники, красноцветы, доломиты, ангидриты*	*<3000*	*>500*	*c (мел обычно отсутствует), b, e (только оленек — байос), a*
«Веррукано» и верхнекаменноугольные породы	Верхняя пермь (?) — московский ярус; растительные остатки, бедная фауна в пермских отложениях	Пермь: красноцветы с фангломератами и вулканитами. Карбон: континентальные отложения, сланцы, песчаники, конгломераты, антрациты	<2000		*d* + *c*, *b*, *e*
Фундамент (кристаллические породы)	Домосковский, главным образом докембрийский; породы метаморфизованы в герцинскую (305, 270 млн. лет) и каледонскую (?) эпохи	Гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты, большие тела гранитоидов (реже сиенитов и диоритов)		Обнажено около 10 км	*d*, *e*

слои, содержащие окаменелости, но верхний предел возраста определить трудно. В элементе *e* и в корневой зоне элемента *b* рубидий-стронциевый метод по биотиту дает возраст (остывания) около 10—30 млн. лет. Калий-аргоновый метод по меридионально ориентированным кристаллам роговой обманки дает 35—40 млн. лет [86]. В элементах *d*, *c* и *b* породы метаморфизованы слабо (цеолитовая фация); местами в основных породах встречаются цеолиты, а в глинистых породах — стильпномелан и голубой амфибол. В элементе *e* и в корневой зоне элемента *b* представлены зеленосланцевая, альбит-эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации метаморфизма; основные породы содержат тремолит, а пелитовые — хлоритоид (на севере), гранат, ставролит и (или) кианит (на юге).

Форма зон метаморфизма. См. [30]. Вообще Гельветская зона мало затронута альпийским метаморфизмом; упомянутые более высокие ступени метаморфизма развиты только в Готардском массиве и частично в соседней зоне Урзерен.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1, «сегалонская»,— затронуты элементы *d* и *e* в московское время или раньше (вероятно, 305 млн. лет); образовались сильно сжатые, иногда изоклинальные складки. Породы испытали метаморфизм, произошло внедрение гранитных интрузий. Дислоцированные породы несогласно перекрыты содержащими флору московскими слоями. Фаза 2, «аллоброгская»,— затронуты элементы *d* и *e* в раннепермское — оленекское время, вероятно, в среднепермское (около 275 млн. лет) время. Имели место сравнительно слабая складчатость, образование разрывов и внедрение

гранитной интрузии. Деформированные породы несогласно перекрыты оленекскими слоями. Фаза 3, «ультрагельветская»,— затронуты породы элементов *a* и *e* (?) в ранне- и среднеолигоценовое время. Имело место образование надвигов, вероятно, гравитационного происхождения, которое продолжалось в течение среднего или позднего олигоцена. Обоснованием возраста является то, что Ультрагельветские покровы залегают на среднеолигоценовой молассе, а Гельветские покровы не подвергались деформации. Фаза 4, «главная гельветская фаза»,— затронуты элементы *d*, *c*, *b*, *e* (?) и *a* (пассивный элемент) в среднем олигоцене — позднем миоцене, вероятно в миоцене. Происходило образование надвигов, складок и формирование клиньев фундамента. Возраст установлен не очень точно. Эта фаза определенно является более поздней, чем фаза 3; покровы элемента *a*, уже надвинутые на элементы *c* и *d*, снова испытали складчатость, причем она затронула и субальпийскую молассу, самой молодой серией которой является «аквитанская». Фаза 5, «поздняя гельветская фаза»,— захвачены элементы *d*, *c* и *b*, вероятно, в позднемиоценовое и плиоценовое время. Происходило воздымание, образование сбросов и перемещение по надвигам. Возраст этих движений устанавливается плохо: они определенно имели место позже фазы 4.

[350–355] *Складки.* Фазы 1 и 2 — образуются складки всевозможных размеров, большей частью сжатые и с крутыми осевыми поверхностями. Фаза 3 — возникшие бессистемные складки подчиняются гравитационному оползанию. Их первоначальную форму трудно определить из-за влияния деформаций фазы 4. Осевые поверхности сначала были горизонтальными или наклоненными к югу, а вергентность — северной. Однако вследствие действия силы тяжести при более позднем воздымании массивов образовались ныряющие (синформные) складки, осевые поверхности которых наклонены на север; первоначально эти складки преимущественно были лежачими. Фазы 4 и 5 в элементах *b* и *c* возникают складки всех масштабов с длиной волны и амплитудой вплоть до 10 км; на пересечении этой зоны встречается в среднем 5 складок в элементе *c* и от 5 до 10 складок с размерами больше 1000 м в элементе *b*. Углы между крыльями различны, но чаще небольшие (элемент *c*); осевые поверхности горизонтальны или падают на юг; часто встречаются лежачие складки; вергентность в основном северная. Складка Сентис (фаза 4, элемент *b*) имеет амплитуду 1500 м и длину волны 800 м.

[356] *Морфология складок.* В фазу 4 в элементах *b* и *c* образовались складки следующих типов: 1B—E, 2B—E, 3B—E, 4B—E, 5B—E. Часто встречаются складки типов 2C, 3C и 4D. Складки типов 3E, 4E и 5E развиты в корневой зоне и в элементе *e*.

[357] *Карты складок.* См. [4, 46] — хорошие профили [2, 78, 57, 82, 38], Lugeon, 1943, и. т. д.

[359–362] *Плоскостные и линейные текстуры.* Фаза 4 (главным образом) привела к развитию пластинчатого кливажа и линейности («полосчатости»), но лишь в южной части и на нижнем и среднем структурных уровнях серии покровов. Эти текстуры образовались одновременно со складками: кливаж параллелен осевым поверхностям, линейность ориентирована по-разному, но главным образом нормально по отношению к осям складок. Локальные полосы излома волнистого кливажа (кинкбанды) образовались во время фазы 5. См. [67, 74, 44].

[365] *Анализ деформаций.* См. [44, 74, 57]. Степень деформации определенно связана со структурным уровнем; деформация становится наиболее интенсивной по направлению к основанию серии покровов и относительно небольшой по направлению к ее верхней части. Кроме того, максимальное удлинение обычно ориентировано приблизительно меридионально, под большим углом к осям складок, хотя можно отметить и удлинение, параллельное осям складок.

[366–373] *Разрывы.* В юрское и раннемеловое время в элементах *a* (?), *b* и *c* нормальные, антитетические сбросы восточного и юго-восточного простирания с падением в основном на юг вызвали смещение коры по всей зоне приблизительно на 100 м. В олигоцене пологие надвиги гравитационного (?) происхождения привели к горизонтальному перемещению элемента *a* на расстояние 30—50 км в северном направлении. В миоцене во всех элементах формировались многочисленные надвиги с общим горизонтальным смещением 25—30 км; в некоторых случаях эти надвиги являются естественным следствием складкообразования (надвиги в опрокинутых крыльях лежачих антиклиналей, отставание нормальных крыльев). Тогда же формировались поперечные (север—юг) и (обычно немного раньше) продольные (запад — восток) разрывы; меридиональные левые сбросо-сдвиги с общим смещением в несколько километров развиты только в покровах (элемент *b*). Вообще образование разрывов было связано с фазами деформации (см. выше, [344–348]), но иногда оно продолжалось и после завершения складчатости. Сокращение коры, вызванное надвиганием и складкообразованием, составляет около 50 км.

3. Пеннинская зона

В этой зоне объединены покровы Пеннинской (± эвгеосинклинальной) области, дотретичные ядра пород фундамента и те образования мезозоя — эоцена, которые находятся в непосредственном стратиграфическом контакте с породами фундамента. Покровы, возникшие в результате срыва (серии пород мезозоя—эоцена, перемещенные в более внешнюю часть Альп), мы трактуем как покровы, подстилающие Предальпы (зона 4, элементы $a — c$ или $a — d$) и западную часть Восточных Альп (зона 5, элементы $a — c$).

302–307 *Края зоны.* Определены точно (менее 0,5 км), за исключением «корневой зоны», где границы не установлены из-за структурной и (или) стратиграфической изменчивости или находятся в стадии обсуждения. [311] Все породы этой зоны в значительной степени подверглись воздействию альпийского метаморфизма; 75% составляют дотриасовые породы фундамента; 25% — серии мезозоя, из которых 25% приходится на долю вулканических и интрузивных пород (офиолитов).

312–314 *Элементы.* Самые нижние структурные элементы (Маджия — g и Тичино — h) обнажены в долинах рек Тичино и Точе. Выше этих элементов и к востоку от области их поднятия наблюдается следующий порядок залегания структур (снизу вверх): Адула (элемент e), покровы Тамбо и Суретта (b) и покров Марнья (a), а к западу от области поднятия элементов g и h в Пеннинских Альпах: Симплон (f), покров Большой Сен-Бернар — Монте-Роза (d), покров Дан-Бланш (c). Эти элементы объединены в Нижнюю Пеннинскую группу (зона Лепонтинских гнейсов, элементы $e — h$), Среднюю Пеннинскую группу (элементы b и d) и Верхнюю Пеннинскую группу (элемент a). Элемент c можно рассматривать как «ультрапеннинский», он может быть структурным эквивалентом (но не обязательно, когда речь идет о фациальных зонах мезозоя) Нижних Австро-Альпийских покровов (зона 5, элемент c). Самые нижние Пеннинские, или Лепонтинские, элементы ($f — h$ и часть элемента e) и залегающие выше элементы ($a — d$) вполне различаются по свойствам, например по степени метаморфизма и стилю деформации; но изменения этих свойств происходят более или менее постепенно.

Элементы $a — c$ образованы покровами кристаллических пород фундамента и породами мезозоя, которые частично все еще находятся в стратиграфическом контакте с породами фундамента, но в основном срезаны. Элемент d охватывает дотриасовые породы фундамента, образующие покров с антиформной складкой в юго-восточной части. В элементах $a — e$ развиты главным образом надвиги с несколькими опрокинутыми складками; контакт пород чехла и фундамента может быть несогласным или согласным (вследствие стирания несогласий в альпийское время).

Элементы $e — h$ состоят из сложенных гнейсами ядер, в том числе гранодиоритовых «интрузий» в элементе g, с обрамлением из слюдистых сланцев, амфиболитов и мраморов, вокруг которых располагаются осадочные породы мезозоя; породы, образующие эти элементы, смяты в опрокинутые складки, причем породы фундамента и чехла дислоцированы согласно. Элемент e образован покровом в северо-западной части и антиформной складкой с вертикальной осевой плоскостью в юго-восточной части. Элемент f представляет собой серию покровов около области воздымания. Элемент g — крутопадающая зона с вихревой структурой в северной и юго-восточной частях. Элемент h образован пологими куполами, слагающими главную область воздымания.

Элемент b на востоке примерно соответствует элементу d на западе.

315–317 *Размеры элементов.* Максимальные доступные наблюдению длина, ширина и мощность элементов соответственно (в км): a — $40 \times 30 \times 2$; b — $55 \times 65 \times 8$; c — $30 \times 45 \times$ $\times$ (до) 10; d — $200 \times 110 \times 15$; e — $60 \times 80 \times 3$ (в среднем); f — $150 \times 75 \times 6$; g — $200 \times 80 \times 3$ (в среднем); h (в среднем) — $50 \times 60 \times 4$.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — в элементах $a — b$ и $d — f$ возникают серпентинитовые тела с тектоническими контактами, содержащие некоторое количество габбро; формирование этих интрузий предшествует альпийским метаморфизму и деформациям. Объем серпентинитов и габбро 500 км^3. Эпизод 2 — в элементах $b — h$ происходят подводные излияния лавы основного состава и формирование силлов вместе с редкими дайками и секущими телами. Магматические породы связаны с осадочными отложениями мезозойского возраста; в осадочных породах, залегающих между базальтовыми потоками, встречаются меловые фораминиферы. Объем магматических пород 500 км^3. Следует обратить внимание на то, что возрастные соотношения эпизодов 1 и 2 спорны. Эпизод 3 — образование гранитоидов Брегалья (зона 5).

335–341 *Метаморфизм.* История развития метаморфизма в этой зоне сложна. Кристаллические породы фундамента, залегающие под мезо-

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	средняя	
Флиш	Верхний мел — нижний эоцен; фораминиферы	Флиш	2 500	1000	*a* (?), *c* (?), *d* (?), *e*, *f*
Блестящие сланцы	Главным образом нижний мел; данные о возрасте малочисленны и спорны	Первоначально сланцы, глинистые известняки, песчаники, брекчии (главным образом в верхней части)	3 000 (?)		*a* — *b*, *d* —*h*
«Дифференцированные юрские и меловые породы»	Нижняя юра — верхний мел; крупные окаменелости в отложениях нижней юры; несколько видов фораминифер в меловых породах	Известняки, сланцы; в некоторых элементах широко развиты брекчии; в элементе *a* радиоляриевые кремнистые сланцы	1 000 (?)		*a* (?), *b*— *d*, *e* (?), *g* (?)
«Средний и верхний триас»	Водоросли, гастроподы, криноидеи	В основном доломитовые известняки, пестрые сланцы, местами гипсы	500	Очень изменчива	Все элементы
«Верхняя пермь — нижний триас»	Косвенные доказательства	Кварциты, кварцевые конгломераты	400	Очень изменчива	Большинство элементов
«Карбон — пермь»	Очень редкие растительные остатки	Сланцы, конгломераты, песчаники (континентальные)	3 000 (?)	Отложения часто отсутствуют	*a* — *b* (сомнительно); *d* (мощные отложения); *f*; *g* — *h* (подчиненное значение)
Фундамент	Доверхнекаменноугольный; по некоторым радиологическим данным 400—2600 млн. лет	Гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты, мраморы; гранитоиды в элементах *b* и *d*	15 000		Все элементы

зойскими осадочными породами, были метаморфизованы до мезозоя. Хотя меловая и раннетретичная фазы деформации и кристаллизации несомненно имели место, современная схема изоград обусловлена главным образом третичным региональным метаморфизмом, происходившим в конце эпохи деформаций или после нее.

Реликтовые метаморфические породы, если и обнаруживаются, то не могут быть выделены в региональном масштабе.

Фаза 1 — метаморфизм фации глаукофановых сланцев (высокое давление и низкая температура) в интервал времени с мела до олигоцена затронул элементы *a*— *d*, о чем свидетельствуют радиологические данные и возраст осадочных пород, испытавших метаморфизм; в породах основного состава образуются альбит, глаукофан и (редко) лавсонит; в пелитовых породах возникают хлоритоид, хлорит и мусковит. Фаза 2 — воздействию регионального метаморфизма в позднеэоценовое—ранне (средне?)-олигоценовое время подверглись породы элементов *a* — *h*; имел место метаморфизм разных ступеней: от фации зеленых сланцев (или более низкой) до амфиболитовой; при метаморфизме более высоких ступеней в основных породах образовались лабрадор, пироксен и амфибол, в пелитовых породах — силлиманит, кианит и ставролит. Угли по степени метаморфизма меняются от антрацита до графита. Возраст метаморфизма четко обозначен: им затронуты осадочные породы вплоть до эоценовых — в миоценовых (олигоценовых?) слоях развиты обломочные метаморфические минералы; свинцово-стронциевый метод по слюдам дает 10—35 млн. лет, и возраст главной фазы по радиологическим данным равен 38 ± 2 млн. лет.

[342] *Карта изоград* имеет правильный концентрический рисунок, но соотношения между временем, подвижностью и последней метаморфической кристаллизацией сложны, если рассматривать их в трех измерениях. См. [68, 10, 27].
[344–348] *Деформации в Верхних Пеннинских покровах (элементы a — d).* Фаза 1 — складкообразование (?) и субдукция океанической коры (?) происходили главным образом в эвгеосинклиналях в сеномане — маастрихте, видимо, в несколько эпизодов; об этом свидетельствуют некоторые радиологические данные (около 80 млн. лет); другим доказательством служит трансгрессивное залегание пород палеоцена. Фаза 2 (главная фаза) — образование надвигов и складчатость охватывают все элементы в позднеэоценовое — среднеолигоценовое время, вероятно, около 39 ± 3 млн. лет [см. 92]. Фаза 3 — *позднее образование сбросов и крутых надвигов* (взбросов) происходило после окончания фазы 2 до позднего миоцена, вероятно, в олигоцене и миоцене.
[344–348] *Деформации в Нижних Пеннинских покровах (элементы e — h)*: дотретичные структуры здесь уничтожены. При третичных деформациях после надвигания формировались складки *сжатия* в повторяющиеся, но, вероятно, не дискретные фазы, и затем осложняющие складки и будинаж в возникших ранее структурах. Возраст этих движений определить нельзя, поскольку нет точно датированных третичных слоев.
[350–355] *Складки.* Имеются складки всех масштабов — от миллиметров до нескольких километров. В элементах *f — h* и в южных частях элементов *b*, *d* и *e* в любом пересечении зоны есть 10—20 складок с размерами больше 1 км; углы между крыльями и ориентировка осевых поверхностей очень изменчивы; вергентность *в элементах b — f северная. В элементах a*, *b*, *d*, *e* и *c* (?) в любом пересечении зоны развито 10 складок с размерами, превышающими 1 км; углы между крыльями различны, но часто небольшие; вергентность северная, но осевые поверхности часто довольно пологие и, кроме того, бывают наклонены и на север, и (во фронтальных частях элементов *b* и *d*) на юг.
[359–362] *Плоскостные и линейные структуры.* Обычно развиты в породах элементов *a*, *b*, *d* и (частично) *e*, но систематические исследования не проводились.

В элементах *f — h* и (частично) *e* линейные структуры, оси вращения плоскостей *S* в тектонитах и осей складок сформировались в основном в течение второй (сложной) фазы деформации. Плоскости *S* и линейность с сигмоидальным направлением и триклинной симметрией имеют сложный рисунок; эти элементы образуют петрогенетическую единицу. Складки вихревых структур с крутыми осями постепенно переходят в складки куполов с пологими осями. На основную складчатость наложена поперечная, и можно доказать, что возрастные соотношения между осями складок противоположны их расположению в пространстве. См. [99, 100, 56, 18].
[366–372] *Разрывы.* Имеются четыре группы разрывов разного возраста. Мезозойские сбросы формировались в процессе развития геосинклинали. Пологие надвиги (а также взбросы на юге) возникли во время главной складчатости. Большие разрывы (см. [111–117]), часто с горизонтальным смещением, развивались одновременно с надвиганием и после него. Поздние крутые разрывы были связаны с воздыманием, происходившим после метаморфизма, и, возможно, с деформациями, имевшими место в миоцене к северу от этой зоны.
[374] *Карты разрывов.* См. [102, 85, 39].

Зона 4. Предальпы

[302] *Края зоны* всюду определены точно (менее 0,5 км) по эрозионным краям надвига на Гельветские покровы (в широком смысле) или на молассу. Истинное положение границы зависит от определения этой зоны. Обычно к Предальпам относят Ультрагельветские покровы, но здесь они описаны вместе с Гельветской зоной. Определение зоны Предальп, принятое в этой статье: Пеннинские (и, возможно, Австро-Альпийские) покровы, возникшие в результате срыва, на внешней границе Альп, залегающие к северу от Гельветской зоны и перекрывающие ее, а также покровы, расположенные западнее долины Рейна.
[308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 0,01%; интрузивных — 0,001%; осадочных — более 99%; метаморфических — 0,001%.
[312–314] *Элементы.* Современный порядок залегания структур (сверху вниз): Симменский покров в широком смысле (элемент *a*), покров Брекчий (*b*), покров Срединных Предальп, или Клиповый (*c*) и Северо-Пеннинские флишевые покровы (*d*). Элемент *a* сложен преимущественно меловым флишем, материал для которого поступал из Пьемонтской и «Ультрапьемонтской» впадин; тот же материал поступал и в Западные Апеннины (частично). Элемент *b* содержит толщу пород с возрастом от московского яруса до палеоцена (граница Бриансонской

Таблица 7

Стратиграфия зоны 4

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Третичный флиш	Палеоцен — средний миоцен; бедная фауна фораминифер	Флиш	1000	0	Небольшая, 50—100	*b* (?), *c*, *d*
Меловой флиш	Низенский покров: главным образом кампан — маастрихт; фораминиферы	Флиш, содержащий конгломераты	2000		Большая, *1000—2000*	*d*
	Вегитальский покров: кампан — маастрихт и средний эоцен; фораминиферы	Флиш	1000			*d*
	Симменский покров: сеноман — маастрихт; фораминиферы	Флиш	2000		Первоначально ~3000 (?)	*a*
«Меловые» пелагические породы	Титон — нижний палеоцен; тинтинниды, фораминиферы, аммониты	Пелагические известняки, глинистые сланцы	600			*a*, *b*, *c*
«Верхнеюрские» породы	Оксфорд — берриас; хорошая фауна	Известняки; брекчии в *b*; кремнистые сланцы в *a*	400	50		*a*, *b*, *c*
«Среднеюрские» породы	Тоар — оксфорд; обильная фауна	Северная часть *c* — сланцы и известняки, обычно пелагические; южная часть *c* — мелководные известняки, угли	800			*c*
Нижняя брекчия	Плинсбах (?) — келловей (?); фауны нет	Брекчии, глинистые сланцы	1000			*b*
«Нижнеюрские» породы	Рэт — нижний байос; обильная фауна	Известняки (часто криноидные или кремнистые) и сланцы	900			*b*, *d* и *c* (только северная часть)
«Триасовые» породы	Оленекский — норийский ярусы; анизийский и ладинский хорошо определены по водорослям и моллюскам, остальные в малом количестве	Доломиты, известняки (часто водорослевые), роговики, красные сланцы; оленекские кварциты	900			*b*, *c* (в северной части только верхний триас, в южной — средний триас), *d*

Продолжение табл. 7

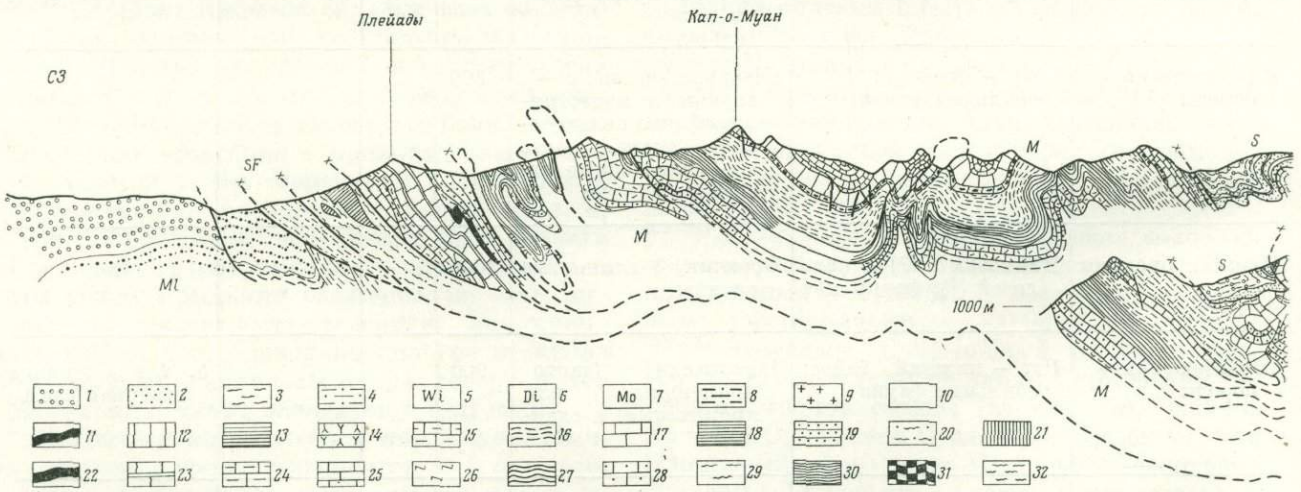
319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Породы позднего палеозоя	Московский ярус и нижняя пермь (?); растительность в московском ярусе, пермские породы органических остатков не содержат	Континентальные красноцветные конгломераты и песчаники (пермь); континентальные сланцы и песчаники (московский ярус)	300			*b*

и Пьемонтской областей). Элемент *c* сложен породами триаса — среднего эоцена (Суббриансонская и Брианconская области). Элемент *d* образован в основном меловым флишем (зона Вале). Элемент *a* представляет собой покров, возникший в результате срыва и состоящий из нескольких пластин, наложенных одна на другую. Элементы *b* — *d* образованы покровами, возникшими за счет срыва, иногда смятыми в складки. Контакты этих элементов с нижележащими структурами (обычно это Ультрагельветские покровы) и между собой являются поверхностями надвигов. См. фиг. 5.

315–317 *Размеры элементов.* Доступные для наблюдения длина, ширина и мощность (в км): элемент *a* сохранился в виде небольших эрозионных останцов длиной менее 200 км, шириной менее 15 км (первоначально 100? км) и мощностью до 2 (?) км (первоначально значительно больше на западе — гальки в молассе); *b* — непрерывно 22 (с перерывами — 90), меньше 13 (первоначально 25?), до 15; *c* — непрерывная длина 115 (с перерывами — 210), меньше 30 (первоначально 50?), до 3,5; *d* — Низен 50 и Вегиталь и т. д. 70 (прослеживается, на восток во флишевую зону Австрийских Альп), меньше 10 (первоначально 75?), до 2,5 (на западе сначала около 3? — гальки в молассе).

326–332 *Магматизм.* В элементе *a* в осадочных породах типа глинистых сланцев (мелового возраста) встречаются огромные валуны основных лав и ультраосновных пород объемом до 0,5 км^3.

335–342 *Метаморфизм.* Очень слабому воздействию матаморфизма («анхиметаморфизм») подверглись Низенский покров (элемент *d*), покров



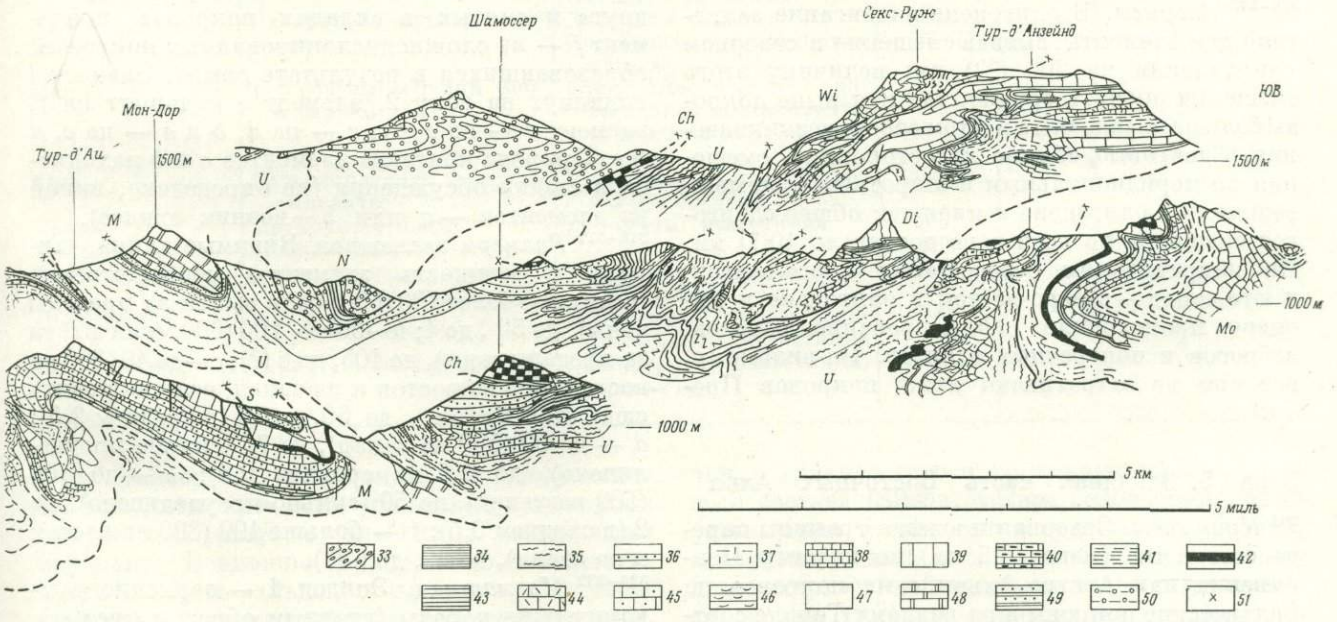
ФИГ. 5. Структурные профили через Предальпы (зона 4) к востоку от долины Роны.

Моласса (Ml): 1 — конгломераты Маунт-Пелерен (верхний стампий); 2 — красная моласса (средний стампий); 3 — нижняя покров Вильдхорн; *6 — гельветский покров Дьяблере; 7 — покров Моркль, Субгельветский. Гельветские покровы: 8 — флиш;* (известняки); *13 — нижний баррем (сланцы); 14 — готерив (кремнистые известняки); 15 — верхний валанжин (известняки);* покровы *(U): 19 — песчаниковый флиш; 20 — дикий флиш; 21 — верхний мел (пелагические известняки); 22 — средний мел* сланцы); *27 — аален (черные сланцы); 28 — лейас (известняки и сланцы); 29 — верхний триас (эвапориты, глинистые сланцы,* доломиты). *Низенский покров (N): 33 — верхнемеловой флиш; 34 — средняя юра (глинистые сланцы); 35 — верхний триас 38 — нижний мел (известняки и кремнистые породы); 39 — верхняя юра (известняки), 40 — арговий (узловатые известняки); 45 — нижний лейас; 46 — рэт; 47 — верхний триас (доломиты, ангидриты, сланцы); 48 — средний триас (известняки и доломиты).*

Брекчий (*b*) и подстилающие Симменский покров (в узком смысле) офиолитовые пластины(*a*). Этот метаморфизм, вероятно, имел место до последних движений по надвигам, поскольку элементы, залегающие под элементами *b* и *a*, метаморфизмом не затронуты. Породы элемента *c* не метаморфизованы, так же как Вегитальский флиш (*d*), Симменский покров (в узком смысле) (*a*) и гельминтоидный флиш (*a*).

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — зарождающийся срыв предальпийских покровов (главная складчатость). Фаза 2, симменская,— надвигание и гравитационное оползание происходили в элементе *a* в интервал времени от среднего эоцена до среднего олигоцена и, вероятно, продолжались в среднем олигоцене: этот покров надвинут на слои элемента *c*, датированные средним эоценом, и является источником большого количества галечного материала для конгломератов верхнеолигоценовой молассы. Фаза 3, «средняя»,— складчатость и надвигание затрагивают элементы *c* и *b* (перемещая элемент *a*) в среднем и позднем олигоцене, вероятно, в позднеолигоценовое время. Надвинутые породы перекрывают «средний стампий», гальки из них встречаются в слоях верхнего стампия (это «гельветская фаза» Штилле). Фаза 4, «гельветская»,— деформации подвергаются элементы *a* — *d* в среднеолигоценовое — позднемиоценовое время, вероятно, в миоцене. Происходило образование надвигов, складок и клиньев фундамента. Сведений о возрасте мало, установлено только, что деформации имели место после среднего олигоцена. Фаза 5, «низенская», соответствует позднегельветской — формирование надвигов и складок (гравитационные смещения?) захватывают Низенский покров (элемент *d*), вероятно, в позднем миоцене или раннем плиоцене. Эти движения происходили после гельветской фазы, но датированы не очень точно.

350–355 *Складки.* Разделить складки по фазам деформации невозможно; большая часть складок, очевидно, сформировалась в фазу 3. В Низенском покрове встречаются складки со средней амплитудой от 100 до 1000 м и длиной волны 100 м; в любом поперечном сечении зоны есть 2—3 складки с размерами больше 1000 м, углы между крыльями складок около 40°; эти лежачие складки имеют наклоненные на север осевые поверхности и северную вергентность. В элементе *c* амплитуда складок составляет в среднем 800 ± 300 м, длина волны 1500 ± ± 600 м; в любом поперечном сечении этой зоны есть 4—8 складок, размеры которых пре-



морская моласса (нижний стампий). *Субальпийский флиш* (*SF*): *4* — палеоцен (?) или нижний олигоцен (?); *5* — гельветский *9* — Тавейаннац (песчаники); *10* — верхний эоцен (песчаники, известняки, сланцы); *11* — средний мел; *12* — баррем — апт *16* — нижний валанжин (сланцы и известняки); *17* — верхняя юра (известняки); *18* — средняя юра (сланцы). *Ультрагельветские* (глинистые сланцы); *23* —баррем; *24* — валанжин и готерив; *25* — верхняя юра (известняки); *26* — байос — оксфорд (глинистые доломиты). *Покров Шамоссер* (*Ch*): *30* — аален (черные сланцы); *31* — лейас (известняки); *32* — верхний триас (ячеистые (доломиты). *Покров срединных Предальп* (*M*): *36* — флиш (палеоцен); *37* — красноцветная толща (сеноман — палеоцен); *41* — доггер с Zoophycos (байос — оксфорд); *42* — слои с Mytilus (бат — оксфорд?); *43* — тоар и аален; *44* — средний лейас; *Симменский покров* (*S*): *49* — платтен флиш (маастрихт); *50* — собственно Симменский флиш (сеноман — сенон); *51* — надвиги.

вышают 1000 м; углы между крыльями очень велики, осевые поверхности обычно крутые или наклонены на юг; вергентность северная, но не везде. Во флишевых покровах (элементы *a* и *d*) амплитуда и длина волны складок колеблются от 1 см до 100 м; в любом поперечном сечении зоны есть 1—2 складки с размерами больше 1000 м; углы между крыльями, как правило, 90°, осевые поверхности имеют разный наклон и сравнительно мало изучены.

[356] *Морфология складок.* В элементе *d* (Низенский покров) развиты складки типа 1D, 2C—D, 3B—D, 4C—D и 5D. В элементе *c* встречаются складки типа 1C—D, 2B—D, 3B—C и 4B—C. *В элементе d (флишевые покровы) — складки типа* 1C—E, 2C—E, 2F (разрушены), 3C—E и 4D. Эти данные приведены главным образом по памяти.

[357] *Карты складок.* См. [8, 46, 98].

[359–362] *Плоскостные и линейные структуры* не очень отчетливы. Сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складок, встречается в Низенском покрове. В элементах *b*, *c* и в некоторых структурных единицах элемента *a* сланцеватость развита локально.

[364] *Анализ деформаций.* Оолиты и окаменелости в породах элементов *a* и *c* обычно не деформированы, за исключением диагенетического уплощения.

[366–373] *Разрывы.* В олигоцене надвигание захватило все элементы, вызвав смещение в северном направлении на 200 (??) км; величину этого смещения оценить трудно, так как ныне покровы больше не связаны с местом своего возникновения. Сдвиговые, обычно левосторонние, смещения по меридиональным и широтным разрывам возникли в олигоцене и миоцене; общее сдвиговое смещение по всей зоне достигало 10(?) км. По направлениям северо-запад — юго-восток и юго-запад — северо-восток в олигоцене и миоцене происходило формирование сбросов, взбросов и поперечных сдвигов. По-видимому, все они не затрагивают ложа покровов Предальп.

Зона 5. Западная часть Восточных Альп

[302] *Края зоны.* Северная и южная границы определены точно (менее 0,5 км) по надвигу Пеннинских или Австро-Альпийских покровов на Гальветские покровы и по разлому Тонале соответственно. Западную границу условно принимают по долине Рейна — линии Тифенкастель — Малойя; восточную — по меридиану 10°40′ в. д.

[308–311] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: офиолитов — 5%; интрузивных пород — 10% (2% — альпийские граниты, остальное — фундамент); осадочных пород (в том числе метаморфизованных в альпийский этап) — 50%; метаморфических пород (в фундаменте) — 35%.

[312–314] *Элементы.* Современный порядок залегания структур (более или менее сверху вниз, т. е. первоначально с севера на юг): Северные Известняковые Альпы (элемент *a*); Центральные Австро-Альпийские структурные единицы (*b*); Нижние Австро-Альпийские покровы (*c*); Южно-Пеннинские покровы (*d*, Платта, Ароза); покровы Брианконской (в широком смысле) зоны (*e*, Фалькнис, Зульцфлю, Тасна) и частично Северо-Пеннинские покровы (*f*). Элементы *a* и *b* относятся к фациальной зоне Баюварид (Верхние Австро-Альпийские структурные единицы); *c* — к фациальной зоне Гризонид; *d* — Пьемонтской; *e* — Брианконской и *f* — к зоне Вале. Элемент *a* сложен смятыми в складки покровами с тонко-пластинчатой структурой, возникшими в результате срыва; *b* представляет собой комплекс расщепленных на тонкие пластины покровов, местами смятых в складки; в покровах элемента *c* наблюдается сильное расщепление на пластины и подчиненная складчатость. Элемент *d* состоит из покровов, возникших в результате срыва, *e* — из надвинутых друг на друга и смятых в складки покровов и элемент *f* — из сложнодислоцированных покровов, образовавшихся в результате срыва. Элемент *f* надвинут на зону 2, элемент *e* надвинут на *f*, элемент *d* — на *e* и *f*, *c* — на *d*, *b* и *a* — на *c*, *d* и *e*. Природа контакта элементов *a* и *b* находится в стадии обсуждения (не определено, какой из элементов — *a* или *b* — возник южнее).

[315–317] *Размеры элементов.* Видимые длина, ширина и мощность элементов соответственно (в км): *a* — более 100 (600, если выйти за пределы зоны), до 50 , до 4; *b* — более 100 (600, если выйти за пределы зоны), до 105, до 6 (?); *c* — до 40 (300 на восток, 500 на восток и на запад, если включить сюда Дан-Бланш), до 50, до 10 (в среднем 2,5); *d* — до 50 (500 на запад), до 75 (сильно преувеличено), до 1,5 (в среднем 0,4); *e* — до 100 (500 на запад), до 50 (сильно преувеличено), до 2 (в среднем 0,5); *f* — больше 100 (800 на восток и на запад), до 90, до 6 (?).

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — пермские вулканические породы (главным образом кислые). Эпизод 2 — в элементах *a*—*c* развиты мелководные морские туфы среднего и основного состава, переслаивающиеся с верхненорийскими, верхнеладинскими и нижнеладинскими — верхнеанизийскими слоями, содержащими окаменелости. Объем таких пород в зоне 5 около

Таблица 8

Стратиграфия зоны 5

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	средняя	
Сеноман — апт	Фораминиферы	Глинистые сланцы	400		*a*, *b*
Нижний мел — байос	Аммониты, тинтинниды	Пелагический разрез	300		*a*, *b*
Байос — рэт	Хорошая фауна	Известняки, сланцы, местами брекчия	700		*a*, *b*
Верхний — средний триас	Водоросли, моллюски	Доломиты, известняки	2500	1800	*a*, *b*
Нижний триас — пермь	Окаменелости в оленекском ярусе	Песчаники, конгломераты (континентальные)	1000	Часто 0	*a*, *b*
Комплекс пород *фундамента*	Радиологические данные — *около* 300 и 400 млн. лет; считаются частично докембрийскими	Гнейсы, амфиболиты, *слюдяные сланцы (подчиненно — гранитоиды)*	>6000		Главным образом *b (только слюдяные сланцы и филлитовые гнейсы в f)*
Сеноман	Фораминиферы	Флиш	300		*c*
Альб (?) — бат (?)		Глубоководные морские фации	200		*c*
Байос (?) — плинсбах (?)		Полигенетические брекчии, сланцы	300		*c*
Тоар-геттангский ярус	Аммониты	Известняки	100		*c*
Триас	Водоросли, гастроподы	Главным образом доломиты	300		*c*
Фундамент		Гранитоиды, гнейсы	>4000		*c*
Мел — юра	Скудная фауна	Глубоководные морские осадки, офиолиты	300 (?)		*d*
Триас	Датируется плохо	Доломиты и т. д.	200		*d*
Флиш	Палеоцен	Песчаники, глинистые сланцы	200 (?)		*e*
Мел	Датированы верхний мел и баррем	Глинистые сланцы, известняки, конгломераты (в верхнем мелу пелагические)	600		*e*
Юра	*Сальпионеллиды и редкие аммониты*	*Известняки, полигенетическая брекчия*	*600*		*e*
Триас	Датируется плохо	Доломиты, известняки	100		*e*
Граниты	Дотриасовый		~ 200		*e*
Флиш	Нижнемеловые — верхнеэоценовые фораминиферы	Песчаники, сланцы, конгломераты	2000		*f*
«Предфлиш»	Мел (?)	Песчаники, сланцы, конгломераты, известняки	2000		*f*
Бюнднерские сланцы	Юра (?) — нижний (?) мел	Сланцы, известняки, офиолиты	2000 (?)		*f*

1 км³. Эпизод 3 — в элементах *d* и *f* встречаются офиолиты мелового (?) возраста, в одном случае связанные с альбскими осадочными породами. Возможно, вулканическая деятельность началась раньше, в юрское время. Присутствуют подводные потоки (подушечные лавы, гиалокластиты и т. д.), силлы основного состава и тела главным образом ультраосновных *пород, форма которых не установлена. Общий* объем таких пород в зоне около 100 км³. Эпизод 4—30 млн. лет назад в элементах *a*, *b*, *e* и *h* Пеннинской зоны образовался массив Брегалья — главное тело интрузивных пород основного состава (Silson, устное сообщение). Были упоминания о том, что в среднеолигоценовой, а возможно, даже и в нижнеолигоценовой молассе встречены интрузивное тело, внедрившееся позже главного образования надвигов, и гальки из массива Брегалья. Однако окончательные выводы из этой корреляции сделать *трудно из-за плохой датировки конгломератов* и отсутствия радиологических определений возраста галек. Объем этого массива (частично вне зоны 5) около 500 км³. Контакт с вмещаю-

щими породами секущий на востоке (верхняя граница) и согласный со всех остальных сторон.

335–342 *Метаморфизм.* Фаза 1 — породы фундамента элементов *a*, *b*, *c* и *e* в позднекаменноугольное и раннепермское время подверглись воздействию «герцинского» метаморфизма. По радиологическим данным метаморфизм имел место 305 млн. лет назад и раньше, в «каледонское» время. Метаморфизм амфиболитовой фации отмечен на юге, а более низких степеней — на севере. Фаза 2 —«альпийский» метаморфизм затронул породы элементов *f*, *e*, и *d*, в меньшей степени — *c*, еще меньше — *b* и совсем мало — породы элемента *a*. Метаморфизм осуществлялся в течение позднего мела — раннего олигоцена, возможно, в позднемеловое время (по радиологическим данным 80 млн. лет назад, как в этой зоне, так и на соседних территориях, Jäger E., устное сообщение), но главным образом в позднеэоценовое или раннеолигоценовое время (нижнеэоценовые слои метаморфизованы). Метаморфические породы представлены главным образом цеолитовой фацией и фацией зеленых сланцев; степень метаморфизма уменьшается с юго-запада на северо-восток и вверх. На юго-западе зоны метаморфизм амфиболитовой фации в элементах *d* и *f* (см. зону 3). Такие же метаморфические фации расположены по обе стороны контактов массива Брегалья, но у восточного контакта значения градиентов очень велики.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — комплекс пород фундамента элементов *a*, *b*, *c* и *e* испытал герцинскую деформацию до поздней перми, вероятно, между башкирским веком и среднепермским временем (по аналогии с другими областями и на основании радиологических данных). Формировались пережатые складки и складки с сорванными замками. Фаза 2, альпийская,—(I) позднемеловая складчатость, возможно, затронула элементы *a*, *b*, *c*, *d* и *f* в сеноманское — маастрихтское время, но данные о ее возрасте в самой зоне только косвенные. (II) Главная альпийская складчатость, заключавшаяся в формировании складок и главных надвигов, захватила все элементы в течение раннеэоценового — нижне-(?) среднеолигоценового времени, вероятно с начала раннего эоцена до конца раннего олигоцена. Доказательством этого возраста служит то, что нижнеэоценовые слои встречены в покровах, а граниты Брегалья прорывают надвиги и являются источником обломочного материала (гальки) для нижнеолигоценовой или по крайней мере для среднеолигоценовой молассы. (III) Позднеальпийская деформация, включающая образование крутых надвигов (взбросов) и сбросов, затронула некоторые элементы в миоцене или раньше. Вероятно, это гельветская фаза, но время движений точно не установлено.

350–355 *Складки.* Крупные складки фазы 1 имеют амплитуду больше 1000 м и длину волны от 100 до 1000 м; на пересечении зоны встречается в среднем 6 таких складок; осевые поверхности часто вертикальны. Фаза 2 (главным образом II) — для каждого элемента ниже перечислены средняя амплитуда, средняя длина волны, количество складок с размерами более 1000 м в любом поперечном сечении, типичные углы между крыльями складок и направление вергентности (в соответствующей последовательности): *a* — 2 км, 4 км, 4, складки часто разорваны,северо-западное, западное и северное; *b* — 2 км, 2 км, 5,80°, вергентность северная, но в более позднюю фазу западная и юго-западная; *c* — всех масштабов, 3, 40°, северная до северо-западной; *d* — 100—1000 м, 10—100 м, несколько (?), 30°, различная; *e* — всех масштабов, 5, углы при вершинах различные, вергентность северная и южная; *f* — всех масштабов, 10?, 40°, северная или северо-западная.

356 *Морфология складок*: складки фазы 2 относятся к следующим типам: элемент *a* — 1C—D, 2B—C, 3B—C, 4B; элемент *b* — 1C—E, 2B—E, 3B—D; 4B; элемент *c* — 1D—E, 2B—E, 3B—E, 4B, 4D—E, 5B; элемент *d* — 2C—F, 3C—F, 4D—F, 5D, элемент *d* (кремнистые сланцы) — от 2B до 5B; элемент *e* — 1D—E, 2D—E, 3C—E, 4C—E, 5C—D; элемент *f* — 1E, от 2D—E до 5D—E; элемент *f* (трещиноватые породы) — от 1F до 3F.

359–362 *Плоскостные и линейные структуры.* В результате деформаций фазы 2 (особенно в эпизод II) возникло несколько систем плоскостных и линейных особенностей, позволяющих выделить более мелкие фазы. Часто более ранняя сланцеватость, почти параллельная слоистости, перемята около сланцеватости второй генерации; нередки повторно-смятые складки. Всесторонний анализ этих структур еще не проводился.

364 *Анализ деформаций.* Окаменелости деформированы в элементах *f*, *e* (южнее Претигау), *d* (южнее покрова Ароза), *c* и в некоторых частях элемента *b* (особенно в нижних стратиграфических горизонтах, где гальки удлинены более чем в 5 раз). В элементе *a* окаменелости обычно не деформированы.

366–373 *Разрывы.* Во всех элементах в позднем эоцене — раннем олигоцене происходило образование надвигов разных типов; смещение коры в северном направлении оценивается величи-

ной 400 км или больше. В элементах *a* — *c* отмечено также надвигание в западном направлении. *Элемент e испытал значительное поддвигание* (на юг, 20 км). В позднем олигоцене и миоцене или плиоцене (?) во всех элементах происходило формирование крутых сбросов, крутых надвигов (взбросов) и сдвигов, например, линии Энгадин и Тонале, северо-восточного — юго-западного и широтного простирания. По разрыву Тонале опущено южное крыло на величину от 5 до 15 км. Разрыв Энгадин имеет левостороннее смещение на 5—15 км.

Зона 6. Южные Альпы

302–306 *Края зоны.* Северная и западная границы точно определяются (ширина менее 0,5 км) сбросом Тонале. Южная граница представляет собой широкую полосу перехода (более 3 км) или не определена из-за отсутствия обнажений (отложения долины По, сформировавшиеся *после складчатости*). *Восточная граница* очень постепенна; ее проводят по разлому Джудикария и сопровождающей его зоне разрывов к западу от озера Гарда.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 5%; интрузивных — 10%; осадочных — 55%; метаморфических — 30%.

312–314 *Элементы.* Моласса, возникшая после завершения складчатости (элемент *a*), приобрела некоторый наклон во время позднеальпийской (инсубрийской) фазы деформаций, залегает на более древних элементах несогласно. Меловой эоценовый флиш (элемент *b*) лежит согласно на мезозойском разрезе (элемент *c*); оба элемента смяты в складки и испытали укорочение в меридиональном направлении; на вос-

Таблица 9

Стратиграфия зоны 6

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	средняя	
Моласса	Средний миоцен — нижний олигоцен; окаменелости	Сланцы, мергели, песчаники, конгломераты	>2500	1000 (?)	*a*
Флиш	Средний (и верхний?) эоцен — верхний сеноман; окаменелости	Пелагические известняки и известковые турбидиты, песчаники (флиш), конгломераты, граувакковые песчаники (флиш)	2400		*b*
Верхний сеноман — верхний лейас	Верхний сеноман — плинсбах; окаменелости	Пелагические мергели, пелагические известняки, радиолариты	1000	700	*c*
Нижний — средний лейас	Плинсбах-геттангский ярус; окаменелости	Кремнистые известняки, известковые турбидиты, оползневые отложения, местами тонкие прослои органогенно-обломочных пород	4000	100—1000	*c*
Рэтские породы	Рэтский; окаменелости	Доломиты, известняки, мергели, коралловые известняки, глинистые сланцы	2000	100—1000	*c*
Главный доломит	Норийский; окаменелости	Доломиты	2500	100—1000	*c*
Группа Райбль	Карнийский; окаменелости	Доломиты, известняки, обломочные породы, эвапориты	700	300	*c*
Средний триас	Ладинский — анизийский; окаменелости	Доломиты, известняки, сланцы, обломочные породы, вулканиты	1500	800—1000	*c*
Нижний триас	Скифский; окаменелости	Обломочные породы	200	150	*c*
Пермь		Обломочные породы, вулканиты	>2000	1000	*d*
Конгломераты Манно	Московский; окаменелости	Обломочные породы	100		*e*
Фундамент	Домосковский	Метаморфические породы, граниты и ультраосновные породы			*f*

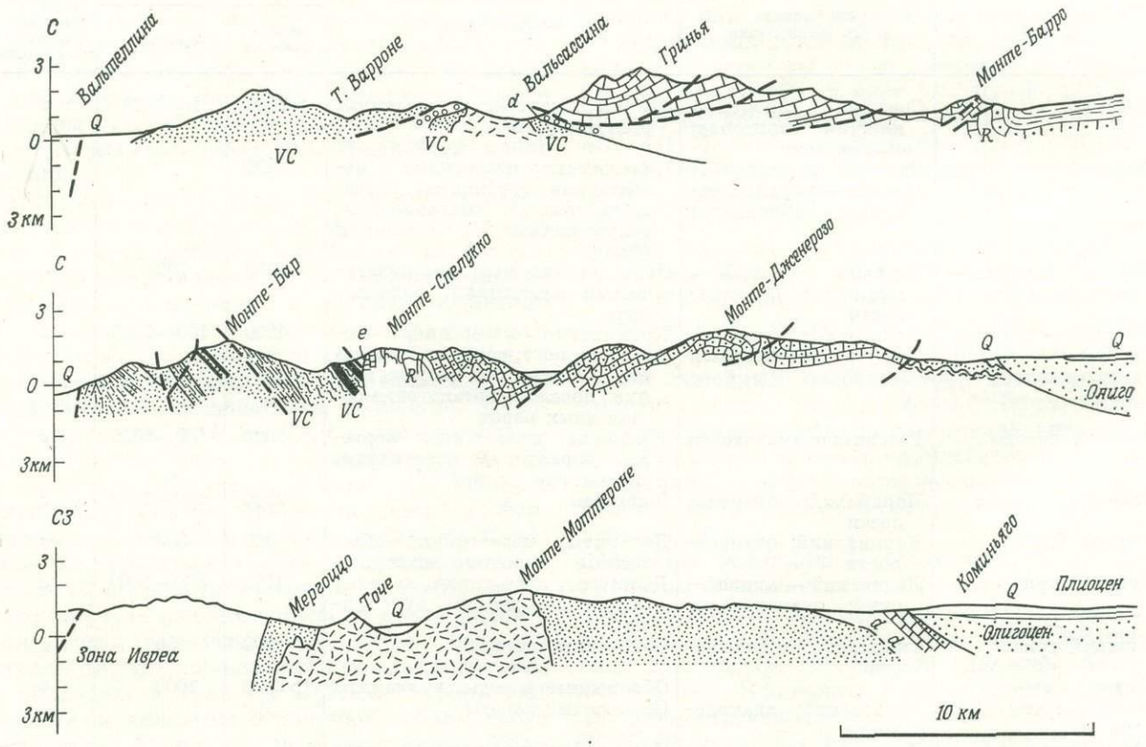
токе мезозойский разрез был надвинут по горизонтам срыва (Бергамские Альпы), в маленьких покровах происходили небольшие смещения. Элемент *c* залегает несогласно на более древних породах. Пермские слои (элемент *d*) были дислоцированы вместе с фундаментом (элемент *f*) в третичную фазу складчатости; они лежат несогласно на более древних слоях. Породы московского возраста (*e*) развиты локально, они испытали складчатость вместе с герцинским фундаментом (элемент *f*). Последний включает в себя эпигенетически измененные породы зоны Колла, метаморфические породы зоны Ченери — Строна, в том числе позднегерцинские граниты, и катаметаморфические породы, в том числе основные и ультраосновные породы, обнажающиеся на самых глубоких уровнях (переход к верхней мантии). Третичные интрузии Адамелло (элемент *g*) секут элементы *f*, *d* и *c*.

[315–316] *Размеры элементов.* Видимые длина и ширина соответственно (в км): *a* — до 140, до 5; *b* — до 120, до 15; *c* — 180 (в среднем), до 70 (в среднем 35); *d* — до 200, до 35 (в среднем 10); *e* — до 25, до 500 (?) м; *f* — до 240 (общая длина зоны, от Ивреа до Адамелло), до 45 (в среднем 15); *g* — до 40, до 35.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — в породы элемента *f* в пермское время (конец герцинской фазы) внедряются главные интрузии: граниты Баверно и Монторфано, гранофиры Лугано и диорит-порфиры Понте-Треза. Их возраст по радиологическим данным около 270 млн. лет [51, 71]. Пермские (позднегерцинские) порфириты и кварцевые порфиры моложе среднемосковских слоев (московские слои испытали складчатость вместе с герцинским основанием, тогда как пермские вулканические породы в складки не смяты), но старше скифских слоев возле Лугано. Эпизод 2 — в сериях морских пород развиты в виде тонких прослоев лавы и туфы основного состава, датируемые средним — верхним триасом (ладинский — нижнекарнийский ярусы). Эпизод 3 — крупная интрузия Адамелло, состав которой меняется от среднего до кислого, с сопутствующими дайками среднего и основного состава; возраст этой интрузии 30—45 млн. лет [28, 13]. Интрузия Адамелло возникла позже альпийских структурных элементов (разрывов и складок), но испытала воздействие позднеальпийских (инсубрийских) движений по разломам Тонале и Джудикария. Возраст позднеальпийских движений по разлому Тонале непосредственно к северу от этого разлома, в области Тичино, определен в 26 млн. лет по времени кристаллизации роговой обманки [31]. Для интрузии Мьяльино возле Бьелла радиологическими методами был определен возраст 31 млн. лет [16].

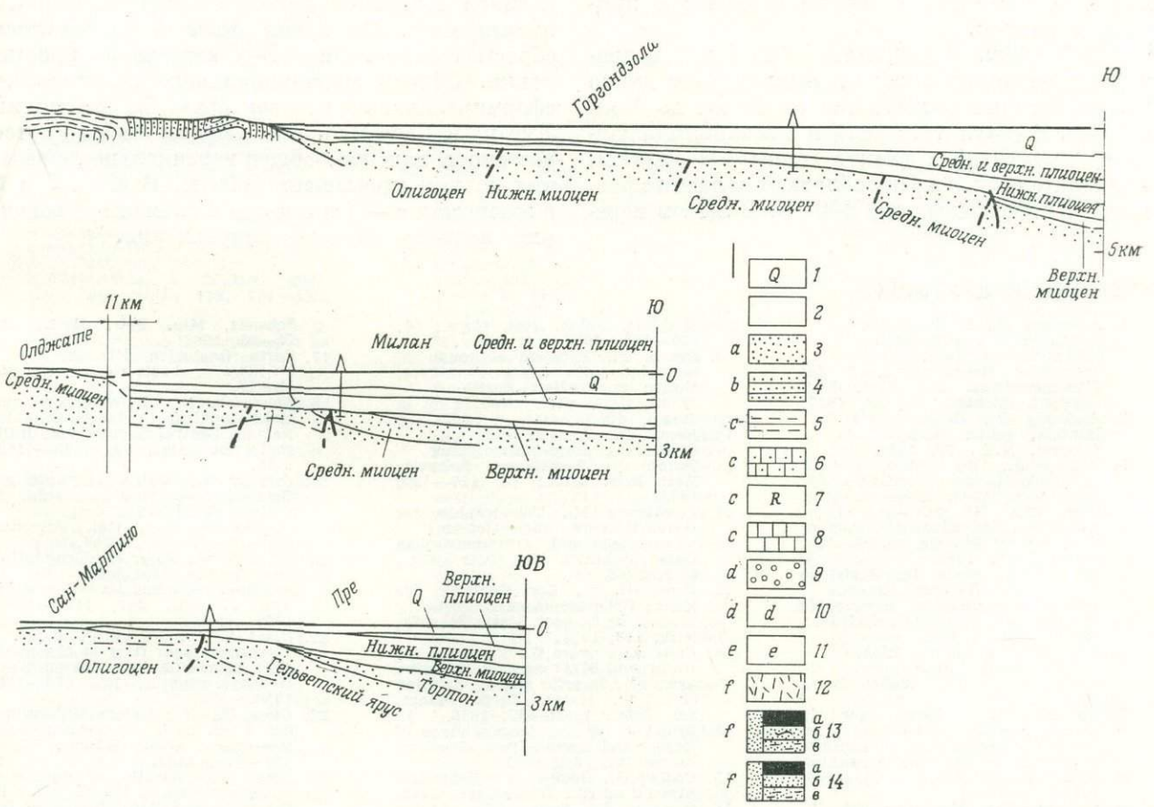
[335–342] *Метаморфизм.* Фаза 1 — на «каледонский» (400—500 млн. лет) возраст метаморфизма верхних уровней амфиболитовой фации указывает потеря свинца цирконами из парагнейсов зоны Ченери — Строна элемента *f*. Возраст в 430 млн. лет был определен для цирконов из пород типа ортогнейсов в той же зоне (Pidjeon, Köppel, Grünenfelder, в «Geochronology», не опубликовано). Фаза 2, герцинский метаморфизм, — в зонах Ченери — Строна и Валь-Колла элемента *f* в предмосковское время имел место метаморфизм соответственно верхних и нижних уровней амфиболитовой фации до зеленосланцевой фации. Калий-аргоновый метод по слюдам дает 315 млн. лет, а по амфиболам — около 325 млн. лет. К северо-западу, т. е. по направлению к зоне Ивреа элемента *f* получены меньшие значения возраста [63, 64, 65]. В зоне Ивреа калий-аргоновый и рубидий-стронциевый методы дают время кристаллизации биотита от 160 до 184 млн. лет [65, 34], что должно отражать терминальные явления, связанные с тектонической активностью и усиливающимся погружением земной коры в области Южных Альп в юрское время. Альпийский метаморфизм отсутствует, за исключением изменений на контактах интрузии Адамелло.

[344–348] *Деформации.* Фазы 1 и 2 — см. данные о каледонском и герцинском метаморфизме, приведенные выше. Фаза 3, позднегерцинская, — в породах элементов *e* и *f* в зонах Валь-Колла



ФИГ. 6. Структурные профили через Южные Альпы (зона 6).

1 — четвертичные отложения; *2* — верхний миоцен — плиоцен; *3* — моласса; *4* — флиш; *5* — верхний лейас — сеноман; *11* — карбон; *12* — герцинские граниты и гранодиориты; *13* — зона Валь-Колла (*VC*): *a* — роговообманковые сланцы, *б* — гнейсы,



6 — нижний — средний лейас; *7* — рэт; *8* — триас; *9—10* — пермь (*9* — обломочные породы, *10* — вулканические породы); *в* — филлониты; *14* — зона Ченери — Строна: *а* — амфиболиты, *б* — «ортогнейсы» и «смешанные» гнейсы, *в* — парагнейсы.

и Ченери в интервал времени после московского века и до перми происходило образование надвигов. Фаза 4 — «консендиментационное» формирование разрывов в перми затронуло породы элементов *f*, *e* и *d* в послемосковское — предскифское время. Фаза 5 — образование разрывов в мезозое происходило одновременно с осадконакоплением в юрское время, причем наиболее интенсивным оно было с рэтского века до раннего лейаса. Фаза 6 — могла иметь место палеоценовая (?) складчатость, но известно об этом мало. Фаза 7 — в породах элементов *b* — *f* в течение среднеэоценового — ранне-, среднеолигоценового времени, вероятно, в самом конце эоцена — самом начале олигоцена, происходило формирование сбросов, складок и некоторое надвигание. Среднеэоценовые слои дислоцированы и несогласно перекрыты олигоценовой молассой. Фаза 8, инсубрийская, — в ранне- и среднемиоценовое — плиоценовое время, вероятно, в конце миоцена — самом начале плиоцена (плиоценовые слои не дислоцированы) в элементах *b* — *g* происходило формирование складок и надвигание, а породы элемента *a* приобрели наклон.

[350–355] *Складки.* В результате фаз 1 и 2 в элементе *f* возникли складки, амплитуда и длина волны которых колеблются от 10 мм до 1 км и более. В результате фаз 7 и 8 возникли складки с амплитудой и длиной волны 100—1000 м, в элементах *b*, *c*, *d* и *f* преобладают складки с размерами, превышающими 1000 м. В любом пересечении элемента *b* в этой зоне есть 3 складки с размерами больше 1 км. Наклонные осевые поверхности встречаются главным образом в элементах *b* — *d*, вергентность складок южная.

[356] *Морфология складок.* Анализ опубликованных профилей, построенных для областей, смятых в складки в фазы 7 и 8, показывает, что здесь развиты складки следующих типов: в элементе *b* — 1D—E, 2D—E, 3C—F, 4C—F, 5D (редко), 5E; в элементе *c* — 1D—F, 2D—F, 3D—F; в элементе *d* — 1D—E, 2C—E, 3C—E.

[357–374] *Карты складок и разрывов.* Общая Геологическая карта Швейцарии (1 : 200 000, Тичино, Энгадин), Геологическая карта Италии (1 : 100 000, листы 15—20, 30—35, 42—47) [81, 95, 12].

[359–362] *Плоскостные и линейные структуры.* Во время фаз 1 и 2 в породах элемента *f* образовались сланцеватость, кливаж, линейность и структуры удлинения. В фазы 7 и 8 в породах элементов *c* — *d* возникла трещиноватость, местами близкая к кливажу.

[366–372] *Разрывы.* В результате фазы 3 возникли надвиги северного и восток-северо-восточного простирания. Во время фазы 4 развивались сбросы северного и северо-восточного простирания. Сбросы меридионального простирания сформировались в мезозое (фаза 5), это линии Лугано и Лаго-Маджоре. Сбросы имеют крутое восточное падение, общее вертикальное смещение по ним превышает 5000 м. В фазы 7 и 8 в элементах *c* — *f* и кое-где в элементе *g* возникли надвиги южного направления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allemann F.*, Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil), unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems, Jb. Hist. Ver. Fürstent. Lichtenstein, **56**, 1957.
2. *Anderegg H.*, Geologie des Isentals, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., **77**, 1940.
3. *Ansorge J.*, Die Struktur der Erdkruste an der Westflanke der Zone von Ivrea, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**, 261—284, 1968.
4. *Arbenz P.*, Die helvetische Region, Geol. Führer Schweiz, 2a, 96—120, Wepf, Basel, 1934.
5. *Assereto R., Casati P.*, Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia), Riv. ital. Paleont., **71**, 999—1097, 1965.
6. Atlas der Schweiz, Blatt 10 Geophysik, Eidg. Landestopographie, Wabern-Bern, 1965.
7. *Auboüin J.*, Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales, Bull. Soc. Géol. Fr., **7**, 5, 730—766, 1963.
8. *Badoux H., Mercanton Ch.-H.*, Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes Médianes du Chablais, Eclog. geol. Helv., **55**, 135—188, 1962.
9. *Bearth P.*, Esquisse et coupe tectonique des Alpes penniques, Notice explicative, feuille 6 (Sion), Carte géol. générale de la Suisse, 1964.
10. *Bearth P.*, Versuch einer Gliederung alpin-metamorpher Serien der Westalpen, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **42**, 127—137, 1962.
11. *Berckhemer H.*, Topographie des «Ivrea-Körpers» abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**/1, 1968.
12. *Bernoulli D.*, Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen), Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **118**, 1964.
13. *Borsi S., Ferrara G., Tongiorgi E.*, Rb/Sr and K/Ar ages of intrusive rocks of Adamello and M. Sabbion (Trentino, Italy), Earth Planet. Sci. Lett., **1**, 55—57, 1966.
14. *Bruyn J. W. de*, Isogam maps of Europe and North Africa, Geophys. Prospecting, **3**/1, 1955.
15. *Cadisch J.*, Geologie der Schweizer Alpen 2 nd ed., Wepf, Basel, 1953.
16. *Carraro F., Ferrara G.*, Alpine «Tonalite» at Miagliano, Biella (Zona Diorito-Kinzigitica), Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**, 74—80, 1968.
17. Carta Geologica d'Italia, 1 : 100 000, sheets 15—20, 30—35, 42—47.
18. *Chadwick B.*, Deformation and Metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland, Bull. geol. Soc. Am., **79**, 1123—1150, 1968.
19. *Cita M. B.*, Studi stratigrapici sul Terziario subalpino lombardo, 8. Sintesi stratigrafica della «Gonfolite», Riv. ital. Paleont., **63**/2—3, 79—157, 1957.
20. *Clark S. P., Jäger E.*, Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data, Am. J. Sci., **267**, 1143—1160, 1969.
21. *Clark S. P., Niblett E. R.*, Terrestrial heat flow in the Swiss Alps, Mth. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., **7**/4, 176—195, 1956.
22. *Closs H.*, Der tiefere Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen, Geol. Rdsch., **53**, 630—649, 1963.
23. *Closs H.*, Results of explosion seismic studies in the Alps and in the German Federal Republic, In: *Smith C. H., Sorgenfrei T.*, eds., The Upper Mantle Symposium,

New Delhi, 1964, Copenhagen, 94—102, 1965.
24. *Closs H.*, Der Untergrund der Alpen im Lichte neuer geophysikalischer Untersuchungen, Erdöl Kohle, **19**, 81—88, 1966.
25. *Cornelius H. P., Furlani-Cornelius M.*, Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass, Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-Natw. Kl., **102**, 207—301, 1930.
26. *Dietrich V.*, Geosynclinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz), Geol. Rdsch., **57**, 246—264, 1967.
27. *Dietrich V.*, Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasse, ein petrographischer Vergleich, Europäische Hochschulschriften, **1**, 1969.
28. *Ferrara G.*, Primi risultati e considerazioni sulla datazione assoluta delle rocce intrusive del massiccio dell'Adamello, Atti Soc. Tosc. Sci. nat., A, II, 1962.
29. *Fichter H. J.*, Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken, Beitr. geol. Karte Schweiz., N.F., **69**, 1934.
30. *Frey M.*, Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **137**, 1969.
31. *Gansser A.*, The Insubric Line, a major Geotectonic Problem, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**, 123—143, 1968.
32. *Giese P.*, Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone, ein Vergleich verschiedener seismischer Interpretationen und der Versuch einer petrographischgeologischen Deuting, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**, 263—284, 1968.
33. *Giese P., Günther K., Reutter K.-J.*, Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins, Z. deutsch. geol. Ges., Jg., 1968, **120**, 151—195, 1970.
34. *Graeser S., Hunziker J. G.*, Rb-Sr- und Pb-Isotopen-Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**, 189—204, 1968.
35. *Grunau R.*, Geologie von Arosa (Graubünden), mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems, Diss. Univ. Bern, 1947.
36. Guide Géologique de la Suisse 1934, publ. par Soc. géol. Suisse (*H. Christ* and *E. Gagnebin*, éd.), 14 fasc. (Wepf, Bâle).
37. Guide Géologique de la Suisse, 2 éd., publ. par Soc. géol. Suisse (*W. Nabholz, A. Lombard* and *Trümpy*, éd.), 9 fasc. (Wepf, Bâle), 1967.
38. *Guillaume H.*, Géologie de Montsalvens, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **104**, 1957.
39. *Günthert A.*, Klufttypen im nordwestlichen Tessin und westlichen Gotthardmassiv, eine Uebersicht, Eclog. geol. Helv., **64**, 105—132, 1971.
40. *Günzler-Seiffert H.*, Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein, Geol. Rdsch., **40**, 211—239, 1952.
41. *Gwinner M. P.*, Geologie der Alpen, Stuttgart, Schweizerbart, 1971.
42. *Hantke R.*, Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal, Vjschr. naft. Ges. Zürich, **106**/1, 1—280, 1961.
43. *Haug E.*, Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes Occidentales, Bull. Soc. géol. Fr., **4**/3, 97—244, 1925.
44. *Heim Alb.*, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss and die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe, Basel, Schwabe, 1878.
45. *Heim Alb.*, Geologie der Schweiz, Band 2, Die Schweizer Alpen, Leipzig, Tauchnitz, 1922.
46. *Heim Arn.*, Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **20**/1—4, 1910—1917.
47. *Heim Arn.*, Das helvetische Deckengebirge, In: Alb. Heim: Geologie der Schweiz, 2/1, 259—476, Leipzig, Tauchnitz, 1921.
48. *Van Hilten D., Zijderveld D. K.*, The magnetism of the Permian Porphyries near Lugano, Tectonophysics, **3**, 429—446, 1966.
49. *Hsü K. J.*, A preliminary Analysis of the Statics and Kinetics of the Glarus Overthrust, Eclog. geol. Helv., **62**, 143—154, 1969.
50. *Hsü JK. J., Schlanger S. O.*, Ultrahelvetic Flysch Sedimentation and Deformation related to Plate Tectonics, Bull. geol. Soc. Am., **82**, 1207—1218, 1971.
51. *Jäckli H.*, Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes, ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften, Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., 36, 1957.
52. *Jäger E., Faul H.*, Age measurements on some granites and gneisses from the Alps, Bull. geol. Soc. Am., **70**, 1553—1558, 1959.
53. *Jäger E., Niggli E., Wenk E.*, Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **134**, 1967.
54. *Johnson M. R. W.*, Belemnite Deformation at Fernigen, Switzerland, Geol. Mag., **104**, 268—273, 1967.
55. *Jongmans W. J.*, Die Karbonflora der Schweiz, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **108**, 1960.
56. *Karnik V.*, Seismicity of the European Area, Part 1. Dordrecht-Holland (D. Reidel), 1969.
57. *Keller F.*, Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia-Pizzo-Forno-Gebirgsgruppe, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **135**, 1968.
58. *Kempf T. A.*, Geologie des westlichen Säntisgebirges, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **128**, 1966.
59. *Labhart T. P.*, Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs, Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmertal) der Kraftwerke Oberhasli AG, Eclog. geol. Helv., **59**, 803—830, 1966.
60. *Laubscher H. P.*, Ein kinematisches Modell der Jurafaltung, Eclog. geol. Helv., **58**/1, 1965.
61. Lexique Stratigraphique International 1966, 1/7c (Alpes Suisses et Tessin méridional), C.N.R.S., Paris, 1966.
62. *Lugeon M.*, Trois tempêtes orogéniques, La Dent de Morcles, Liver jub., Cent. Soc. géol. France, 499—512, 1930.
63. *Lugeon M., Gagnebib E.*, Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes, Bull. Soc. vaud. Sci. nat., **7**/1, 1941.
64. *McDowell F. W.*, Potassium-Argon ages from the Ceneri zone of Southern Switzerland, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**, 211—212, 1968.
65. *McDowell F. W.*, Potassium-Argon ages from the Ceneri zone, Southern Swiss Alps, Contr. Min. Petrol., 28, 165—182, 1970.
66. *McDowell F. W., Schmid R.*, Potassium-Aragon ages from the Valle d'Ossola section of the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy), Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**, 205—210, 1968.
67. *Nabholz W. K.*, Untersuchungen über Faltung und Klüftung im nordschweizerischen Jura, Eclog. geol. Helv., **49**, 373—406, 1956.
68. *Nabholz W. K., Voll G.*, Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graunbünden), Eclog. geol. Helv., **56**, 755—808, 1963.
69. *Niggli E.*, Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung, Fortschr. Mineralogie, **47**/1, 16—26, 1970.
70. *Niggli E., Niggli K. R.*, Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit), Eclog. geol. Helv., **58**, 335—368, 1965.
71. *Pasquaré G.*, Il Giurassico superiore nelle Prealpi lombarde, Riv. Ital. Paleont. Strat. Mem., **59**, 1965.
72. *Pasteels P.*, Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **44**, 519—542, 1964.
73. *Peters T.*, Rocks of the Alpine Ophiolitic suite, Tectonophysics, **7**, 507—509, 1969.
74. *Peterschmitt E., Menzel H., Fuchs K.*, Seismische Messungen in den Alpen, Die Beobachtungen auf dem NE-Profil Lago Lagorai 1962 und ihre vorläufige Auswertung, Z. Geophysik, **31**, 415—460, 1965.
75. *Plessmann W.*, Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum, Nachr. Akad. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl., IIa, **7**, 153, 1958.
76. *Reinhard M.*, Ueber das Grundgebirge des Sottoceneri im Südtessin und die darin auftretenden Ganggesteine, Beitr. geol. Karte Schweiz., N.F., **117**, 1964.
77. *Ritsema A. R.*, Mechanisms of European earthquakes, Tectonophysics, **4**, 247—259, 1967.
78. *Scheidegger A. E.*, The Tectonic Stress in the Vicinity of the Apls, Z. Geophysik, **33**/3, 167—181, 1967.
79. *Schindler C. M.*, Zur Geologie des Glärnischs, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., **107**, 1959.
80. *Schmid R.*, Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbavo zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien), Schweiz. Min. Petr. Mitt., **47**, 935—1117, 1967.
81. *Seidl D., Müller St., Knopoff L.*, Dispersion von Rayleigh-Wellen in Südwestdeutschland und in den Alpen, Z. Geophysik, **32**, 472—481, 1966.
82. *De Sitter L. U., de Sitter-Koomans C. M.*, The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy, Leids geol. Med., **14**, 1—257, 1949.

83. *Spörli B. K.*, Geologie der östlichen und südlichen *Urirotstock-Gruppe, Diss.* ETH Zürich, 1966.
84. *Staub R.*, Der Bau der Alpen, Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 52, 1924.
85. *Staub R.*, Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie, Denkschr. Schweiz. naft. Ges., 69/1, 1934.
86. *Stech A.*, Junge Bruchsysteme in den Zentralapen, Exlog. geol. Helv., 61, 387—393, 1968.
87. *Steiger R.*, Dating of Orogenic Phases in the Central Alps by K-Ar ages of Hornblende, J. Geophys. Res., 69, 5407—5421, 1964.
88. *Tercier J.*, Le Flysch dans la sédimentation alpine, Eclog. geol. Helv., 40, 164—198, 1947.
89. *Trommsdorff V.*, Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 46, 431—460, 1966.
90. *Trümpy R.*, Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps, *Bull. geol. Soc. Am.*, 71, 843—908, 1960. (Имеется русский перевод: *Р. Трюмпи*, Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп, в кн. *«Тектоника Альпийской области»*, «Мир», М., 1965.)
91. *Trümpy R.*, Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen, *Umschau Wiss. Techn.*, 18/65, 573—576, 1965.
92. *Trümpy R.*, Die helvetischen Decken der Ostschweiz, Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse, Eclog. geol. Helv., 62, 105—138, 1969.
93. *Trümpy R.*, The timing of orogenic events in the Central Alps, In: Gravity and tectonics, R.W. van Bemmelen ann. vol., 1973. (Имеется русский перевод: *Р. Трюмпи*, Последовательность орогенических событий в Центральных Альпах, в кн. «Сила тяжести и тектоника», «Мир», М., 1976.)
94. *Trümpy R., Haccard D.*, Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, Les Grisons, 14—21 sept. 1969, Soc. Géol. France, 9, 330—396, 1969.
95. *Vecchia O.*, La zone Cuneo-Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes, géophysique et géologie, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 215—226, 1968.
96. *Venzo S.*, Stratigrafia e tectonica del Flysch (Cretacico-Eocene) del Bergamasco e della Brianza *orientale, Mem. descr. Carta geol.* Ital., 31, 1954.
97. *Vuagnat M.*, Pétrographie, répartition et origine des *microbrèches du* Flysch nordhelvétique, Mat. Carte géol. Suisse, n.s., 97, 1952.
98. *Werer E. K., Gassmann F., Niggli E., Röthlisberger H.*, Die magnetische Anomalie westlich von Locarno, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 29, 492—509, 1949.
99. *Weiss H.*, Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm, Diss. Univ. Zürich, 1949.
100. *Wenk E.*, Eine Strukturkarte der Tessineralpen, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 35, 311—319, 1955.
101. *Wenk E., Trommsdorff W.*, Parallelgefüge und Glimmerregelung im südöstlichen Teil der Simplongruppe, Eclog. geol. Helv., 58, 417—422, 1965.
102. *Wenk E.*, Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin, Fortschr. Min., 47, 34—51, 1970.
103. *Wenk H. R.*, Die geologische Abbildung, erläutert am Beispiel der Zentralalpen, Eclog. geol. Helv., 59, 777—787, 1966.
104. *Zijderveld J. D. A., de Jong K. A.*, Paleomagnetism of some Late Paleozoic and Triassic rocks from the eastern Lombardic Alps, Italy, *Geol. en Mijnb.*, 48, 559—564, 1969.

ВОСТОЧНЫЕ АЛЬПЫ

Э. Р. Оксбург[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Восточные Альпы занимают центральное положение в северной части Альпийских цепей Европы. К западу они переходят в Центральные (Швейцарские) Альпы, а к востоку раздваиваются, сменяясь Карпатами на севере и Динаридами на юге; между Карпатами и Динаридами расположена третичная Венгерская впадина. Тектонический стиль Восточных Альп противоположен стилю Центральных и Западных Альп, для которых на нижних структурных уровнях характерны лежачие складки большого размера; в Восточных Альпах для структур, находящихся на современном эрозионном уровне, типичны огромные аллохтонные надвиговые пластины, а не складки.

Сегмент. Протягивается от горы Гросглокнер (12°40′ в. д.) до Гурктальских Альп (14° в. д.) в широтном направлении на расстояние 100 км, параллельно простиранию структур. Северная граница пояса определяется северным пределом развития альпийских надвигов и складок, а южная — северным краем недислоцированных верхнетретичных обломочных отложений впадины По. Ширина пояса между этими границами достигает 200 км.

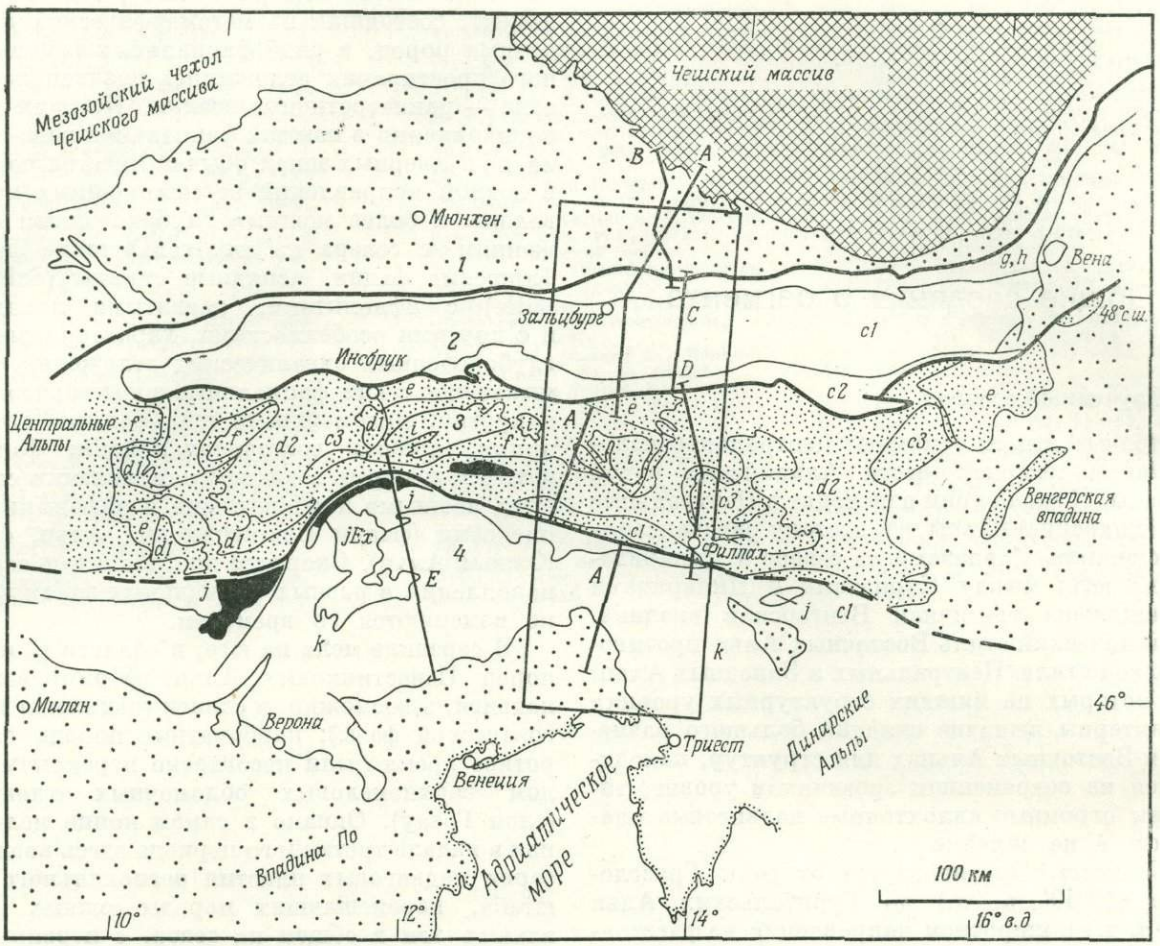
Зоны. В этом поясе выделяют четыре зоны (с севера на юг). (1) Форланд, образованный слабо дислоцированными мезозойскими и третичными слоями, которые у южной границы перекрыты надвинутыми породами Северной зоны. (2) Северная зона характеризуется сложноскладчатым и нарушенным надвигами разрезом преимущественно мезозойских пород. (3) Осевая зона состоит из серии аллохтонных надвиговых пластин, сложенных мезозойскими породами, и из палеозойских пород фундамента. (4) В Южной зоне и фундамент, и каменноугольные породы чехла дислоцированы и перекрыты на юге позднетретичными слоями, в основном ненарушенными.

Геологическая история. На герцинский фундамент, состоящий из метаморфических и осадочных пород, в ряде фациальных зон широтного простирания отложились позднепалеозойские — раннетретичные осадки. История осадконакопления в каждой фациальной зоне сложна, но в северных зонах обычно имеется переход в южном направлении от маломощных мелководных к более мощным глубоководным отложениям с севера на юг: гельветские фации, флишевые фации, аспидные сланцы (Schieferhülle) с офиолитами, развитыми локально, и с другими особенностями, характерными для глубоководных океанических отложений. Примыкающие с юга фациальные зоны образованы, напротив, маломощными шельфовыми отложениями (нижние восточноальпийские фации и и т. д.), которые в южном направлении сменяются мощными карбонатными и рифовыми комплексами (фации Известняковых Альп, фации Южных Альп). Скорости прогибания и осадконакопления в разных фациальных зонах заметно изменяются со временем.

В середине мела на юге, в области развития пород Известняковых Альп, формировались надвиги, а возможно, и сдвиги (движения Предгозаусской фазы); карбонатные породы за короткое время были несогласно перекрыты чехлом верхнемеловых обломочных отложений (слои Гозау). Однако в самом конце мелового или в начале третичного периода здесь возникла серия надвиговых пластин регионального масштаба, перемещавших породы южных фациальных зон в общем на север, с перекрытием друг друга и слоев более северных фациальных зон. В Южных Альпах картина несколько иная: горизонтальные перемещения там не столь велики и направлены на юг. Таким образом, в Северной и Осевой зонах сформировалась пачка протяженных, но сравнительно тонких пластин, залегающих одна на другой; в этой пачке мезозойский разрез может иногда повторяться четыре раза. Современные соотношения осложнены сбросами, возникшими позже надвигов.

В раннетретичное время, после метаморфизма пород, слагающих нижние части разреза, пачка надвиговых пластин была изогнута вдоль широтной оси в виде свода, и в олигоцен-миоценовую Молассовую впадину на севере и впадину По на юге поступал грубообломочный материал. В результате размыва этого свода образовалась современная конфигурация выходов комплексов горных пород с региональным широтным простиранием, нарушаемая местами в Осевой зоне выходами в тектонических окнах нижних структурных элементов. В самом боль-

[1] *Oxburgh E. R.*, Department of Geology and Mineralogy, Parks Road, Oxford OX1 3PR.



ФИГ. 1. Главные структурные элементы Восточных Альп.

В прямоугольник заключен сегмент, рассмотренный в этой статье; линиями (*A* — *D*) показаны профили, приведенные на фиг. 5 и 7—10. Структурные зоны обозначены жирными цифрами. Осевая зона (3) закрашена серым цветом. Структурные элементы обозначены маленькими буквами (см. [201]). Индекс *jEx* обозначает вулканические породы, относящиеся к элементу *j*.

шом тектоническом окне (Тауэрн) обнажены регионально метаморфизованные (пар)автохтонные пеннинские аргиллиты (аспидные сланцы), кое-где содержащие кианит и ставролит; аргиллиты залегают на герцинских гнейсах.

2. Форма складчатой области в плане

[16] Складчатый пояс по простиранию продолжается за пределы выбранного сегмента. На западе он переходит в Центральные и Западные Альпы, а у своего восточного окончания разделяется на Динариды и Карпаты. [24] *Общее простирание.* Отрезок складчатого пояса Альп длиной 500 км, известный как Восточные Альпы, по форме близок к дуге огромной окружности.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] 5% площади сегмента достигают высоты 3000 м. Средние высоты: [31] южного края пояса — 200 м; [32] северного края 600 м. [33–34] Геоморфологические поверхности обнаружены на высоте около 3100 м (олигоцен-миоценовая), на высоте 1900—2300 м (позднемиоценовая) и на высоте 1000—1500 м (плиоцен-плейстоценовая). Топографические сведения об этих поверхностях весьма сложны, обзор см. [14].

4. Геофизические данные

[38–39] *Гравиметрические данные* есть как для этого сегмента, так и для соседних территорий. [41] Сегмент находится в приблизительном изо-

статическом равновесии, и [42-43] аномалии силы тяжести параллельны основным тектоническим и орографическим направлениям. См. [22, 37].
[45] *Региональные магнитометрические данные.* См. Toperczer, 1968.
[50-51] *Региональные сейсмические данные.* Имеются как для сегмента, так и для соседних территорий.
[52 53 55] Были проведены исследования методом преломленных волн, со встречными профилями и без них, и методом поверхностных волн, см. [5]. [57-60] Поверхность Мохо устанавливается на глубине около 50 км; скорости волн *P* возле основания земной коры и ниже поверхности М соответственно 7,4 и 8,2 км/с. Подробно об этом см. [4].
[62] Существование слоя низких скростей в верхней мантии сомнительно. [64-65] Верхняя и нижняя границы для волн *P* расположены соответственно на глубине 80 и 220 км. См. [6, 26].
[67] *Палеомагнитные данные.* См. [19, 48, 49].

5. Современная активность

[68] В регионе наблюдается слабая сейсмическая активность. См. [44, 45].
[72] *Сведения о тепловом потоке.* См. [9].
[75] *Движения в историческое время.* На основании изменения возраста остывания, определенного калий-аргоновым методом, и наблюдений теплового потока вычислены скорости воздымания, равные 1,2—0,8 мм/год [10].

6. Возрастные соотношения

[85] Самые древние недеформированные породы относятся к Верхней молассе верхнемиоценового возраста [23].
[83] Самые молодые деформированные породы относятся к нижней части молассового комплекса и имеют нижнемиоценовый возраст [23].
[87-88] Начало мезозойско-кайнозойских движений — в Карнийских Альпах (Южная зона) эти движения начались, вероятно, в московское время, когда после воздымания и эрозии возобновилось осадконакопление, которое продолжалось и в позднем мезозое. Это осадконакопление началось до внедрения посттектонической интрузии варисских гранодиоритов в Осевой зоне (абсолютный возраст пород, определенный рубидий-стронциевым методом [12]). Кроме того, скорость седиментации сначала была не очень высокой; первым установленным этапом быстрого осадконакопления было образование грубообломочных слоев Россфельд (верхняя юра и нижний мел) в Северных Известняковых Альпах.
[81] Самые древние породы, впервые деформированные во время мезозойско-третичной эпохи складчатости,— это слои Ауэрниг вестфальского и стефанского возраста [24].
[76] Породы фундамента встречаются в части сегмента, относящейся к собственно складчатому поясу, и, как установлено радиологическими измерениями, имеют возраст от кембрийского (?)

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности (см. также [41])

[91] Фаза	[92] Характер движений	Возраст [94] минимальный / [93] максимальный	[95] Обоснование возраста
3 Позднеальпийская	Региональное воздымание и вызванные им горизонтальные смещения	Средний миоцен / Средний миоцен	Угловое несогласие: слои старше среднемиоценовых наклонены и нарушены разрывами, более молодые слои не деформированы
2 Раннеальпийская	Надвигание главных масс Восточных Альп	Миоцен / Эоцен	Возраст самых молодых слоев, вовлеченных в надвигание; изменения в составе тяжелых минералов обломочной фракции и переотложенный на севере обломочный материал
1 Предгозаусская	Воздымание, складчатость и эрозия	Коньяк / Сеноман	Слои коньякского яруса залегают выше, а слои сеноманского — ниже поверхности несогласия

(определено калий-аргоновым методом [12]) до нижнекаменноугольного. [80] В пределах 100 км к северу от нее встречаются докембрийские и нижнепалеозойские породы фундамента, они несогласно перекрыты пермско-каменноугольными слоями и по радиологическим данным имеют возраст 330—450 млн. лет.

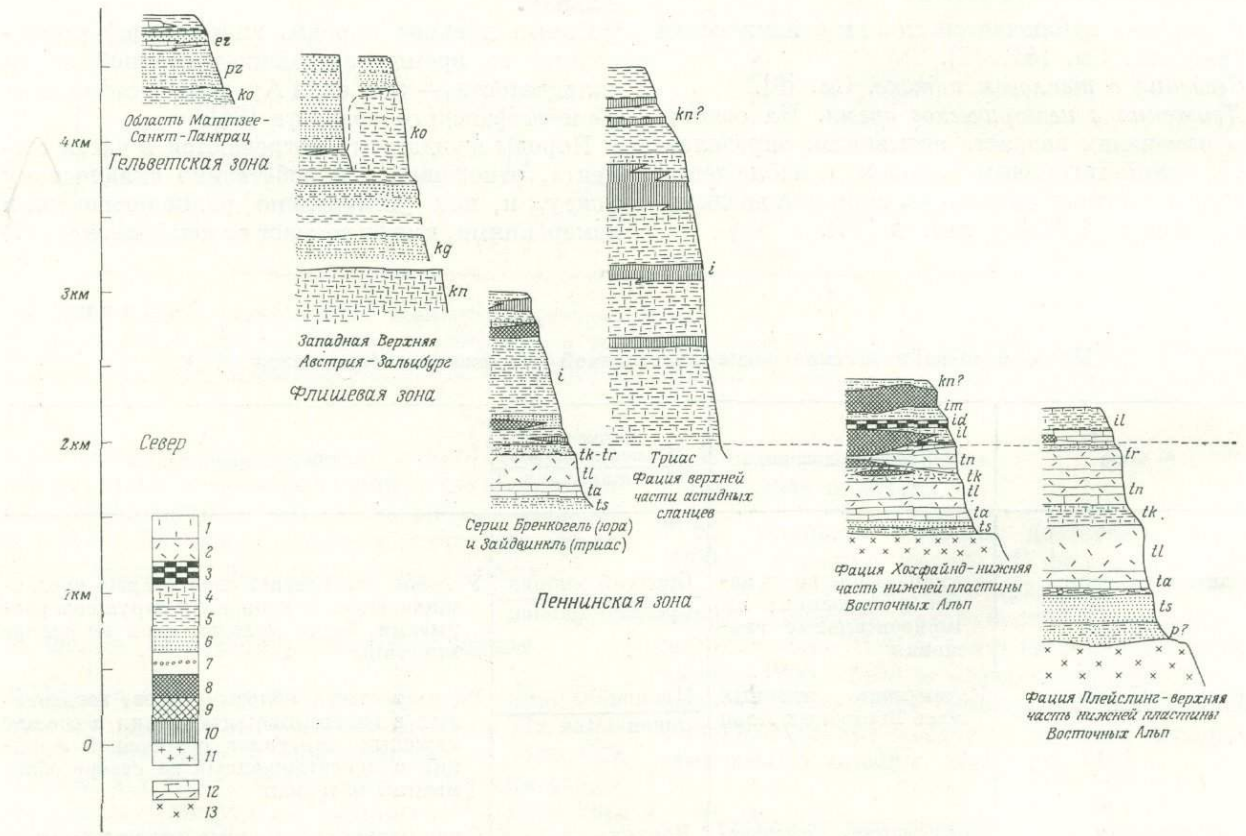
7. Осадконакопление

[106] Эффект деформации частично учтен при определении мощности (приведенной в ответе на вопрос [98]) слоев в пределах складчатого пояса. Были выполнены стратиграфические реконструкции разреза для пород, испытавших складчатость, но, поскольку деформации очень интенсивны и изучены недостаточно, эти реконструкции довольно ненадежны. На мощностях слоев за пределами пояса эффект деформации отразился незначительно.

[107] В разных областях осадконакопление началось и закончилось в разное время, но, насколько можно судить, в каждой области оно было более или менее непрерывным (см. фиг. 2). [108] Хотя в Южных Альпах накопление осадков началось в позднем карбоне, в Восточных Альпах это произошло, по-видимому, в позднепермское время; здесь образовались соленосные и континентальные обломочные отложения, на которых, вероятно, сформировалась обширная эрозионная поверхность. Другая хорошо известная региональная эрозионная поверхность имеется в Северных Известняковых Альпах под верхнемеловыми слоями Гозау. Тольман [41] регистрирует многочисленные фазы эрозии, которые, по его мнению, имеют региональное значение.

8. Структурные соотношения

[111–117] *Крупные разрывы.* Разрыв 1 — фронтальный надвиг Альп на границе зон 1 и 2. По этому надвигу происходило движение на север в среднем миоцене; величина смещения, судя по



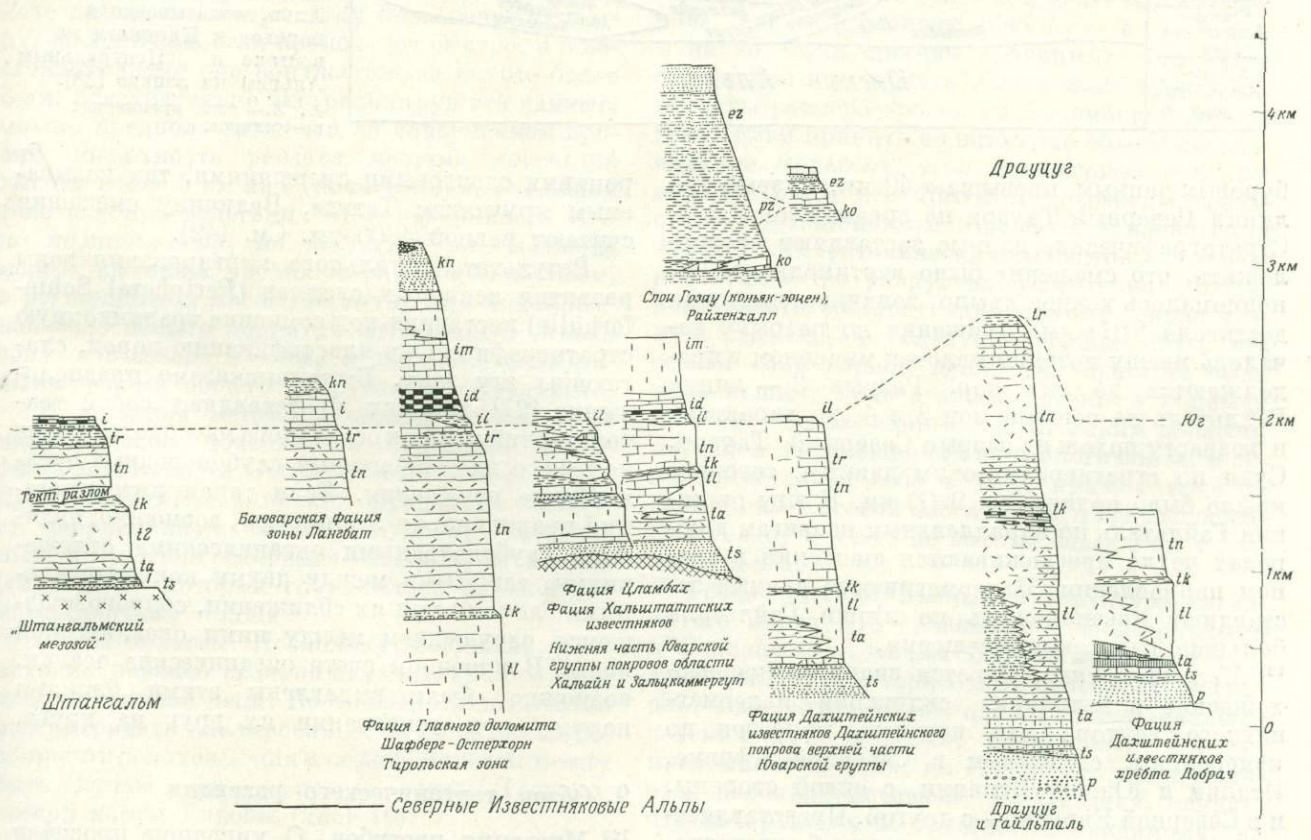
ФИГ. 2. Фации центральной части Восточных Альп (составил Шлагер, см. [30]).

1 — известняки; *2* — доломиты (и раухвакки); *3* — кремнистые сланцы и кремнистые известняки; *4* — мергелистый известняк; *10* — вулканиты + серпентиниты в Пеннинской зоне); *11* — кристаллический фундамент; *12* — слоистые карбонатные породы; *id* — доггер; *il* — лейас; *tr* — рэтский ярус; *tn* — норийский ярус; *tk* — карнийский ярус; *tl* — ладинский ярус;

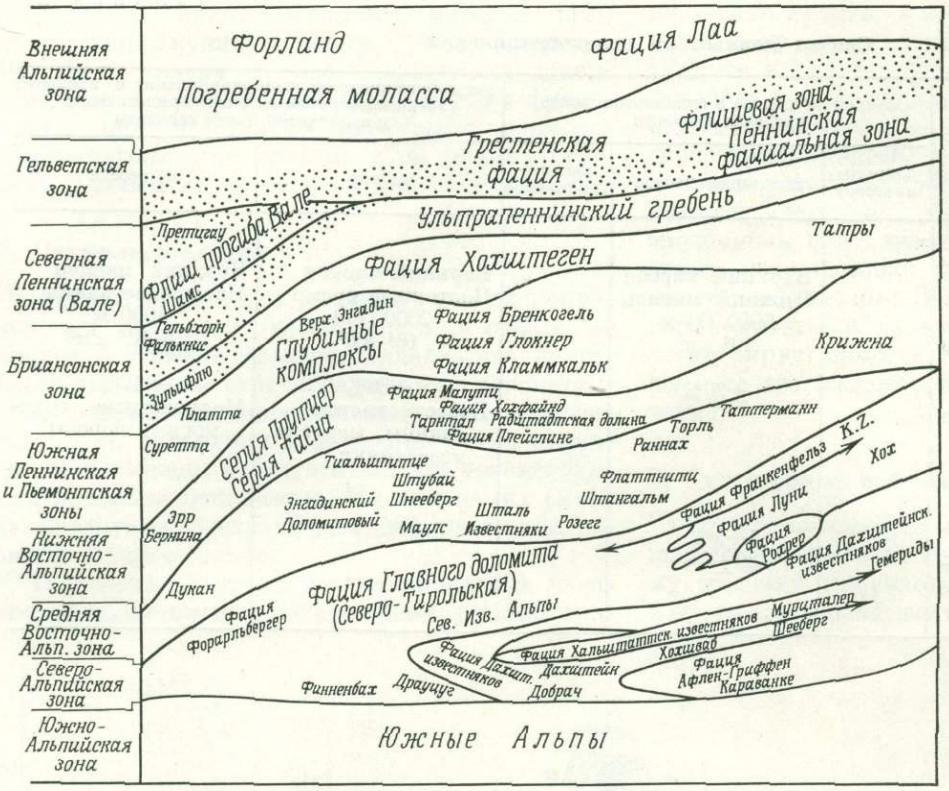
Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Посторогеничиское осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента	
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	на юге	на севере
[97] Интервал возраста *от* *до*		*Верхний карбон* Нижний миоцен		*Верхний миоцен* Настоящее время	*Верхний миоцен* Настоящее время
[98] Максимальная мощность		5000 (?) м		7000 (?) м	4000 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента; *вероятная ошибка оценки*		10^4 км^3 ±20%		10^4 км^3 ±30%	$1{,}5 \cdot 10^4$ км^3 ±10%
[100] Преобладающие фации (если есть)				Известковистые сланцы, мергели, известняки	Мелководные обломочные породы
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки					
[102] Вулканические породы		5±3%			
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%		20±5%			



5 — глинистые мергели и глинистые сланцы; *6* — песчаники; *7* — конгломераты; *8* — грубая брекчия; *9* — гипсы и соли; *13* — стратиграфические перерывы; *ez* — эоцен; *pz* — палеоцен; *ko* — верхний мел; *hg* — гольд; *kn* — неоком; *im* — мальм; *ta* — анизийский ярус; *ts* — скифский ярус; *p* — пермь.



ФИГ. 3. Реконструкция фациальных зон Восточных Альп, показывающая переход к Карпатам на востоке и Центральным Альпам на западе [38].
K. Z.— зона кремнистых известняков.

буровым данным, превышает 40 км. Разрыв 2— линия Северный Тауэрн на границе зон 2 и 3. Стратиграфические данные заставляют предположить, что смещение было вертикальным (?), поднималось южное крыло, величина смещения достигала 5 (?) км. Движения по разрыву начались между поздним мелом и миоценом и продолжаются до сих пор. Разрыв 3 — линия Гайльталь на границе зон 3 и 4, по характеру и возрасту похож на разрыв Северный Тауэрн. Судя по стратиграфическим данным, северное крыло было поднято на 9 (?) км. К югу от линии Гайльталь по параллельным надвигам в породах чехла прослеживаются смещения в южном направлении. Палеомагнитные данные заставляют предположить по линии Гайльталь большие сдвиговые смещения.

[123] *Мегатектоника.* Имеется значительное расхождение в величинах склонения палеомагнитного вектора для позднего палеозоя по измерениям, сделанным в Северной Африке, Италии и Южной Испании, с одной стороны, и в Северной Европе — с другой. Представляется, что в позднем палеозое первые были расположены в северном полушарии, а Европа находилась близко к экватору. Это противоречие можно объяснить очень большими правосторонними сдвиговыми смещениями, так называемым кручением Тетиса. Величину смещения считают равной 4800 км. См. [49].

Результаты детального картирования зоны развития аспидных сланцев (Peripheral Schieferhülle) поставили под сомнение традиционную стратиграфическую классификацию пород, слагающих эту зону. Было высказано предположение [27], что они представляют собой тектонический меланж осадочного материала, очень похожего на современные глубоководные океанические отложения. Если такая интерпретация правильна, то эти породы, возможно, являются глубоководными океаническими отложениями, зажатыми между двумя континентальными блоками при их сближении, сопровождавшемся разрушением между ними океанической коры. В конечном счете океанические осадки, возможно, были выдавлены этими блоками наружу при наползании их друг на друга.

9. Обзор тектонического развития

[127] **Миграция прогибов.** О миграции прогибов в таком регионе, как Восточные Альпы, где горизонтальные тектонические движения проявились столь интенсивно, в настоящее время,

конечно, можно сказать очень мало. Спорят главным образом о том, как восстановить прежнее положение огромных аллохтонных осадочных и метаосадочных комплексов. См. [39, 8]. Замечено, что в Молассовой впадине зона максимального прогибания в течение третичного периода перемещалась к северу.

[128] **Региональные вертикальные движения.** На большей части Восточных Альп повсюду имеется достаточно хорошая маркирующая поверхность, *которая позволяет выявить региональные* вертикальные движения,— это поверхность раздела между автохтонными и параавтохтонными толщами перми и мезозоя, с одной стороны, и залегающими ниже более древними породами — с другой. В большинстве случаев она представляет собой поверхность несогласия. На юге Северной зоны эта поверхность в целом сейчас погружена, максимальная глубина ее залегания составляет около 5 км ниже уровня моря. По направлению к форланду поверхность раздела постепенно повышается от этой глубины до уровня моря (*уклон около* 4°). *При переходе* на юге в Осевую зону повышение маркирующей поверхности происходит быстро, и в настоящее время она обнажается на высоте более 3 км; осмотрительно экстраполируя эти данные, можно предположить, что до современной эрозии поверхность раздела местами достигала высоты более 5 км над уровнем моря. В Южной зоне глубина залегания этой поверхности точно не определена, но достигает по меньшей мере 4 км ниже уровня моря. Таким образом, в региональном масштабе вытянутая антиформная зона общего поднятия фундамента, Осевая зона, и с севера и с юга ограничена синформными зонами общего погружения фундамента.

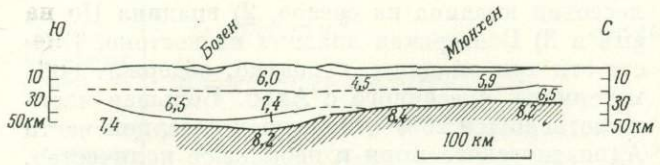
В пределах метаморфической Осевой зоны маркирующая поверхность позволяет также фиксировать более мелкие особенности рельефа. Домезозойский герцинский фундамент образует неправильную систему куполов (называемых в Австрии «ядрами»—Kernen) и впадин («мульд»), в которых сохранились мезозойские метаосадочные толщи.

[131] Объем молассы. Поскольку, возможно, происходил перенос осадков параллельно оси Альпийской горной цепи, Восточные Альпы нельзя рассматривать изолированно, и, следовательно, вопрос о происхождении и объеме молассы может быть лучше всего решен на основе Тектонической карты Европы (лист 10).

Вокруг Альп расположены три крупные впадины с отложениями третичного возраста, в которые была смыта бóльшая часть обломочного материала с растущих Альпийских гор: 1) Молассовая впадина на севере, 2) впадина По на юге и 3) Венгерская впадина на востоке. Вместе эти три впадины, вероятно, содержат 80% материала, снесенного с Альп. Бóльшая часть из оставшихся 20% отложена в северной части Адриатического моря и небольшое количество, возможно,— в северной части Лигурийского моря. Мы отмечаем, однако, что все эти впадины, по-видимому, дополнительно получали третичные осадки из других источников и что *главные фазы осадконакопления не были* во всех впадинах одновременными.

На карте видно, что ширина двух третичных впадин, расположенных с флангов, в общем примерно пропорциональна ширине Альпийской горной цепи, т. е. на западе меньше, чем на востоке. Если предположить, что: 1) ширина горного пояса сейчас ненамного отличается от его ширины в третичное время, когда происходил снос обломочного материала; 2) перенос осадков осуществлялся преимущественно в направлении, перпендикулярном к оси этого пояса, и 3) *эрозия была более или менее* «симметричной», как в настоящее время (т. е. на север и на юг были снесены сравнимые количества обломочного материала), то можно установить пределы размера эрозии по Альпийской горной цепи. Если принять во внимание объем «субальпийской молассы», т. е. молассовых осадков, которые были перекрыты и погребены вследствие тектонического процесса — надвигания Альпийских тектонических элементов,— то среднее количество разрушенного материала в данной области составит, по-видимому, около 4 ± 1 км. *Однако следует* предположить, что осевая зона горной цепи, где поднятие было наибольшим, подвергалась эрозии в большей степени, чем окраинные части. Таким образом, материал, перемещенный из горного пояса, можно представить себе в виде призмы высотой около 8 км в осевой части пояса, уменьшающейся к северу и к югу до высоты менее 1 км у границ пояса.

[132] **Геофизические данные о структуре складчатого пояса.** По сравнению с Центральными и Западными Альпами Восточные Альпы геофизически охарактеризованы относительно скудно. Был опубликован один мериодиональный сейсмический профиль, полученный методом преломленных волн, но южная его часть является довольно нечеткой. Выявляется, однако, что поверхность M залегает, по-видимому, на глубине около 30 км на юге Западно-Европейской низменности и устойчиво погружается примерно до 50 км под зоной наиболее высокого современного рельефа перед тем, как снова



ФИГ. 4. Разрез земной коры в Восточных Альпах.
По данным метода преломленных волн. Значения сейсмических скоростей даны в км/с (Prodehl, 1965).

повыситься по направлению к югу. Там, где земная кора имеет наибольшую мощность, непосредственно над разделом M обнаружен слой мощностью 5—10 км, для которого характерна скорость продольных волн $V_p = 7{,}4$ км/с. Над ним залегает нормальная земная кора со скоростями продольных волн в пределах 6,0—6,5 км/с. Было высказано предположение, что этот тонкий горизонтальный слой коры с аномально высокой скоростью является восточным продолжением тела Ивреа, расположенного в Западных Альпах. См. также [4].

Распределение аномалий силы тяжести известно достаточно хорошо. Главное направление аномалий Буге параллельно простиранию пояса. Резкий гравитационный минимум со значениями от —140 до —190 мгал расположен под зоной самого высокого рельефа и объясняется, по-видимому, существованием «корней гор», установленных сейсмическими методами. Широкий гравитационный максимум со значениями от —20 до +20 мгал соответствует области Южных Альп и самой северной части равнины По; этот максимум сужается в северо-западном направлении, но, возможно, переходит в максимум Ивреа не прерываясь.

Данные о тепловом потоке для Восточных Альп очень отрывочны. Имеющиеся величины, равные 1,8 и 1,9 кал/см^2·с, выше среднего для континента, но их в значительной мере считают результатом быстрого воздымания в настоящее время [10]. Некоторые исследователи признают такую интерпретацию сомнительной [32] и связывают этот аномально высокий тепловой поток в основном с высоким среднетретичным геотермическим градиентом, который обязателен для альпийского метаморфизма.

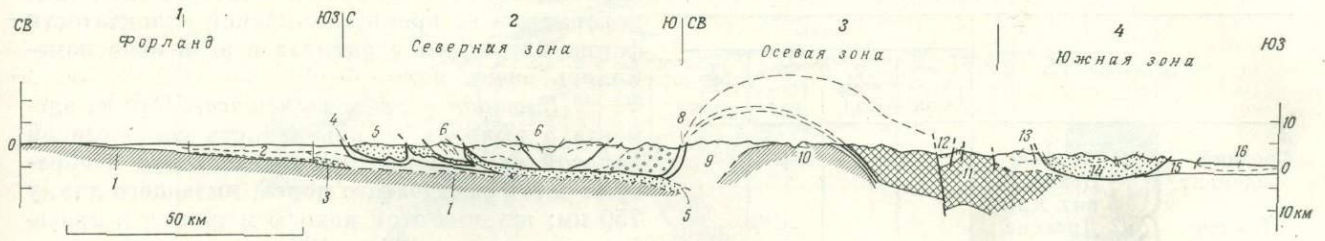
В Восточных Альпах регулярно проявляется сейсмическая активность, до некоторой степени связанная с установленными разрывами, особенно на контакте Северной и Осевой зон и в Осевой зоне. Однако никаких опубликованных данных о глубинах очагов землетрясений или решения плоскостей разрывов не известно.

[134] История развития складчатого пояса. В самом широком плане Восточные Альпы представляются регионом, в котором два когда-то изолированных блока домезозойского метаморфического фундамента приблизились один к другому, пришли в соприкосновение, южный блок надвинулся на северный, а весь материал, заключенный между блоками, подвергся интенсивным деформациям.

Северный блок фундамента представлен Чешским массивом и его погребенным южным продолжением. Вероятно, он протягивается в горизонтальном направлении под Северной зоной и соединяется с гнейсовым комплексом фундамента в Осевой зоне. Хотя в настоящее время непрерывность этой структуры доказать невозможно, она вполне вероятна. Южный блок представлен аллохтонной массой центральной части Восточных Альп, в Осевой зоне этот блок сложен домезозойскими метаморфическими породами. Не ясно, продолжаются ли эти породы в Южную зону, так как они резко отсечены хорошо выраженным линеаментом широтного разлома Гайльталь. К югу от этой линии на поверхность выходят палеозойские породы Южных Альп, хотя, возможно, они подстилаются более высоко метаморфизованными породами, аналогичными породам Центральной зоны Восточных Альп.

Между фундаментом Северных и Южных Альп есть несколько важных различий. В главном эпизоде магматизма, *происходившем около* 245 млн. лет назад, породы северной части Альп подверглись воздействию внедрения гранодиоритовой магмы, которому предшествовали длительный и сложный процесс осадконакопления, магматизм и метаморфизм. Фундамент более южных зон (средняя часть Восточных Альп) подвергся интенсивному воздействию магматизма и метаморфизма в раннем карбоне; в меньшей степени магматизм проявился в раннетретичное время (60—30 млн. лет —«периадриатические» интрузии). На севере проявления магматизма в третичное время не известны. Породы северных зон испытали региональный метаморфизм в миоцене, тогда как большая часть средних и верхних элементов Восточных Альп после палеозоя не подвергалась метаморфизму, хотя некоторые элементы, возможно, претерпели незначительный повторный разогрев в позднемеловое время (80 млн. лет назад). Таким образом, последний существенный эпизод метаморфизма и дислокаций в фундаменте южных зон проявился в карбоне; в нижнепалеозойских породах Южных Альп найдена даже определимая фауна.

Верхнепалеозойский и мезозойский чехол, *отложенный на все эти породы фундамента,*



ФИГ. 5. *Структурный профиль через Восточные Альпы.*

Цифрами на разрезе обозначено: *1* — Чешский массив; *2* — моласса; *3* — мезозойско-палеозойский чехол Чешского массива; *4* — Гельветский покров; *5* — флиш; *6* — Северные Известняковые Альпы; *7* — граувакковая зона; *8* — нижняя пластина Восточных Альп; *9* — зона развития аспидных сланцев; *10* — комплекс фундамента; *11* — древние кристаллические породы центральной части Восточных Альп; *12* — Драуцуг; *13* — палеозой Карнийских Альп; *14* — палеозой и мезозой Южных Альп; *15* — верхний мел; *16* — раннетретичные отложения впадины реки По. Разрывы показаны жирными линиями. Разрез по линии *А* на фиг. 1.

был вовлечен в горизонтальные перемещения большого масштаба и в отдельных случаях был смят в складки и метаморфизован. Поэтому первоначальную последовательность пород установить с достаточной уверенностью трудно. Однако на фундаменте северных зон обнаружены триасовые и более древние осадки сравнительно небольшой мощности (зона 1 и, возможно, самая нижняя часть разреза Сланцевого чехла в зоне 3). На фундаменте более южных зон были широко распространены мощные отложения пермского и триасового возраста, в которых преобладали карбонатные фации. В области развития этих отложений различают ряд постепенно сменяющих друг друга фациальных зон, в которых условия осадконакопления были разными: Низкие Восточные Альпы, Центральные Альпы, Северные Известняковые Альпы и Южные Альпы. Последовавшие в третичное время горизонтальные движения нарушили первоначальное расположение фациальных зон.

В юре и мелу на южном блоке накопление осадков было, по-видимому, сравнительно небольшим, седиментация была сосредоточена на южной окраине северного блока, а возможно и между блоками. В породах этого возраста широко распространены глубоководные фации (например, черные филлиты, кремнистые сланцы, зеленокаменные породы верхней части сланцевого чехла).

В позднемеловое и раннетретичное время южный и северный блоки начали двигаться навстречу друг другу. Породы, сначала занимавшие промежуточное пространство, были раздроблены между двумя клиньями метаморфического фундамента, один из которых наполз на другой, с образованием серии надвиговых пластин, каждая из которых имеет сложное внутреннее строение. Нижние пластины испытали региональный метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Вторичное гравитационное оползание осадочного чехла самого верхнего в этой пачке элемента привело к перемещению Северных Известняковых Альп поверх юрских и меловых толщ Северной зоны и к надвиганию на юг в Южной зоне.

В конечном счете в миоцене произошло воздымание Осевой зоны, где один блок фундамента был надвинут на другой, и в результате размыва пачки пластин, перекрывающих друг друга в виде чешуй, сформировались современный рельеф и современная конфигурация выходов горных пород.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 3

[201] Зоны и элементы в сегменте

Элементы		Зоны			
		1 Форланд	2 Северная	3 Осевая	4 Южная
a Третичные породы краевых частей Альп		+			+
b Автохтонные мезозойско-палеозойские породы		+			
c Верхний элемент Восточных Альп	*c*1 Северные Известняковые Альпы и Драуцуг		+	+	
	*c*2 Зона граувакк		+	+	
	*c*3 Гурктальский покров			+	

Продолжение табл. 3

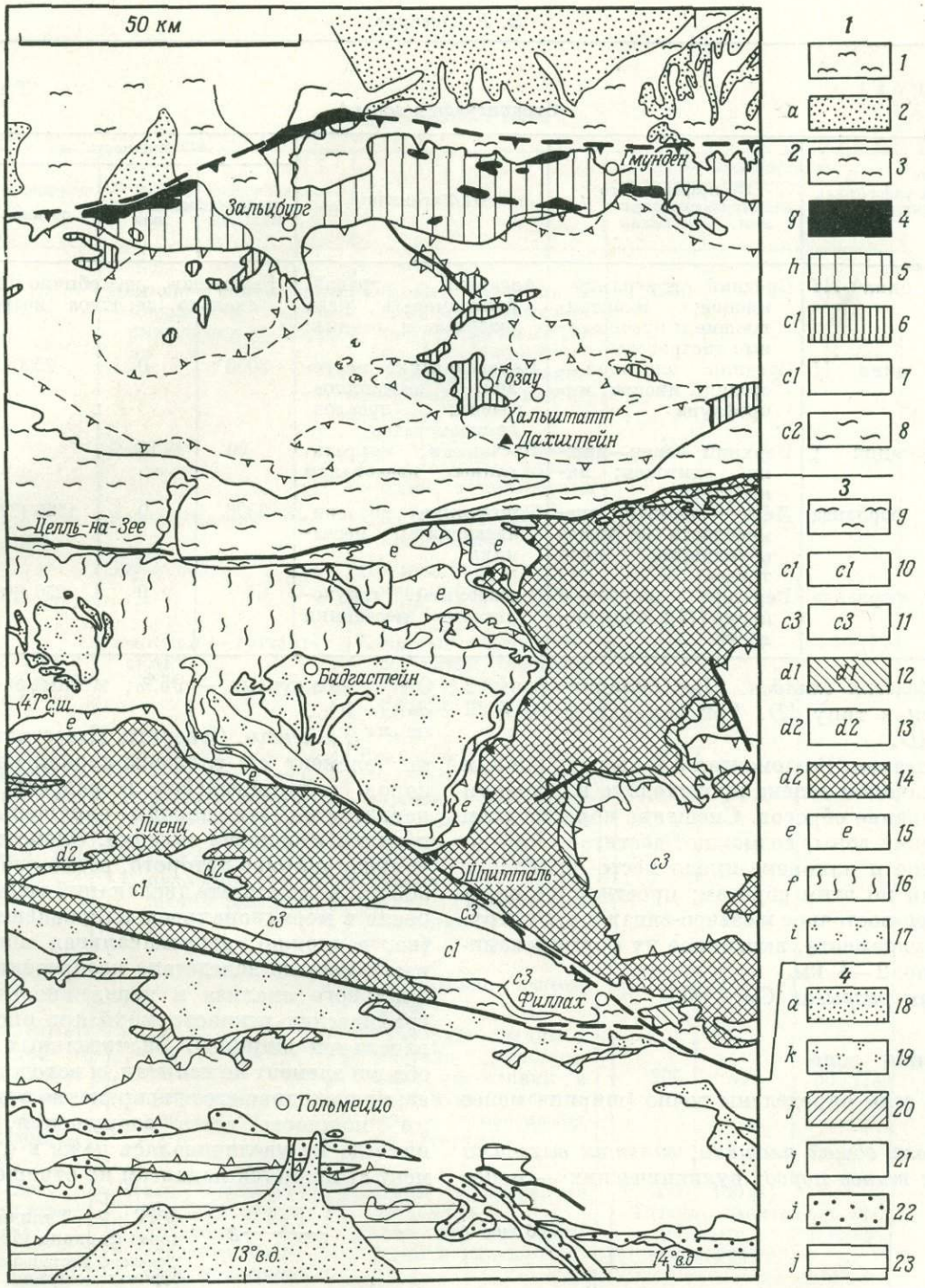
Элементы	Зоны			
	1 Форланд	2 Северная	3 Осевая	4 Южная
d				
Средний элемент *d*1 Мезозой Центральных Альп			+	
Восточных Альп *d*2 Древние кристаллические породы			+	
e				
Нижний элемент Восточных Альп			+	
f				
Зона развития аспидных сланцев			+	
g				
Гельветская зона		+		
h				
Флиш		+	+(?)	
i				
Герцинский комплекс фундамента	+	+	+	
j				
Южноальпийский чехол				+
k				
Южноальпийский фундамент				+

[202] Основания для корреляции элементов между зонами: *a* — литология и возраст; *c*1 — литология и возраст; *i* — литология, возраст и структурное положение. Обратите внимание на то, что эквивалентными могли быть следующие элементы: $c2 = c3$; $c1 = j$; $c2 = k = d2$ (?) (метаморфизован в большей степени).

B. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Форланд

[302] *Края зоны.* Южный край зоны представляет собой четкую границу (ширина менее 0,5 км).
[310] На всей территории зоны обнажаются осадочные породы.
[312–314] *Элементы.* Третичные слои краевых частей Альп (элемент *a*) залегают горизонтально и кое-где нарушены разрывами; на юге они, возможно, смяты в складки. Автохтонные мезозойские и палеозойские слои (элемент *b*) залегают горизонтально и местами нарушены разрывами. Контакт элементов *a* и *b* является несогласным, элемент *b* несогласно залегает на породах герцинского фундамента (элимент *i*). Кроме того, в элементе *a* несогласия разделяют слои циклов I и II и циклов II и III. Вследствие деформации во время альпийской складчатости форма или объем элементов в этой зоне изменились очень мало.
[315–316] *Площади выходов элементов.* Породы элемента *a* выходят на поверхность непрерывной полосой на всем протяжении сегмента и образуют часть складчатого пояса, имеющего длину 750 км; ширина этой полосы меняется в пределах сегмента от 20 до 120 км, в среднем она составляет 60 км. Породы элемента *b* не обнажены и известны только по скважинам: вероятно, они развиты в виде цепочки изолированных пятен, которая протягивается на сотни километров. Элемент *i* обнажается на севере зоны и по простиранию непрерывен; породы этого элемента известны также по данным многочисленных буровых скважин.
[326–332] *Магматизм.* По данным бурения известны основные породы среднекаменноугольного возраста, образовавшиеся в результате подводных вулканических извержений.
[335–342] *Метаморфизм.* Породы элемента *i* до начала позднего карбона испытали герцинский или более ранний метаморфизм. В описаниях кернов упоминаются силлиманитовые гнейсы, амфиболовые гнейсы, гранодиориты и биотитовые граниты.
[344–348] *Деформации.* Кроме герцинских и более ранних деформаций, установлены следующие события. Фаза 1 — в позднепермское — позднетриасовое время имели место воздымание и дифференциальная эрозия. Фаза 2 — аналогичные процессы происходили в интервал времени с кампанского века до рубежа раннего и среднего олигоцена, вероятно, в эоцене. Фаза 3 — в олигоцен-миоценовое время происходили длительные вертикальные движения и формирование разрывов, это доказано изменением мощностей молассовых отложений вкрест простирания разрывов. Фаза 4 — породы элемента *a* (моласса II цикла и более древние) были перекрыты аллохтонными и параавтохтонными блоками, надвинутыми из зоны 2 между ранним и поздним эоценом: слои молассы III цикла моложе этого события.
[350–355] *Складки.* Во время фазы 2 в породах элементов *b* и *i* возникли пологие изгибы с амплитудой и длиной волны больше 1000 м, с углами между крыльями 170° (?) и осевыми поверхностями, близкими к вертикальным. В результате фазы 4 в элементе *a* на юге зоны сформировались складки с амплитудой и длиной волны 500 м, углами между крыльями 30° (?), с осевыми поверхностями, падающими на юг под углом около 45°, и с северной вергентностью.



ФИГ. 6. *Геологическое строение сегмента.*

Линии с зубцами обозначают надвиги, зубцы направлены в сторону вышележащих пластин. Элементы, к которым относятся стратиграфические единицы, обозначены буквами с левой стороны легенды.

Зона 1: *1* — аллювий; *2* — моласса. *Зона 2*: *3* — аллювий; *4* — Гельветская зона (мел — эоцен); *5* — флиш (главным образом верхний мел); *6* — слои Гозау (верхний мел); *7* — Северные Известняковые Альпы (главным образом триас); *8* — граувакковая зона (палеозой). *Зона 3*: *9* — аллювий, *10* — Драуцуг (главным образом триас); *11* — палеозой (главным образом филлиты); *12* — мезозой Центральных Альп; *13* — палеозой Центральных Альп; *14* — древние кристаллические породы (доальпийский *комплекс фундамента*); *15* — *мезозой и палеозой нижней пластины Восточных Альп*; *16* — *периферическая область развития* сланцевого чехла (мезозойские метаосадочные породы); *17* — автохтонный доальпийский комплекс фундамента (гнейсы центральной части и т. д.). *Зона 4*: *18* — аллювиальные и третичные отложения впадины По; *19* — палеозойский фундамент Южных Альп; *20* — слои Грёден (пермские обломочные породы); *21* — триас Южных Альп (главным образом карбонаты); *22* — юра и нижний мел; *23* — верхний мел и эоцен.

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м			[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Моласса, цикл III	Средний и верхний миоцен; млекопитающие и пресноводные гастроподы	Алевриты, гравий, конгломераты, угли (озерные и речные)	Различная, но обычно несколько десятков метров			*a*
Моласса, цикл II	Средний олигоцен — средний миоцен; микрофауна	Переслаивание мергелей, песчаников, гравия; прослои конгломератов	3000	0	2500	*a*
Моласса, цикл I	Верхний эоцен—нижний олигоцен; микрофауна	Песчаники, мергели, глины, известняки	90	15		*a*
Мезозой форланда	Лейас — кампан; окаменелости (на западе появляются слои триаса)	Известняки, мергели, алевролиты, песчаники	2500	0	1500 (??)	*b*
Палеозой форланда	Верхний карбон — пермь (?); окаменелости	Алевролиты, глауконитовые песчаники		0	250 (?)	*b*

[356] *Морфология складок.* Две складки фазы 2 относятся к типу 1*D*. Три складки фазы 4 — к типу 4*D*.

[366–373] *Разрывы.* В элементах *b* и *i* между концом мела и началом эоцена происходило в основном формирование сбросов. Смещение коры на всем протяжении зоны, возможно, достигает 1000 м. В миоцене и плиоцене имело место оживление движений по этим сбросам; простирание сбросов северо-восточное и северо-западное, а погружение фундамента, вызванное их формированием, равно 2—4 км.

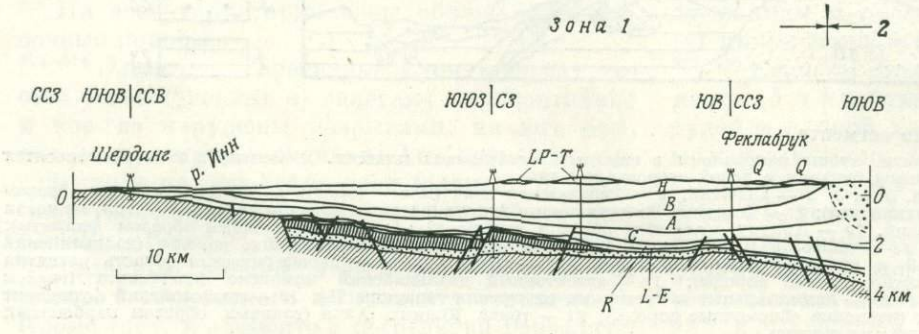
[374] *Карты разрывов.* См. [43].

2. Северная зона

[302] *Края зоны* определены точно (ширина менее 0,5 км).

[308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — менее 0,1%; осадочных — 95%; метаморфических — около 5%.

[312–314] *Элементы.* Северные Известняковые Альпы (элемент *c*1) сложены серией карбонатных пород, повторяющейся в разрезе вследствие надвигания; эти породы нарушены сбросами и смяты в пологие складки. Элемент, первоначальная ширина которого, возможно, достигала 200 км, в результате дислокаций испытал укорочение в меридиональном направлении до 50 км (но, возможно, первоначальная ширина была вдвое меньше вследствие неопределенности фациального анализа и ненадежности палеогеографических реконструкций при оценке первоначальной ширины). Значительных изменений объема элемент не испытал, и вследствие размыва, происходившего одновременно с деформациями, мощность всего сооружения, вероятно, никогда не увеличивалась даже в 4 раза. Элемент *c*1 является надвигом по отношению к эле-



ФИГ. 7. Типичный профиль через форланд [43].

Показано местоположение [четырех буровых скважин. *Элемент a*: *Q* — четвертичные отложения; *LP — T* — нижний плиоцен — тортонский ярус; *H* — гельветский ярус; *B* — бурдигальский ярус; *A* — аквитанский ярус; *C* — хаттский ярус; *R* — рупельский ярус; *L — E* — латторфский ярус и эоцен. *Элемент b*: жирная косая штриховка — верхний мел; точки — верхняя юра. *Элемент c*: *H — F* — гельветский ярус и флиш; тонкая косая штриховка—метаморфические породы Чешского массива. Разрывы показаны жирными линиями. Разрез по линии *B* на фиг. 1.

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст (обоснование — окаменелости, без привязки)	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Слои Гозау	Коньяк — эоцен, но и кровля, и подошва смещаются во времени	Сланцы, турбидиты, мергели, мегабрекчии, рудистовые рифы (глубоководные); глины, *органогенно*-обломочные известняки	2350		1000	*c*1
	Неоком	Песчаники, глины, мергелистые известняки, конгломераты	250	0		*c*1 (только на севере)
«Мальм»	Келловей — «титон»	Массивные и слоистые известняки	700	0		*c*1
«Доггер»	Бат — байос	Кремнистые сланцы, кремнистые известняки	150	0		*c*1
«Лейас»	Тоарский — геттангский	Слоистые известняки, до глин: большинство фаций изменяется по горизонтали	100	0	20 (?)	*c*1
Кёссенские слои Главный доломит Дахштейнский известняк Слои Цламбах Хальштаттский известняк	Рэтский — норийский; в этом разрезе имеются очень сложные соотношения фаций и фациальные замещения (*см.* [29, 30, 34])	Глинистый материал, мергели, тонкие прослои известняков (тыловые части рифов) Доломитизированные известняки (лагунные). Рифовые известняки Темные мергели и глины Пелагические известняки	1100	250		*c*1
Слои с Cardita, Хальштаттский известняк, белемнитовые известняки, доломиты Рамзау, доломиты Гутенштейн	Карнийский — анизийский	Карнийские сланцы и мергели перекрывают известняки и доломиты, меняющиеся от массивных до слоистых	700	400	500 (?)	*c*1
Верфенские слои Соленосные отложения	Низы триаса — верхняя пермь; литология и стратиграфическое положение	Сланцы и слюдистые песчаники Глины и эвапориты (соли и гипсы)	250	100 (?)		*c*1
		Течение эвапоритов затрудняет оценку мощности				
Граувакковая зона (в том числе филлиты Пинцгау и слои Вильдшонау)	Визе на западе; силур — девон; кембрий — ордовик в основании: литология и стратиграфическое положение	Преобладают серые филлиты; кварцевые песчаники, конгломераты, зеленокаменные породы, редко — известняки, содержащие окаменелости	Первоначальную мощность оценить невозможно из-за интенсивных дислокаций; вероятно, >1000 и <10 000			*c*2

Продолжение табл. 5

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст (обоснование — окаменелости, без привязки)	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
«Гальветские серии» (*в том числе пестрые мергели — Buntmergel и клипповая серия*)	Рэт — верхний эоцен	Третичные породы: *глины и мергели с прослоями калькаренитов, к юго-востоку переходящие в пятнистые мергели*; Мезозойские породы: кремнистые сланцы, глины, темные известняки, иногда — огромные блоки вулканических пород	300 (?)	100 (?)		*g*
«Флиш» (в том числе цементный мергель, Ризельбергские песчаники, «гольтский» и «неокомский» флиш)	Нижний мел — эоцен	Породы с высоким содержанием извести, есть несколько маркирующих горизонтов, непрерывных в горизонтальном направлении; верхний мел: мергели с известняковыми турбидитами; нижний мел: мергели, сланцы, редкоглауконитовые песчаники	Монотонная литология и повторение структур в разрезе делают оценку мощности ненадежной			*h*
			2000 (?)	1000 (?)		

ментам g и h и несогласно залегает на элементе c2, но с движениями на контакте.

Граувакковая зона (*c2*) сложена серыми филлитами, смятыми в изоклинальные складки. Надежных доказательств мезозойской или третичной общей деформации здесь нет, но многочисленные зоны скалывания и мелкие надвиги этого возраста, вероятно, имеются.

Гельветские породы (элемент *g*) и флиш (*h*) смяты в сжатые складки и повторяются в разрезе благодаря надвигам; те и другие происходят из области широкого развития соответствующих осадочных образований. Они представляют собой тонкие пластины, ограниченные надвигами: *g* надвинут на *c1* и *h*, а *h* в свою очередь надвинут на *c1* и *g*.

Метаморфические породы фундамента (элемент *i*) обнаружены в глубокой буровой скважине и относятся к южному продолжению Чешского массива.

[315–317] *Размеры элементов.* Видимые длина, ширина и мощность (в км): *c1* — 100 × 50 × 2,5; *c2* — 90 × 12 × 1; *g* — ? × 2 × 1 (?); *h* — 100 × 16 × 4. Элементы *c1* и *h* на всем протяжении сегмента непрерывны и прослеживаются *на расстояние около* 500 км *в широтном направлении*; элемент *c2* с перерывами протягивается *на расстояние до* 400 км; элемент *g* встречается в сегменте в виде отдельных линз. Сведения о мощности элемента *h* основаны на буровых данных. Общие мощности элементов, включая гипотетические погребенные и размытые части структур, равны: *c1* — 10 км; *c2* — 6 (?) км; *g* — 1 (?) км; *h* — 4 (?) км.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — в элементе *c2* встречаются лавы и туфы основного состава (вероятно, главным образом продукты подводных извержений) и силлы кислого состава; все эти породы имеют нижнепалеозойский возраст. Объем 10 (?) км^3. Эпизод 2 — в элементе *g* встречаются тела основных и ультраосновных пород, связанные с верхнеюрскими и меловыми осадочными породами. Эти тела, возможно, представляют собой огромные экзотические тектонически перемещенные глыбы. Они лучше выражены к востоку от рассматриваемого сегмента. Объем 0,5 км^3. Кроме того, в элементах *c1* и *c2* развита гидротермальная минерализация, особенно сильная на контактах элементов; минерализация имеет мезозойско-третичный возраст.

[335–342] *Метаморфизм.* Породы элемента *c2* испытали *метаморфизм зеленосланцевой или частично цеолитовой фации в интервале между визе*

и пермью, вероятно, в среднем карбоне: породы визейского возраста метаморфизованы и несогласно перекрыты пермскими слоями.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — между визе и пермью, вероятно, в среднем карбоне (см. [335–342]) в породах элемента *c*2 происходило формирование изоклинальных складок и параллельно их осевым поверхностям надвигов. Фаза 2 —«предгозаусские» деформации, в том числе горизонтальные перемещения надвиговых пластин или оползневых блоков и сдвиговые (?) смещения, затронувшие элементы *c*1 и *c*2 (?) в позднеюрское — предконьякское время, вероятно, в туроне. Апт-сеноманские слои местами дислоцированы и перекрыты недислоцированными коньякскими породами; движения, возможно, не были одновременными и в других местах начались раньше. Фаза 3 —«альпийские» деформации захватили элементы *c*1, *c*2, *g* и *h* в интервал времени после эоцена, а возможно после коньякского века, до позднего миоцена, вероятно, в ранне- и среднемиоценовое время, в разных местах по-разному. Породы элементов *g*, *h*, *c*2 (?) и кое-где *c*1 были смяты в складки. В элементах *g* и *h* возникли параавтохтонные надвиговые пластины. Элемент *c* как аллохтон испытал соответствующее перемещение по элементам *g* и *h* на север, по направлению к зоне 1. Кроме этого, происходило оживление некоторых разрывов, возникших в предыдущую («предгозаусскую») фазу, и формирование крутых сбросов, секущих надвиговые пластины. Доказательством возраста этих дислокаций служит то, что в элементах *g* и *h* осадконакопление было непрерывным и в среднемиоценовое время, до позднего (?) миоцена, тогда как нижнемиоценовая моласса зоны 1 деформирована; верхнемиоценовая моласса недеформирована и перекрывает эти структуруы.

Северные Известняковые Альпы (элемент *c*1) в структурном отношении чрезвычайно сложны отчасти из-за того, что особенности их стратиграфии поняты не до конца (прежде всего фациальные изменения), отчасти из-за того, что деформация очень неоднородна, а распространение и ориентировка складчатых структур связаны с отдельными надвинутыми массами. По этим причинам более совершенное выделение фаз деформаций, имеющих региональное значение, в настоящее время невозможно (см. [41, 42]).

[350–355] *Складки.* В фазу 1 деформаций возникли складки с амплитудой и длиной волны от 10 мм до 100 м, с углами между крыльями 10° и с осевыми поверхностями, наклоненными на север под углом 40° (?). В результате фазы 2 сформировались складки с амплитудой и длиной волны от 100 до 1000 м, с углами между крыльями 90° (?) и с осевыми поверхностями, которые имеют очень разную ориентировку, но обычно крутые, хотя встречаются осевые поверхности с падением на юг, близким к падению надвигов; складки развиты спорадически, кое-где имеются несогласные складки, связанные с внедрением соляных диапиров. В результате фазы 3 в элементе *c*1 возникли складки с амплитудой и длиной волны от 100 до 1000 м, с углами между крыльями 90° (?) и с очень непостоянной ориентировкой осевых поверхностей (см. [344–348]). В элементе *c*2 в результате фазы 3 образовались складки с амплитудой и длиной волны от 100 до 1000 м, с углами между крыльями 70° и осевыми поверхностями, которые, возможно, наклонены на восток под углом 45°; складки этого возраста и в этом масштабе выделить трудно из-за того, что нет соответствующих образующих поверхностей. В элементах *g* и *h* в фазу 3 возникли складки с амплитудой и длиной волны 100—1000 м и более, с углами между крыльями 10—50° и осевыми поверхностями, в основном полого падающими на юг. Оба элемента состоят из надвиговых пластин, и стиль складчатости значительно меняется от одной пластины к другой; наблюдения во всех пластинах не проводились.

[356] *Морфология складок.* В результате деформаций фазы 1 в элементе *c*2 сформировались складки типа 5C. В результате фаз 2 и 3 в элементе *c*1 возникли складки типов 1*D*, 2C и 5C. В элементе *c*2 в фазу 3 образовались складки типа 2*D*, а в элементах *g* и *h* — складки типов 1*D*, 2B и 5E.

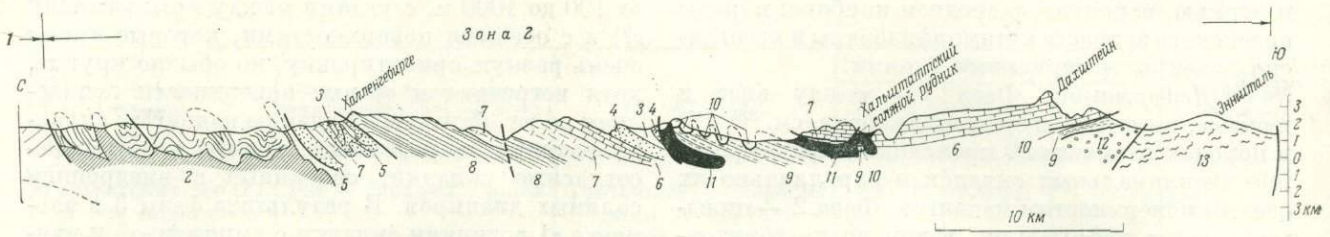
[359–362] *Плоскостные и линейные структуры.* При деформациях фазы 1 в породах элемента *c*2 возникла сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складок, с линейностью микроскладок вдоль осевых поверхностей [20].

[366–372] *Разрывы.* Во время «предгозаусских» деформаций образовались надвиги, взбросы (?) и сдвиги (?); общее перемещение надвинутого блока имело северное направление. «Альпийские» надвиги наклонены на юг, углы падения пологие, но неодинаковые; надвигание происходило в северном направлении. До начала миоцена все элементы были нарушены сбросами.

[357–374] *Карты складок и разрывов.* См. [40, 41, 42, 43].

3. Осевая зона

[302] *Края зоны* представляют собой четкие границы (ширина до 0,5 км). [308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород:*



ФИГ. 8. Профиль через Северную зону.

1 — элемент *h*, флиш; *2* — элемент *g*, гельветская зона; *3—12* элемент *c*1: *3* — неоком, *4* — юра, *5* — рэт, *6* — дахштейновые известняки, *7* — главный доломит, *8* — белемнитовые известняки, *9*, *10* — хальштаттские известняки (верхняя и нижняя единицы), *11* — соленосные отложения, *12* — верфенские слои; *13* — элемент *c*2, граувакковая зона. Разрывы показаны жирными линиями. Разрез по линии *B* на фиг. 1.

вулканических — менее 0,1%; интрузивных — менее 0,1%; осадочных — 10%; метаморфических — 90%.

312–314 *Элементы.* Породы, слагающие хребет Драуцуг (элемент *c*1), представляют собой смятые в складки и нарушенные разрывами карбонаты; они испытали незначительное укорочение вследствие продольного изгиба. Серые филлиты и хлоритовые сланцы (элемент *c*2), подстилающие серию Драуцуг, и кварцевые филлиты Гурктальского покрова (*c*3) смяты в сильно сжатые складки. Мезозойские слои Центральных Альп (*d*1) интенсивно деформированы, карбонатные породы перекристаллизованы. Древние кристаллические породы (*d*2) представляют собой деформированный комплекс сланцев и гнейсов. Нижний элемент Восточных Альп (*e*) сложен черными филлитами, карбонатными породами мезозоя и редкими обломками гнейсов; мощность пород кое-где уменьшается, а в других местах значительно увеличивается вследствие деформации. Зона развития аспидных сланцев (*f*) образована мезозойскими метаосадочными породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Герцинский фундамент (элемент *i*) состоит из сложнодислоцированных гранодиоритовых ортогнейсов с прослоями парагнейсов, сланцев и амфиболитов. В результате мезозойско-третичного орогенеза в этом элементе возникли огромные купола и впадины неправильной формы. Контакты элементов: *c*1 и *c*2 — несогласный; *c*2 и *d*1 — по надвигу (?); *c*3 и *d*2 — *d*1 — по надвигу; *d*1 и *d*2 — видимо, несогласный, но причины деформаций точно не установлены; *d*2 и *e* — по надвигу; *d*2 и *f* — по сбросу; *e* и *f* — по надвигу; *f* и *i* — по надвигу, но в некоторых местах допускается несогласие.

Были проведены различные «стратиграфические» исследования зоны развития аспидных сланцев (элемент *f*). Результаты этих исследований часто противоречивы, и обычно их трудно применить за пределами областей, для которых они получены. Обобщение стратиграфических данных — см. [17]. Некоторые исследователи [27] считают, что породы элемента *f* представляют собой меланж.

315–317 *Размеры элементов.* Видимые длина, ширина и мощность (в км): *c*1 — в среднем 110 × × 7 × 3; *c*2 — в среднем 35 × 3 × (<1?); *c*3 — (<20) × (в среднем 50) × (<1); элемент *d*1 обнажен в виде узкой извилистой полосы длиной 70 км, шириной около 5 км, мощность элемента до 1 км; *d*2 — около 300, до 100, до 10 (?); обнажения элемента *e* в настоящее время располагаются вытянутыми прерывистыми полосами (но элемент целиком, в том числе его погребенное продолжение и размытая часть, возможно, измеряется 200 (?) × 60 (?) км), мощность до 4 км; *f* — в среднем 80 × (<40) × × (<5); *i* — породы встречаются в виде пятен неправильной формы, достигающих 10—40 км в поперечнике, хотя, возможно, этот элемент протягивается под всем сегментом.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — породы элемента *i* прорваны герцинскими посторогенными батолитами гранодиоритового состава; возраст интрузий 244 ± 6 млн. лет (рубидий-стронциевый метод, валовая проба [12]). Объем — тысячи кубических километров. Эпизод 2 — в анизийских отложениях встречаются прослои основных туфов, образовавшихся в условиях мелкого моря. Объем — 5 (?) км³. Эпизод 3 — в юрских и меловых метаосадочных породах шиферно-сланцевой оболочки развиты прослои вулканогенных отложений основного и ультраосновного состава, возникших в условиях глубокого моря. Объем — более 1000 км³. Эпизод 4 — гранодиоритовые и тоналитовые штоки прорывают породы элемента *d*, возраст гранодиоритов 35—45 млн. лет (калий-аргоновый метод по биотиту: Оксбург, неопубликованные данные). Объем 10 (?) — 100 км³. Обратите внимание на то, что в пределах выходящего в настоя-

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Кёссенские слои	Рэтский	Глинистые сланцы			100	*c*1
Плитчатый известняк, Главный доломит	Норийский	Известняки, доломиты			1000	*c*1
Серия Яукен и раковинный известняк	Карнийский — ладинский, анизийский	Кремнистые сланцы, доломиты, глинистые сланцы, известняки туфы (подчиненные)			2000	*c*1
Верфенские слои	Оленекский — индский	Песчаники, песчанистые сланцы	>100	50	100 (?)	*c*1
Грёденские слои	Джульфинский (?)	Красные песчаники, конгломераты	1000	0	Различная	*c*1
«Штангальмский мезозой»	Скифский ярус — лейас; окаменелости в лейасе, корреляция по литологии	Известковистые сланцы, мергели, известняки, доломиты; ниже — кварциты, песчаники и брекчии			1000	*d*1
Аспидные сланцы и брекчии	Нижний мел (?); стратиграфическое положение	Зеленые и темные сланцы и сланцы с крупногалечными брекчиями			200	*e*
Доггер — мальм	Юра; белемниты	Мергели, кремневые конкреции, кремнистые сланцы; ниже — известняки и брекчии	150	100	120	*e*
Кёссенские слои	Рэтский; окаменелости	Темные голубовато-серые тонкослоистые мергели или мергелистые известняки	30	0	?	*e*
Плитчатый известняк, Главный доломит, известняки Оппонитцен, песчаники и сланцы Лунц, нижнетриасовые известняки	Норийский — индский — оленекский; редкие окаменелости	Слоистые и массивные известняки, доломиты и мергели	1000	500	?	*e*
Лаучфельдские кварциты, Веррукано	Индский — джульфинский; стратиграфическое положение		250	50	?	*e*

щее время на поверхность фундамента (элемент *i*) или его метаосадочного чехла (*f*) никаких проявлений магматизма не известно.

335–342 *Метаморфизм.* Фаза 1 — домезозойский метаморфизм испытали породы элементов *i* и *d*2. Фаза 2 — породы элемента *d*2 испытали метаморфизм фации зеленых сланцев (?) около 80 млн. лет назад, при этом породы амфиболитовой фации подверглись слабому регрессивному метаморфизму (возраст определен калий-аргоновым методом по мусковиту и биотиту [31]). Фаза 3 — метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций захватил породы элементов *f*, *i* и *e* 65—30 млн. лет назад (радиологические определения калий-аргоновым методом по мусковиту, биотиту и амфиболу; рубидий-стронциевым методом по биотиту; [11] и M. S. Brewer, неопубликованные данные). Породы основного состава содержат роговую обманку, эпидот, олигоклаз и рудные минералы, встречаются альбит, биотит, хлорит и карбонаты; в глинистых породах присутствуют кварц, эпидот, иногда кианит, хлоритоид, ставролит, альбит, олигоклаз, гранат, карбонаты и рудные минералы; породы элемента *e* превратились в пиритизированные сланцы. Для части юго-восточного Тауэрна были построены изограды по альбиту — олигоклазу [12]. См. также [2].

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — домезозойские деформации, захватившие элементы *i* и *d*2, в этой статье не рассматриваются. Фаза 2 — элементы *e*, *f* и *i* испытали складчатость между концом мела и началом фазы 3 метаморфизма, вероятно в ранне- и среднетретичное время. Имеются доказательства того, что на западе сегмента в это время складкообразование происходило в два этапа, но детали все еще не известны; и эта складчатость, и надвигание (фаза 3) предшествуют главной фазе альпийского метаморфизма: новые минералы в основном не деформированы и не подчиняются складчатости; самыми молодыми породами, испытавшими эти деформации, являются верхнемеловые (?) отложения зоны развития аспидных сланцев и т. д. Фаза 3 — надвигание происходило в тот же отрезок времени, что и складчатость фазы 2; по-видимому, оно было тесно связано с формированием складок и приводило к изменению их формы и уплощению. Фаза 4 — после деформаций фазы 3 складкообразование захватило элемент *f*: структуры, возникшие в фазу 3, испытали деформацию. Фаза 5 — в элементах *i*, *f* и *d*2 (?) после деформаций фазы 3, а возможно, и 4 имели место региональные дифференцированные вертикальные движения, формирование сбросов, трещин и локальная складчатость. Фаза 6 — общее региональное воздымание и коробление охватили все элементы, вероятно, около 20 млн. лет назад (радиологическое определение калий-аргоновым методом и возраст обломочного материала, переотложенного в молассе [31, 11]).

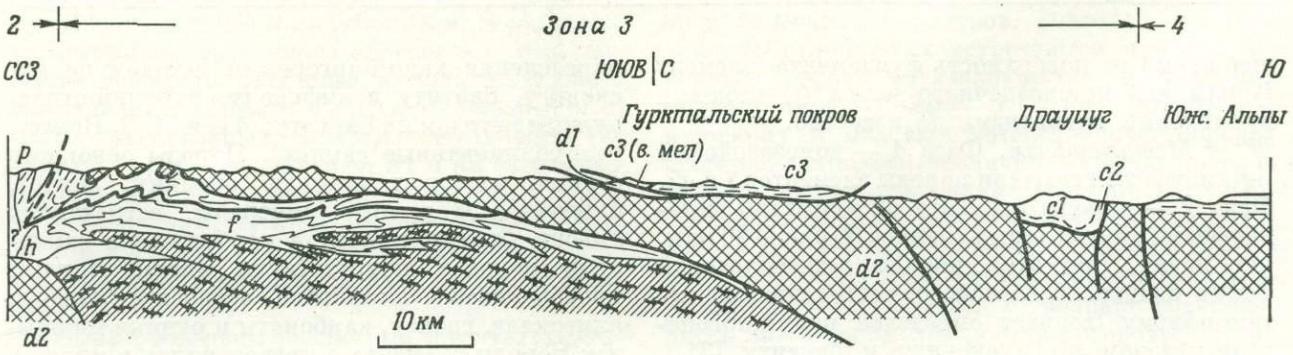
[350–355] *Складки.* В результате деформаций фазы 2 в элементах *e* и *i* возникли складки с амплитудой и длиной волны от 10 мм до 100 м и с углами между крыльями 30°; в элементе *f* возникли складки с амплитудой от 10 мм до 100 м, длиной волны от 10 мм до 50 м и углами между крыльями 5°; наклон осевых поверхностей изменчив, но падают они на юго-запад и имеют северо-восточную вергентность. Размеры складок фазы 4 в элементе *f* аналогичны размерам складок фазы 2, но оси структур ориентированы меридионально. Складки фазы 5 имеют амплитуду 0,1 м, длину волны 1 м, углы между крыльями 150° и очень крутые осевые поверхности. Купола неправильной формы, возникшие в породах фундамента в течение фазы 5, имеют амплитуду 5 км и длину волны 10—20 км.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 2 в элементах *e*, *i* и *j* относятся к следующим типам: в элементе *e* — преимущественно 4E — F и 5E—F, а также 1B, 5B, 5C и 5D; в элементе *j* — 2D, 4C, 5B — D; в элементе *i* — 3D — E, 4E, 5E — F.

[357] *Карты складок.* См. [36, 25, 27].

[359–362] *Плоскостные и линейные структуры.* В результате фазы 2 возникли сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складок (в глинистых породах), и линейная ориентировка минералов, параллельная осям складок. Полосчатость наиболее интенсивна в породах элемента *f* и в верхней части элемента *i*; см. [27]. В результате деформаций фазы 5 возникли микроструйчатость, параллельная осям изгибов, и зеркала скольжения на плоскостях трещин скалывания.

[364] *Анализ деформаций.* Анализ деформаций фазы 2 приводился на отдельных участках элементов *i* и *f* [27]. Анализ деформации в изогнутых и будинированных жилах с различной ориентировкой указывает на плоскую деформацию, равную 40—70% в центральных частях элемента *i*, которая увеличивается до 80% и более в краевой зоне, возле контакта с элементом *f*. Несколько измерений было сделано в элементе *f*,



ФИГ. 9. Профиль через Осевую зону.

В зоне 2 породы Грауваккоовой зоны (палеозойские) обозначены буквой *P*. В зонах 3 и 4 стратиграфические единицы обозначены буквами элементов. Разрывы показаны жирными линиями. Разрез по линии *D* на фиг. 1. Вертикальный масштаб в 2,5 раза больше горизонтального.

Таблица 7

Стратиграфия зоны 4

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Третичные отложения впадины По	Эоцен — миоцен; фораминиферы	Песчаники, известняки, мергели; вулканические породы на западе	На севере небольшая, но к югу увеличивается до многих тысяч метров			*a*
Верхний мезозой	Юра и мел; окаменелости	Серые известняки, красные узловатые известняки, мергели, иногда — конгломераты	150	0		*j*
Главный доломит	Норийский; хорошая фауна	Плотные слоистые доломиты	>400	200		
Шлернские доломиты	Карнийский — ладинский; кораллы и *моллюски*	Массивные розовато-серые рифовые доломиты *в разных фациях*	1100	1000		*j*
Райбльские и кассианские слои	Карнийский; обильная фауна	Известняки, аргиллиты; рифовые известняки, клинообразно переслаивающиеся с мергелями, ниже залегают сланцы и туфогенные песчаники	1150	1050		*j*
Слои Бухенштейн и Венген	Ладинский; обильная фауна	Рифы, туфы, мергели, агломераты, подушечные лавы, аргиллиты	1900 (на западе)	0		*j*
Средний и нижний триас	Скифский — анизийский; окаменелости	Оолитовые известняки, мергели, слюдистые конгломераты, мощные доломиты; ниже — морские мелководные обломочные отложения	600	200		*j*
Формации Беллерофон и Гардена	Верхняя и средняя пермь; для среднепермских отложений — окаменелости	Эвапориты, гипсоносные мергели, доломиты; ниже — континентальные красные песчаники	450	250		*j*
Эффузивная серия	Нижняя пермь; радиологические данные	Наземные игнимбриты, лавы и туфы	100 (1000 к западу от сегмента)	0		*j*
«Базальная» серия	Нижняя пермь; предположительно	Наземные речные отложения. К востоку сменяются морскими известняками с прослоями глин	100 1000	0 100	}	*j*
Слои Ауэрниг	Стефанский и вестфальский; окаменелости	Слюдистые сланцы, серые песчаники		0	800 (?)	*j*
Слои Хохвипфель	Нижний карбон — силур; редкие граптолиты	Кварцевые филлиты, песчаники		500 (?)		*k*

но более 75% галек вытянуто параллельно расслоению, а в шарнирах складок в компетентных слоях (т. е. в кварцитах) кое-где было зафиксировано удлинение галек, параллельное осям структур, равное 270%. В элементе *e* встречаются растянутые белемниты.

[366–373] *Разрывы.* В результате наиболее значительной деформации фазы 2 образовалась серия аллохтонных пластин, которые скользили одна по другой в северо-восточном направлении, вызывая формирование складок в некомпетентных слоях, залегающих между ними. В некоторых случаях эти пластины расщепились на более тонкие, каждая из которых перемещалась независимо от других. Элемент *f*, вероятно, представляет собой тектонический меланж. В результате деформаций фаз 5 и (или) 6 возникли взбросы и сбросы с запад-северо-западной и северо-восточной ориентировкой, которые нарушили пачку аллохтонных пластин. По линии Мельталь на северо-западе произошло поднятие на 500 (?) — 1000 м; формирование этих разрывов имело место после фазы 3 метаморфизма (65—30 млн. лет назад) и предшествовало заключительной фазе воздымания и остывания (20 млн. лет).

[374] *Карты разрывов.* См. [3, 43, 15, 8].

4. Южная зона

[302] *Края зоны.* Края зоны представляют собой четкие границы (ширина менее 0,5 км). [308–311] *Доля общей площади, занятой выходами основных типов пород*: вулканических — 2%; осадочных — 83%; метаморфических — 15%.

[312–314] *Элементы.* Развитые в краевых частях Альпийской области (периальпийские) третичные слои (элемент *a*) обычно не дислоцированы, но нарушены несколькими крутыми разрывами; контакт с подстилающими породами элемента *j* несогласный или тектонический. Слои южноальпийского чехла (*j*) испытали общее сокращение в меридиональном направлении, вызванное продольным изгибом и надвиганием внутри элемента; первоначально эти слои несогласно залегали на элементе *k*, но в настоящее время они, как правило, отделены от *k* поверхностью срыва. Фундамент Южных Альп (*k*) был захвачен формированием изоклинальных складок в герцинскую эпоху, а во время альпийских движений испытал сокращение и сводообразование.

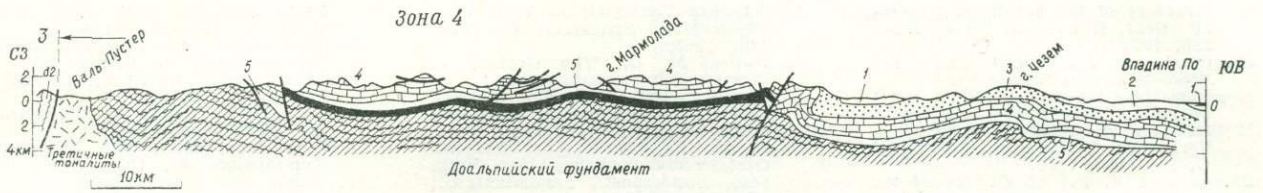
[315–317] *Размеры элементов.* Элемент *a* выходит на поверхность в третичной впадине По, имеющей неправильную форму (10^6 км^2), максимальная мощность отложений — 8 (?) км на юге. Размеры доступной для наблюдений части элемента *j*: длина около 300 км, ширина до 100 км, мощность до 5 км. Видимые размеры элемента *k*: длина в среднем 125 км, ширина до 18 км, мощность в среднем 1 (?) км.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — субаэральные изверженные породы кислого и среднего состава встречаются в виде прослоев в нижнепермских отложениях, главным образом к западу от рассматриваемого сегмента. Объем 50 км^3. Эпизод 2 — в породах нижнего и среднего триаса развиты прослои подводных туфов и подушечных лав основного состава. Извержения происходили на мелководье. В Южных Альпах очень широко распространены подобные вулканические породы и рифовые фации. Объем туфов и лав 50 (?) км^3. Эпизод 3 — в эоцене и олигоцене в 100 км к западу от рассматриваемого сегмента имела место интенсивная вулканическая деятельность.

[335–342] *Метаморфизм.* В элементе *k* в результате герцинского метаморфизма (его возраст определен как среднекаменноугольный) возникли кварцевые филлиты, но, поскольку это событие является доальпийским, подробные данные в этой статье не приводятся.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — домезозойский метаморфизм, воздействию которого подверглись породы элемента *k*, здесь не обсуждается. Фаза 2 — элементы *j* и *k*, вероятно, в миоцене испытали складчатость (предполагают, что она была вызвана действием силы тяжести — диапировое «всплывание» пород фундамента) и надвигание чехла; самыми молодыми отложениями, испытавшими складчатость, являются отложения нижнего миоцена, а толщи плиоцена и плейстоцена обычно не дислоцированы, см. [46]. Фаза 3 — в элементах *j* и *k* происходило формирование разрывов после завершения деформаций фазы 2, но до начала фазы 4, вероятно, в течение миоцена. Фаза 4 — формирование разрывов и локальная складчатость затронули породы элементов *j* и *k*, вероятно, в миоценовое время.

[350–355] *Складки.* В результате деформаций фазы 2 в элементе *j* возникли складки с амплитудой 400 (?) м, длиной волны 800 (?) м, углами между крыльями 45°, круто падающими на север осевыми поверхностями и южной вергентностью. В элементе *k* фаза 1 привела к формированию складок с амплитудой 1000 (?) м (иногда 3000 м) и длиной волны 5000 (?) м (иногда 6000 м); для этих дислокаций характерно беспорядочное «всплывание» пластичных кварц-филлитовых диапиров. В результате фазы 4 в элементе *j* местами — вдоль границ поднятых по разрывам блоков и пластин — возникли складки с



ФИГ. 10. Профиль через Южную зону.

Выбран приблизительно в 80 км к западу от Тольмеццо для того, чтобы показать пермские вулканические породы, которые на востоке не развиты. *Элемент a*: *1* — четвертичные отложения; *2* — третичные отложения; *элемент j*: *3* — юра и мел; *4* — триас; *5* — пермские осадочные породы; *6* (сплошной черный цвет) — пермские вулканические породы. *Элемент к* (косая штриховка) — доальпийский фундамент. *Элемент d2* обозначен на профиле как *d2*. Разрывы показаны жирными линиями. Разрез *E* на фиг. 1.

амплитудой и длиной волны от 100 до 1000 м и углами между крыльями 45°.

[356] *Морфология складок.* Складки, образовавшиеся в фазу 2, относятся в элементе *j* к типам 3E — F, 4D — E и 5B — D, а в элементе *k* — к типам 3F, 4D — E и 5C — E.

[357] *Карты складок.* См. [1, 14].

[358] *Анализ деформаций.* Тщательный геометрический анализ этой зоны дан в статье [1]. Герцинские филлиты возле линии Гайльталь (Пустер) были сжаты в меридиональном направлении настолько, что линейные размеры толщи сократились от 7,5 до 2,5 км. В других местах (например, в Чима-ди-Аста, Гоцальдо) происходила пластическая деформация пород фундамента с нормальным растяжением, равным 500%.

[366–373] *Разрывы.* В процессе деформации фазы 3 в миоцене возникли взбросы и надвиги. Они имеют северо-западное простирание и наклонены под углом 20—50° на север или на юг (но сейчас в некоторых случаях поверхности разрывов смяты в складки); эти разрывы обусловили общее скольжение пластин элемента *j* к югу.

В работах последнего времени по этому региону проявляется тенденция считать, что складкообразование или формирование разрывов затронуло земную кору только на очень небольшую глубину. Как разрывы, так и складки затухают с глубиной, и их интерпретируют как реакцию верхнепалеозойского и мезозойского чехла на дифференцированные вертикальные движения на севере, вызвавшие воздымание в Осевой зоне, и вторичное, направленное на юг оползание в самой верхней части коры на территории этой зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Agterberg F. P.*, Tectonics of the Crystalline Basement of the Dolomites in Northern Italy, Geol. Ultraiect., **8**, 232, 1961.
2. *Angel F.*, Mineralizien und Mineralzonen in der Ostalpen, Jb. *Univ. Graz*, **251**, 1939.
3. *Angel F., Staber R.*, Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte des Österreichischen Alpenvereins, **13**, 1—112, 1952.
4. *Angenheister G., Bögel H., Gebrande H., Giese P.*, Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Apls, Geol. Rdsch., **61**, 349—395, 1972.
5. *Berckhemer H., Hersey J. B.*, Some Features of the Alpine-Mediterranean orogenesis, Pap. geol. Surv. Can., **66-15**, 114—123, 1965.
6. *Berry M. J., Knopoff L.*, Structure of the Upper Mantle under the Western Mediterranean Basin, J. geophys. Res., **72**, 3613—3626, 1967.
7. *Boldizsar T.*, Geothermal Data from the Vienna Basin, J. geophys. Res., **73**, 613—618, 1968.
8. *Clar E.*, Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen, Verh. geol. Bundesanst, Sonderheft G, 11—35, 1965.
9. *Clark S. P.*, Heat Flow from the Austrian Alps, Geophys. J. R. astron. Soc., **6**, 54—63, 1961.
10. *Clark S. P., Jäger E.*, Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data, Am. J. Sci., **267**, 1143—1160, 1969.
11. *Cliff R. A., Oxburgh E. R.*, Geochronology of the Southeastern Tauern, *Jb. Geol. Bundesanst.*, **114**, 235—247, 1971.
12. *Cliff R. A., Norris R. J., Oxburgh E. R.*, Metamorphism in the Southeast Tauern, Jb. Geol. Bundesants., **114**, 180—198, 1971.
13. *De Boer J.*, Paleomagnetic Indications of Megatectonic Movements in the Tethys, J. geophys. Res., **70**, 931—944, 1965.
14. *Engelen G. B.*, Gravity Tectonics in the Northwestern Dolomites (N. Italy), Geol. Ultraiect., **13**, 92, 1963.
15. *Exner Ch.*, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe, Wien, Geologische Bundesanstalt, 1964.
16. *Flugel H.*, Das Paläozoikum in Österreich, Mitt. geol. Ges. Wien, **56**, 401—444, 1963.
17. *Frasl G.*, Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den Mittleren Hohen Tauern, Jb. Geol. Bundesanst., **101**, 323—472, 1958.
18. *Gansser B.*, The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem, Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **48**, 123—143, 1968.
19. *Hargraves R. B., Fischer A. G.*, Remanent magnetism in Jurassic red limestones and radiolarites from the Alps, Geophys. J., 2, 34—41, 1959.
20. *Heissel W.*, Grauwackenzone der Salzburger Alpen, in Geologischer Führer zu den Exkursionen u.s.w., *Verh. geol. Bundesanst.*, Sonderheft A, 71—76, 1951a.
21. *Heissel W., Exner Ch., eds.*, Geologischer Führer zu den Exkursionen, Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft A, 68—70, 1951.
22. *Holopainen P. E.*, On the gravity field and isostatic structure of the earth's crust in the East Alps, Publ. Isos. Inst. I.A.G., Helsinki, No. 16, 1947.
23. *Janoschek R.*, Das Tertiär in Österreich, Mitt. geol. Ges. Wien, **56**, 319—360, 1963.
24. *Kahler F., Prey S.*, Erläuterungen zur Geologischen Karte des Nassfeld-Gärtnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen, Wien, Geologische Bundesanstalt, 1963.
25. *Karl F.*, Der derzeitige Strand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen, Jb. Geol. Bundesanst., **97**, 133—152, 1954.
26. *Knopoff L., Mueller St., Pilant W. L* Structure of crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves, Bull. Seismol. Soc. Am., **56**, 1009—1045, 1966.
27. *Norris R. J., Oxburgh E. R., Cliff R. A., Wright R. C.*,

Structure of the Southeast Tauern, Jb. Geol. Bundesanst., 114, 198—234, 1971.
28. *Oberhauser R.*, Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg uns im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen, Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft G, 184—190, 1965.
29. *Oxburgh E. R.*, An Outline of the Geology of the Central Eastern Alps, Proc. geol. Ass., 79, 1—46, 1968a.
30. *Oxburgh E. R.*, The Eastern Alps — A Geological Excursion Guide, Proc. geol. Ass., 79, 47—124, 1968b.
31. *Oxburgh E. R., Lambert R. St. J., Baadsgaard H., Simons H. G.*, Potassium-argon age studies across the south-east margin of the Tauern Window, the Eastern Alps, Verh. geol. Bundesanst., No. 1—2, 17—33, 1966.
32. *Oxburgh E. R., Norris R. J., Cliff R. A.*, Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps, Chapter VI conclusions, Jb. Geol. Bundesanst., 114, 248—255, 1971.
33. *Pilger A., Weissenbach N.*, Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen, Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft G, 191—198, 1965.
34. *Ruitenʼ M. G.*, The Geology of Western Europe, Amsterdam, Elsevier, 1969. (*Имеется русский* перевод: *М. Руттен*, Геология Западной Европы, «Мир», М., 1972.)
35. *Schmidt K.*, Zum Bau der südlichen Otztaler und Stubaier Alpen, Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft G., 199—213, 1965.
36. *Schwan W.*, Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern, Verh. geol. Bundesants., Sonderheft G, 214—245, 1965.
37. Schwerekarte von Österreich, 1 : 1 000 000, Bundesamt für Eich u. Vermessungen, Wien, 1965.
38. *Tollmann A.*, Ostalpensynthese, Wien, Deuticke, 1963.
39. *Tollmann A.*, Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen, Verh. geol. Bundesanst., Sonderheft G, 103—133, 1965.
40. *Tollmann A.*, Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 1. Teil, Ostabschnitt, Mitt. Geol. Ges. Wien, 1966a.
41. *Tollmann A.*, Die alpidischen Gebirgsbildung — Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten, Geotekt. Forsch., 21, 1966b.
42. *Tollmann A.*, Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 2, Teil, Der Mittelabschnitt, Mitt. geol. Ges. Wien, 61, 124—181, 1968.
43. *Tollmann A.*, Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen, Geotekt. Forsch., 34, 1970.
44. *Toperczer M., Trapp E.*, Ein Beitrag zur Erdbebengeographie Österreichs, Mitt. der Erdbeben-Kommission, 65, 1950.
45. *Trapp E.*, Die Erdbeben Österreichs 1949—1960, Mitt. der Erdbeben-Kommission, 67, 1961.
46. *Van Bemmelen R. W.*, The Structural Evolution of the Southern Alps, Geol. Mijnb., 45, 405—444, 1966.
47. *Van Hilten D.*, A Deviating Permian Pole from Rocks in Northern Italy, Geophys. J. R. astron. Soc., 6, 337—390, 1962.
48. *Van Hilten D.*, Discussion of Some Recent Papers on Ancient Continental Configurations Reconstructed from Paleomagnetic Evidence, Tectonophysics, 1, 521—530, 1965.
49. *Van Hilten D., Zijderveld J. D. A.*, The Magnetism of the Permian Porphyries near Lugano (Northern Italy, Switzerland), Tectonophysics, 3, 429—446, 1966.
50. *Zapfe H.*, Das Mesozoikum in Österreich, Mitt. geol. Ges. Wien, 56, 361—400, 1963.

КАРПАТЫ

К. Биркенмайер[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Несмотря на то что Карпаты являются непосредственным северо-восточным продолжением складчатой области Альп, они существенно отличаются от Альп, и это дополняет сведения о механизме глубинных тектонических движений. Меньшая глубина эрозии, значительно больший объем сохранившихся синорогенических и посторогенических осадков и то, что эти отложения пройдены на всю мощность глубокими скважинами, позволяют получить важные данные, относящиеся именно к этому региону.

Сегмент имеет длину по простиранию 650 км. Северный, или внешний, край складчатого пояса (зона 2) местами представляет собой четкую границу (ширина менее 0,5 км), в других местах характер переходной зоны пока неясен. Положение южной, или внутренней, границы либо не определено из-за того, что она перекрыта посторогеническими отложениями неогена, либо спорное. Ширина складчатого пояса 150—250 км, в среднем 200 км.

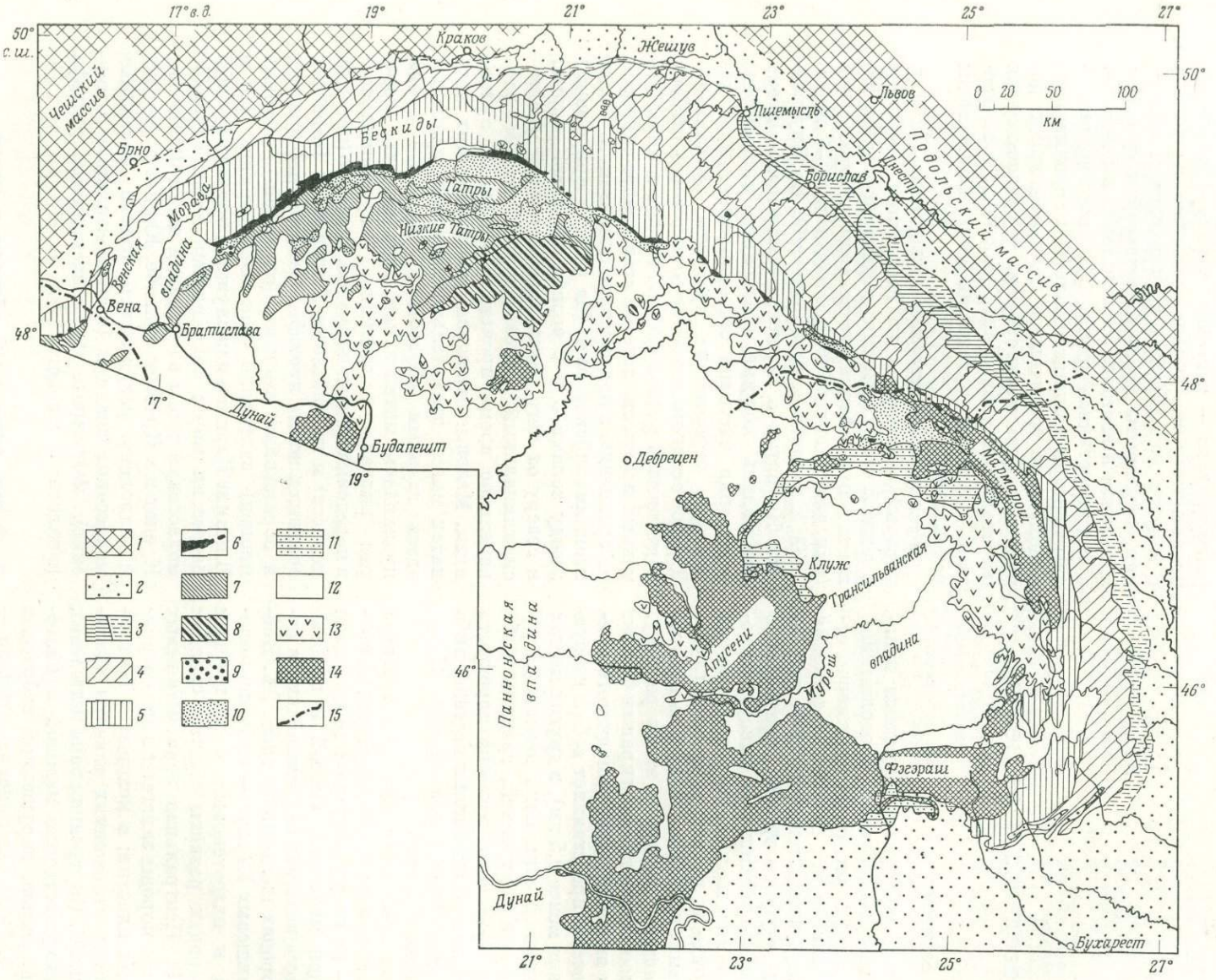
Зоны. Складчатый пояс разделен с севера на юг на несколько зон: 1. Предкарпатский краевой прогиб — на внешней стороне горной цепи сложен молодой молассой, смятой в пологие складки; моласса залегает на мезозойских и палеозойских породах шельфового типа. 2А. Внешняя зона Флишевых Карпат — сложена молодой молассой и палеогеновым и неогеновым флишем, в породах развиты сжатые складки и надвиги. 2В. Центральная зона Флишевых Карпат — те же породы залегают в виде огромных надвиговых пластин; в меловых и брекчированных юрских отложениях развиты диапировые складки. 2С. Внутренняя зона Флишевых Карпат — преимущественно меловой и палеогеновый флиш, сильно нарушенный взбросами и надвигами. 3. Пояс Пиенинских клиппов — сложная в стратиграфическом отношении зона; юрские и меловые породы, среди которых встречаются радиоляриты, залегают под флишевыми отложениями; широко распространены надвиги и сколы. 4А. Зона Высоких Татр. 4В. Субтатранская зона — частично метаморфизованные породы мезозоя, сильно разбитые надвигами и в целом находящиеся в аллохтонном залегании, перекрыты древней молассой и флишем; магматизм в неогене. Значительное воздымание в среднетретичное время. 4С. Зона Гемерид — на доюрском комплексе залегают сравнительно маломощные третичные и меловые породы; допермская фаза метаморфизма и среднемеловая (не столь заметная) фаза, связанная с внедрением гранитов; отложения сильно нарушены разрывами.

Геологическая история. «Фундамент» Карпат, который обнажается на небольших площадях в южной части сегмента, сложен породами, испытавшими деформацию во время дотриассовой (или даже допермской) складчатости,— варисской, а возможно, и каледонской. Во Внутренних Карпатах в пермское и триасовое время накопились мощные (несколько километров) отложения частично эвгеосинклинального характера, содержащие продукты вулканизма. Юрское осадконакопление до некоторой степени подчинялось расположению блоков и менее активных прогибов, которое стало более сложным по сравнению с предшествующим этапом. После неокиммерийской фазы (на рубеже юры и мела) между зонами 3 и 2 возник крупный разрыв; к северу от него развивался активный миогеосинклинальный флишевый трог, в котором в раннемеловое время проявился основной вулканизм. Меловые отложения во Внутренних Карпатах имеют значительно меньшую мощность; здесь главным образом в сенонское время проявилась интенсивная складчатость, которая вызвала сокращение (меридиональное) в передовых частях покровов. В сеноне (древняя моласса) и палеогене во Внутренних Карпатах возникли новые прогибы. Савская деформация и образование покровов (олигоцен — ранний миоцен) захватили как Внутренние, так и Внешние Карпаты и послужили причиной общей регрессии моря; сохранились лишь глубокие молассовые троги во внешней части Флишевых Карпат и в Краевом прогибе. Южнее в миоцене и плиоцене развивались только локальные молассовые впадины (континентальные и морские). Формирование современного рельефа началось в миоцене.

2. Форма складчатой области в плане

[24] *Общее простирание.* Пояс имеет С-образную форму. Он протягивается на расстояние свыше 1200 км, если включать территорию

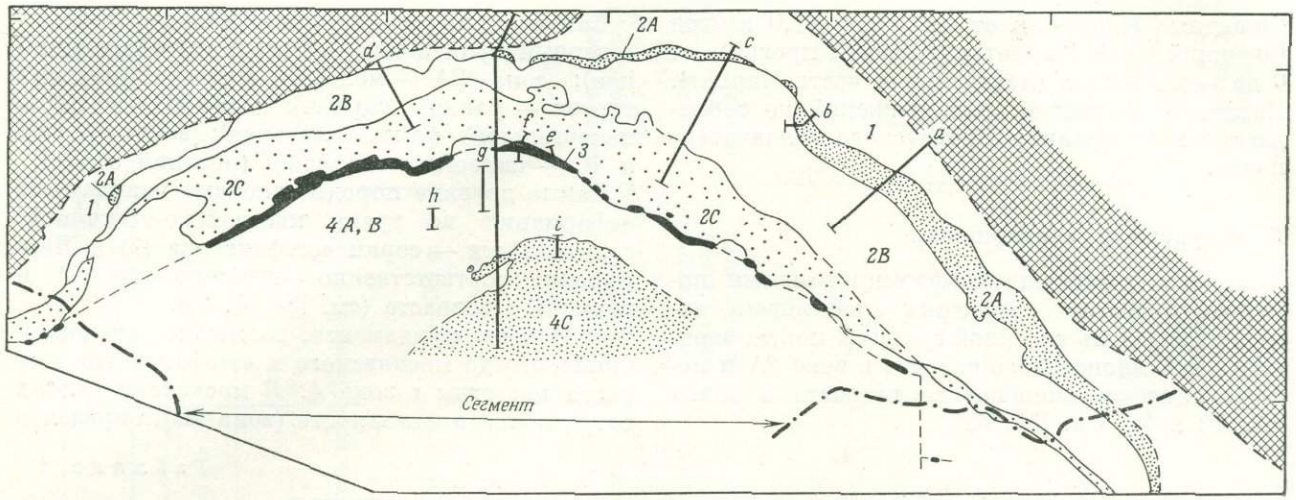
[1] *Birkenmajer K.*, Geological Laboratory, Polish Academy o Sciences, Kraków, ul. Senacka 3, Poland.



ФИГ. 1. Главные структурные зоны Карпат.

Зоны выделены главным образом по данным Ксёнжкевича [53], схема дополнена и изменена по данным Андрусова, Магела, Нея, Прея, Рота и других. Схема румынской части Карпат основана главным образом на данных Филипеску.

1 — форланд, в основном донеогеновые породы, кое-где с осадочным чехлом неогена; *2* — краевой прогиб (зона 1), заполнен осадками неогена (нескладчатыми в западной части зоны, нескладчатыми и складчатыми в восточной); *3* — Внешние Карпаты (внешняя зона 2А), «Краевой покров» (левое обозначение) и структурная единица Стебник (складчатая моласса неогена с флишевыми ядрами) и, вероятно, соответствующие им структуры в Румынских Карпатах; *4* — Внешние Карпаты (центральная зона 2В), покров Сколе, Субсилезский покров и их эквиваленты в Румынских Карпатах; *5* — Внешние Карпаты (внутренняя зона 2С), Дукельские складки, передовая структурная единица Магура, покров Магура и их возможные эквиваленты в Румынских Карпатах; *6* — пояс Пиенинских клиппов (зона 3); *7* — Внутренние Карпаты, Татриды и Вепориды: зона Высоких Татр (4А, Татриды), Субтатранская зона (4В, Вепориды в широком смысле) и их эквиваленты в Восточных Альпах; *8* — Внутренние Карпаты, зона Гемерид (4С, Гемериды); *9* — Внутренние Карпаты, древняя моласса (сенон); *10* — Внутренние Карпаты, палеоген во флишевых фациях; *11* — Внутренние Карпаты, палеоген в эпиконтинентальных фациях; *12* — неогеновая моласса межгорных впадин и Паннонской впадины; *13* — неоген-четвертичные вулканические отложения, образовавшиеся в конце складчатости и после ее завершения; *14* — допалеогеновые породы внутренних зон и Мармарошской зоны (нерасчлененные); *15* — восточная граница сегмента.



ФИГ. 2. Структурные зоны Карпат и сегмент, рассматриваемый в статье.
Линии разрезов показаны: *a* — на фиг. 5; *b* — на фиг. 6; *c* — на фиг. 7; *d* — на фиг. 8; *e* — на фиг. 11; *f* — на фиг. 12; *g* — на фиг. 13; *h* — на фиг. 14; *i* — на фиг. 15; *j* — на фиг. 4.

Румынии, и изгибается на 180°. Дуга обращена выпуклостью к северо-западу, радиус кривизны 300 км. Форма юго-восточного отрезка дуги неправильная, средний радиус кривизны составляет 200 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Высота наиболее приподнятой части сегмента (5% площади) 2500 м. Средние высоты: [31] северного края пояса — около 500 м; [32] южного края — около 1000 м.

[33] Геоморфологическая поверхность, «внутригорный уровень», была установлена по высотам вершин от 900 до 1000 м. Она наклонена на север и располагается примерно на 250 м выше тальвегов главных речных долин. Эта поверхность сечет слои от тортонского до сарматского возраста; считают, что она сформировалась в раннесарматское время, хотя возраст перекрывающих отложений точно не установлен. [34] Максимальные высоты «нижнего уровня гор»— около 700 м над уровнем моря. Он залегает на высоте примерно 150 м над тальвегами главных речных долин и погружается к северу; считают, что этот уровень имеет раннеплиоценовый (понтический) возраст.[37] См. [89, 43, 44, 97].

4. Геофизические данные[1]

[38-39] *Гравиметрические данные* есть как для сегмента, так и для соседних территорий. Карты аномалий силы тяжести см. [102, 75, 24, 27, 28, 20]. [41] Сегмент не находится в изостатическом равновесии. [42-43] Общее распределение аномалий силы тяжести параллельно главному тектоническому и топографическому направлению. См. также [70, 82].

[45] *Региональные магнитометрические данные.* Карты приведены в [25, 63, 64, 77, 101]. [47] Магнитные аномалии параллельны главному тектоническому направлению, но [48] несколько отличаются от главного топографического направления. См. также [76].

[51] *Региональные сейсмические данные*, в том числе и данные разведки методом преломленных волн с встречными профилями и без них, имеются как для сегмента, так и для соседних областей. Глубина проникновения сейсмических методов от 75 до 200 км. См. [42, 68, 69, 101].

[57] Поверхность M установлена на глубине 35 км в польских Карпатах [29, 32] и на глубине от 30 до >50 км в советских Карпатах [68, 69]. Среднюю глубину считают равной 22—27 км [101].

5. Современная активность

[69] В этом регионе проявляется слабая сейсмическая активность. Карты эпицентров землетрясений см. в [116, 40, 41].

[72] *Сведения о тепловом потоке*: 0,23—2,07, в среднем 1,33 мккал·см$^{-2}$·с$^{-1}$ в точке с координатами 49,3° с. ш. и 19,9° в. д. См. [80, 81].

[75] *Движения в историческое время.* С помощью точных повторных нивелировок были получены следующие скорости современных вертикальных движений в Польше: от +0,5 до +1,0 мм/год

[1] Ответы на вопросы [38-75] составлены Файклевичем, Ковальчуком и Малошевским.

(*Западные Карпаты*); *от* +0,5 *до* +1,0 *мм/год* (внешний край Карпат и Краевой прогиб); от 0 до —0,5 мм/год (центральная часть Карпат). Изолинии скоростей этих движений не совпадают с простиранием Карпатского складчатого пояса.

6. Возрастные соотношения

[85] Самыми древними недеформированными породами являются отложения плейстоцена, залегающие вдоль северной границы пояса, верхняя часть миоценового разреза в зоне 2А и породы олигоцен-миоценового возраста в зонах 4А, 4В и 4С. См. [55, 62].

[83] *Самые молодые деформированные породы:* северный край пояса — молодая моласса (миоцен); зона 2А — молодая моласса (поздний тортон — ранний сармат); зоны 2В и 2С — палеогеновый флиш (олигоцен); зоны 4А, 4В и 4С — палеогеновый флиш (поздний эоцен).
[81] Самые древние породы, впервые испытавшие деформацию во время мезозойско-третичной складчатости — серии «стефанская» (?) и Веррукано, соответственно «стефанского» (?) и пермского возраста (см. [84, 4, 2]).
[76–79] Породы фундамента, возможно, от докембрийского до московского и «стефанского» возраста известны в зоне 4. В московских слоях встречаются окаменелости (зона 4В), определен

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст [94] минимальный / [93] максимальный	[95] Обоснование возраста
5 (Зона 1)	Быстрое накопление осадков большой мощности (более 4,3 км за 5—7 млн. *лет*)	Поздний сармат Поздний тортон	См. зона 1, ответ на вопрос [320]
4 Савская фаза	Деформации, воздымание и сильная эрозия	Бурдигал Поздний эоцен	Морские бурдигальские слои несогласно залегают на смятых в складки и эродированных домиоценовых породах
3 Ларамийская фаза	Деформации	Ранний эоцен Поздний маастрихт	Морские нижнеэоценовые слои несогласно залегают на более древних породах, смятых в складки; базальные конгломераты содержат *обломки дозоценовых пород*
2 Поздняя субгерцинская фаза	Деформации, воздымание и сильная эрозия	Ранний маастрихт Поздний компан	Слои сантонского и нижнекампанского возраста были смяты в складки до отложения древней молассы (маастрихт); маастрихтские брекчии содержат обломки домаастрихтских пород
1 Ранняя субгерцинская фаза (зоны 2С, 3 и 4)	Деформации, воздымание и эрозия	Коньяк Турон	Слои сеноманского и туронского возраста были смяты в складки до отложения древней молассы (коньяк — маастрихт); кроме того, брекчии коньякского и маастрихтского возраста содержат обломки мезозойских и домезозойских пород

Примечание. Движения неокиммерийской фазы (на рубеже юры и мела) захватили в основном зону 3 и в меньшей степени зону 4 и привели к формированию разрывов и осадочных брекчий, связанных со стратиграфическими перерывами. Движения среднекиммерийской фазы (на рубеже средней и поздней юры) затронули часть зоны 3 и вызвали локальное поднятие выше нижней границы (базиса)проникновения волн. Это поднятие, вероятно, было связано с формированием разрывов. Среднеюрские породы часто встречаются в виде осадочных брекчий в морских отложениях верхней юры. Движения древнекиммерийской фазы (на рубеже триаса и юры) затронули зону 3 и частично зону 4 и привели к общему обмелению бассейнов, локальной регрессии моря и к эрозии; нижнеюрские осадки часто содержат грубообломочный материал; возможно, происходило формирование разрывов.

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в складчатом поясе сегмента							Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента	
	доорогеническое		синорогенические		посторогеническое			на севере	на юге
	зоны 2В и частично 2А и 2С	зоны 3 и 4	зона 2А	зоны 3 и 4	зоны 2В и 2С	зона 2А	зоны 3 и 4		
[97]Интервал возраста									
от	Байос	Пермь	Олигоцен	Сенон	Миоцен (тортон)	Плейстоцен	Миоцен	Миоцен	Сенон
до	Олигоцен [a]	Турон (соответствует раннему сенону)	Миоцен	Верхний эоцен	Настоящее время	Настоящее время	Настоящее время	Настоящее время	Настоящее время
[98]Максимальная мощность	> 8000 м	> 4500 м	4500 м	3000 м	500 м		> 5000 м	> 5400 м	> 1000 (?) м
[99]Оценка объема на 100 км длины сегмента; вероятная ошибка оценки	10^5 км^3 25%	10^5 км^3 50%	10^4 км^3 25%	$4 \cdot 10^4$ км^3 50%	10^4 км^3 25%		10^4 км^3 25%	$3 \cdot 10^4$ км^3 25%	$5 \cdot 10^3$ км^3 25%
[100]Преобладающие фации	Морской флиш	Морские карбонатные отложения	Морская моласса	Морская моласса и флиш	Морские и континентальные молассы и континентальные речные отложения (плейстоцен)		Морские молассы и континентальные речные отложения (плейстоцен)	Морские и континентальные молассы; континентальные речные и ледниковые отложения (плейстоцен)	Морские и континентальные молассы; континентальные речные отложения (плейстоцен)
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки									
[101]Преобладающие фации	80±10%	40±10%	80±10%	80±10%	80±10%		70±10%		
[102]Вулканические породы	0,3±10%	4±10%	0	0	0		12±10%		
[103]Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	4±10%	35±10%	0	0,2±10%	0		0		
[104]Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	2±10%	10±10%	2±10%	2±10%	2±10%		2±10%		
[105]Источники сноса								Для миоценовых слоев — зона 2; для четвертичных отложений — зона 2 и ледовый щит Скандинавии	Зоны 3 и 4 как для сенонских — плиоценовых, так и для четвертичных отложений

[a] *Расположенные в самой южной части зоны 2С элементы, которые были затронуты движениями субгерцинской и ларамийской фаз, являются аллохтонными. Более ранние дислокации, зафиксированные в этих элементах, вероятно, не захватывали остальную часть зоны, и поэтому время определено как доолигоценовое.*

абсолютный возраст гранитоидов (290—300 млн. лет) и метаморфического комплекса, который образовался до внедрения гранитоидов (410—430 млн. лет) [22]. Породы фундамента в зоне 1 по возрасту относятся к докембрию — верхнему карбону (см. [320]).

7. Осадконакопление

[106] Эффект деформации при определении мощностей, приведенных в ответе на вопрос [98], не был учтен из-за недостатка информации.

[107] Доорогеническое осадконакопление было непрерывным, а в синорогеническую эпоху прерывалось.

[108] Встречены следующие крупные эрозионные поверхности: послеторийская, предгеттангская (зона 4А); послетуронская (или послесеноманская), предконьякская (зона 4); послесантонская (или послеНижнекампанская), предмаастрихтская (зона 3); послемаастрихтская, предэоценовая или предпалеоценовая (зоны 3 и 4); послеверхнеэоценовая, предмиоценовая или предолигоценовая (зоны 3 и 4); послеолигоценовая, предмиоценовая (зоны 2В и 2С).

[110] Графики изменения мощности осадков: зона 2 — [51, 53, 55, 7, 79]; зона 3 — [13]; зона 4 — [2, 4, 47, 60].

8. Структурные соотношения

[111–116] *Крупные разрывы.* 1. Краевой надвиг Флишевых Карпат представляет собой пологий надвиг. На западе перемещение по этому разрыву происходило в раннетортонское — позднемиоценовое время и имело северное (северо-западное) направление, величина смещения — 20 км. На востоке надвигание происходило по направлению к северо-востоку с раннего сармата до позднего миоцена, величина перемещения — 30 км. 2. Надвиг Силезского покрова (на западе) формировался в олигоцене и миоцене, покров переместился к северу (северо-западу) на расстояние 35 км. 3. Надвиг Магурского покрова возник в течение олигоцена и миоцена, движение имело северное направление, величина смещения 20—40 км. 4. Разрыв, ограничивающий пояс Пиенинских клиппов с севера, представляет собой взброс; перемещение по нему было вертикальным или имело северное направление и происходило в позднем эоцене и миоцене. 5. Разрыв, ограничивающий пояс Пиенинских клиппов с юга,— тоже взброс, движение по которому было вертикальным или имело южное направление и происходило в позднем эоцене и миоцене. 6. Надвиг покрова Крижна (Субтатранская группа покровов), по которому массы перемещались на север в туронское — сенонское время; величина смещения, возможно, достигала нескольких десятков километров. 7. Надвиг покрова Хоч (Субтатранская группа покровов) аналогичен надвигу покрова Крижна. 8. Надвиг покровов Гемерид (зона Гемерид) представляет собой пологий разрыв, перемещение в северном направлении происходило по нему в туроне (?) и сеноне и достигало приблизительно 10—12 км. 9. Взброс возле южной границы Татр; движение масс было направлено к югу и происходило в позднем эоцене и миоцене.

[117] *Данные, использованные для оценки величины смещения по крупным разрывам.* Размеры смещения по надвигам 1—3 хорошо известны благодаря существованию тектонических окон и по данным бурения (тектонические окна и буровые скважины вскрывают нижние структурные элементы). О смещении по надвигам 6—8 судят по расположению фрагментов покровов, по тектоническим окнам, палеогеографическим реконструкциям и т. д. Тектонические интерпретации разных авторов значительно отличаются одна от другой, следовательно, различны и оценки величин смещения по разрывам.

[123] *Мегатектоника.* Опубликованы [49] палеомагнитные данные, из которых вытекает, что пермские и триасовые породы Внутренних Карпат (зона 4В) испытали вращение по часовой стрелке вокруг вертикальной оси (наибольшее вращение испытал покров Хоч, угол поворота 45°). Тот же процесс происходил и во Внутренних Карпатах в целом (зона 4). Вращение было следствием формирования покровов в сеноне.

9. Обзор тектонического развития

[127] **Миграция прогибов.** Реконструкция прогибов, в которых накапливались осадки, осложняется меридиональным сокращением передовых частей складчатого пояса, сложным тектоническим строением пояса, размывом осадков и тем, что некоторые структурные элементы перекрыты молодыми отложениями. В течение позднепалеозойской — триасовой стадии осадконакопления на юге, в зонах Гемерид, Вепорид и Татрид, располагались главные прогибы, занимавшие большую площадь, а в поясе Пиенинских клиппов располагался второстепенный прогиб. Самые мощные обломочные отложения позднего карбона (стефанские?) и пермские, в том числе и продукты наземных извержений, накапливались в зоне Гемерид (до 2 км). Мощность этих отложений уменьшается в зонах

Вепорид (до 1,5 км) и Татрид (до 0,5 км). Ось максимального осадконакопления (мощность отложений — до 1,5 км) в верфенское время совпадала с зоной Вепорид, имевшей эвгеосинклинальный характер; важную роль здесь играл также инициальный вулканизм (основные лавы). Этот план расположения прогибов был унаследован средне- и позднетриасовой карбонатной седиментацией с локальными проявлениями вулканизма: наибольшее количество осадков (мощность — до 1 км) накопилось в зоне Вепорид. Этот прогиб был непосредственно связан с впадинами Восточных Альп и протягивался приблизительно в широтном направлении.

Древнекиммерийская (на рубеже триаса и юры) фаза формирования разрывов, воздымания и эрозии привела к более резкой дифференциации уже существовавших прогибов и к появлению новых. В поясе Пиенинских клиппов и во Внешних Карпатах узкие троги постепенно расширялись к востоку и морские осадки юры последовательно перекрывали фундамент. Впадины между собой были связаны сравнительно слабо, за исключением связи самой северной впадины с эпиконтинентальными морями форланда. Наибольшей глубины достигали троги зоны Вепорид и пояса Пиенинских клиппов, где среди осадочных пород (мощностью 0,5 км) развиты сравнительно мощные радиоляриевые кремнистые отложения. В Гемеридах, Татридах, в северном и южном хребтах пояса Пиенинских клиппов и в хуже выраженных хребтах Внешних Карпат обнаружены мелководные отложения, которые составляют около половины имеющейся мощности.

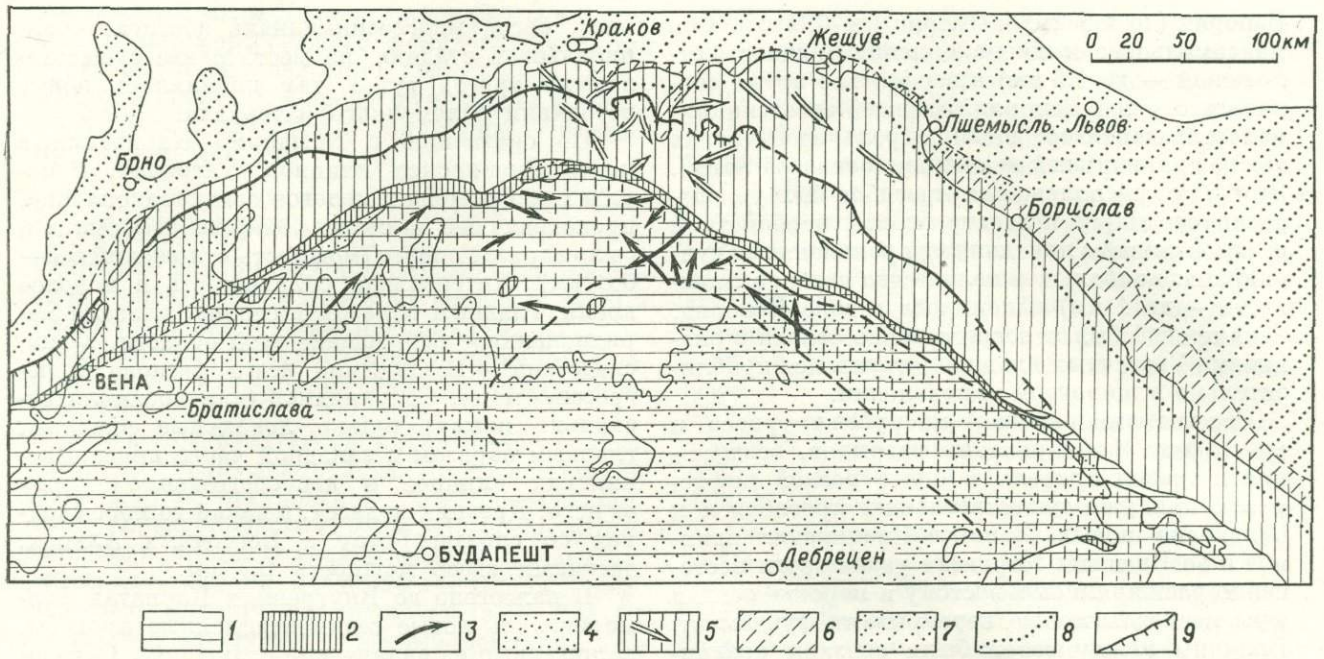
После неокиммерийской фазы деформации (на рубеже юры и мела) образовался крупный разрыв между поясом Пиенинских клиппов и Внешними Карпатами. К северу от этого разрыва развивался очень активный, быстро расширявшийся трог миогеосинклинального характера, впоследствии превратившийся во Внешние Карпаты. В центральной зоне (2В) накопилась 8-километровая пачка осадков, преимущественно флишевых; кроме того, здесь встречается материал инициального вулканизма основного состава (нижний мел) и глубоководные радиоляриевые отложения (сеноман). В некоторых подзонах (поднятиях) общая мощность осадков в 5—10 раз меньше. Источником экзотического материала для трогов были подвижные кордильеры и бордерленды, в настоящее время неизвестные (за исключением Мармарошской кордильеры на территории Румынии). В общем прогибы перемещались с запада на восток, но (особенно в конце этапа флишевой седиментации), когда миогеосинклиналь достигла «каннибальской стадии», на месте ранее существовавших трогов тут и там появлялись новые источники обломочного материала.

По сравнению с Внешними Карпатами в поясе Пиенинских клиппов, Татридах, Вепоридах и Гемеридах меловое осадконакопление, происходившее до сенонской фазы деформаций, было гораздо слабее (мощность отложений 0,3—0,8 км). Интенсивная складчатость в меловое время, главным образом в сеноне, вызвала меридиональное сокращение всей области, а впоследствии — воздымание всего региона и регрессию моря. Сохранились (или возникло несколько новых) только локальные впадины, главным образом в западной части пояса Пиенинских клиппов и непосредственно к югу от него. Древняя моласса, в какой-то мере сходная со слоями Гозау в Восточных Альпах, достигает здесь мощности 0,7 км.

В палеогене во Внутренних Карпатах формировались новые седиментационные прогибы, наложенные на складчатые структуры. Образовалась флишевая толща мощностью более 3 км.

Савская складчатость и воздымание послужили причиной общей регрессии моря и исчезновения большинства кордильер. Только во внешней краевой зоне Флишевых Карпат сохранилась узкая впадина с миоценовыми конгломератами и соленосными отложениями мощностью до 4,5 км. Эта впадина соединялась с Краевым прогибом, где в то же время накапливались молассовые отложения, также содержащие эвапориты; мощность молассы возле границы Карпат достигает 5,3 км. Во внешней зоне Флишевых Карпат в миоцене и плиоцене возникали лишь локальные молассовые впадины, континентальные и морские. На западе схема их расположения совпадает с главными тектоническими направлениями савской фазы, а на востоке — не совпадает. Мощности молассовых отложений весьма изменчивы: от 0,5 до $>5{,}5$ км. Морские бассейны этой области были связаны с передовыми впадинами Альп и Карпат и с Паннонской впадиной.

[134] **История развития складчатого пояса.** Развитие Внешних и Внутренних Карпат следует рассматривать отдельно, поскольку между этими областями есть существенное различие. Пояс Пиенинских клиппов, который представляет собой пограничную зону между этими крупными структурными единицами, вплоть до ларамийской складчатости был самой северной частью эвгеосинклинали Внутренних Карпат, а позднее он стал южной частью миогеосинклинали Внешних Карпат.



ФИГ. 3. Расположение главных доорогенических, синорогенических и посторогенических впадин в Карпатах (западная часть сегмента) по отношению к современной структуре.

Схема составлена с использованием данных Андрусова, Ксёнжкевича, Маршалко и других. *Внутренние Карпаты*: *1* — доорогенические впадины пермско-каменноугольного — туронского (соответствует нижнему сенону) возраста, отложения смяты в складки; *2* — синорогенические палеогеновые флишевые (пояс Пиенинских клиппов) и сенонские молассовые впадины, отложения смяты в складки; *3* — синорогенические флишевые впадины палеогена, отложения испытали слабую складчатость (стрелками показаны главные направления переноса осадков); *4* — посторогенические молассовые впадины (миоцен — плиоцен), отложения в складки не смяты. *Внешние Карпаты*: *5* — доорогенические (байос — олигоцен), в основном флишевые впадины, породы смяты в складки (стрелками показаны главные направления переноса осадков); *6* — синорогенические молассовые впадины (олигоцен — миоцен), отложения смяты в складки; *7* — синорогенические и посторогенические молассовые впадины, породы в складки не смяты; *8* — предполагаемая южная граница впадины Краевого прогиба под надвинутым флишем; *9* — граница между внутренней (2С) и центральной (2В) зонами Внешних Карпат.

Внутренние Карпаты: доорогеническая история с пермского, а возможно стефанского(?), *или раннетриасового, времени до турона* (*или раннего сенона*). Первыми осадками, которые отложились на эродированном фундаменте, сложенном сланцами и гнейсами с варисскими гранитоидными интрузиями и в меньшей степени филлитами, известняками, доломитами и т. д., были каменноугольные (стефанские ?) отложения мощностью до 0,5 км. Они накапливались в локальных впадинах. В течение перми было отложено максимальное количество обломочного материала в континентальных впадинах (мощность около 2 км), главным образом в Гемеридах и Вепоридах, где развиты и продукты наземных извержений, связанных с заальской фазой складчатости. Нижнетриасовые континентальные (близкие к пустынным) или морские мелководные осадки залегают либо согласно на пермских породах, либо несогласно на породах фундамента. Эвгеосинклинальный характер развития лучше всего был выражен в зоне Вепорид, где происходили подводные извержения лав и туфов основного состава. В среднем триасе морские условия осадконакопления распространяются на бóльшую площадь, и происходит отложение известняков и доломитов. В позднем триасе морские бассейны существовали только в зонах Гемерид и Вепорид, а на севере, в Татридах и поясе Пиенинских клиппов, условия накопления осадков стали лагунными (кейпер Карпат), и часть этой области даже поднялась над уровнем моря. Рэтское и лейасовое море затопило бóльшую часть области, и почти всюду формировались глинистые сланцы, песчаники, конгломераты и реже известняки (рэтские брахиоподовая и коралловая фации, фация Грестен лейаса). До байосского или батского века не вся территория Татрид была захвачена седиментацией.

В течение доггера, мальма и неокома осадконакопление развивалось в основном по установившейся ранее схеме медленно погружавшихся прогибов и более стабильных, почти не испытывавших погружения блоков; никаких кордильер не существовало. В этих блоках

проявились синорогенические движения: происходило воздымание, формирование разрывов (в результате растяжения коры), подводная эрозия, накопление осадочных толщ и подводный вулканизм небольшого масштаба. Лучшие свидетельства этих процессов имеются в хребте Чорштын в поясе Пиенинских клиппов (о воздымании и образовании разрывов в среднеи неокиммерийскую фазы) и в хребте Татрид (о воздымании и основном подводном вулканизме).

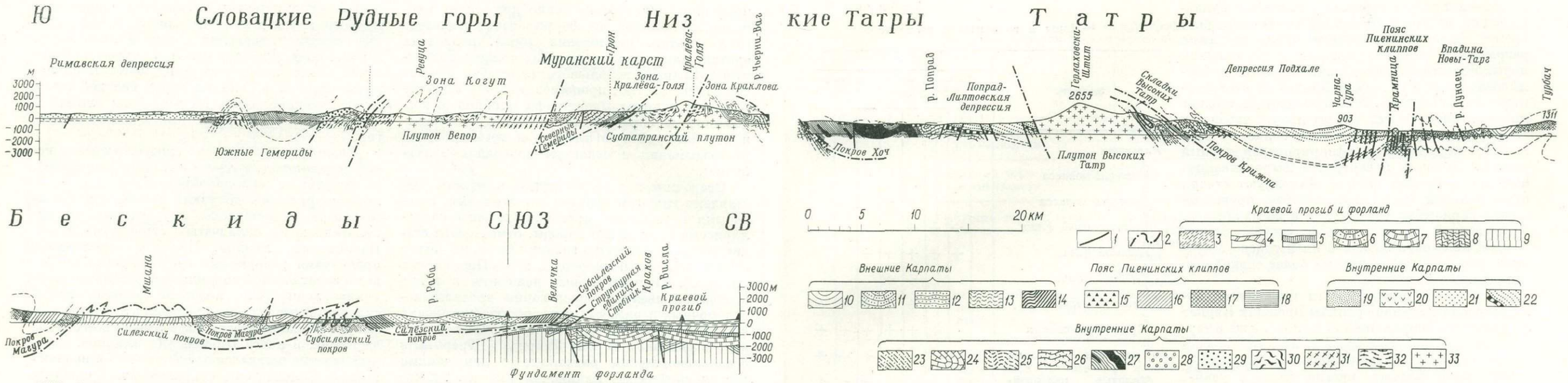
Осадочные породы доггера — неокома представлены главным образом известняками, с которыми в глубоких прогибах связаны радиоляриевые кремнистые породы, отмечающие стадию максимального прогибания (поздний доггер в зоне Вепорид и оксфорд в поясе Пиенинских клиппов). Положительные движения в конце неокома привели к образованию органогенно-обломочных и рифовых известняков (ургонская фация) в областях развития стабильных блоков, в основном в зоне Татрид. Перерывы в осадконакоплении, связанные с движениями австрийской фазы (манинская фаза на рубеже апта и альба), проявились здесь в основании глауконитовых известняков альба.

В среднем мелу происходило формирование мергелей, часто с высоким содержанием планктонных фораминифер (фация «красных пород» «Couches rouges»), причем со временем мергели занимали все большую площадь. В результате воздыманий австрийской фазы между поясом Пиенинских клиппов и зоной Татрид над поверхностью моря появился экзотический хребет, который служил главным источником флишевого материала, поступавшего на юг в альбское — туронское время и на север в сеномане и раннем сеноне. Считают, что доорогенический флиш отмечает начало тектонической фазы сжатия в эвгеосинклинали Внутренних Карпат. Складчатость впервые проявилась на юге, в зонах Гемерид, Татрид и Вепорид, где уже в течение туронского века сформировалась сложная покровная структура субгерцинской фазы, и внедрение позднеорогенических гранитоидов происходило в породы Гемерид, смятые в складки. В поясе Пиенинских клиппов складкообразование проявилось позже, в сантонское и кампанское время, в несколько фаз. Здесь тоже сформировалась покровная структура. Отделение покровов происходило по определенным горизонтам, например по пермским или верфенским обломочным отложениям, по верхнетриасовым сланцам, содержащим гипсы, и по сланцам лейаса и доггера. Относительно малая мощность даже самых обширных покровов и в общем некомпетентный характер слагающих покровы пород делают невозможной эффективную передачу давления сзади. По-видимому, в некоторых областях более вероятны поддвигание кристаллического фундамента и скольжение смятых в складки пород под действием их собственного веса. Метаморфизм слабый и связан лишь с поверхностями крупных надвигов.

Внутренние Карпаты: синорогеническая история развития, в сеноне — эоцене (олигоцене). В результате складкообразования сенонское море сократилось до узких заливов, незначительно расширявшихся к югу; эти заливы располагались на складчатых структурах пояса Пиенинских клиппов. Прогибы заполнялись продуктами разрушения субгерцинских покровов и экзотической кордильеры. Сенонское осадконакопление было прервано дополнительной складчатостью, главным образом в ларамийскую фазу; эта складчатость тоже лучше всего была выражена в поясе Пиенинских клиппов, который все еще оставался зоной с высокой подвижностью. Складчатость сопровождалась слабыми проявлениями вулканизма. Ларамийские надвиги-пластины частично унаследовали более раннюю схему развития субгерцинских покровов с надвиганием на север, но кое-где впервые проявилось перемещение структур в южном направлении, уступая место надвиганию юрских и меловых пород из внутренней зоны Внешних Карпат на субгерцинские структуры пояса Пиенинских клиппов.

В течение палеогена на большей части Внутренних Карпат восстановились морские условия осадконакопления. На базальные конгломераты и брекчии (мощностью до 0,9 км) местами были отложены нуммулитовые карбонатные породы, а затем мощная (3 км) осадочная пачка Подхальского флиша. Погружение сначала (в раннем эоцене) происходило в поясе Пиенинских клиппов, где локальные впадины существовали с маастрихтского века, а позднее (в среднем эоцене) — в областях, расположенных южнее. Эти моря имели хорошую связь с миогеосинклиналью Внешних Карпат, но обломочный материал поступал во флишевую впадину Подхале главным образом с подвижных южных краев прогиба, ширина которых достигала 50 км. В результате савской складчатости к югу от пояса Пиенинских клиппов возникли разрывы и пологие складки, а в самом поясе произошло очень интенсивное формирование складок, мелких надвигов, брекчий и диапировых структур.

Внешние Карпаты: доорогеническая история развития с байосского века до олигоцена. Фунда-



ФИГ. 4. Геологический профиль через Западные Карпаты.

Составлен по данным Ксёнжкевича, Нея и Зноско (Внешние Карпаты и Краевой прогиб), по собственным наблюдениям автора (пояс Пиенинских клиппов и прилегающие области) и по Геологической карте Чехословакии масштаба 1 : 200 000, листы XXVII, XXXIII, опубликованной Геологической службой ЧССР в 1963 г. (Внутренние Карпаты).

1 — сбросы и мелкие надвиги; *2* — взбросы и крупные надвиги. *Краевой прогиб (зона 1)*: *3* — миоценовая моласса; *4* — мел; прогиба. *Внешние Карпаты (зона 2)*: *10* — верхнеэоценовый — олигоценовый флиш (покровы Магура, Силезский и Субсилезский); *13* — средне- и верхнемеловые мергели (Субсилезский покров); *14* — нижнемеловой флиш (Силезский и Субсилезский покровы). известняки, глинистые сланцы и флиш); *17* — лейас — неоком (известняки, мергели, глинистые сланцы); *18* — доггер — нижний межгорных впадин (плиоценовый и мощный четвертичный чехол во впадине Новы-Тарг, Внешние Карпаты); *20* — пирокласт Карпат (*средний и поздний эоцен*) *с конгломератами и нуммулитовыми известняками в основании*; *23* — доггер — средний мел (преимущественно известняки): покров Крижна, зона Краклова (4В) и структурная единица Северных Гемерид (зона 4С); единица Северных Гемерид (4С); *26* — средний триас (частично также и верхний триас), доломиты и известняки (зоны 4А, 4В цветом) в покрове Хоч; *28* — верхнепермские обломочные отложения: зона Вепорид (4В) и зона Южных Гемерид (4С); и зона Южных Гемерид (4С); *30* — кембрийско-силурийские метаосадочные породы серии Гельница (зона 4С);
33 — *дотриасовые, главным образом поздневарисские (австрийские), гранитоиды (граниты, гранодиориты, диориты и т. д.)*

5 — юра; *6* — карбон; *7* — девон; *8* — верхний силур; *9* — докембрий — кембрий — силур, все в нижней части разреза Краевого *11* — флиш палеоцена — среднего эоцена (покров Магура); *12* — средне -и верхнемеловой флиш (покровы Магура и Силезский); *Пояс Пиенинских клиппов (зона 3)*: *15* — маастрихтская моласса (Ярмутская серия); *16* — альб — нижний сенон (мергели, сенон Магурского разреза (глинистые сланцы, известняки, флиш). *Внутренние Карпаты (зона 4)*: *19* — плиоценовая моласса ические отложения миоцена; *21* — миоценовая моласса тыловой области складчатости; *22* — палеогеновый флиш Центральных (известняки, мергели и глинистые сланцы): складки Высоких Татр (зона 4А) и зона Краклова (4В); *24* — лейас
25 — верхний триас (известняки, глинистые сланцы, кварциты, доломиты): покров Крижна, зона Краклова (4В) и структурная и 4С); *27* — обломочные отложения нижнего триаса (зоны 4А, 4В, 4С) с основными и кислыми лавами (показаны черным *29* — обломочные отложения карбона (в основном московский ярус), местами с основными породами: покров Хоч (зона 4В) *31* — порфироиды серии Гельница; *32* — филлиты, пара- и ортогнейсы и сланцы докембрия — раннего (?) карбона (зона 4В); зон 4А, 4В и 4С.

мент, сложенный, как показывает изучение экзотического материала во флише, преимущественно гнейсами катазоны, сланцами и интрузивными гранодиоритами, сначала был перекрыт маломощными обломочными и карбонатными осадками доггера и мальма, распределенными неравномерно; отложение материала, вероятно, происходило в узких впадинах, иногда соединенных между собой. Осадочные отложения внутренней зоны похожи на толщу, образовавшуюся в прогибе пояса Пиенинских клиппов. В центральной и северной зонах осадочные отложения приближаются к разрезу форланда; этот разрез сформировался в эпиконтинентальных условиях. Широко распространенные титонские рифовые Штрамбергские известняки были первыми юрскими осадками, отложившимися в области кордильер, активизировавшихся позже.

В течение мела и палеогена в трогах между кордильерами накопились мощные пачки в основном флишевых осадков (седиментация была непрерывной) — вплоть до 8 км в центральной зоне, где, кроме того, в раннем мелу проявлялась вулканическая деятельность. В сеноманское время накапливались радиоляриевые отложения, формирование которых относят к стадии максимального погружения миогеосинклинали. Одновременно с ларамийской складчатостью во Внутренних Карпатах здесь увеличилось количество грубообломочного материала, поступавшего с самых активных кордильер (например, Силезской) и с подвижных краев прогиба, а в центральной зоне, главным образом в Субсилезских областях, имели место незначительные подводные извержения. Последним проявлением седиментации было почти непрерывное накопление осадков на больших площадях в позднем эоцене и олигоцене.

Внешние Карпаты: синорогеническая история развития в олигоцене и миоцене. Складкообразование началось в западной части и во внутренних зонах Внешних Карпат и соответствовало савской фазе. Синорогеническое сжатие и перегрузка форланда надвинутыми флишевыми массами дали первый толчок к формированию краевого прогиба, в котором началось быстрое погружение коры. Северный край смятого в складки флиша позже был надвинут на молассу краевого прогиба: в течение штирийской фазы — в центральную часть прогиба, а в течение молдавской фазы — в восточную. Смещение по этому надвигу оценивается величиной 20—30 км. Общее сокращение коры в миогеосинклинали составляет примерно 100—150 км. Флишевые покровы имеют сравнительно небольшую мощность, и кажется вероятным, что причиной их формирования было поддвигание форланда в ранние стадии, а в поздние стадии — гравитационное скольжение флишевых покровов под действием собственного веса в сторону Краевого прогиба. Массы флиша, в целом некомпетентные, были отделены одна от другой несколькими горизонтами, сложенными преимущественно глинистыми сланцами (последовательно нижний мел, средний мел и верхний мел). Кордильеры внутри геосинклинали, которые в течение мела и палеогена были активными, исчезли под надвинутыми осадками, и только Мармарошская кордильера на территории Румынских Карпат все еще выходила на поверхность. Лишь в восточной части Внешних Карпат, в краевой (внешней) зоне, продолжали существовать узкие впадины, в которых осадконакопление в олигоцене и миоцене было более или менее непрерывным.

Внутренние и Внешние Карпаты: посторогеническая история развития с миоцена до настоящего времени. Миоценовые и плиоценовые отложения во Внутренних Карпатах и во внутренней части Внешних Карпат представляют собой посторогеническую молассу. Эти отложения фиксируют стадию переноса реками обломочного материала с недавно образовавшихся гор в локальные впадины, которые испытывали быстрое погружение. В некоторых таких впадинах (на юге) накопились мощные пачки преимущественно морских осадков; проявления

поздне- и посторогенических наземных вулканических извержений (миоцен — четвертичное время) были сосредоточены вдоль крупных разрывов, возникших вследствие растяжения коры. Моласса во Внутренних Карпатах деформирована слабо главным образом за счет формирования разрывов. Объем осадков заставляет предположить весьма значительную эрозию в этом регионе. Во внутренних областях произошло воздымание и сформировался горный рельеф. Высокие поверхности выравнивания, имеющие северный наклон, фиксируют стадии относительной зрелости ландшафта, прерывавшиеся периодами воздымания и врезания рек. Современный резкий рельеф «ядра горного сооружения» образовался в плейстоцене вследствие расчленения ледниками более спокойного рельефа.

Отложение большей части миоценовой молассы вдоль северной границы Внешних Карпат относится к синорогенической эпохе. Уже в тортонском веке покровы здесь были глубоко расчленены реками, и позднемиоценовое море пересекало край Карпат, иногда образуя узкие, длинные заливы, похожие на фьорды. Плиоцен на большей части Внешних Карпат был периодом денудации. Плейстоценовый ледниковый покров, двигавшийся из Скандинавии, пересек границу Внешних Карпат только один раз, во время краковского (миндельского) оледенения. Никаких проявлений посторогенического вулканизма во Внешних Карпатах отмечено не было; мелкие дайки и силлы сохранились в соседней зоне — в поясе Пиенинских клиппов.

Проявления слабой сейсмической активности в настоящее время сосредоточены главным образом во Внутренних Карпатах, где они связаны с линиями крупных разрывов неогенового возраста; глубина очагов землетрясений от 3 до 16 км. Геофизические данные свидетельствуют о том, что сегмент не достиг изостатического равновесия, а точные повторные нивелировки дают скорость современных вертикальных движений от +1 до −0,5 мм/год (см. [75]).

Б. Подразделения сегмента

[202] *Основания для корреляции элементов между зонами.* Элемент *c* — литология и окаменелости (фораминиферы, наннопланктон, рыбы); *d* — литология и окаменелости (фораминиферы, наннопланктон, редкие аммониты и белемниты); *e* — литология и окаменелости (скудная фауна фораминифер, остракоды); *f* — литология и окаменелости (аммониты, брахиоподы, водоросли, белемниты; в некоторых зонах окаменелости

Таблица 3

[201] **Зоны и элементы в сегменте**

Элементы	Зоны							
	Внешние, или Флишевые, Карпаты					Внутренние Карпаты		
	1	2A	2B	2C	3	4A	4B	4C
Аллохтон								
a Молодая моласса		+						
b Древняя моласса					+			
c Палеогеновый флиш		+	+	+				
d Меловой флиш		+	+	+	+	+		
e Юрский флиш				+	+			
f Меловые отложения				+	+	+	+	+
g Юрские отложения			+	+	+	+	+	+
h Триасовые отложения					+	+	+	+
i Молодые палеозойские отложения (неметаморфизованные)						+	+	+
Автохтон								
j Молодая моласса	+		+	+	+	+	+	+
k Палеогеновый флиш					+	+	+	+
l Древняя моласса					+	+	+	
m Мезозойские отложения	+							
n Молодые палеозойские отложения	+							
o Кристаллический фундамент	+					+	+	+

превосходно сохранились); *g* — литология и окаменелости (в большинстве зон превосходные аммониты, брахиоподы, пластинчатожаберные, гастроподы, кораллы); *h* — литология и окаменелости (местами обильная фауна: аммониты, брахиоподы, пелециподы, кораллы и т. д.), *i* — главным образом литология, несколько видов окаменелостей (растения); *j* — большое количество окаменелостей (моллюски, фораминиферы, растения); *k* — литология, несколько видов окаменелостей (фораминиферы, наннопланктон); *l* — литология и окаменелости (кораллы, водоросли, фораминиферы, рудисты); *o* — ступень метаморфизма, абсолютный возраст, скудные палеонтологические данные (растения, морские беспозвоночные).

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1
(главным образом южная часть зоны на границе с зонами 2А и 2В)

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	средняя	
Миоцен	Нижний сармат; морские окаменелости	Глины и пески	2500	400	*j*
	Верхний тортон; морские окаменелости	Пески и глины	>1800	500	*j*
	Нижний тортон; морские окаменелости	Соленосные глины, гипсы, ангидриты, сернистые отложения	>1000	>500	*j*
		Глины, алевриты, местами пресноводные известняки			
	Гельветский и бурдигальский ярусы; морские окаменелости	Пески, глины, конгломераты	100		*j*
Мел	Кампан (морская фауна) — сенон (?) (литология)	Мергели, выше — песчаники и известняки	>200		*m*
Юра	Кимеридж (?) — оксфорд и келловей; морская фауна и литология	Известняки, выше — песчаники	>500		*m*
Триас	Рэтский (?) — оленекский (?) ярусы; в основном литология, скудная морская фауна	Алевриты, глины, выше — известняки, еще выше — песчаники	>500		*m*
Пермь — карбон	Нижняя пермь (мертвый красный лежень — Rotliegendes); литология	Конгломераты, песчаники, аркозы, порфировые и мелафировые лавы	>500		*n*
	Верхний карбон — намюр; растения	Песчаники, глинистые сланцы, угли, иногда с диабазовыми силлами	>1000		*n*
	Визейский и турнейский ярусы; морская фауна, споры	Известняки, глинистые сланцы, алевролиты (известняковая фация); глинистые сланцы, граувакки (фация кульм)	>500		*n*
Девон	Фаменский (?) — жединский (?) ярусы; морская фауна, литология, частично споры	Доломиты и известняки, выше — песчаники	1000		*n*
Силур — докембрий	Верхний (?) силур; литология	Конгломераты, глинистые сланцы, граувакки	>500		*n*
	Силур (?) — докембрий; литология, радиологические данные	Филлиты, хлорит-мусковитовые сланцы, амфиболиты, кое-где дайки гранитов	?		*o*

B. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Предкарпатский краевой прогиб

[302] *Края зоны* представляют собой четкие границы (ширина менее 0,5 км). [310] Осадочные породы обнажаются на всей территории зоны.

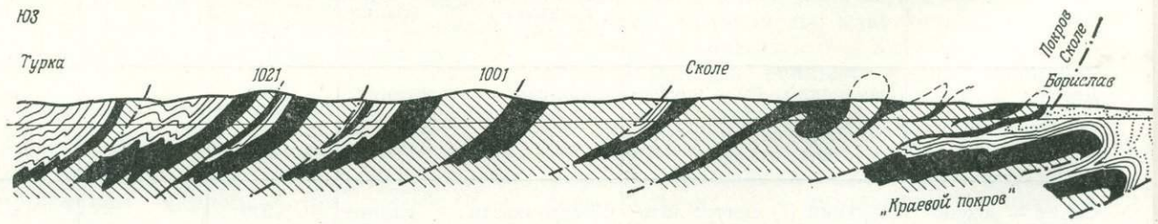
[312–314] *Элементы.* Известны следующие особенности, главным образом для соседних зон 2A и 2B. Молодая моласса (элемент *j*) в основном не деформирована, но вдоль границы с флишем развиты складки: складчатость на юге привела к надвиганию элементов зон 2A и 2B на элемент *j* зоны 1. Отложения мезозоя (элемент *m*) не деформированы, как и верхняя часть молодых палеозойских пород (элемент *n*), а нижние горизонты молодой пачки палеозоя смяты в складки; роль деформации в этих двух элементах не известна, хотя в отдельных местах, в соседних зонах 2A и 2B, элемент *m* надвинут на элемент *j*. Породы кристаллического фундамента (*o*) смяты в складки и метаморфизованы. Элементы *j*, *m*, *n* и *o* разделены поверхностями несогласий.

[315–316] *Площади выходов элементов*: элемент *j* выходит на поверхность на протяжении всей зоны (длина 750 км, ширина до 80 км, в среднем 30 км); породы элементов *m*, *n* и *o* известны главным образом по результатам бурения; данные о распространении этих пород см. в [71].

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — о вулканизме в докембрийское (?) или силурийское время свидетельствуют метаморфизованные амфиболиты и жилы гранитов в филлитах элемента *o*: вулканизм предшествовал метаморфизму, возраст которого определен в 430—460 млн. лет. Эпизод 2 — о позднекаменноугольных (?) и пермских извержениях свидетельствуют наземные лавы и туфы кислого и среднего состава в пермских слоях и основные силлы в продуктивной свите карбона. Эпизод 3 — в результате извержений в тортонское и раннесарматское время в слоях, содержащих окаменелости, образовалось несколько горизонтов вулканического пепла; пепел поступал, по-видимому, из вулканов, которые были расположены в Центральных Карпатах. См. [78].

[335–342] *Метаморфизм.* Кристаллический фундамент (элемент *o*) испытал метаморфизм эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций и метаморфизм фации зеленых сланцев, возможно, в две отдельные фазы (в указанном порядке). Девонские слои и самая верхняя часть силурийского (?) разреза не метаморфизованы, возраст метаморфических пород по радиологическим данным 430—460 млн. лет [19].

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — молодая (?) каледонская складчатость и метаморфизм, вероятно, имели место в ордовикское и силурийское время. Верхнесилурийские (?) слои несогласно залегают на смятых в складки кристаллических породах фундамента с абсолютным возрастом 430—460 млн. лет. Фаза 2 — австрийская складчатость с локальным надвиганием и формированием разрывов захватила элементы *n* и *o* в вестфальское время, до начала стефанского века: стефанские аркозы несогласно залегают на смятой в складки продуктивной свите вестфальского возраста. Фаза 3 — савская (?) деформация, в том числе формирование разрывов, которые обусловили развитие краевого прогиба, захватила элементы *m*, *n* и *o* в интервал времени от олигоцена до бурдигала, вероятно в аквитанское и бурдигальское время: морские отложения бурдигала кое-где лежат несогласно на меловом и палеогеновом флише, смятом в складки. Фаза 4 — движения штирийской и молдавской фаз деформации захватили элементы *j*, *m*, *n* и *o*; об этом свидетельствуют омоложение древних разрывов и складчатость в молодой молассе (*j*) в соседних зонах 2A и 2B. Движения



ФИГ. 5. Профиль, показывающий расположение структурных элементов в зонах 2B (покров Сколе), 2A («Краевой покров» и структурная единица Стебник) и 1 (нескладчатый Краевой прогиб); Украинские Флишевые Карпаты. По Толвинскому [103] и Гюнтеру [31] с использованием данных Клиточенко и Исаева (см. [53]). *1* — верхний тортон с молодой соленосной пачкой; *2* — гельветские — нижнетортонские отложения со средней соленосной пачкой; *3* — нижний миоцен с древней соленосной пачкой; *4* — олигоценовый флиш; *5* — палеоцен — эоценовый флиш; *6* — верхнемеловой флиш; *7* — дотретичное основание Краевого прогиба (Подольская платформа); *8* — крупные надвиги.

происходили, вероятно, в несколько стадий в раннетортонское — раннесарматское время; слои этого возраста нарушены разрывами, нижнетортонские соленосные отложения соседней зоны 2A смяты в складки, как и нижнесарматские отложения возле зон 2A и 2B.

[374] *Карты разрывов.* См. [71, 62].

2A. Внешняя зона Флишевых Карпат

[302] *Края зоны* представляют собой четкие границы (ширина менее 0,5 км). [310] Осадочные породы обнажены на всей территории зоны.

[312–314] *Элементы.* Молодая моласса (элемент *a*), палеогеновый флиш (*c*) и меловой флиш (*d*) образуют складки-надвиги и небольшие надвиговые пластины. Кое-где развиты диапировые складки, особенно в соленосных отложениях. Все эти элементы находятся в аллохтонном залегании, и все они испытали сокращение в передовых частях в направлении юго-запад — северо-восток. Формирование диапиров в соленосных отложениях сопровождалось брекчированием. Контакты между элементами вследствие непрерывного осадконакопления согласные, хотя в соленосных отложениях элемента *a* встречаются эрозионные несогласия.

[315–316] *Площади выходов элементов.* Элементы *a*, *c* и *d* обнажаются на протяжении всей зоны. Максимальные размеры: 350 × 25 и 500 × × 25 км, если включить сюда складчатые соленосные отложения с флишевыми ядрами, развитые в окрестностях Кракова [71], и 650 × × 25 км, если отнести сюда и краевые структурные зоны Моравских Карпат [62].

[344–348] *Деформации.* Движения молдавской фазы (формирование складок и надвиговых пластин) захватили элементы *a*, *c* и *d* в позднетортонское — раннесарматское время: верхнетортонские (соответствуют нижнесарматским) слои — самые молодые, на которые были надвинуты покровы элементов *c* и *d*.

[350–355] *Складки.* В элементах *c* и *d* развиты складки с амплитудой и длиной волны от 100 до 1000 м. Это известно главным образом по данным бурения. В любом пересечении зоны есть 2 складки с размерами больше 1000 м. Углы между крыльями складок 60°; осевые поверхности наклонены на юго-запад под углом 20—40°; вергентность северо-восточная. В элементе *a* встречаются складки всех размеров: от 1 см до 1000 м. В любом пересечении зоны есть 5 складок с длиной волны и амплитудой более 1000 м. Углы между крыльями 30°; осевые поверхности наклонены в основном на юго-запад под углом 40°; в некоторых областях осевые поверхности вертикальны или падают на северо-восток под углом 50—70°; вергентность северо-восточная. Данные об этих складках получены главным образом из буровых скважин и соляных шахт.

[356] *Морфология складок.* Складки, возникшие в результате молдавской фазы, относятся к типам 2F, 3F, 4E — F и 5B — F в элементе *a* и к типам 2D, 3B — E и 4D в элементах *c* и *d*.

[357] *Карты складок.* См. [103] и ([100], лист 1, Burtan and Sokolowski). О детальном строении складчатых соленосных отложений см. [31].

[374] *Карты разрывов.* См. [71, 46].

2B. Центральная зона Флишевых Карпат

[302] *Края зоны* представляют собой четкие границы (ширина менее 0,5 км). [308, 310] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — менее 1%; осадочных — более 99%.

[312–314] *Элементы.* Молодая моласса (элемент *a*) не деформирована и на более древних породах залегает несогласно. Палеогеновый (элемент *c*) и меловой (*d*) флиш в западной части зоны смят в складки в крупных надвиговых пластинах (покровах), а в восточной части зоны флиш смят

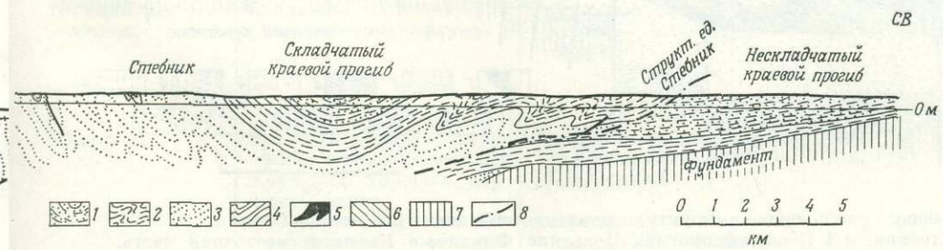


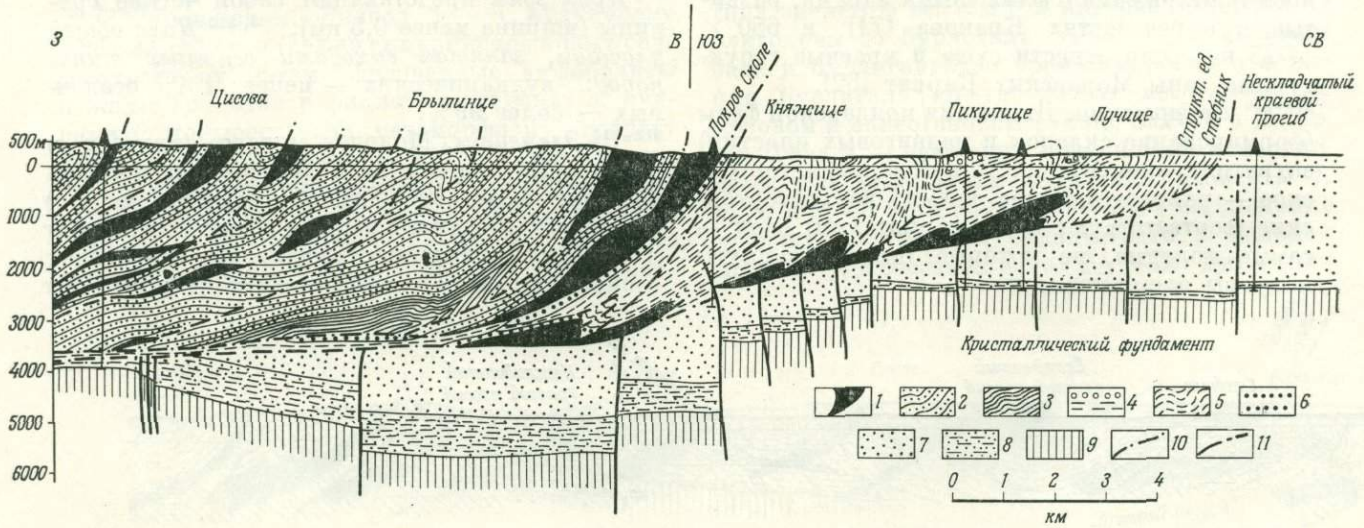
Таблица 5

Стратиграфия зоны 2А

[319]Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Верхний миоцен — нижний миоцен	Верхний тортон (соответствует нижнему сармату) — гельветский и гельветский (?) — аквитанский ярусы; морская микрофауна	Соленосные глины, конгломераты молассы	4500	< 500	> 1000	*a*
Олигоцен — палеоцен	Верхний олигоцен; морская микрофауна	В основном аргиллиты (флиш)	1100	500(?)	?	*c*
	Нижний (?) олигоцен — палеоцен; морская микрофауна	Менилитовые сланцы, песчаники (флиш), выше — песчаники и сланцы (флиш)	1000			*c*
Верхний мел	Сенон; морская микрофауна Основание не вскрыто	Песчаники и сланцы (флиш)				*d*

в складки без надвигания; контакт элементов *c* и *d* согласный, поскольку осадконакопление было непрерывным. Юрские слои (элемент *g*) встречаются в виде тектонических блоков в основании надвигов. В результате интенсивной складчатости на западе зоны возникли две или три крупные надвиговые пластины (покровы), а на востоке — надвиговые пластины меньшего размера и складки-надвиги (скибового типа). Сокращение в центральной части зоны имело меридиональное направление, на западе ЮВ—СЗ, а на востоке ЮЗ—СВ. В меловых слоях сформировались диапировые складки.

[315–316] *Площади выходов элементов.* Элемент *j* выходит на поверхность на протяжении всей зоны, размеры его 350 × 15 км; элементы *c* и *d* также обнажаются на протяжении всей зоны, максимальные размеры 700 × 50 км;



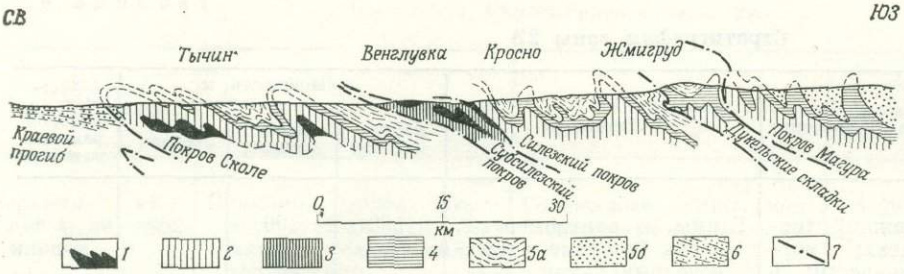
ФИГ. 6. Профиль, показывающий расположение структурных элементов в зонах 2В (покров Сколе), 2А (структурная единица Стебник) и 1 (Краевой прогиб); Польские Флишевые Карпаты, восточная часть.

По Нею [71], упрощено, объяснения изменены. *1* — эоценовый флиш покрова Сколе и «Краевого покрова» (флишевые элементы под эоценовыми отложениями); *2* — средне- и верхнемеловой флиш покрова Сколе; *3* — нижнемеловой флиш покрова Сколе. *Аллохтонная моласса* (структурная единица Стебник); *4* — тортон (с эвапоритами в нижней части и конгломератами в верхней); *5* — гельветский ярус; *6* — нижнемиоценовые конгломераты и соленосные отложения. *Автохтонная моласса*: *7* — нижний сармат; *8* — тортон (с эвапоритами в нижнем тортоне); *9* — эокембрий основания Краевого прогиба; *10* — надвиги; *11* — сбросы.

Таблица 6

Стратиграфия зоны 2В

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Миоцен	На западе: нижний тортон — бурдигал; морские окаменелости; в центральной части: нижний — верхний тортон; морские окаменелости	Глины, конгломераты, пески (морские и пресноводные), угли	500	100	200	*j*
Миоцен (?) — олигоцен — эоцен	Аквитанский ярус — верхний эоцен; морская микрофауна, кроме того, местами рыбы и диатомовые водоросли Верхний — нижний эоцен; морская микрофауна	Песчаники, глинистые сланцы (флиш), менилитовые кремнистые сланцы, местами диатомиты Песчаники, глинистые сланцы (флиш), мергели	>3000	200	1500	*c*
Палеоцен — средний мел	Палеоцен — верхний сеноман; морская микрофауна	Мергели, глинистые сланцы глины с галькой, песчаники, конгломераты (флиш), местами известняки; в верхней части разреза — радиоляриевые и кремнистые сланцы	3400	200	1500	*c*, *d*
Средний — нижний мел	Нижний сеноман — апт; скудная морская микрофауна, местами аммониты и белемниты Баррем — готерив; скудная морская микрофауна, местами аммониты и белемниты	Кремнистые сланцы (спонголиты), опоки, песчаники, глинистые сланцы (флиш) Опоки, песчаники, глинистые сланцы; глинистые сланцы, содержащие гальку (флиш)	700	200	600	*d*
Нижний мел — мальм	Валанжин — «титон»; морская микрофауна	Глинистые сланцы, песчаники, калькарениты (флиш)	700	0		*d*
Мальм	Внешняя область: верхний «титон» — верхний оксфорд; хорошая морская фауна В экзотических глыбах внутренней области: «титон» — байос; хорошая морская фауна Основание не вскрыто	Органогенные известняки (с биогермами), выше — известняки Известняки, мергели, песчаники, оолитовые песчаники	230			*g*



ФИГ. 7. Профиль, показывающий расположение структурных элементов в зонах 2С (покров Магура, Дукельские складки), 2В (покровы Силезский, Субсилезский и Сколе) и 1 (Краевой прогиб); Польские Флишевые Карпаты, восточная часть.

По Ксёнжкевичу [53], упрощено, объяснения изменены.

1 — нижнемеловой флиш (покровы Силезский, Субсилезский и Сколе); *2* — средне- и верхнемеловой флиш (покров Магура, Дукельские складки, покровы Силезский и Сколе); *3* — средне- и верхнемеловые мергели (Субсилезский покров); *4* — флиш палеоцена — среднего эоцена (покров Магура, Дукельские складки, покровы Силезский и Сколе); *5а* — флиш верхнего эоцена — олигоцена: менилитовые сланцы и флиш Кросно (Дукельские складки, покровы Силезский и Сколе); *5б* — флиш верхнего эоцена — олигоцена (*песчаники, покров Магура*); *6* — *миоценовая моласса Краевого прогиба под покровами и миоценовая моласса*, трансгрессивно залегающая на покровах; *7* — крупные надвиги.

породы элемента *g* встречаются в виде изолированных тектонических блоков, которые прослеживаются на расстоянии 400 км в основном вдоль внешней границы зоны.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — в раннемеловое время происходили подводные вулканические извержения. В этой зоне развиты тешениты, силлы, мелкие дайки, а кое-где подушечные лавы с пузырчатой текстурой. Они имеют горячие контакты с нижнемеловым флишем (до апта включительно), а прослои лав развиты во всех отложениях мелового возраста. Общий объем вулканических пород менее 0,5 км³. Эпизод 2 — о подводных извержениях с позднего сенона до начала палеогена свидетельствуют обломки андезитов, порфиритов, спилитовых лав и туфов, которые встречаются в виде экзотических глыб в подводном оползне нижнепалеогенового возраста. В этих глыбах среди вулканических пород есть обломки сенонских мергелей. Общий объем изверженных пород значительно меньше 0,5 км³. См. [114, 57]. Эпизод 3 — в содержащих окаменелости слоях палеоцен-олигоценового и верхнеолигоценового возраста (до миоцена), возникших в морских и солоноватоводных условиях, встречено несколько прослоев кислых туфов. Общий объем их намного меньше 0,5 км³. См. [92, 56].

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — движения савской фазы захватили элементы *c* и *d* в западной части зоны и вызвали формирование надвиговых пластин (покровов) и складок в аквитанское — позднебурдигальское время, вероятно в начале бурдигальского века: верхнебурдигальские слои трансгрессивно залегают на структурных единицах, образованных элементами *c* и *d*. Фаза 2 — движения штирийской фазы затронули элементы *c*, *d* и *g* в центральной части зоны в течение гельветского — раннетортонского времени, вероятно, в два эпизода. (1) Надвигание элементов *c* и *d* (флишевые покровы) на пологозалегающие слои раннего тортона, формирование диапировых складок и поперечных сдвигов в элементах *c* и *d*, а также локальная напряженная складчатость в нижнетортонских слоях и в элементах *c* и *d* — все это происходило на рубеже раннего и среднего миоцена. См. [320] (2) Образование сбросов в элементах *c* и *d* и в нижнетортонских слоях имело место в раннем тортоне, поскольку деформированные породы несогласно перекрыты верхнетортонскими отложениями элемента *j*. Фаза 3 — движения молдавской фазы затронули элементы *c* и *d* в восточной части зоны. Надвиговые пластины (покровы) и складки формировались в позднетортонское и раннесарматское время, вероятно в начале сарматского века: слои позднего тортона (соответствуют раннесарматским) — самые молодые, залегающие под надвинутыми покровами элементов *c* и *d*.

[350–355] *Складки.* В результате деформации фазы 1 в элементе *g* возникли складки с амплитудой и длиной волны всех размеров: от 1 см до 100 м; осевые поверхности наклонены на юг или горизонтальны; вергентность северная. В результате движений фаз 1—3 в элементах *c* и *d* возникли складки с размерами от <100 м и до >1000 м; в любом пересечении зоны есть 5—10 складок с амплитудой и длиной волны более 1000 м; углы между крыльями 30—120°; осевые поверхности наклонены на юг (юго-запад или юго-восток) под углом 30—50° или вертикальны; вергентность северная (северо-восточная или северо-западная).

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 1 относятся к типам 2E — F, 3D — F и 4D — E в элементах *c* и *d* и к типу 5E в элементе *g*. Складки фазы 2 в элементах *c* и *d* относятся к типам 5D — E.

[357] *Карты складок.* См. [100, 112, 59].

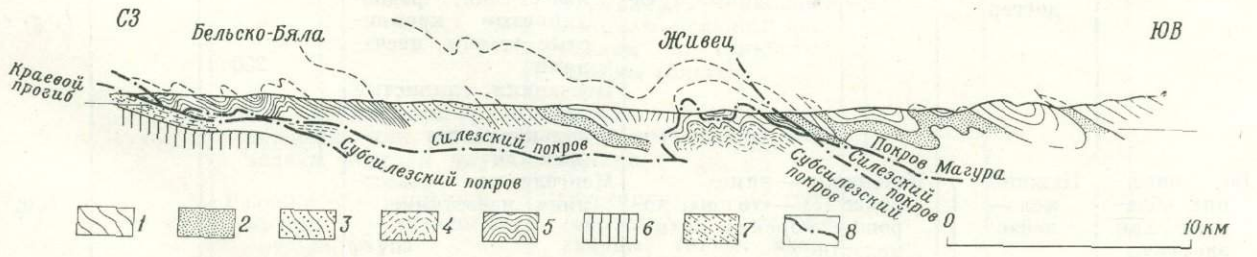
[366–373] *Разрывы* ориентированы вкрест простирания зоны. См. [112, 62, 67, 99, 55].

2С. Внутренняя зона Флишевых Карпат

302 *Края зоны* представляют собой четкие границы (ширина менее 0,5 км). 308–310 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 2%; осадочных — 98%. 312–314 *Элементы*. Молодая моласса (элемент *a*) не деформирована и залегает согласно на более древних породах. Палеогеновый и меловой флиш (элементы *c* и *d*) смят в складки в крупных надвиговых пластинах (покровах). Контакт элементов *c* и *d* согласный: осадконакопление было непрерывным. Возле внешней границы зоны элементы *c* и *d* надвинуты на элемент *g*. Элементы *e* (юрский флиш), *f* (меловые отложения) и *g* (юрские отложения) встречаются в виде тектонических блоков у внешней границы или образуют часть зоны 3 возле внутренней ее границы, где имеют согласные контакты; отложения элементов *e*, *g* и *f* накапливались непрерывно. В результате интенсивной складчатости элементы *c*, *d* и *g* переместились из первоначальной области осадконакопления, сформировалось 3—6 надвиговых пластин (покровов), произошло сокращение передовых частей элементов в меридиональном направлении и брекчирование базальных юрских пород. Кроме того, во время позднемеловой складчатости элементы *d* — *h* были надвинуты к югу, на зону 3, но надвигание происходило только по внутреннему краю зоны 2С.

315–316 *Площади выходов элементов*. Породы элемента *j* встречаются в изолированных впадинах, максимальная площадь их распространения 60 × 50 км. Породы элементов *c* и *d* выходят на поверхность на всей территории зоны (максимальная площадь >500 × 70 км). Породы элементов *f* и *g* встречаются в отдельных тектонических блоках на площади до 90 × 1 км вдоль внешней границы зоны. Элементы *d*, *f*, *g* и *e* представляют собой часть зоны 3 и протягиваются вдоль внутренней границы зоны 2С, занимая площадь до 80 × 2 км.

326–332 *Магматизм*. Эпизод 1 — о вулканической деятельности в туроне и раннем сеноне свидетельствуют прослои туффитов в морских глинистых сланцах, содержащих окаменелости. Общий объем туффитов значительно меньше 0,5 км³. Эпизод 2 — на извержения вулканов в эоцене указывают прослои туффитов в морских глинистых сланцах, охарактеризованных палеонтологически. Общий объем туффитов намного меньше 0,5 км³. Эпизод 3 — во внутренней части зоны встречаются дайки кислого и среднего состава и силлы кислого состава, формирование которых относится, вероятно, к раннему тортону. Дайки прорывают породы элемента *c*, внедрение их происходило после савской фазы и предшествовало движениям штирийской фазы. Ориентированы они главным образом в широтном направлении. Общий объем интрузивных пород <0,5 км³. Эпизод 4 — во внутренней части зоны встречаются дайки среднего состава, возникшие в позднем тортоне. Они протягиваются в меридиональном направлении, прорывают породы элемента *c* и секут дайки широтного простирания. Представления об их возрасте основаны на палеомагнитной корреляции [17]. Общий объем <0,5 км³. Эпизод 5 — о наземных извержениях в среднем и позднем миоцене, связанных с вулканической деятельностью в зонах 3 и 4, свидетельствуют прослои лав и туфов среднего и основного состава в отложениях, содержащих окаменелости. Общий объем от 100 до 500 км³. Кроме того, признаком магматизма служит присутствие в эоценовом



ФИГ. 8. Профиль, показывающий расположение структурных элементов в зонах 2С (покров Магура), 2В (Силезский и Субсилезский покровы) и 1 (Краевой прогиб).

Польские Западные Карпаты. По Новаку, переработано Ксёнжкевичем [53], объяснения изменены. *1* — флиш верхнего эоцена — олигоцена (покровы Магура и Силезский) и палеогеновый флиш (Субсилезский покров); *2* — флиш палеоцена — среднего эоцена (покровы Магура и Силезский); *3* — верхне- и среднемеловой флиш (Силезский покров); *4* — верхнемеловые мергели (Субсилезский покров); *5* — нижнемеловой флиш (Силезский покров); *6* — карбон (основание Краевого прогиба); *7* — миоценовая моласса, залегающая под флишевыми покровами (Краевой прогиб); *8* — крупные надвиги.

флише офиолитовых галек, происхождение которых не установлено [113].

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — движения поздней субгерцинской и ларамийской фаз затронули элементы *d*, *g*, *e* и *f*. Доказательством деформации ларамийской фазы служит эрозионное несогласие ниже пород Ярмутской серии на крайнем юге этой зоны. Особенности деформации фазы 1 приведены в описании зоны 3. Фаза 2 — движения савской фазы, захватившие элементы *c*, *d* и *g* в раннеолигоценовое — бурдигальское время, вероятно в течение аквитанского века, привели к формированию надвиговых пластин (покровов) и изоклинальных складок. Самые молодые слои, испытавшие эту деформацию, — верхнеэоценовые и нижнеолигоценовые (?); породы нижнего или среднего миоцена залегают несогласно на возникших

Таблица 7

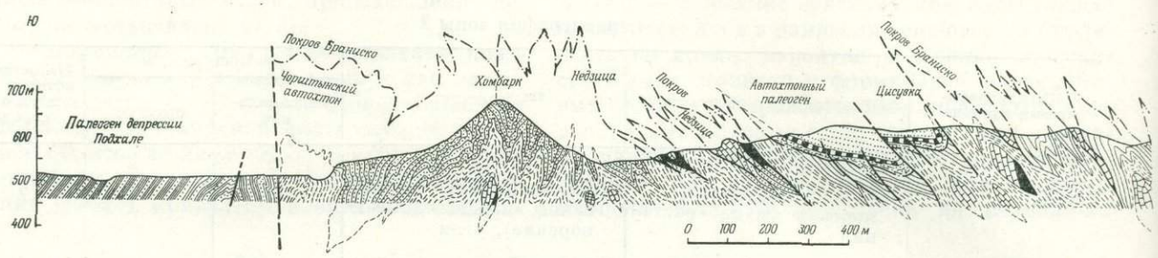
Стратиграфия зоны 2С

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м		[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	средняя	
Миоцен	Сармат (?) — тортон; морская фауна, растения	Глины, пески, конгломераты (пресноводные и морские), угли	500		*j*
Олигоцен — эоцен	Нижний олигоцен (?) — верхний эоцен; редкие остатки морских микроорганизмов	Песчаники, глинистые сланцы (флиш), менилитовые сланцы, мергели	3500	2500 (?)	*c*
	Верхний — нижний эоцен; морская микрофауна	Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты (флиш), мергели, местами известняки			
Палеоцен — сенон	Палеоцен — сантон; морская микрофауна, пелециподы	Песчаники, глинистые сланцы (флиш), мергели	1200		*c* *d*
	Сантон — турон (?); морская микрофауна	Пестрые сланцы с редкими прослоями песчаников			
Во внутренней области как элементы зоны 3: Верхний — средний мел	Нижний кампан (?) — сеноман — альб; морская микрофауна	Радиоляриевые кремнистые сланцы, глинистые сланцы	200	>100	*d*
Во внутренней области как элементы зоны 3: Нижний мел — доггер	Апт — байос; скудная морская микрофауна	Глинистые сланцы, известняки, радиоляриевые кремнистые сланцы, песчаники	250		*f*, *g*, *e*
		Песчаники, глинистые сланцы, прослои калькаренитов (флиш)			
Во внешних областях как элементы зоны 2С: Нижний мел — лейас	Валанжин — кимеридж (?) — «титон»; хорошие морские окаменелости	Мергелистые известняки, известняки			*f*, *g*
	Келловей — оксфорд; хорошая морская фауна	Известняки, мергели	>100		*g*
	Бат; хорошая морская фауна	Аргиллиты, песчаники			*g*
	Домер; хорошая морская фауна	Известняки			*g*
	Основание не вскрыто				

Таблица 8

Стратиграфия зоны 3

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м		[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	средняя	
Неоген	Плиоцен — бурдигал; морская фауна, растения	Конгломераты, пески, глины (пресноводные и морские), угли	500		*j*
Палеоген	Верхний (?) — нижний эоцен; хорошая морская фауна	Песчаники, глинистые сланцы (флиш), конгломераты (главным образом в основании)	500		*k*
Ярмутская серия	Маастрихт; редкие морские окаменелости	Конгломераты, осадочные брекчии (пресноводные и морские), песчаники, глинистые сланцы	450	>100	*b*, *l*
Верхний мел	Нижний (?) кампан — коньяк; морские фораминиферы	Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты (флиш)	>100		*d*
Верхний — средний мел	Элемент *f*: коньяк — альб; элемент *d*: нижний (?) кампан — альб; хорошая морская микрофауна и, кроме того, макрофауна	*f* — главным образом мергели, подчиненно — песчаники и глинистые сланцы (флиш); *d* — в основном глинистые сланцы, подчиненно — песчаники; в основании развиты радиоляриевые кремнистые сланцы, глинистые сланцы, мергели	200	>100	*f*, *d*
Нижний мел — лейас	Апт — «титон»; хорошая или превосходная морская фауна	Мергели, глинистые сланцы, в верхней части — некоторое количество органогенных известняков, в нижней части — органогенные известняки			
	Кимеридж — байос; хорошая или превосходная морская фауна	Известняки (в основном содержащие окаменелости), радиоляриевые кремнистые сланцы, глинистые сланцы; песчаники и глинистые сланцы (флиш)	>500		*f*, *g*, *e*
	Тоар — геттангский ярус; хорошая или превосходная морская фауна	Мергели, известняки, глинистые сланцы, песчаники			
Триас	Рэтский — карнийский ярусы; литология, скудная фауна	Известняки, мергели (морские), пестрые сланцы, гипсы, кварциты (лагунные)	150		*h*
	Ладинский — анизийский ярусы; литология, скудная фауна	Известняки, доломиты			
	Основание не вскрыто				



ФИГ. 9. Профиль, показывающий расположение структурных элементов в зоне 3, пояс Пиенинских клиппов, Польша.

По Биркенмайеру [10], упрощено и немного изменено. *1* — палеогеновый флиш (Подхальский флиш) Внутренних Карпат; в основании; *3* — палеогеновый флиш (Магурский разрез) Внешних Карпат (зона 2С); *4* — древняя моласса (Ярмутская и радиоляриты (мальм) Магурского разреза (зона 2С); *6* — меловой флиш (коньяк — кампан) клиппов (Чорштынский автохтон, *8* — байос — *неокомские известняки, радиоляриевые кремнистые породы и мергели (Чорштынский автохтон, покровы Недзица* Недзица); *10* — юрский (ааленский) флиш клиппов и Магурского разреза (зона 2С); *11* — надвиги; *12* — сбросы.

структурах. Фаза 3 — деформации штирийской фазы происходили в миоценовое время, вероятно в среднем миоцене. Формировались секущие разрывы, которые смещают образовавшиеся раньше андезитовые дайки (нижне- и среднемиоценового возраста).

350–355 *Складки.* Особенности структур, возникших в результате деформации фазы 1, приведены в описании зоны 3. В результате деформации фазы 2 образовались складки с амплитудой и длиной волны всех размеров; от 1 см и меньше до 1000 м и более. В любом пересечении зоны есть 10 складок размером более 1000 м. Углы между крыльями от 20 до 90°, осевые поверхности наклонены на юг (юго-запад или юго-восток) под углом 60—80° или вертикальны, или падают на север под углом 30—40°. Вергентность в основном северная.

356 *Морфология складок.* Складки фазы 2 в элементе *c* относятся к типам 2E — F, 3E — F, 4E — F, 5B и 5D.

357 *Карты складок.* См. [112, 54].

366–373 *Разрывы.* Детальных наблюдений мало. Разрывы обычно ориентированы вкрест простирания зоны. См. [112, 45, 99, 54].

Зона 3. Пояс Пиенинских клиппов

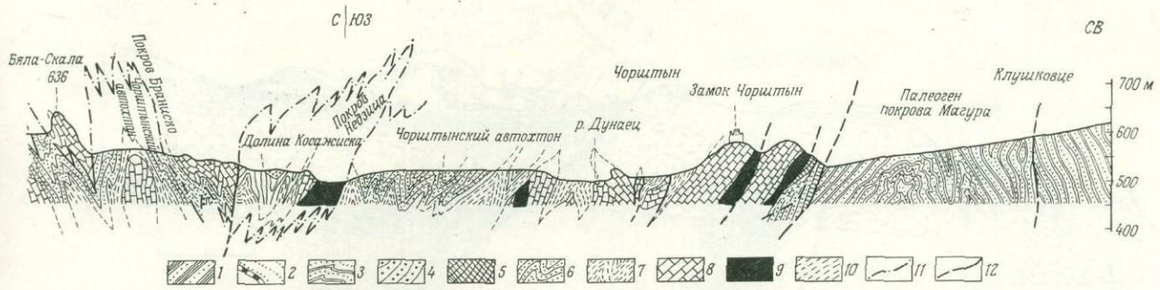
302 *Края зоны* представляют собой четкие границы (ширина менее 0,5 км). 308–310 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 5%; осадочных — 95%.

312–314 *Элементы.* Молодая моласса (элемент *j*) не деформирована и залегает на более древних породах несогласно. И палеогеновый флиш (элемент *k*), и древняя моласса (элементы *l* и *b*) смяты в мелкие сжатые складки; эти элементы разделены несогласием или связаны постепенным переходом (см. [62]), и в таком случае поверхность несогласия расположена в основании древней молассы. Меловой флиш (элемент *d*), юрский флиш (*e*) и меловые (*f*), юрские (*g*) и триасовые (*h*) отложения — все сильно деформированы и брекчированы. Породы элементов $d - h$ были смяты в сжатые складки (надвигание в нескольких покровах) до накопления осадков элементов *l* и *b*. Элементы *e*, *g*, *d* и *b* были надвинуты на элементы *d*, *f*, *g* и *h* до отложения осадков элемента *k*. Таким образом, очень интенсивное складкообразование и надвигание происходили по меньшей мере в три фазы: 1) перемещение элементов *b*, $d - h$, а также *k* и *l* (частично) из области их формирования; 2) изменение формы элементов, вызванное меридиональным сокращением в их передовых частях; 3) крупномасштабное тектоническое разлинзование, формирование диапиров и брекчирование.

315–316 *Площади выходов элементов.* Максимальные размеры этой узкой зоны >450 × 10 км (и >600 × 10 км, если включить сюда и область развития клиппов в Румынии). Элемент *j* встречается в изолированных впадинах на протяжении 170 км. Элементы *k*, *l* и *b* развиты на расстоянии свыше 200 км, а остальные элементы обнажаются по всей длине зоны.

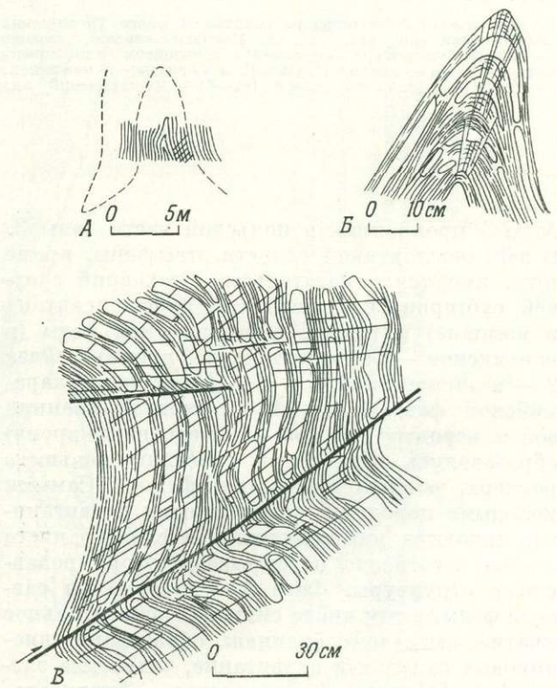
326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — в слоях титонского и ранненеокомского возраста на территории Закарпатской Украины кое-где развиты туфы среднего (?) состава. Однако геологические соотношения не ясны. Возможно, эти туфы связаны с неокиммерийской фазой складчатости. Общий объем туфов менее 0,5 км³. Эпизод 2 — в элементе *d*, в морских глинистых сланцах туронского — нижнесенонского возраста, содержащих окаменелости, развиты прослои туфитов. Общий объем значительно меньше 0,5 км³. Эпизод 3 — встречаются небольшие интрузии (каналы вулканов), связанные с позднемеловыми извержениями в зонах 4A и 4B. Верхнемеловые мергели элемента *f* на контактах с этими интрузиями обожжены; такие же интрузивные породы встречаются в виде обломков в конгломератах нижнего палеогена. Общий объем намного меньше 0,5 км³. Эпизод 4 — силлы и дайки среднего и кислого состава развиты в элементах *k*, *b*, *d*, *g* и *e*; *внедрение их происходило* между савской и штирийской фазами деформации, в раннем (?) тортоне. Дайки ориентированы *главным образом в широтном направлении* и встречаются во внешней части зоны. Объем <0,5 км³. Эпизод 5 — в отложениях тортонского и сарматского возраста, содержащих окаменелости, имеются прослои лав и туфов среднего и основного состава, возникших при наземных извержениях. Они развиты локально на востоке Словакии и на западе Закарпатской Украины и связаны с вулканическими центрами зоны 4. Объем этих лав и туфов превышает 100 км³. Кроме перечисленных магматических пород, в меловых осадочных отложениях встречаются экзотические валуны из спилитов, пропилитов и щелочных гранитов. Источник их неизвестен, но, возможно, он находится между зонами 3 и 4A. Спилиты, вероятно, имеют верфенский возраст [11].

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — движения поздней субгерцинской фазы затронули элементы $d - h$ с сантонского или раннекампанского времени до раннего маастрихта, вероятно в позднекампанское время; в результате этих движений возникли надвиговые пластины (покровы). Самыми молодыми, испытавшими деформацию фазы 1, являются слои сантона и нижнекампанские, они несогласно перекрыты маастрихтской молассой. Лучше всего движения



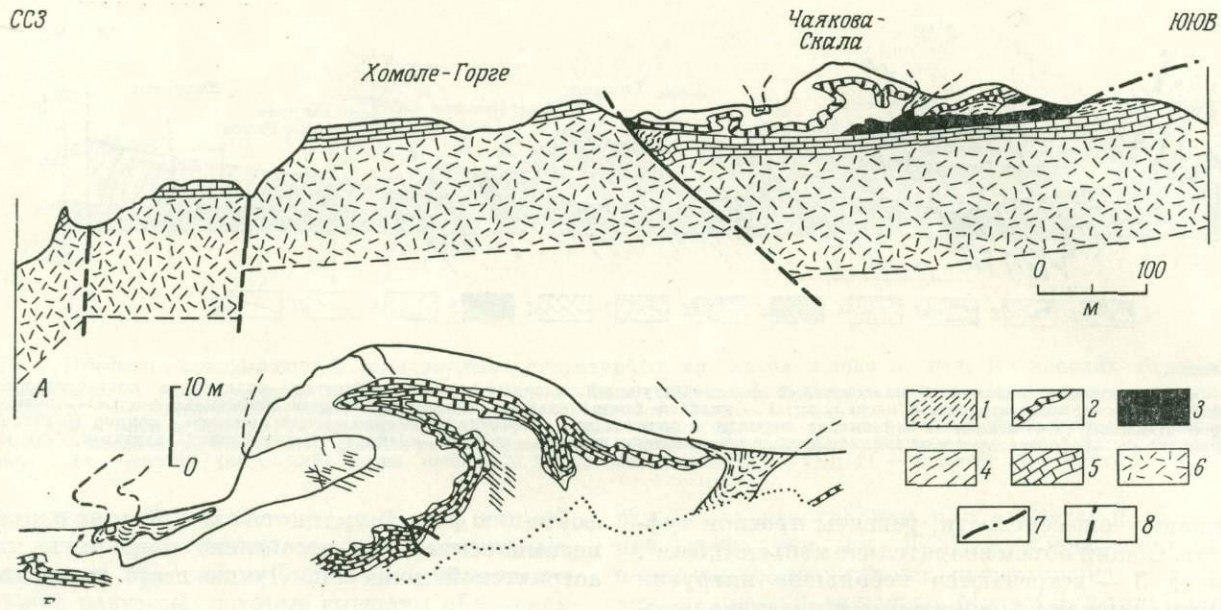
Польша.

2 — трансгрессивно залегающий палеогеновый флиш (Магурский разрез) пояса Пиенинских клиппов с конгломератами серия, маастрихт), конгломераты и песчаники; *5* — меловой флиш (альб — кампан), кремнистые известняки (мальм — неоком) покров Недзица); *7* — неоком — коньякские мергели и мергелистые известняки (Чорштынский автохтон, покров Недзица); и Браниско); *9* — сферосидеритовые глинистые сланцы и мергели верхнего лейаса — байоса (Чорштынский автохтон, покров



ФИГ. 10. Связанные со складками плоскостные структуры в поясе Пиенинских клиппов, Польша.

А. Кливаж в узких вертикальных складках в пестрых сланцах (сенон) Магурского разреза. *Б.* Кливаж осевой поверхности в сланцах и мергелях мезозоя [30]. *В.* Кливаж, параллельный поверхностям разрывов в мезозойских слоях, смятых в складки. Во всех трех случаях кливаж возник, вероятно, в результате савской складчатости [30].



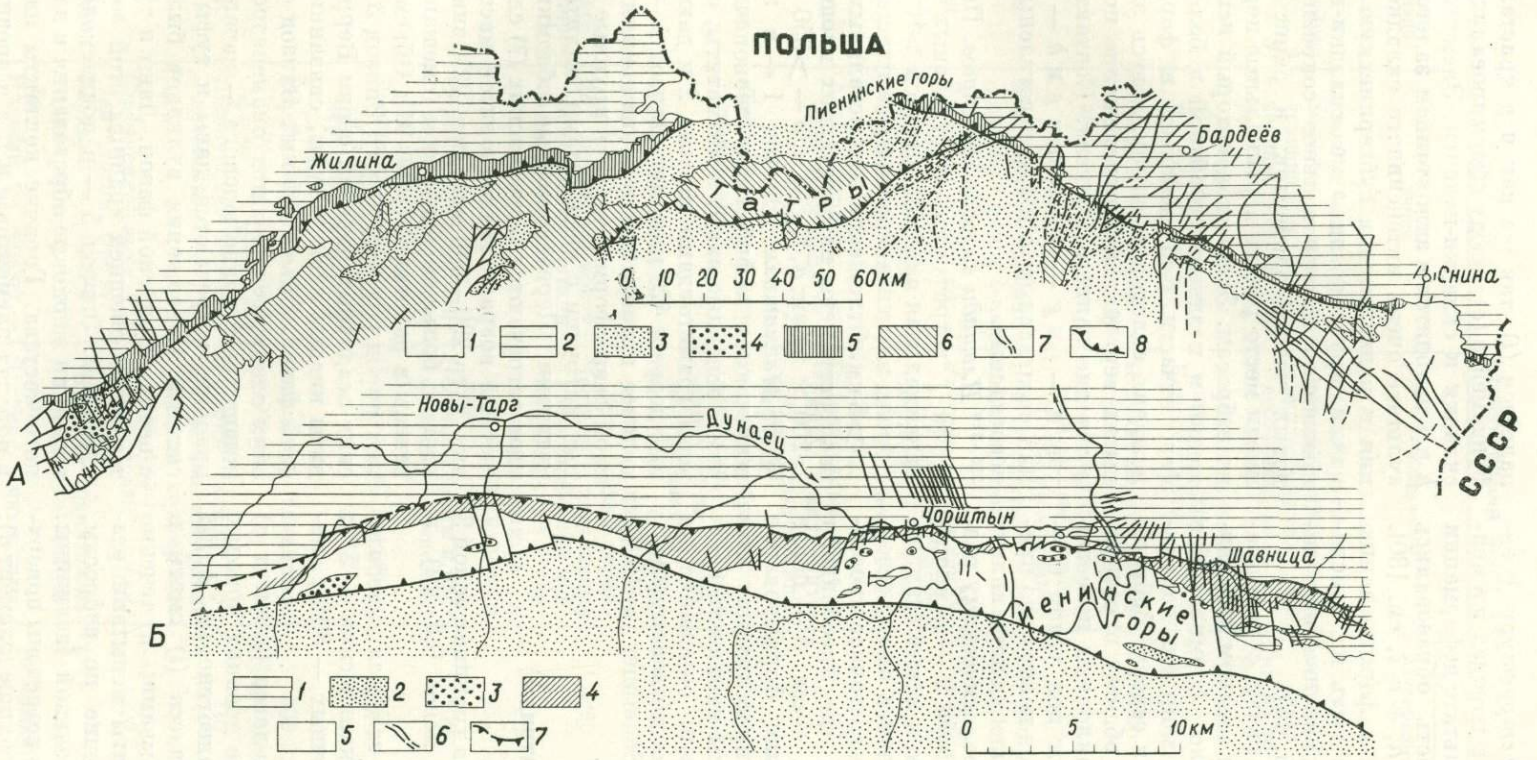
ФИГ. 11.

А. Реликтовая субгерцинская складка в поясе Пиенинских клиппов Польши ([12], упрощено). *Б*. Деталь структуры, изображенной на фиг. 11, *А*. Показан кливаж, связанный с реликтовой складкой. *1* — среднемеловые мергели; *2* — известняки доггера — неокома с горизонтом радиоляритов (нижний мальм); *3* — пластичные глины и мергели нижнего доггера [(1—3) — покров Недзица)]; *4* — средне- и нижнемеловые мергели и известняки; *5* — келловей — титонские известняки; *6* — байос — батские известняки [(4—6) — Чорштынский автохтон)]; *7* — надвиги; *8* — сбросы.

фазы 1 проявились в польской части зоны 3. В западнословацкой области этой зоны, кроме того, имеются доказательства движений средней субгерцинской фазы (на рубеже сантона и кампана) и ранней субгерцинской фазы (в коньякское — раннесантонское время). Фаза 2 — в элементах *b*, *l* и *d* — *h* в течение ларамийской фазы (поздний маастрихт — ранний эоцен, вероятно датское — палеоценовое время) образовались надвиговые пластины меньшего размера, чем при деформации фазы 1. Самыми молодыми породами, захваченными надвиганием, являются маастрихтские, а слои раннего эоцена несогласно перекрывают сформировавшиеся структуры. Фаза 3 — деформация савской фазы, в том числе сильное горизонтальное сжатие, вызвавшее будинаж, образование диапировых складок и надвигание, захватила элементы *k*, *l*, *b* и *d* — *h* в эоценовое — бурдигальское время, вероятно в аквитанский век. Самые молодые породы, испытавшие деформацию, имеют верхнеэоценовый возраст; породы нижнего и среднего эоцена залегают несогласно на возникших структурах. Фаза 4 — движения штирийской фазы имели место между началом и концом миоцена, вероятно в среднем миоцене. Образовались секущие разрывы, смещающие нижне-среднеэоценовые андезитовые дайки.

[350–355] *Складки*. Складки, возникшие в результате фазы 1, мало где сохранились. Они имеют амплитуду и длину волны от 1 см до 100 м, углы между крыльями 30—50°, горизонтальные осевые поверхности в крупных складках и северную вергентность. Подробно об этом см. [9, 14]. В результате деформаций фаз 2 и 3 сформировались складки всех размеров: от 1 см до 100 м. Последовательность их образования недостаточно изучена. Углы между крыльями этих складок 10—30°; оси *b* мелких складок погружаются в разных направлениях (наблюдения в отдельных местах приведены в [30]); вергентность крупных складок либо южная (юго-западная или юго-восточная), либо северная (северо-восточная или северо-западная), что дает в результате веерообразную структуру.

[356] *Морфология складок*. Складки фазы 1 в элементах *f* и *g* относятся к типам 2E, 3C — E, 4D и 5D. Складки фазы 3 в элементе *d* относятся к типам 3C и 5C, а в элементах *f* и *g* — к типам 2D — E, 3E — F, 4C — E и 5D — F.



ФИГ. 12.

А. Схема послепалеогеновых разрывов пояса Пиенинских клиппов в Чехословакии. По Магелу [62], упрощено, объяснения изменены. *1* — неогеновые осадки межгорных впадин и неогеновые вулканические отложения; *2* — палеогеновый флиш Внешних Карпат (Магурский разрез); *3* — палеогеновый флиш Внутренних Карпат; *4* — *древняя моласса (сенон) к югу от пояса Пиенинских клиппов*; *5* — *пояс Пиенинских клиппов*; *6* — структурные единицы Татрид и Веporид; *7* — крупные послепалеогеновые секущие разрывы (пояс Пиенинских клиппов и частично Магурский разрез) и сбросы (южная часть пояса Пиенинских клиппов и до некоторой степени Магурский разрез); *8* — крупные послепалеогеновые надвиги.

Б. Схема послепалеогеновых разрывов пояса Пиенинских клиппов в Польше. *1* — палеогеновый флиш Внешних Карпат (Магурский разрез); *2* — палеогеновый флиш Внутренних Карпат (Подхальский разрез); *3* — древняя моласса (сенон), трансгрессивно залегающая на субгерцинских структурных единицах; *4* — ларамийская структурная единица (Магурский разрез Внешних Карпат и древняя моласса); *5* — субгерцинские структурные единицы (разрезы клиппов); *6* — крупные послепалеогеновые разрывы (в том числе сбросы в Магурском разрезе); *7* — крупные послепалеогеновые надвиги. Осадочные и интрузивные породы неогена не показаны.

[359–362] *Плоскостные и линейные структуры.* В результате деформации фазы 1 в породах элемента *g* возник кливаж, а в результате деформации фазы 3 кливаж и линейность образовались в породах элементов *b*, *d* — *h*, *k* и *l*, см. [30]. Деформация фазы 4 привела к формированию линейности; изогнутая линейность на плоскостях поперечных сдвигов (ограничивающих покровы) описана в работах [35, 14].

[366–372] *Разрывы.* Фаза 1 — в связи с деформациями фазы 3 между средним эоценом и бурдигальским веком происходило формирование взбросов. У южной окраины зоны они направлены к югу, а у северной — к северу. Взбросы ориентированы параллельно общему простиранию складчатого пояса и наклонены на север под углом 40—70° или на юг под углом 60—80°. Образование этих взбросов послужило причиной меридионального сокращения коры вплоть до 5 км, как подсчитано по геологическому разрезу польской части зоны. Фаза 2 — в миоценовое время возникли правые и левые секущие сдвиги (см. [344–348], фаза 4). Сдвиги имеют северное, северо-западное и северо-восточное простирание; чередуются участки, где преобладают правые или левые сдвиги. Фаза 3 — после раннего миоцена происходило формирование сбросов северо-восточного простирания; они развиты локально. Эти сбросы нарушили средне- и верхнемиоценовые слои; опускание по ним продолжалось в плиоцене и плейстоцене.

[374] *Карты разрывов.* См. (Scheibner в [62]); [45, 99, 90, 14]. См. фиг. 12.

4А. Зона Высоких Татр (Татриды)

[302, 307] *Границы зоны.* Северная граница с зоной 3 определена точно (ширина менее 0,5 км), а южная является спорной.

[308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 5%; интрузивных — 35%; осадочных — 30%; метаморфических — 30%.

[312–314] *Элементы.* Молодая моласса (элемент *a*) не деформирована и на более древних породах залегает несогласно. И палеогеновый флиш (элемент *k*), и древняя моласса (*l*) смяты в складки и нарушены разрывами; в течение раннего миоцена эти элементы испытали резкое вертикальное перемещение по взбросам, смещение достигает значительной величины. В основании обоих элементов встречены поверхности несогласий. В меловом флише (элемент *d*), меловых (*f*), юрских (*g*), триасовых (*h*) отложениях и в неметаморфизованных породах палеозоя (*i*), так же как и в кристаллическом фундаменте (*o*), всюду сформировались лежачие складки и складки-надвиги. Элементы *d*, *f*, *g*, *h* и *i* находятся в аллохтонном залегании: в результате очень интенсивного складкообразования и надвигания в субгерцинскую фазу возникли крупные лежачие складки-надвиги и произошло меридиональное сокращение передовых частей элементов; в раннем миоцене имели место резкие вертикальные перемещения по взбросам. Элемент *o*, который испытал движения и позднепалеозойской и более древней фаз, отчасти был вовлечен в формирование лежачих складок-надвигов, а весь элемент испытал вертикальное перемещение по взбросам в течение раннего миоцена. Контакты элементов: *d* — *f* и *g* — согласные; *g* и *h* — согласные или несогласные; *h* и *i* — несогласные; *i* и *o* — несогласные.

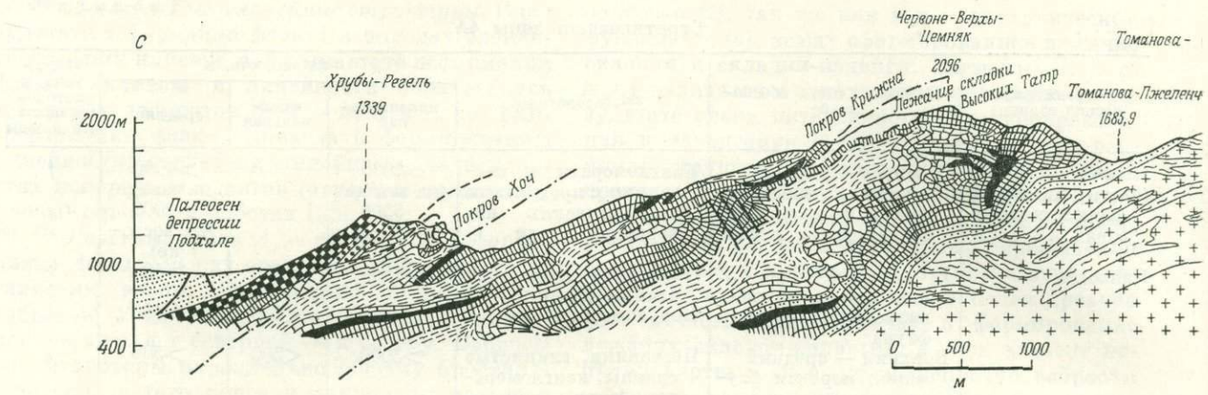
[315–316] *Площади выходов элементов.* Породы элемента *j* встречаются в отдельных впадинах, максимальная площадь выходов $>100 \times 50$ км. Породы элемента *l* развиты на площади $>50 \times >5$ км. Отложения всех остальных элементов распространены на следующих площадях: *k* — $>200 \times 50$ км; *d*, *f*, *g*, *h*, *i*, *o* — $>350 \times >50$ км.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — в элементе *o* встречаются амфиболиты (первоначально, видимо, основные лавы) и мигматиты; они пересечены гранитоидами эпизода 2 и дают абсолютный возраст 420 млн. лет. Эпизод 2 — в позднемеловое время в связи с движениями астурийской фазы сформировались крупные гранитоидные интрузии с пегматитами, аплитами и мигматитами. Переотложенные обломки гранитоидов встречаются в стефанских (?) слоях. Абсолютный возраст гранодиоритов массива Высоких Татр 290—300 млн. лет [22]; значения возраста с большим разбросом (смешанные?) приведены в работах [37, 39, 91]. Объем интрузивных пород более 1000 км^3. Эпизод 3 — в пермских осадочных породах серии Веррукано развиты кислые лавы и туфы, связанные с заальской фазой. Объем >1 км^3. Эпизод 4 — в морских слоях, содержащих окаменелости и отложившихся в конце юрского — начале мелового времени, встречаются лавы и туфы основного состава. Извержения вулканов были связаны с неокиммерийской фазой. Лавы и туфы развиты около внешней границы этой зоны. Объем $<0{,}5$ км^3. Эпизод 5 — в позднемеловое время возникли жерловые образования и дайки основного состава. Горячие контакты наблюдаются в породах элементов *g* и *f*, а в древних осадках палеогена встречены обломки магматических пород. Объем $<0{,}5$ км^3. Эпизод 6 — в бурди-

Таблица 9

Стратиграфия зоны 4А

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Неоген (части бассейнов расположены в зонах 4В и 3)	Плиоцен — миоцен; морская, солоноватоводная и пресноводная фауна и флора	Конгломераты и песчаники с продуктами вулканических извержений, угли	>2000 (на западе) 5000 (на востоке)	0	>1000 (на западе) >2000 (на востоке)	*j*
Палеоген	В соседней зоне 3: Верхний эоцен — палеоцен; морская фауна	Песчаники, глинистые сланцы (флиш)	>1500	<500	>500	*k*
		Конгломераты	850	<100	>100	
	Верхний — средний эоцен; морская фауна	Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты (флиш); конгломераты, известняки и брекчии в основании	>3000	<500	>500	*k*
Верхний мел	Маастрихт — коньяк; скудная фауна фораминифер	Конгломераты, осадочные брекчии	200	0		*l*
Средний — нижний мел	Элемент *d*: турон — альб; элемент *f*: сеноман — альб; морская фауна	*d* — песчаники и глинистые сланцы (флиш), мергели; *f* — мергелистые сланцы, песчаники	400	100		*d*, *f*
	Альб — берриас; морские окаменелости	Органогенные известняки, глауконитовые известняки, мергели	400			*f*
Мальм — лейас	«Титон»— байос; морская фауна	Главным образом известняки, местами лимбургиты, кремнистые сланцы	100	50		*g*
	Тоар — геттангский ярус; морская фауна	Песчаники, конгломераты, известняки (Грестенская серия)	200	0		*g*
Рэтские — оленекские породы	Рэт, морские и континентальные органические остатки	Местами коралловые известняки или континентальные глинистые сланцы и песчаники с растениями	<50	0		*h*
	Норийский — карнийский ярусы, в основном литология	Пестрые сланцы и песчаники («кейпер Карпат»)	100	0		*h*
	Ладинский — анизийский ярусы; скудная морская фауна, литология	Известняки, доломиты	400	200	300	*h*
	Верфенский ярус; скудная морская фауна, литология	Кварциты, глинистые сланцы	300	150	200	*h*
Пермо-карбон	«Веррукано» (пермь); литология	Пестрые сланцы, аркозы, конгломераты, местами порфировые лавы, туфы	250	0	>50	*i*
	Стефанский ярус (?); литология, флора	Конгломераты, угли, аркозы	<400	0		*i*
Карбон — докембрий (?)	Верхний — средний (?) карбон, см. [326–332]	Интрузии гранитоидов и молодые мигматиты	<1000			*o*
	Нижний (?) карбон — докембрий (?), см. [335–342]	Древние мигматиты, парагнейсы, ортоамфиболиты, филлиты				



ФИГ. 13. Геологический разрез, показывающий расположение структурных элементов в зонах 4А (Татриды: в Высоких Татрах.

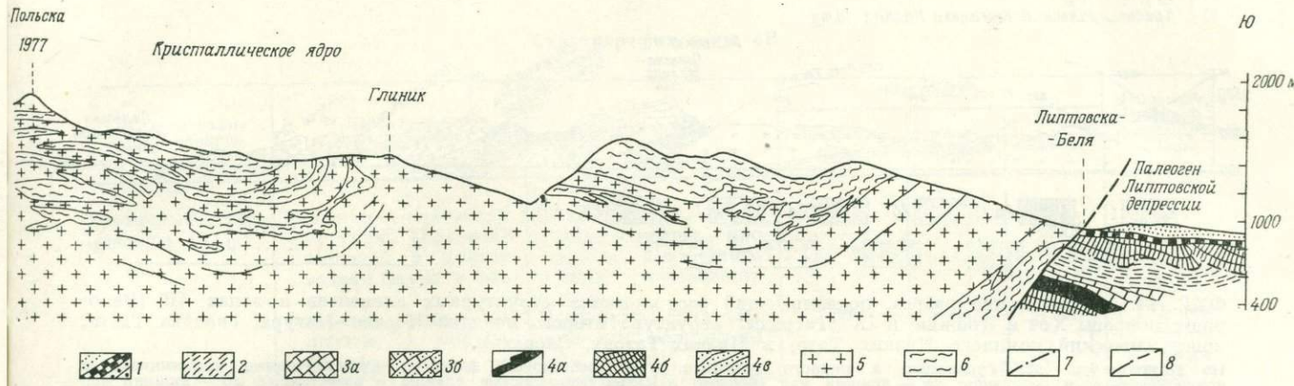
По Рабовскому, Соколовскому и др. (см. [94]), упрощено и немного изменено. *1* — палеогеновый флиш с конгломератами *3а* — известняки доггера — неокома (Татриды) и юрские известняки (Вепориды); *3б* — песчанистые известняки лейаса и известняки среднего триаса; *4в* — нижнетриасовые (верфенские) песчаники, кварциты и глинистые сланцы; слюдяные сланцы, амфиболиты (докембрий? — нижний палеозой?); *7* — крупные надвиги; *8* — сбросы.

гальское — четвертичное время происходили извержения лав и туфов среднего и основного состава и внедрение мелких интрузий. Эффузивные отложения переслаиваются с осадочными, *содержащими окаменелости*. Распространение этих пород связано с тектоническими линиями [93]. Объем более 1000 км³.

335–342 *Метаморфизм*. Породы элемента *o* испытали метаморфизм эпидот-амфиболитовой (и гранулитовой) фации в какое-то время в течение докембрия — раннего карбона. Для этого метаморфического комплекса радиологическими методами получены данные о возрасте от 410 до 430 млн. лет [22]; абсолютный возраст амфиболитов оценивается величиной 425 млн. лет [91]. Породы элемента *o* подверглись воздействию и второго эпизода метаморфизма, о чем свидетельствуют мигматиты, сопровождающие крупные гранитоидные интрузии позднего карбона. Единственным проявлением мезозойско-третичного метаморфизма является ретроградная *милонитизация, катаклаз и перекристаллизация* в условиях зеленосланцевой фации, что приурочено к плоскостям надвигов в элементе *o*. Этот метаморфизм связан с основной альпийской складчатостью и имеет, вероятно, сенонский возраст (максимальный возраст — турон, минимальный — палеоцен). Однако возраст 165 млн. лет (смешанный ?) для хлоритовых сланцев [91] и 105 млн. лет для милонитов (и те и другие из метаморфического комплекса Западных Татр) заставляет предположить, что метаморфизм происходил в среднемеловое время.

344–348 *Деформации*. Фаза 1, доастурийская складчатость,— образование полосчатости и милонитизация (в результате чего возникли «древние мигматиты»); в элементе *o* проявилась в довестфальское время: варисские гранитоиды (290—300 *млн. лет*) внедрились в уже деформированные породы. Фаза 2 — движения субгерцинской фазы захватили элементы *o*, *i*, *h*, *g*, *d* и *f* в туронское — коньякское время. Во всех элементах возникли складки и складки-надвиги. В элементе *o* происходило частичное вращение структурных элементов, а также катаклаз и милонитизация; кварц и биотит в варисских гранитах были удлинены. Самыми молодыми породами, испытавшими деформацию, являются туронские, а коньяк-маастрихтские слои залегают несогласно на складчатых структурах. Фаза 3 — деформация савской фазы, в том числе формирование куполов большого размера и поднятие по взбросам и сбросам, захватила элементы *o*, *i*, *h*, *g*, *d*, *f*, *l*, *k* с олигоцена до бурдигала, вероятно в аквитанское время. Самые *молодые отложения*, которые подверглись деформации,— верхнеэоценовые, а бурдигальские слои залегают на сформировавшихся структурах несогласно. В элементе *k* кое-где образовались складки. Фаза 4 — после завершения савской фазы происходило образование разрывов в несколько стадий в течение тортона — позднего плиоцена: слои миоценового и плиоценового возраста нарушены разрывами.

350–355 *Складки*. В результате фазы 1 деформации возникли складки всех размеров: от <1 до >100 м. Складки средней величины имеют



кристаллическое ядро, автохтонный комплекс и складки Высоких Татр) и 4В (Вепориды: покровы Крижна и Хоч)

и нуммулитовыми известняками в основании; *2* — неоком и альб (мергели, мергелистые известняки, песчаники); (Татриды); *4а* — кейпер и рэт (глинистые сланцы, песчаники и т. д.) и глинистые сланцы верхнего триаса; *4б* — доломиты *5* — граниты и гранодиориты (австрийские); *6* — гнейсы.

оси север-северо-восточного и северо-восточного простирания и хорошо отличаются от более молодых складок (часто трудно разделить структуры фаз 1 и 2). Подробно они изучены лишь в некоторых местах (ср. [34]). Движения фазы 2 привели к формированию складок с размерами от 1 см до >1000 м; в любом пересечении зоны есть 2 или 3 складки с амплитудой и длиной волны более 1000 м. Углы при вершинах 30—50°; осевые поверхности крупных складок горизонтальны или наклонены на север под углом 10—30° или на юг под углом 10—20°; вергентность северная в центральной части зоны и северо-западная в западной части. Структуры, возникшие в фазу 3, подробно описаны в разделе, посвященном зоне 4В.

356 *Морфология складок*. Складки фазы 1 относятся к типам 2E, 3D — E и 4D — E. Складки фазы 2 — к типам 4E и 5D в элементе *f*, к типам 2E и 3D в элементе *g* и к типам 1E, 2D — F, 3D — E и 4C в элементе *h*.

359–360 *Плоскостные и линейные текстуры*. В породах элемента *o* развиты полосчатость и кливаж разлома, возникшие до астурийской фазы деформации [34, 23]. В результате субгерцинской фазы появились полосчатость, кливаж разлома и линейная ориентировка кварца и биотита в гранитах. На поверхностях кливажа развита тектоническая штриховка; штриховка, параллельная оси *a*, имеет меридиональное направление, параллельная оси *b* — широтное. См. [34, 21].

363–373 *Разрывы*. См. описание зон 4В и 4С.

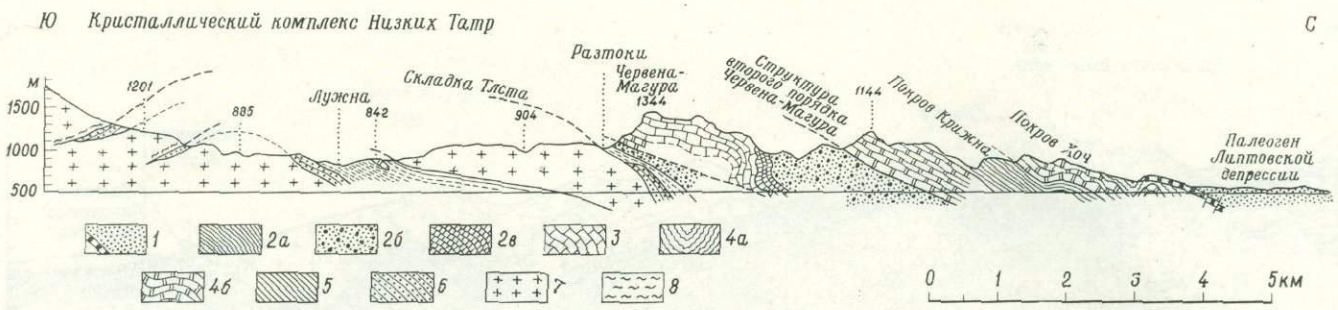
4В. Субтатранская зона (Вепориды)

307 *Границы зоны* спорны. 308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 10%; интрузивных — 10%; осадочных—70%; метаморфических—10%.

312–314 *Элементы*. Молодая моласса (элемент *j*) не деформирована. Палеогеновый флиш (элемент *k*) и древняя моласса (*l*) смяты в складки и нарушены разрывами. Меловые (*f*), юрские (*g*), триасовые (*h*), молодые палеозойские (*i*) отложения и частично кристаллический фундамент *o* испытали интенсивную складчатость и находятся в аллохтонном залегании, образуя покровы. Позднее все элементы были вовлечены в процесс формирования крупных куполов и подверглись резким вертикальным перемещениям по взбросам. Поверхности несогласий разделяют следующие элементы: *j* и *k*, *k* и *l*, *l* и *f*, *h* и *i*, *i* и *o*; элементы *f*, *g*, *h* имеют согласные контакты.

315–316 *Площади выходов элементов*. Породы элемента *j* встречаются в локальных впадинах, максимальная площадь их распространения >100 × 50 км. Породы элементов *k* и *l* занимают площадь >200 × 50 км и >20 × (>10) км соответственно (общий чехол зон 4В и 4С). Для других элементов суммарная площадь, занимаемая отдельными обнажениями (вдоль и поперек зоны), составляет: *f*, *g*, *h*, *i* — >300 × × 80 км; *o* — 80 × 30 км.

326–332 *Магматизм*. Эпизод 1 — аналогичен эпизоду 1 в зоне 4А. Эпизод 2 — аналогичен эпи-



ФИГ. 14. Геологический разрез, показывающий расположение структурных элементов в зонах 4В (Вепориды: покровы Хоч и Крижна) и 4А (Татриды: структура второго порядка Червена-Магура, складка Тлста, кристаллический комплекс Низких Татр) в Низких Татрах, Словакия.

По Коутеку (см. [62]), упрощено и немного изменено. *1* — палеогеновый флиш с нуммулитовыми известняками и конгломератами в основании; *2а* — нижний мел (неоком) и мальм (мергелистые сланцы и известняки); *2б* — нижний мел (*мергелистые сланцы и песчаники*); *2в* — мальм (*кремнистые известняки*); *3* — доггер, лейас и рэт (*песчаники, песчанистые* известняки, известняки); *4а* — Лунцские песчаники и глинистые сланцы Рейнского грабена (карнийский ярус); *4б* — верхний и средний триас: кейпер Карпат, кремнистые известняки Райфлинг (верхнеладинский подъярус), доломиты, известняки (средний триас); *5* — обломочные породы нижнего триаса (верфенский ярус); *6* — пермские аркозы; *7* — кристаллический фундамент: гранодиориты (поздневарисские); *8* — милониты.

зоду 2 в зоне 4А. Эпизод 3 — аналогичен эпизоду 3 в зоне 4А. Эпизод 4 — в центральной части зоны, в содержащих окаменелости верфенских слоях, встречаются кислые и основные эффузивы, образовавшиеся в морских условиях, а иногда силлы ультраосновного (?) состава. Объем 50 (?) км³. Эпизод 5 — между триасом и палеогеном происходило внедрение крупных гранитоидных интрузий в отложения триаса (на контактах с гранитоидами породы метаморфизованы). Объем >1? км³. Эпизод 6 — в нижнемеловых слоях, охарактеризованных палеонтологически, развиты прослои лав и туффитов основного состава и мелкие интрузии, которые коррелируются с неокиммерийскими лимбургитами зоны 4А. Объем <0,5 км³. Эпизод 7 — дайки и жерловые образования основного состава прорывают породы элементов *f*, *g* и *h*. Переотложенные обломки магматических пород встречаются в нижней части палеогенового разреза; таким образом, вполне вероятно, что интрузии имеют позднемеловой возраст. Объем <0,5 км³. Эпизод 8 — в верхнеэоценовых слоях, содержащих окаменелости, развиты кислые туффиты, возникшие при подводных извержениях. Объем значительно меньше 0,5 км³. Эпизод 9 — аналогичен эпизоду 6 в зоне 4А.

[335–342] *Метаморфизм.* Породы элемента *o* в этой зоне, так же как и в зоне 4А, испытали воздействие двух фаз метаморфизма в палеозое (см. описание зоны 4А). Кроме того, с внедрением гранитов пятого эпизода магматизма связан контактный метаморфизм. И наконец, породы элементов *o*, *g* и *f* в отдельных местах испытали регрессивный метаморфизм фации зеленых сланцев (в том числе милонитизацию, катаклаз и перекристаллизацию). Элемент *k* залегает на этих породах несогласно, и, значит, вполне вероятно, что последний эпизод имел место в туронское время (максимальный возраст — сеноман, минимальный — палеоцен). В этой зоне развиты биотит-мусковит-хлоритовые сланцы (образовались из основных пород) и кварц-серицит-хлоритовые сланцы (образовались из пелитовых пород); в гранитоидах фундамента встречаются гранаты. По данным Кантора [38, 39], возраст альпийского метаморфизма, захватившего породы фундамента в области Когут, 75—90 млн. лет.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1, доастурийская,— как в зоне 4А. Фаза 2 — элементы *o*, *i*, *h*, *g*, *f* испытали субгерцинскую деформацию в сеноманское — коньякское время, по-видимому в туроне: самыми молодыми отложениями, затронутыми деформацией, являются сеноманские, а слои коньяк-маастрихтского возраста залегают несогласно на смятых в складки породах. Сформировались складки, надвиговые пластины и покровы, породы элемента *o* подверглись катаклазу и милонитизации. Фаза 3, савская,— как в зоне 4А. Фаза 4, образование разрывов после завершения савской складчатости,— как в зоне 4А.

[350–355] *Складки.* В результате деформации фазы 1 в элементе *o* возникли складки всех размеров: от <1 см до >100 м, но часто их трудно отли-

Таблица 10

Стратиграфия зоны 4В

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Третичные отложения	Плиоцен — олигоцен; морская солоноватоводная и пресноводная фауна и флора	Конгломераты, песчаники, глины, продукты вулканических извержений, угли	< 5500	0	1000—2000	*j*
	Верхний эоцен — палеоцен; морская фауна	Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты (флиш)	< 500	< 500	> 500	*k* (область близ зоны 3)
		Известняки, конгломераты, глинистые сланцы	300	< 200	> 200	
	Верхний — средний эоцен; морская фауна	Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты (флиш), выше — конгломераты, брекчии и известняки	> 3000	< 500	> 500	*k* (остальная часть зоны)
Верхний мел	Маастрихт — коньяк; в основном морские окаменелости	Мергели, конгломераты, «флишоидные» породы, местами угли	> 700	50		*l*
Средний — нижний мел	Сеноман — альб; редкие морские окаменелости	Глинистые сланцы с прослоями песчаников и конгломератов	150			*f*
	Апт — берриас; редкие морские окаменелости	Известняки, кремнистые известняки, глинистые сланцы	400	0	> 200	*f*
Мальм — лейас	Титон — байос; скудная морская фауна	Известняки, радиоляриевые кремнистые сланцы, местами осадочные железные руды	100		> 50	*g*
	Тоар — геттангский ярус; морская фауна	Известняки, спонголиты, глинистые сланцы, песчаники, кварциты (формация Грестен)	450	> 50	> 100	*g*
Рэтские — оленекские породы	Рэт; морская фауна	Известняки, глинистые сланцы, оолитовые железные руды	> 50	30	< 50	*h*
	Норийский — карнийский ярусы; скудная морская фауна, литология	Пестрые сланцы с кварцитами и доломитами (кейпер Карпат), доломиты и глинистые сланцы	> 500	200	300	*h*
	Ладинский — анизийский ярусы; скудная морская фауна, литология	Доломиты, известняки	> 600	> 200	> 350	*h*
	Верфенский ярус; скудная морская фауна, литология	Глинистые сланцы, аркозы, кварциты с основными лавами (мелафирами)	1500	1000	1000	*h*
Пермо-карбон	*«Веррукано» (пермь)*; литология	*Пестрые конгломераты, аркозы, глинистые сланцы с порфировыми туфами*	1000	0	*400*	*i*
	Стефанский ярус (?); литология	Глинистые сланцы, конгломераты, аркозы	< 400	0		*i*

Продолжение табл. 10

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Карбон — докембрий (?)	Верхний — средний (?) карбон; аналогично зоне 4A	Интрузивные гранитоидные породы	> 1000 (?)			*o*
	Нижний (?) карбон — докембрий (?); по соотношению с поздневарисцийскими гранитоидами	Парагнейсы, филлиты, хлоритовые сланцы, мигматиты, графитовые кварциты, доломиты, известняки, ортоамфиболиты, габбро	> 1000 (?)			*o*

чить от складок фазы 2. В фазе 2 возникли складки с размерами от >1 см до >1000 м; в любом пересечении зоны есть 2 или 3 складки с амплитудой и длиной волны более 1000 м; осевые поверхности крупных складок вертикальны или наклонены на север или юг под различными углами; вергентность преимущественно северная, но в некоторых местах — южная. Амплитуда складок фазы 3 100—1000 м, длина волны >100—>1000 м, углы между крыльями 80—90°; в любом пересечении зоны есть 2 складки с размерами более 1000 м; осевые поверхности вертикальны или наклонены на север под углом 30—40° (как в зоне 3).

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 2 относятся к типам 1E и 2E в элементе *f* и к типам 2D — E, 3E, 4E и 5D в элементе *h*. Складки фазы 3 в элементе *k* относятся к типам 3D — E.

[366–373] *Разрывы.* Сбросы юго-западного — северо-восточного простирания в Дунайской впадине затрагивают все элементы и датируются послепонтским временем. На любом отрезке длиной 10 км в профиле поперек этой впадины встречаются 2 или 3 разрыва, наклоненных к ее центру под углом 40—50°. Общее смещение по этим разрывам: вертикальное — более 1000 м, горизонтальное 5—10 км (ср. [62]).

Сбросы послепонтского (или послелевантинского ?) возраста развиты во всех элементах. На любом отрезке длиной 10 км в профиле, построенном вдоль Дунайской впадины, встречается 2—3 таких сброса, они имеют северо-восточное простирание и падают на юго-запад под углом 40—50° (?). Общее вертикальное смещение по сбросам, возможно, превышает 1000 м.

[374] *Карты разрывов.* См. [62, 45, 99, 66].

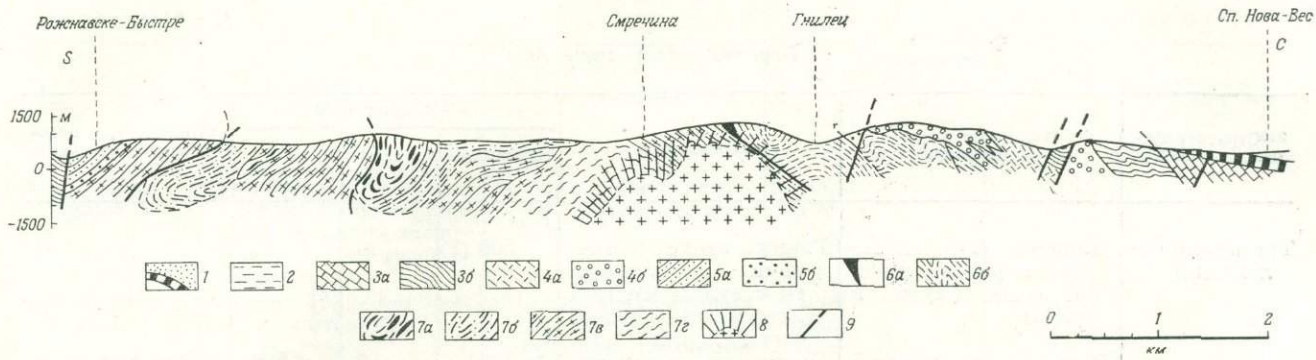
4C. Зона Гемерид

[307] *Границы зоны* спорны. [308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 10%; интрузивных — менее 5%; осадочных — 50%; метаморфических — более 35%.

[312–314] *Элементы.* Молодая моласса (элемент *j*) не деформирована, а палеогеновый флиш (элемент *k*) испытал слабую складчатость. Мел (*f*), юра (*g*), триас (*h*), молодые породы палеозоя (*i*) и кристаллический фундамент (*o*) — все вместе подверглись интенсивному складкообразованию и были надвинуты на зоны 4A и 4B до начала палеогена; элементы *o* и частично *i* испытали деформацию до московского века (возможно, в две стадии). Поверхности несогласий разделяют следующие элементы: *j* и *k*, *k* и *f*, *g* и *h*, *i* и *o*; элемент *f* залегает на *g* согласно, хотя в самом элементе *f* есть поверхность несогласия; элемент *h* залегает на *i* согласно, но в основании пермских и московских отложений имеются несогласия.

[315–316] *Площади выходов элементов.* Породы элементов занимают площади с максимальными размерами: *j* — > 100 × 40 км; *k* (только в северной части зоны) — < 50 × 10 км; *f* — *i* — < 150 × 100 км; *o* — > 60 × 30 км.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — в метаосадках серии Гельница кембрийского (?) — силурийского (?) возраста развиты порфироиды (более древние ?) и диабазы (более молодые ?). Объем 10—50 км³. Эпизод 2 — в породах раковецкой серии, имеющих девонский (?) — нижнекаменноугольный (?) возраст, встречаются интрузии (?) диабазов, габбро, диоритов и габбро-диоритов. Объем > 1 км³ (?). Эпизод 3 —



ФИГ. 15. Геологический разрез, показывающий расположение структурных элементов в зоне 4С (Гемериды), Словацкие Карпаты.

По Фузану, см. [62], упрощено. *1* — палеогеновый флиш с конгломератами в основании; *2* — граниты Гемерид (мел); *3а* — доломиты и известняки среднего и верхнего триаса; *3б* — глинистые сланцы нижнего триаса (верфенский ярус); *4а* — пермские глинистые сланцы; *4б* — пермские конгломераты; *5а* — филлиты, песчаники и кварциты карбона; *5б* — конгломераты карбона; *6а* — раковецкая серия (девон? — ранний карбон?): диориты и габбродиориты, *6б* — Раковецкая серия: филлиты, диабазы, диабазовые туфы; *7* — Гельницкая серия (кембрий — силур): *7а* — филлиты, лидиты, кристаллические известняки (свита Бетляр); *7б* — филлиты (свита Пача); *7в* — порфироиды (свита Пача); *7г* — филлиты, песчаники, лидиты (влаховская свита); *8* — зона контакта с гранитами Гемерид; *9* — сбросы и надвиги.

в морских отложениях московского яруса, охарактеризованных палеонтологически, встречаются основные эффузивы. Объем $< 0{,}5$ км^3. Эпизод 4 — аналогичен эпизоду 3 зоны 4А. Эпизод 5 — в морских отложениях верфенского — анизийского возраста, содержащих окаменелости, развиты прослои основных и ультраосновных лав и туфов, возникших при подводных извержениях, а также мелкие интрузии. Часть ультраосновных пород, возможно, имеет офиолитовый характер. Объем $< 0{,}5$ км^3. Эпизод 6 — внедрение мелких гранитных интрузий (граниты Гемерид) в среднемеловое время. Абсолютный возраст их около 98 млн. лет [36]. Объем 5—10? км^3. Эпизод 7 — в миоценовых отложениях встречаются прослои субаэральных лав и туфов кислого и среднего состава. Связанные с ними крупные интрузии гранодиоритов и диоритов секут деформированные слои триаса.

Общий объем < 50 км^3.

335–342 *Метаморфизм.* Породы элементов *o* и *i* (московского возраста) испытали метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, возможно, не в одну фазу. Этот метаморфизм предшествовал образованию пермской серии «Веррукано» (она несогласно залегает на метаморфизованных породах) и, по-видимому, происходил в позднем (?) карбоне.

С гранитами Гемерид связан слабый контактовый метаморфизм (фации зеленых сланцев), датированный средним мелом. Триасовые отложения испытали метаморфизм гранулитовой фации и фации пироксеновых роговиков, связанный с внедрением гранодиоритовых и диоритовых интрузий, возраст которых считают неогеновым (максимальный возраст — олигоценовый, минимальный — плиоценовый, вероятный — миоценовый). Расположение обеих систем интрузий и контактовых зон подчинено складчатым структурам, и, следовательно, внедрение этих интрузий и контактовый метаморфизм происходили после завершения субгерцинской складчатости.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — элемент *o* несогласно перекрыт московскими отложениями и, возможно, испытал и каледонскую (перед девоном и после силура), и варисскую (до московского века и после раннего карбона) деформации, но подробно об этом ничего не известно. Фаза 2 — астурийские (?) движения, вероятно, захватили элементы *o* и *i* в московское — ранне-пермское время: пермские слои «Веррукано» залегают на более древних породах несогласно. Фаза 3, субгерцинская деформация,— образование складок, надвиговых пластин и разрывов, захвачены элементы *o*, *i*, *h*, *g* и *f* в меловое время, вероятно в туроне. Нижнемеловые породы являются самыми молодыми, испытавшими эту деформацию, а верхне(?)меловые и палеогеновые залегают несогласно на складчатых структурах; кроме того, складчатость предшествовала внедрению гранитных интрузий с абсолютным возрастом 98 млн. лет. Фаза 4, савская деформация,— образование разрывов и мелких надвигов, захвачены все элементы этой зоны, за исключением элемента *j*, в олигоценовое — бурдигальское время, вероятно в аквитанский век. Фаза 5 — формирование разрывов после завершения савской складчатости затронуло все элементы в тортоне — позднем плиоцене.

Таблица 11

Стратиграфия зоны 4С

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Третичные отложения	Плиоцен (?) — олигоцен; морская и пресноводная фауна и флора	Глины, пески, песчаники, конгломераты с вулканогенным материалом кислого состава, угли	500 (?)	0		*j*
	Верхний и средний эоцен; скудная морская фауна	Песчаники, глинистые сланцы; в основании — конгломераты (как в зоне 4В)	> 500	0	< 500	*k* (только в северной части зоны; южнее пресноводные отложения палеогена подстилают миоценовые породы неогеновой Дунайской впадины)
Мел	Верхний (?) мел; литология	Конгломераты	Десятки метров (?)			*f*
	Нижний мел; литология	Известняки	Десятки метров (?)			*f*
Мальм — лейас	Титон (?); аптихи	Кремнистые известняки	Десятки метров (?)			*g*
	Тоар — верхний синемюр (лотарингский ярус); морская фауна	Известняки, глинистые сланцы	20			*g*
Норийский — оленекский ярусы	Норийский — карнийский; морская фауна	Органогенные известняки, доломиты	400	< 100	> 300	*h*
	Ладинский — анизийский; морская фауна	Органогенные известняки, доломиты, глинистые сланцы (радиоляриевые? кремнистые породы)	> 500	< 400	500	*h*
	Верфенский; скудная морская фауна, литология	Глинистые сланцы, песчаники, конгломераты, известняки, радиоляриевые кремнистые породы, железняки, гипс-ангидритовые отложения	1000	< 500	> 500	*h*
Пермь	Морские отложения пермского (?) возраста; литология	Песчаники, глинистые сланцы, прослои известняков	> 500 (?) (650—1000?)			*i*
	«Веррукано» (пермь); литология	Пестрые конгломераты, аркозы, глинистые сланцы с порфировыми лавами и туфами	900	> 500	700	*i*
Карбон	Московский; местами хорошая морская фауна и растения	Слабо метаморфизованные породы: глинистые сланцы, филлиты, граувакки, конгломераты, радиоляриевые кремнистые породы, известняки, доломиты, местами основные эффузивы	1000	80	?	*i*

Продолжение табл. 11

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Раковецкая группа	Нижний (?) карбон — девон (?), по литологии и по соотношению с московским ярусом	Филлиты, кварциты, габбро-диориты, диабазы	> 1000 (1500—2500?)			*o*
Гельницкая группа	Силур (?) — кембрий (?); литология	Филлиты, графитовые сланцы, лидиты, известняки, кварцевые «порфироиды», диабазы	> 1000 (3000—5000?)			*o*

[350–355] *Складки.* В результате деформации фаз 1 и 2 возникли складки всех размеров: от 1 см до 1000 м; углы между крыльями — 20—30°; осевые поверхности наклонены на юг или на север под углом 30—50°; вергентность северная или южная. В результате деформации фазы 3 возникли складки всех размеров; от 1 см до > 1000 м; в любом пересечении зоны есть 2 *складки с амплитудой и длиной волны более* 1000 м; углы между крыльями 90—120°; осевые поверхности вертикальны или наклонены на север или на юг под углом 30—50°; вергентность южная или северная.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 3 относятся к типам 2D—E и 3E в элементе *f*, к типам 1D, 3D, 4E и 5C в элементе *f* и 4D в элементе *h*.

[357] *Карты складок.* Складки в породах раковецкой серии — см. [6].

[366–373] *Разрывы.* Сбросы послепонтского или послелевантинского возраста секут все элементы зоны. На любом отрезке в 10 км на профиле поперек впадины приходится 1—2 разрыва северо-западного — юго-восточного простирания, а на каждый отрезок в 10 км *профиля вдоль впадины — 2—3 разрыва* меридионального (или северо-восточного — юго-западного) простирания. Обе системы разрывов наклонены под углом 40—50°, причем вторая — к центру впадины. Общее смещение в зоне, обусловленное каждой из этих систем, равно: вертикальное — > 1000 м, горизонтальное, вероятно, — < 5 км (ср. [62]).

[374] *Карты разрывов*: [62, 45, 99].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andrusov D.*, Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales, III partie, Tectonique, Rozpr. st. geol. Úst. ČSR, **9**, 1—135, 1938.
2. *Andrusov D.*, Geology of the Czechoslovak Carpathians, 1 (1958), 1—304; 2 (1959), 1—375; 3 (1965), 1—392; Bratislava, Slov. Akad. Vied., 1958—1965.
3. *Andrusov D.*, Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpathen, Mitt. geol. Ges. Wien, **51**, 1960.
4. *Andrusov D.*, Geologie der tschechoslowakischen Karpaten, 1 (1964), 1—263; 2 (1965), 1—443; Berlin, Akademie-Verlag, and Bratislava (Slov. Akad. Wiss. Verlag), 1964—1965.
5. *Andrusov D., Scheibner E.*, Classification of «Klippes» or «Klippen», Int. geol. Congr., **23**, 3, 93—102, 1968.
6. *Bajanik Š.*, Tektonische Analyse der Rakovec-Serie, Sborn. Geol. Vied, Záp. Karpaty, Bratislava, **9**, 49—70, 1968.
7. *Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K.*, Stratigraphie des Karpates Externes Polonaises, Biul. Inst. geol., **181**, 5—173, 1963.
8. *Biely A., Bystrický J., Fusán O.*, De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales, Int. geol. Congr., **23**, 3, 87—92, 1968.
9. *Birkenmajer K.*, Geological guide to the Pieniny Klippen Belt of Poland, Pt. I, 1—135; Pt. II, 1—72; Pt. III, 1—88; Pt. IV, 1—55, Warszawa, Wydawnictwa Geol., 1958.
10. *Birkenmajer K.*, Geological cross-sections of Poland, Pieniny Klippen Belt, Warszawa, Wydawnictwa Geol., 1—20, 1959.
11. *Birkenmajer K.*, Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland, A review of latest researches, Jb. geol. Bundesants., Wien, **103**, 1—36, 1960.
12. *Birkenmajer K.*, Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland, Studia geol. pol., **9**, 1—380, 1963.
13. *Birkenmajer K.*, Outlines of the geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland, Roczn. pol. Tow. geol., **35**, 327—356, 402—407, 1965.
14. *Birkenmajer K.*, Pre-Eocene fold structures in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) of Poland, Studia geol. pol., **31**, 1—77, 1970.
15. *Birkenmajer K., Nairn A. E. M.*, Paleomagnetic studies of Polish rocks, I. The Permian igneous rocks of the Krakow District and some results from the Holy Cross Mountains, Roczn. pol. Tow. geol., **34**, 225—244, 1964.
16. *Birkenmajer K., Nairn A. E. M.*, Palaeomagnetic investigations applied to the Neogene andesites of the Pieniny Mts., Polish Carpathians, Reports Carpatho-Balkan. Geol. Ass., 7th Congr., Sofia, 1965, **6**, 187—190, 1965.
17. *Birkenmajer K., Nairn A. E. M.*, Palaeomagnetic studies of Polish rocks, III. Neogene igneous rocks

of the Pieniny Mountains, Carpathians, Roczn. pol. Tow. geol., **38**, 475—498, 1969.
18. *Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е.*, Краткий очерк строения и истории развития Восточных Карпат, Изв. Выс. учебн. зав., Геология и разведка, 1958.
19. *Borucki J., Saldan M.*, Radioactivity and absolute age (K-Ar) of crystalline rocks in bore-hole Rzeszotary IG-2, Kwart. geol., **9**, 1—16, 1965.
20. *Bouvet J.*, Anomalies de Bouguer — Europe, Afrique (1 : 10 000 000), Paris, Ass. Int. Géod., Bur. Gravim. Int., 1965.
21. *Burchart J.*, Remarks on the directions of the slickensides and fault striae in the crystalline rocks of the Goryczkowa «crystalline island» in the Tatra Mountains, Acta geol. pol., **13**, 27—42, 1963.
22. *Burchart J.*, Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains, Poland, Am. J. Sci., **226**, 895—907, 1968.
23. *Cambel B.*, Die Tektonite der kleinkarpatischen Granitoiden Gesteine, Geol. Sb. Bratisl., **7**, 143—189, 1956.
24. *Dabrowski A.*, Gravimetric map of Poland, 1 :1 000 000, Gravimetric anomalies gö — γo Bouguer, Geological atlas of Poland, Pl. 10, Warszawa, Inst. Geol., 1954.
25. *Dabrowski A., Karaczun K.*, Magnetic map of Poland, 1 : 1 000 000, ΔA anomalies of vertical component «Z» of Earth's *magnetism, Geological atlas of* Poland, Pl. 9, Warszawa, Inst. Geol., 1956.
26. *Dżułyński S., Ksiażkiewicz M., Kuenen Ph. H.*, Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains, Bull. geol. Soc. Am., **70**, *1089—1118*, 1959.
27. *Fajklewicz Z.*, Approximierung der Regionalfelder der Schwerkraft durch Polynome höherer Grade im Lichte der Möglichkeit über ihrer numerischen Ausrechnung, Freiberger Forsch Hft (C), **98**, 1—62, 1961.
28. *Fajklewicz Z.*, Origin of gravity anomalies in the central part of the Fore-Carpathian Depression, Roczn. pol. Tow. geol., **33**, 471—491, 1963.
29. *Fajklewicz Z.*, Thickness and structure of the Earth's crust in Poland, Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., Upper Mantle Comm., Selected Problems of Upper Mantle Investigations in Poland, Warszawa, Pol. Sci. Publ., 61—65, 1967.
30. *Grochocka K.*, Mesostructures investigated in the Niedzica gap, Acta geol. pol., **18**, 205—231, 1968.
31. *Gunzert G.*, Salzfolge und Bau der Kalisalz-Lagerstätte von Stebnik im ukrainischen Subkarpatikum, Geotekt. Forsch., **26**, 1—59, 1967.
32. *Guterch A., Uchman J., Wojtczak-Gadomska B.*, Investigations on the Earth's crustal structure in Poland by means of deep seismic soundaings, Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., Upper Mantle Comm., Selected Problems of Upper Mantle Investigations in Poland, Warszawa, Pol. Sci. Publ., 115—127, 1967.
33. *Harland W. B., Smith A. G., Wilcock B.*, eds., The Phanerozoic Timescale, London, Geological Society, 1964.
34. *Jaroszewski W.*, Geology of the upper part of the Kościeliska Valley in the Tatra Mountains, Acta geol. pol., **15**, 429—499, 1965.
35. *Jaroszewski W.*, Curved fault striae and the mechanism of faulting, Acta geol. pol., **18**, 233—238, 1968.
36. *Kantor J.*, $^{40}A/^{40}K$ Methode zu absoluten Altersbestimmungen und das Alter des Gemeriden Granites von Beltiar, Zips-Gömörer Erzgebirge, Geol. Pr. Bratisl., Zprávy, **11**, 188—200, 1957.
37. *Kantor J.*, Das Alter gewisser Granitoide und kristallinen Schiefer der Hohen Tatra nach dem radioaktiven Zerfall von K^{40}, Geol. Sb., Bratisl., **10**, 89—96, 1959.
38. *Kantor J.*, Die kretazischen orogenen Prozesse im Lichte der geochronologischen Untersuchungen kristallinen Schiefer der Kohút-Zone (Tatroveporiden), Geol. Pr. Bratisl., Zprávy, **19**, 1960.
39. *Kantor J.*, Beitrag zur Geochronologie der Migmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins, Geol. Pr. Bratisl., Zprávy, **60**, 303—317, 1961.
40. *Kárník V.*, Neue seismische Karten der Tschechoslovakei, Geofys. Sb., **88**, 233—252, 1958.
41. *Kárník V., Michal E., Molnár A.*, Erdbebenkatalog der Tschechoslovakei bis zum Jahre 1956, Geofys. Sb., **70**, 411—598, 1957.
42. *Kislow A.*, The seismic exploration of the basement of the Flysch Carpathians as the further stage in the development of the applying *of the seismic methods, Geofiz. i.* Geol. Naft., Kraków, **5—6**, 125—132, 1966.
43. *Klimaszewski M.*, The morphology of the Podhale region, Carpathians, Gzas. geogr., **21—22**, 237—250, 1950—1951.
44. *Klimaszewski M.*, The geomorphological development of Poland's territory in the pre-Quaternary period, Polish Geogr. Rev., **30**, 1—43, 1958.
45. *Kodym O. et al., eds.*, Regional geology of Czechoslovakia, Geological atlas 1 : 1 000 000, Prague, Geol. Surv. of Czechoslovaika, 1967.
46. *Komorowska-Blaszczyńska M.*, Disturbed Lower Sarmatian deposits in the cross-sections of the marginal zone of the Carpathians, Spraw. Posied. Kom. Nauk Geol. Pol. Akad. Nauk, **11**, 759—800, 1968.
47. *Kotański Z.*, Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras, Acta geol. pol., **11**, 187—474, 1961.
48. *Kotański Z.*, On the character of the Western Carpathian Mesozoic geosyncline and the Podhale epimiogeosyncline, Acta geol. pol., **13**, 13—26, 1963.
49. *Kotásek J., Krs M.*, Palaeomagnetic study of tectonic rotation in the Carpathian Mountains of Czechoslovakia, Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., **1**, 39—49, 1965.
50. *Książkiewicz M.*, The Jurassic and Cretaceous of Bachowice, Roczn. pol. Tow. geol., **24**, 121—405, 1956a.
51. *Książkiewicz M.*, Geology of the Northern Carpathians, Geol. Rdsch., **45**, 369—411, 1956b.
52. *Książkiewicz M.*, Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline, Geol. Rdsch., **50**, *8—31, 1960.*
53. *Książkiewicz M.*, Évolution structurale des Carpathes Polonaises, Livre P. Fallot, **2**, 529—562, Paris, Soc. Géol. France, 1963.
54. *Książkiewicz M.*, Geology of the Babia Góra region, *Guide to* excursions, 39th Ann. Meetings, Geol. Soc. Poland, 5—58, 1966.
55. *Książkiewicz M., ed.*, Regional geology of Poland, **I**, Carpathians, pt. 1, Stratigraphy, 1951; pt. 2, Tectonics 1953, Geol. Soc. Poland, 1951—1953.
56. *Książkiewicz M., ed.*, Geological atlas of Poland, Stratigraphic and facies problems, Fasc. 13, Cretaceous and early Tertiary in the Polish External Carpathians, Inst. Geol. Warszawa, 1962.
57. *Książkiewich M., Wieser T.*, Upper Cretaceous volcanism in the Carpathian Flysch geosyncline, Bull. Acad. pol. Sci. Cl. III, Chim. etc., **2**, 199—201, 1954.
58. *Кульчицкий Я. О.*, Схема тектонического районирования Восточных Карпат, Геологич. сб., Львов, 5—6, 1958.
59. *Leško B., Nemčok J., Koráb T.*, Le flysch des montagnes d'Uh, Geol. Pr. Bratisl., Zprávy, **19**, 65—94, 1960.
60. *Mahel' M.*, Tektonik der Zentralen Wetskarpaten, Geol. Pr. Bratisl., **60**, *11—50*, 1961.
61. *Mahel' M.*, Some common features and particularities of Carpathians and Alps, Int. Geol. Congr., **23**, 3, 77—86, 1968.
62. *Mahel' M., Buday T., eds.*, Regional geology of Czechoslovakia *V, II, The West Carpathians*, Academia, Praha, 1968.
63. *Maloszewski S.*, An important magnetic anomaly in the vicinity of Jordanów, Carpathians, Przegl. geol., **6**, 242—247, 1956.
64. *Maloszewski S.*, Magnetic *measurements of andesite* occurrences in the vicinity of Szczawnica, Pol. Acad. Sci. Geol. Trans., **10**, 1—140, 1962.
65. *Marschalko R.*, Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of central West-Carpathians, Geol. Zb. Geol. Carpath. Bratisl., **19**, 69—94, 1968.
66. *Marschalko R., Gross P.*, Identifizierung der Bruchtektonik im östlichen zentralkarpatischen Paleogen, Geol. Pr. Bratisl., Zprávy, **44—45**, 95—103, 1968.
67. *Máška M., Matějka A., Zoubek V.*, Tectonik development of Czechoslovakia, Praha, Akademia, 1960.
68. *Mituch E.*, The results of the Hungarian-Soviet DSS cooperation along the IIIrd International Profile, Geofiz. Közl., **17**, 8—11, 1968.
69. *Mittuch E., Posgay K., Sollogub V. B., Tchekunov A. V., Khilinskij L. A.*, Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR), Geofiz. Közl., **17**, 17—21, 1968.
70. *Monnet F.*, Anomalies isostatiques (Airy — 30 km) — Europe, Afrique (1 : 10 000 000), Paris, Ass. Int. Géod., Bur. Gravim. Int., 1962.
71. *Ney R.*, The role of the «Cracow bolt» in the geological history of the Carpathian fore-deep and the distribution of oil and gas, Pol. Acad. Sci. Geol. Trans., **45**, 1—82, 1968.
72. *Nairn A. E. M.*, Palaeomagnetic *investigations of the Tertiary and*

Quaternary igneous rocks, II. A palaeomagnetic study of the Central Slovakian Province, Geofys. Sb., **252**, 359—431, 1966.
73. *Nairn A. E. M.*, Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks, III. A palaeomagnetic study of the East Slovak Province, Geol. Rdsch., **56**, 408—419, 1967.
74. *Nowak J.*, Esquisse de la tectonique de Pologne, II Réun. Géogr. et Ethn. Slaves en Pologne, Kraków, 1927.
75. *Olczak T.*, Gravimetric map of Poland, Biul. Inst. geol., **64**, 1—59, 1951.
76. *Orkisz H.*, Die Berechnung der erdmagnetischen Vertikalintensität im Untergrund und ihr Zusammenhang mit dem geologischen Untergrund, Abh. geomagn. Inst. Potsdam, **29**, 82—93, 1962.
77. *Orkisz H., Nickel S., Schlachta K.*, A map of the vertical anomaly ΔZ for the area of the Western and Middle Carpathians and their Foreland, Geofiz. i Geol. Naft., Kraków, **1—3**, 97—99, 1965.
78. *Parachoniak W.*, Miocene pyroclastic deposits on the foreland of the Polish Carpathians, Pol. Acad. Sci. Geol. Trans., **11**, 1—77, 1962.
79. *Pesl V.*, Lithofacies of Paleogene in the Magura Unit of the Outer Carpathian Flysch on the territory of Czechoslovakia and Poland, Zborn. Geol. Vied., Záp. Karpaty, Bratislava, rad ZK **9**. 71—117, 1968.
80. *Plewa S.*, Regional picture of geothermal parameters of the Polish area, Prace Geofiz. i Geol., Kraków, **1**, 1—88, 1966.
81. *Plewa S.*, Measurement results of the surface heat flow on the Polish territory, Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., Upper Mantle Comm., Selected Problems of Upper Mantle Investigations in Poland, Warszawa, Pol. Sci. Publ., 103—113, 1967.
82. *Popelař J.*, Schwerenfeld und Isostasie in den tschechoslowakischen Karpaten, Geofiz. Közl., **17**, 105—115, 1968.
83. *Prey S.*, Gedanken über Flysch und Klipenzonen in Österreich anlässlich einer Excursion in die polnischen Karpaten, Verh. geol. Bundesants., Wien, 1960, 2, 197—214, 1960.
84. *Rakusz G.*, Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšina) und Nagyvisnó, Geologica hung., Ser. Pal., **8**, 1930.
85. *Roth Z.*, Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Flyschzone von Westkarpaten zum Karpatenvorland und zu den Zentralkarpaten, Geol. Pr. Bratisl., Zprávy, **28**, 5—22, 1963.
86. *Roth Z.*, Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen der Alpen und Karpaten, Geol. Pr. Bratisl., Zprávy, **42**, 29—49, 1967.
87. *Roth Z.*, Unmetamorphosed sedimentary formations of Czechoslovakia, Int. geol. Congr., **23**, Guide to Exc. 2A-C, 1—51, 1968.
88. *Roth A., Matějka A.*, The geology of the Magura Flysch Group in the northern river basin of the Váh between Bytča and Trenčín, Rozpr. ústred. Úst. geol., **22**, 1—332, 1956.
89. *Sawicki L.*, On the physiography of the West Carpathians, Archiwum nauk, Lwów, II, **1**, 5, 1909.
90. *Scheibner E.*, The possibility of palaeogeographical reconstructions in the Klippen Belt on the basis of analysis of tectonic building, Geol. Sb. Bratisl., **14**, 29—35, 1963.
91. *Седлецкий А., Семененко Н. П., Зайдис Б. Б., Демиденко С. Г.*, Возраст кристаллического фундамента Польских Карпат и т. д., в кн.: *Афанасьев Г. Д.*, ред., Определения абсолютного возраста тектоно-магматических циклов и стадий рудной минерализации, М., АН СССР, Комитет по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР, 1966.
92. *Sikora W., Wieser T., Żgiet J., Żytko K.*, Tuff horizons in the Menilite-Krosno Series of the Flysch Carpathians, Bull. Acad. pol. Sci. Sér. Sci. chim. géol. géogr., **7**, 487—503, 1959.
93. *Slávik J., Danilovich L. G., Čverčko J., Rudinec R.*, Tectonics and subsequent volcanism in the western part of East Carpathians, Int. geol. Congr., **23**, 2, 61—71, 1968.
94. *Sokolowski S.*, Geological cross-sections of Poland, Tatra Mountains, Warszawa, Wydawnictwa Geol., 1—11, 1958.
95. *Sokolowski S., ed.*, Carte géologique des Karpates polonaises (sans formations quaternaires), 1 : 900 000, Warszawa, Inst. Geol., 1967.
96. *Sokolowski S., ed.*, Geological structure of Poland, I, Stratigraphy, pt. 1, Pre-Cambrian and Palaeozoic, Warszawa, Inst. Geol., 1968.
97. *Starkel L.*, Morphological development of the escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzciana, Geogr. Studies, Warszawa, **11**, 1—152, 1957.
98. *Stille H.*, Der geotektonische Werdegang der Karpathen, Beih. geol. Jb., **8**, 1953.
99 *Svoboda J.*, Synoptic geological map of Czechoslovakia, 1 : 1 000 000, Praha, Ústr. Úst. Geol., 1964.
100. *Świderski B.*, On the tectonic problems of the Northern Carpathians, Trav. Serv. géol. Pol., **8**, 1—142, 1952.
101. *Szénás G.*, The crustal structure of the Carpathians Basin, Geofiz. Közl., **17**, 17—37, 1968.
102. *Tanni L.*, On the isostatic structure of the Earth's crust in the Carpathian countries and the related phenomena, Annls. Acad. Sci. Fenn., A III, Geol. Geogr., 1942.
103. *Tolwiński K.*, The Pokucie Carpathians, Acra geol. pol., **1**, 159—255, 1950.
104. *Tolwiński K.*, The chief tectonic elements of the Carpathians Mountains, Acra geol. pol., **6**, 75—226, 31—43, 1956.
105. *Uhlig V.*, Über die Tektonik der Karpathen, Sber. Akad. Wiss. Wien, **116**, 1907.
106. *Вялов О. С.*, Геологическое строение Закарпатской Украины, Тр. Научн. Геол. Сов. по нефти, УССР, Изд-во АН УССР, Киев, 291—310, 1949.
107. *Вялов О. С.*, Краткий очерк истории развития Восточных Карпат, Тр. Львовск. Геол. Общ., сер. геол., № 3, 1953.
108. *Вялов О. С.*, Основные проблемы тектоники Карпат, Геология и геохимия горючих ископаемых, Изд-во АН СССР, сб. 1, 1965а.
109. *Вялов О. С.*, Глубинные разломы и тектоника Карпат, Геол. сб., Львов, 9, 1965б.
110. *Vialov O. S.*, Some general considerations concerning tectonic zones in the Carpathians and their nomenclature, Roczn. pol. Tow. geol., **37**, 189—206, 1967.
111. *Wdowiarz S.*, Geological cross-sections of Poland, Flysch Carpathians, Warszawa, Wydawnictwa Geol., 1—15, 1959.
112. *Wdowiarz S., Nowak W.*, eds., Karpates externes, Guide des excursions, Ass. Géol. Karpato-Balkan., VI Congr., Varsovie-Cracovie, 1963, 1—199, 1963.
113. *Wieser T.*, The ophiolite from Osielec, Roczn. pol. Tow. geol., **21**, 319—326, 1951.
114. *Wieser T.*, The igneous rocks of Bachowice (Western Carpathians), Roczn. pol. Tow. geol., **22**, 223—273, 1954.
115. *Wyrzykowski T.*, Geodetical elaboration of a map of recent vertical movements of the surface of the Earth's crust on the area of Poland, Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., Upper Mantle Comm., Selected Problems of Upper Mantle Investigations in Poland, Warszawa, Pol. Sci. Publ., 61—65, 1967.
116. *Zátopek A.*, Die seismische Karte der Tschechoslowakei, Geofys. Sb., **70**, 599—618, 1957.
117. *Znosko J., ed.*, Geological Atlas of Poland, 1 : 2 000 000, Warsaw, Geol. Inst., 1968.

ЭЛЛИНИДЫ

А. Д. Смит[1] *и Э. М. Морс*[2]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Эллиниды стали классическим регионом в основном со времени исследований Обуэна и его сотрудников, которые интерпретировали структуры с точки зрения развития и деформации элементов крупной геосинклинали. К тому же этот район представляет собой пример весьма хорошо документированного складчатого пояса, в котором в течение мелового и третичного времени структуры сжатия развивались постепенно в последовательно сменяющих друг друга зонах и крупные смещения покровов надвиговых пластин могут быть оценены количественно.

В плане Эллиниды образуют отрезок прямой длиной 500 км, сочленяющийся на юге с дугой длиной 600 км по внешнему краю. За границу Эллинид с Динаридами условно принята линия Скутари — Печ, фиксирующая замыкание нескольких важных фациальных поясов [1]. Вероятно, это сложный трансформный разлом. Внешняя граница Эллинид — граница со стороны Средиземного моря — проводится здесь по вероятному пределу развития третичных надвигов, как на островах Кефаллиния и Левкас, или по изобате 1000 м. Внутренняя граница Эллинид проводится по линии Стримон — структуры, возможно трассирующей надвиг во Фракии, который имеет юго-западное падение. Эта линия является сочленением Эллинид и Родопской зоны, за пределами которой располагаются Балканы. Ширина складчатого пояса между этими границами изменяется от 700 м (между Критом и Александруполисом) до 425 км (от Корфу до Драмы).

Сегмент. Здесь рассматриваются только северо-западные Эллиниды. Выбранный сегмент к югу от северной границы Греции протягивается по простиранию на 200 км (фиг. 1).

Зоны. Северо-западные Эллиниды делятся на 10 зон (окаймленных на юго-западе и северо-востоке еще двумя зонами): Родопская, Сербско-Македонская, Пеонийская, Пайконская, Алмопийская, Пелагонийская, Отрисская, Парнасская, Пиндская, Гаврово-Триполисская, Ионическая, Паксосская. Они развивались как четкие фациальные пояса, а сейчас представлены серией перекрывающих друг друга пластин, надвинутых в юго-западном направлении.

Шесть северо-восточных зон содержат офиолиты и юрский флиш, метаморфизованные в мезозойско-третичное время. В Пеонийской зоне есть верхнеюрские граниты. В Отрисской зоне также есть офиолиты, и местами в ней проявился метаморфизм. Пять внешних зон надвинуты, но послепалеозойские отложения в них не метаморфизованы. Для Парнасской, Пиндской и Ионической зон типичны в основном отложения прогибов флишевого типа, перекрывающие неритовые или пелагические карбонатные толщи, в Гаврово-Триполисской и Паксосской зонах преобладают карбонатные и эвапоритовые отложения. Как полагают, юго-западнее подвижного пояса Паксосская зона представляет собой автохтон.

Геологическая история. О докембрийской истории Эллинид в сущности ничего не известно. Местами в северной Греции встречаются граниты, возраст которых определяется как нижнеордовикский, верхнекаменноугольный и нижнепермский — нижнетриасовый. Вероятно, вся область, за исключением некоторых зон на северо-востоке, подстилается континентальным фундаментом различного, но палеозойского возраста. В зонах, составляющих исключение, мощные ультраосновные породы могут представлять остатки мезозойского океанического основания, а параллельная зона юрского вулканизма может быть нарощенным послепалеозойским краем континента или островной дугой.

Сегмент в целом интенсивно деформирован в послепалеозойское время, но только в северо-восточной части его проявились послепалеозойский вулканизм, региональный метаморфизм и интрузивный магматизм. В триасовое время большая часть сегмента представляла собой покрытую карбонатными отложениями платформу. Частично в триасе, но в основном в юрское время последняя была «взломана», возможно, в результате образования в пределах Эллинид одной или нескольких небольших океанических впадин. Возникшие при этом неоднородности подводного рельефа могли обусловить частые смены фаций, широко распространенные в юрских и меловых, в основном неритовых и пелагических, карбонатных отложениях. В позднеюрское — раннемеловое время на се-

[1] *Smith A. G.*, Sedgwick Museum, Cambridge, CB2 3EQ.

[2] *Moores III E. M.*, Dept. of Geology, University of California, Davis, California 95616, U.S.A.

ФИГ. 1. Границы Эллинид и описываемого сегмента (покрыт крапом).

Районы вулканизма по [29]; батиметрия по Тектонической карте Европы (1964 г.). *S* — территория сегмента; *A* — участок детально изученный Обуэном. *I* — действующие вулканы: *1* — Метана; *2* — Санторин; *3* — Нисирос. *II* — Сольфатарные или фумарольные поля: *4* — Сусаки; *5* — Милос, *6*, *7* — Кос.

веро-востоке внедрялись граниты, внедрение их сопровождалось региональным метаморфизмом, тектоническим перемещением офиолитов и формированием спилитов, кератофиров и флишеподобных осадков. В позднемеловое время на большей части Эллинид были восстановлены платформенные условия с карбонатной седиментацией. В третичное время на северо-востоке формировались мощные флишеподобные толщи, распространяющиеся постепенно в юго-западном направлении, причем в каждой зоне флиш вскоре после отложения перекрывался надвигами. Надвиги были активными вплоть до плиоценового времени, и перемещение их за третичную эпоху в целом превышает 200 км. К востоку от Эллинид в ядра крупных антиформ внедрились тела олигоценовых синтектонических гранитов с восточным простиранием; внедрение сопровождалось региональным метаморфизмом. Как связана с Эллинидами эта восточная складчатая зона, являющаяся частью Родопского массива, неизвестно. В северо-восточных

Эллинидах в двух впадинах выше флиша накапливались мощные молассоподобные отложения. В восточной впадине (Вардарский прогиб) с молассами переслаиваются верхнетретичные кислые и средние вулканические породы; однако в западной впадине (Мезоэллинский прогиб) проявления магматизма отсутствуют. Осадконакопление в обеих впадинах было синхронным с отложением флиша в Западных Эллинидах. Область характеризуется высокой сейсмической активностью.

2. Форма складчатого пояса в плане

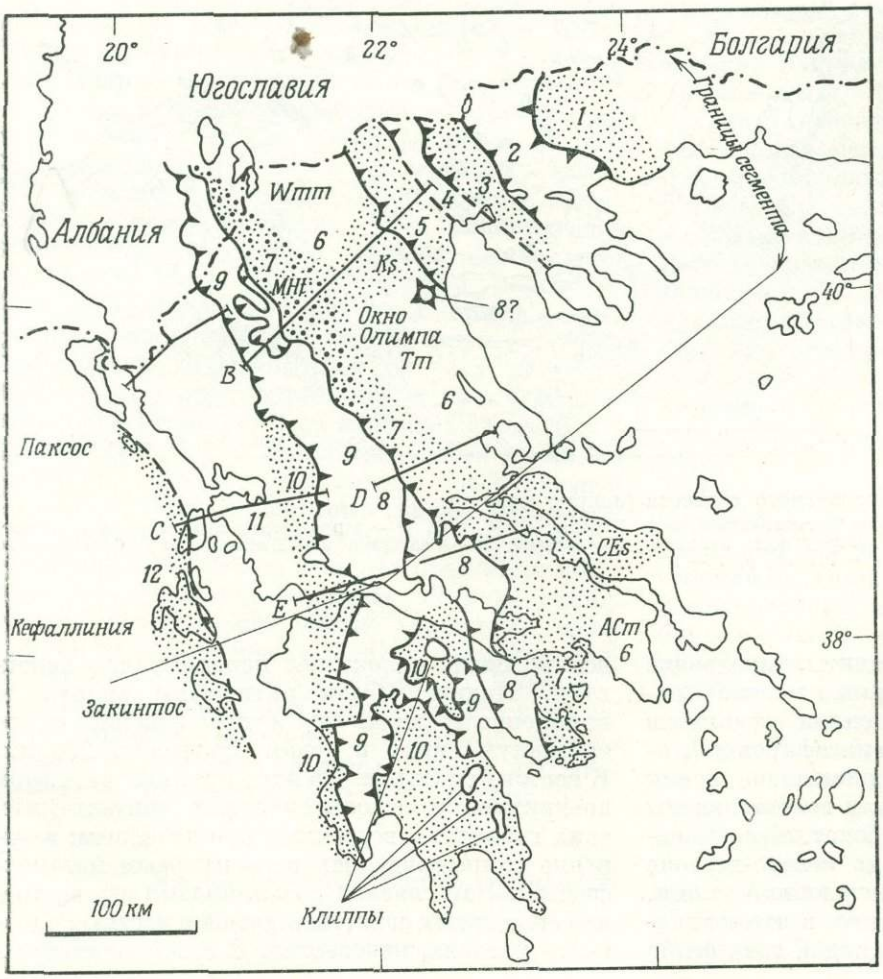
[16,17] *Зоны 6—11 продолжаются за пределы* рассматриваемого сегмента как на северо-запад, так и на юго-восток. Зона 12 и части зон 1—5 на юго-востоке уходят в море; в западной Турции могут быть аналогичные зоны, но точной корреляции нет.

[22,23] Югославские Динариды и Северные Эллиниды линейны, т. е. лежат на дуге большого круга. Южные Эллиниды дугообразны (радиус дуги 300 км, координаты центра дуги 37°30′ с.ш., 25°30′ в. д.) и соединяются с другим дугообразным поясом — Тавридами Турции.

3. Поверхность сегмента *в высотных отметках*

[30] Наибольшие высоты (5% площади) — 1500 м. Наивысшие отметки (5%) обнаженных частей: [31] северо-восточной границы пояса — 500 м; [32] юго-западной границы пояса — 1000 м.

[33] *Поверхности выравнивания намечаются как* по вершинам, так и на более низких уровнях, однако детально они не изучены. Для плейстоценового поднятия Самофракии приняты уровни 450 и 900 м [44]. См. также [1, 12] и по юго-востоку сегмента [17].



ФИГ. 2. Структурные зоны Северных Эллинид.

Показаны также надвиги и линии профилей (*A* — *E*), изображенных на фиг. 6. *Wmm* — Западно-Македонский массив; *Ks* — антиклиналь Козани; *MHt* — Мезоэллинский прогиб; *Tm* — Фессалийский массив; *CEs* — антиклиналь центральной Эвбеи; *ACm* — Аттико-Кикладский массив.

4. Геофизические данные

[38,39] *Гравиметрические данные.* Для сегмента и смежных территорий существуют карты: гравитационных аномалий в редукции Буге с интервалом в 25 мгал [68] и с интервалом в 20 мгал [22], изостатических аномалий (с интервалом 50 мгал [48]) и аномалий в свободном воздухе (с интервалом 20 мгал [47]).
[41–43] Некоторые районы в окрестностях сегмента, в особенности близ Крита, изостатически не уравновешены и характеризуются гравитационными аномалиями, согласующимися с основными чертами рельефа и тектоническими простираниями.
[45] *Региональные магнитные данные.* Составлены магнитные и гравиметрические профили от Северной Африки до Эгейского моря [20]. Закартировано остаточное магнитное поле к югу от сегмента [72]. Для моря есть карта остаточных аномалий с интервалом между изолиниями 50 гамм [47].
[56–65] *Региональные сейсмические данные.* С использованием преломленных волн построен профиль через Динариды, примерно в 300 км северо-западнее сегмента [70]. Средняя мощность земной коры в районе Афин по поверхностным и объемным волнам оценивается в 42 км (скорость волн P в основании коры — 6,88 км/с, скорость волн P под поверхностью Мохоровичича — 7,87 км/с) [63]. Папазахос, Мандалос и Полату [66] проанализировали прохождение поверхностных волн к Афинам; для объяснения дисперсии волн Лява и Рэлея высказано предположение о наличии слоя низких скоростей на глубинах от 130 до 230 км. [67] *Палеомагнитные данные.* Есть определения плиоцен-четвертичных направлений намагничения [8].

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность.* Регион характеризуется высокой сейсмической активностью [24, 25, 65, 64, 51].
[75] *Движения за историческое время.* Отмечается [23], что на Пелопоннесе, южнее сегмента, на эвстатические колебания накладывались неупорядоченные тектонические движения (поднятия и опускания). Тектонические смещения, как полагают на основании изучения классических археологических стоянок, достигали примерно 1 м за 1000 лет. См. также [15] и [19].

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшие недеформированные породы принадлежат к верхнеэоценовым мезоэллинским отложениям зоны 7 [7]. В остальных местах самые древние из недеформированных пород имеют обычно олигоценовый или миоценовый возраст (например, антиклиналь Козани в зоне 7).
[83] Самыми молодыми деформированными отложениями являются нижнеплиоценовые в зоне 11 [39].
[76–80] В пределах фундамента складчатого пояса известны породы дотриасового возраста (зона 10, юго-восточнее сегмента) и, возможно, допермские (зона 7). Возраст гранитов нижнеордовикский и нижнепермский — нижнетриасовый (зона 7 [48]). Северо-западнее пояса возраст пород фундамента колеблется от доордовикского (зона 2, возраст основывается на корреляции с районами Югославии и Болгарии) до башкирского — верхнекаменноугольного (зона 2, изотопная датировка метаморфических пород и пегматитов [9]).

7. Осадконакопление

[106] Воздействие деформации не принималось во внимание при оценке стратиграфической мощности толщ [98].
[107] В некоторой части пояса до- и синорогеническое осадконакопление продолжалось непрерывно.
[108] Наиболее значительные эрозионные поверхности развиты на следующих уровнях: предэоценовом — послемеловом и предкарнийском (зона 1); предверхнетретичном, возможно послемеловом, и предтриасовом — послеверхнекаменноугольном (зона 2); предсреднеэоценовом — после начала мела (зона 3); среднеэоценовом и предверхнеальбском — послеваланжинском (зона 4); предплиоценовом — послесреднеэоценовом (?) и предверхнеаптском — после«титонском» (зона 5); нижнеплиоценовом — верхнемиоценовом, нижнеолигоценовом — верхнеэоценовом, возможно палеоценовом, и предальбском — послеготеривском (зоны 6 и 7); верхнеэоценовом (?), пред«титонском» — послекимериджском (бокситовый горизонт) и предконьякском — послеаптском (бокситовый горизонт) (зона 8); миоценовом — олигоценовом (?) (зона 9); палеоценовом (зона 10); нижнемиоценовом и на уровне средняя юра — верхи нижней юры (небольшие перерывы или только несогласие) (зона 11).

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91]Фаза и район ее проявления	[92]Характер движений	Возраст [94]минимальный / [93]максимальный	[95]Обоснование возраста
5 Зоны 10—12	Складчатость и образование надвигов	Плейстоцен / Ранний миоцен	Толщи нижнего миоцена смяты в складки и нарушены разрывами (зона 10); несогласие внутри толщ нижнего миоцена (зона 11); миоцен-плиоценовые *отложения смяты в складки* и рассечены разломами (зона 12)
4 Зоны 3, 8, 9	Складчатость и образование надвигов	Предплиоценовый / Послесреднеэоценовый	Несогласие между предполагаемым плиоценом и средним или верхним *эоценом (зона 9) и средним или* верхним эоценом (зона 8); зона 3 [54]
3 Зоны 7, 10, 11	Быстрое осадконакопление (>6 км в зоне 7; около 6,4 км в зоне 10; >7, 6 км в зоне 11)	Ранний миоцен / Поздний эоцен	Отложения содержат органические остатки
2 Зона 6	Складчатость, возможно, *метаморфизм и гранитные* интрузии	Послеэоценовый / Эоцен (?)	Эоценовые (?) толщи, местами хлоритизированные, несогласно перекрываются постэоценовыми отложениями. Граниты, возможно, этого же возраста
2 Зоны 1—5 и 7	Складчатость и надвиги; граниты в зонах 4 и 5, вероятно, сопровождаются метаморфизмом во всех зонах; в зонах 1 и 2 граниты дают более молодой возраст (средний миоцен — ранний олигоцен и средний эоцен — ранний миоцен *соответственно*)	Предраннеолигоценовый / Последатский	Предполагается несогласие между эоценовыми (?) отложениями и меловыми филлитами (зона 1); K-Ar- и Rb-Sr-данные по слюдам [58, 37, 48] (зона 2); несогласие между надвинутыми датскими — среднеэоценовыми (?) гранитами и покрывающими нижнеолигоценовыми отложениями (зона 4); несогласие между данием или средним эоценом (?) и плиоценом (зона 5); предполагаемое несогласие между *предполагаемыми маастрихтскими* или датскими отложениями и вышележащим верхним эоценом (зона 7)
1 Зоны 2—6	Складчатость и метаморфизм	Предальбский / Посткимериджский	K-Ar-данные по амфиболитам [37]; валанжинские породы метаморфизованы и перекрыты верхним альбом (зона 4); сеноман залегает несогласно на юрских (?) мраморах и офиолитах; а также складки, линейность и сланцеватость *в глыбах аптских пород* (зона 6 и по аналогии зона 5)
1 Зоны 5—7	Становление офиолитов (возможно, надвигание *океанического дна на* континент)	Предальбский / Посткимериджский	В зоне 7 офиолиты, возможно надвинутые на кимеридж, согласны с «*титонскими*» *или нижнемеловыми* отложениями и несогласно перекрыты альбом; предполагается, что офиолиты зон 5 и 6 являются аналогами офиолитов зоны 7

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

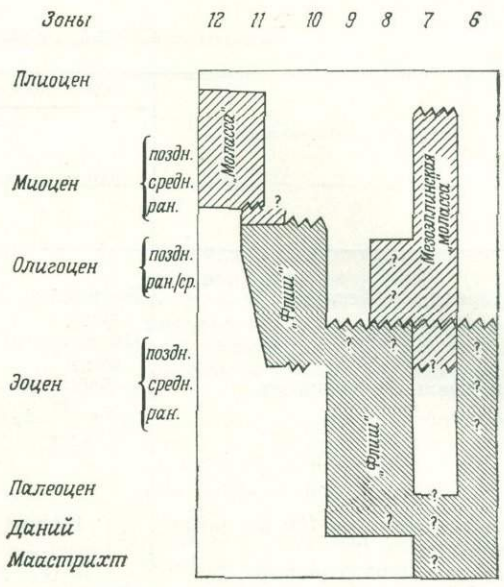
	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента на юго-западе
	доорогеническое	синорогеническое (деформированные осадки)	синорогеническое (недеформированные осадки)	
[97] Интервал возраста *от* *до*	Возможно, оксфорд Предкарнийский	Нижний плиоцен «Титон»— кимеридж	Голоцен Верхний эоцен	Голоцен «Титон»
[98] Максимальная мощность	> 5500 м (зона 11)	9500 м (зона 11 — все отложения); > 15 000 м (зона 7, в основном офиолиты)	> 6200 м (зона 7)	> 1700 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента; *вероятная ошибка оценки*	10^5 км^3 (?)	10^5 км^3 (?)	10^4 км^3 (?)	10^4 км^3 (?)
[100] Преобладающие фации	Карбонатные	Флиш (офиолиты из подсчета исключены)	Обломочные	Карбонатные
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки				
[101] Преобладающие фации	75±25%	50±30%	80±15%	60±30%
[102] *Вулканические породы*	2±2%	20±10%	10±5%	
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	75±25%	20±10%	1±1%	
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 90%	1±1%	1±1%	1±1%	

8. Структурные соотношения

[111–116] В сегменте существует девять разломов, которые либо пересекают больше одной зоны, либо разделяют зоны. Эти разломы имеют следующие особенности. Разлом 1, линия Стримон (контакт зон 1 и 2),— пологий надвиг со смещением с запад-юго-запада (240°) на восток-северо-восток (60°); движения предшествовали какой-то части эоцена, смещение больше 25 км; развита милонитовая зона мощностью более 50 м [43]. Разлом 2, Сербско-Македонский надвиг (контакт зон 2 и 3),— пологий надвиг с перемещением с восток-северо-востока (60°) на запад-юго-запад (240°); движения, вероятно, предшествовали какой-то части третичного времени; величина смещения неизвестна, но, возможно, она того же порядка, что у разлома 5. Разлом 3, Пеонийский надвиг (контакт зон 3 и 4),— в деталях аналогичен разлому 2; движения, вероятно, предсреднеэоценовые. Разлом 4, Пайконский надвиг (контакт зон 4 и 5),— детали, как у разлома 2; движения начались в датское — предсреднеэоценовое (?) время, возможно в палеоцене, и прекратились в предсреднеэоценовое время, возможно в раннем эоцене. Разлом 5, Алмопиасский надвиг (контакт зон 5, 6 и 7),— пологий надвиг с перемещением с восток-северо-востока (60°) на запад-юго-запад (240°); движения начались в послемаастрихтское время, возможно в палеоцене, и прекратились перед плиоценом, возможно в миоцене; смещение больше 10 км. Разлом 6, Отрис-Пелагонийский надвиг (часть контакта зон 6—7 и 8—9),— пологий надвиг с перемещением с восток-северо-востока (60°) на запад-юго-запад (240°); движения начались на западе *после позднего эоцена (приабон)* [1], *возможно* в миоцене; на востоке движения прекратились в позднем (?) эоцене или в более позднее время, поскольку в 20 км западнее началось тогда отложение мезоэллинских толщ; возможно, движения прекратились в плиоценовое время; смещение больше 120, 160 или больше 230 км;

над окном Олимпа развита зона милонитов [32, 34]. Разлом 7, Парнасский надвиг (контакт зон 8 и 9),— пологий надвиг с перемещением с северо-востока (45°) на юго-запад (225°); движения начались в послесреднеэоценовое время, возможно в позднем эоцене, и прекратились перед плейстоценом, возможно в плиоцене; смещение больше 3 км. Разлом 8, Пиндский надвиг (контакт зон 8, 10 и 11),— пологий надвиг с перемещением с восток-северо-востока (65°) на запад-юго-запад (245°); движения начались после раннего миоцена, возможно в среднем миоцене, и прекратились в предплейстоценовое время, возможно в плиоцене; смещение больше 30, больше 128 или больше 500 км. Разлом 9, Ионический и Гаврово-Триполисский надвиг (контакт зон 11 и 12),— пологий надвиг с перемещением с восток-северо-востока (80°) на запад-юго-запад (260°); движения начались после среднего миоцена, возможно в позднем миоцене, и прекратились перед голоценом, *возможно в плейстоцене; смещение больше* 20 км. Мерсье [54] полагает, что разломы 2—5 были активными в интервале конец мела — средний эоцен, а затем движения возобновились в позднем эоцене — раннем олигоцене.

[117] Характер данных, использованных для оценки. [115] Разломы 1 и 5 — неправильности линии выхода разлома; разлом 6 — расстояние от окна Олимпа до крайней западной части Отрисско-Пелагонийского покрова (больше 120 км) и оценка первичной ширины Пиндской зоны, в настоящее время полностью перекрытой зоной 7 [1] (160 км) или теоретически скомбинированная оценка двух прежних определений (больше 230 км); разлом 7 — неправильности линии выхода разлома и несомненные окна вблизи западного края; разлом 8 — оценка по неправильности линии выхода [1] (больше 30 км), окнам, в которых на юго-востоке сегмента под зоной 9 вскрывается зона 10 [71] (больше 128 км); юго-восточнее сегмента — исходя из предположения, что зона 9 произошла из зоны 1 [71] (больше 500 км); разлом 9— по данным бурения, прорезавшего аллохтонную пластину в 20 км восточнее выхода разлома на поверхность [39].



ФИГ. 3. Распределение во времени «флиша» и «молассы» во внешних зонах Эллинид.
Зубчатые линии означают несогласия.

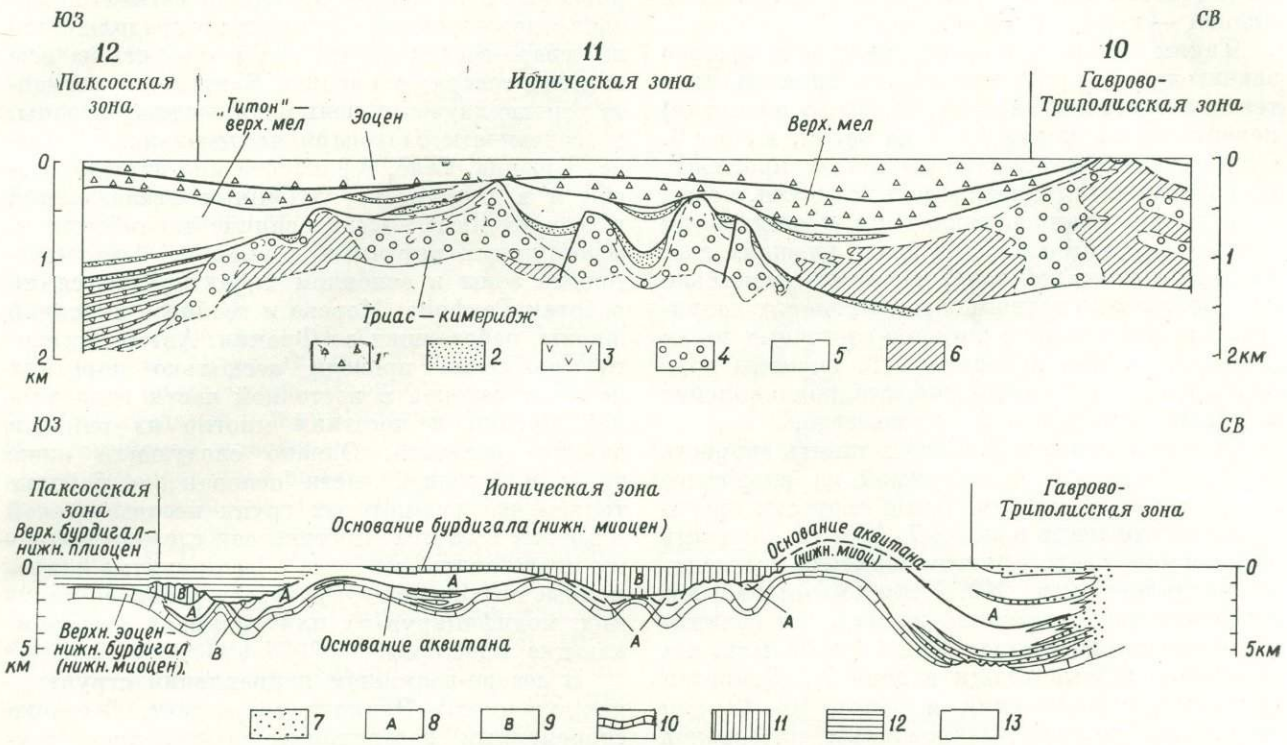
9. *Обзор тектонического развития*

[126] **Региональная хронология и корреляция.** Неметаморфизованные формации обычно хорошо коррелируются (с точностью до яруса), а иногда коррелируются и блестяще (с точностью до зоны). Хуже всего датируются эвапориты зон 11 и 12 и кремнистые породы с радиоляриями в зонах 7 и 9. Первичный возраст (возраст отложения) метаморфических пород обычно не известен.

Определение фаз метаморфизма в зонах 1—6 к северо-востоку от зоны Отрис ненадежно. Местами в зоне 6 должен был проявиться дотриасовый метаморфизм. В зоне 6 установлены нижнеордовикские, а также нижнепермские — нижнетриасовые граниты (K-Ar-метод) [48]. В зоне 2, если судить по изотопным данным, действительно проявились позднекаменноугольная (K-Ar и Rb-Sr), раннемеловая (K-Ar) и раннетретичная (K-Ar и Rb-Sr) фазы регионального метаморфизма или связанной с ним активности, хотя значения мезозойского и третичного возраста интерпретируются и как эпизоды «омоложения» в зоне 2 [37].

Раннемеловой метаморфизм низкой стадии, возможно, проявился в Пелагонийской зоне. Здесь среднемеловые песчанистые известняки трансгрессивно налегают на деформированный и умеренно метаморфизованный фундамент, представленный триасовыми (?) мраморами и верхнеюрскими (?) ультраосновными и основными породами.

Констатируется, что изверженные породы не всегда содержат модификации, которые с уверенностью могут быть отнесены за счет метаморфизма [33, 34]; последний выражен полосами и постепенно затухает [33]. Предпо-



ФИГ. 4. Палинспастические профили через зоны 10—12 северо-западных Эллинид ([39], упрощено).

1 — брекчии; *2* — кремнистые породы; *3* — эвапориты; *4* — оолиты; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — конгломераты; *8* — аквитанский ярус (нижний миоцен); *9* — бурдигальский ярус (нижний миоцен); *10* — известняки; *11* — бурдигальский ярус (преимущественно обломочные породы); *12* — нижний плиоцен, в основном обломочный; *13* — преимущественно флиш.

лагается также юрско-раннемеловая фаза метаморфизма в зоне 6, поскольку восточнее, в зоне 5, в аптско-альбских конгломератах встречены обломки метаморфизованных пород. Однако ни то, что обломки были метаморфизованы после триаса, ни то, что они поступали из Фессалии или с Западномакедонского массива, не было убедительно доказано. В других частях зоны 5 обломки в меловых конгломератах представлены неметаморфизованными пермско-каменноугольными известняками. Еще дальше на восток, в Родопской зоне, развиты третичные граниты (возраст определен K-Ar- и Rb-Sr-методом), которые, как показывают полевые наблюдения, были синхронными с фазой регионального метаморфизма.

Проблема возраста, типа и количества тектонических фаз в зоне Отрис и в более восточных зонах тесно связана с проблемой возраста метаморфизма в этих зонах, так же как и с проблемой природы офиолитов (см. ниже). Позднеюрская — раннемеловая фаза регионального метаморфизма почти определенно сопровождалась одновременной фазой деформации. Для Отрисской зоны характерно несогласие (от незначительного до углового) в основании среднемеловых отложений, однако в Эллинидах не обнаружено сколько-нибудь значительных структур (т. е. надвигов или покровов), связанных с этой фазой [54]. Они могут существовать в юго-восточной части сегмента.

[127] **Миграция прогибов.** «Первый флиш» Пиндской зоны имеет апт (или сеноман)-барремский возраст; как полагают, он возник в результате поднятия и эрозии зоны 6 [2]. Это может быть связано с упоминавшейся выше позднеюрской—раннемеловой тектонической фазой. «Второй флиш» Пиндской зоны имеет мощность более 100 м и охватывает интервал времени с маастрихта до позднего или среднего эоцена. Считается, что он отражает поднятие и эрозию в зонах 6 и 7 [1, 12]. Флиш в зонах 10 и 11, который, как полагают, образовался главным образом за счет эрозии зоны 9 [39, 12], достигает места-

ми мощности свыше 6 км. Его возраст: нижний миоцен — верхний эоцен.

Таким образом, в конце мела и в течение значительной части третичного времени зона тектонической активности (быстрого поднятия) переместилась из зон 6 и 7 на запад, в зону 9. Осадки, которые накапливались в прогибах, располагавшихся юго-западнее поднятия, в свою очередь оказывались поднятыми и поставляли обломочный материал для более внешних зон. Поднятие в каждой зоне, вероятно, несколько предшествовало возникновению пологих надвигов. Что происходило в северо-восточных зонах в то время, как в зонах 6—11 сменяли друг друга постепенное поднятие, осадконакопление и деформация (фиг. 3), неизвестно.

[129] **Скорость движений.** Если принять скорость осадконакопления соизмеримой со скоростью прогибания, то максимальные скорости прогибания имели место в зонах 7, 10 и 11. Скорость эоцен-миоценового флишенакопления составляла по крайней мере 240, 220 и 180 мм/1000 лет в течение периодов около 26 млн. лет (флишеподобные толщи в зонах 10 и 11) и 33 млн. лет (молассоподобные толщи в зоне 7). Диапазон скоростей аккумуляции в зонах 10—12 для некоторых хорошо датированных интервалов времени существенно различен: триас — кимеридж (примерно 59 млн. лет) — от 5 до 11 мм/1000 лет; «титон»— поздний мел (около 81 млн. лет) — от 1 до 16 мм/1000 лет; ранний — средний эоцен (около 16 млн. лет) — от 3 до 27 мм/1000 лет (фиг. 4).

В течение значительной части третичной эпохи минимальные средние скорости тектонического перемещения Отрисско-Пелагонийской зоны по отношению к зоне 12, возможно, превышали 6 мм/год.

[135] **(1) Структура зон и их отличительные особенности.** Северо-западные Эллиниды состоят из десяти зон, окаймленных с юго-запада и северо-востока еще двумя зонами. Зоны эти рассматриваются в литературе как фациальные и(или) структурные; они примерно соответствуют определению структурных зон, принятому в настоящем обобщении. В последнее время, в основном в результате работ французской школы, исследования которой были подытожены и обобщены Обуэном [1, 2], геологи стали придавать большое значение геологии семи ближайших к Средиземному морю зон. Обуэн рассматривал северо-западные Эллиниды в качестве типичного примера геосинклинали. В силу этой причины, а также потому, что эта область является наиболее изученной и наиболее обнаженной частью горной цепи, рассматриваемый в настоящем сообщении сегмент включает северо-западные Эллиниды и продолжается на северо-восток с тем, чтобы охватить на всю ширину северную Грецию. В пределах сегмента хорошо изучены очень мелкие сложные зоны, в особенности благодаря исследованиям Обуэна, Брюнна, Селе, Афинского института геологии и в результате глубинных исследований и современных исследований английских и французских нефтяных компаний. Северо-восточные зоны в основном характеризуются по работам Годфрио, Мерсье и геологов немецкой школы, работавших во Фракии. Авторы данного сообщения провели несколько коротких полевых сезонов в восточной части центральной Греции и посетили многие из районов данного сегмента. Однако следующий ниже текст в большей части основан на работах только что упомянутых групп исследователей и других геологов. Составители сделали попытку представить наиболее общепринятые современные взгляды на структуру и развитие Эллинид, модифицируя их или указывая на возникающие проблемы.

В северо-восточном направлении структурная сложность Эллинид возрастает. Согласно современным воззрениям, юго-западная граница сегмента представляет собой в основном автохтонную полосу, которая прослеживается на Ионических островах. Не исключено, что эта область является континентальной окраиной Греции; для нее отсутствуют данные о сжатии, существующие для края Критской дуги на юге. Более того, нет данных о том, что с начала мезозоя такое сжатие проявлялось, несмотря на то что Эллиниды за это время испытали две интенсивные тектонические фазы. Для автохтонной полосы известны разные варианты наименований: Паксосская зона (настоящее сообщение, а также в работах [41] и [11]), Закинтосская [71] и Предапулийская [2].

Представление о том, что в общем плане для строения Эллинид характерно нагромождение на Паксосскую зону восьми крупных надвиговых пластин, перемещавшихся с северо-востока по поверхностям скольжения с северо-восточным же падением, является наиболее распространенным. Пока не обнаружено крупных лежачих или опрокинутых складчатых [1] структур. Самая нижняя и наиболее юго-западная пластина образует Ионическую и Гавро-Триполисскую зоны. Выше по порядку сле-

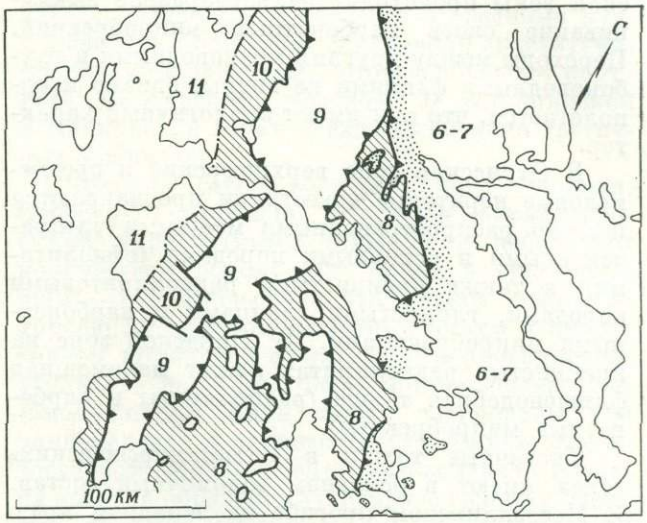
[1] В связи с этим в переводе эти образования названы не покровами, а пластинами или надвиговыми пластинами (в оригинале — sheet).— *Прим. ред.*

дуют: Пиндская, Парнасская, Отрисско-Пелагонийская, Алмопиасская, Пайконская, Пеонийская и Сербско-Македонская надвиговые пластины. Все надвиги образуют четко выраженные зоны, за исключением Отрисской и Пелагонийской зон, которые составляют одну Отрисско-Пелагонийскую пластину. Северо-восточной границей Сербско-Македонской пластины является линия Стрилон — пологопадающая на юго-запад поверхность, по которой пластина была надвинута к северо-востоку, на Родопскую зону (фиг. 1 и 2).

Большинство выходов пластин в сегменте представлено полосами, почти параллельными границам пояса, хотя Парнасская пластина, располагающаяся между Пиндской и Отрисско-Пелагонийской пластинами, постепенно перекрывается последней вплоть до того, что северная часть Отрисско-Пелагонийской пластины оказывается непосредственно на Пиндской пластине. В Пиндской и Отрисско-Пелагонийской пластинах существуют настоящие окна. В первом вскрывается Гаврово-Триполисская фация Ионической пластины (см. ниже). Окно Олимпа в Отрисско-Пелагонийской пластине вскрывает отложения, которые, возможно, являются частью Парнасской пластины [34]. Каждая пластина характеризуется своей собственной внутренней структурой; обычно развиты асимметричные складки, которые пологими второстепенными разломами рассекаются на мелкие чешуи. Все вскрытые границы пластин совпадают с существенными изменениями фаций.

Альпийский региональный метаморфизм не затронул пяти юго-западных зон (зоны 8—12) и только местами проявился в Отрисской зоне. Все остальные зоны, включая Родопскую, в той или иной степени испытали региональный метаморфизм в мезозойское и (или) третичное время. Удобнее рассматривать стратиграфию метаморфизованных и неметаморфизованных зон отдельно.

Зоны, не испытавшие метаморфизма. Древнейшими породами в шести юго-западных зонах являются пермско-каменноугольные глинистые сланцы, песчаники и известняки, слабо или умеренно метаморфизованные, и чешуи кристаллических сланцев, метаморфизованных в дотриасовое время. В сегменте они встречены только местами в Отрисской зоне, однако триасовые (?) эвапориты Пелопоннеса, относящиеся к Гаврово-Триполисской зоне, подстилаются слюдистыми сланцами и кварцитами, возможно, «герцинского» возраста. Таким образом, большая часть юго-западных Эллинид, вероятно,



ФИГ. 5. Вариант интерпретации Парнасской зоны (8) как окна в Пиндской (9) и Отрисско-Пелагонийской (6—7) пластинах и как части Гаврово-Триполисской зоны.

имеет обширный герцинский фундамент, хотя его простирания и природа неизвестны.

Мезозойский разрез слагается в основном карбонатными и кремнистыми породами; большое значение в глубинах Паксосской и Ионической зон, а, возможно, также в Гаврово-Триполисской и других зонах имеют триасовые (?) эвапориты (гипс, ангидрит и каменная соль). Эвапориты могли служить зоной срыва, и этим до некоторой степени можно объяснить отсутствие каких-нибудь пород древнее триаса в большинстве пластин юго-западнее Отрисско-Пелагонийского разлома.

Мезозойские карбонатные породы принадлежат к двум различным фациям: одной — неритовой, рифовой, или водорослевой, и другой — пелагической, где они переслаиваются с маломощными глинистыми сланцами и кремнистыми радиоляритами. Мелководные фации свойственны Паксосской, Гаврово-Триполисской, Парнасской и Отрисской зонам (исключением являются триасовые?, юрские? и раннемеловые кремнистые породы и микробрекчии Отрисской зоны), тогда как для большей части Ионической и Пиндской зон, а также для времени накопления кремнистых пород и микробрекчий Отрисской зоны характерны более глубоководные условия. При переходе от мелководных фаций Гаврово-Триполисской и Паксосской зон к более глубоководным фациям Иониче-

ской зоны происходит пальцеобразное выклинивание слоев карбонатных микробрекчий. Переходы между другими мелководными и глубоководными фациями не видны, однако предполагается, что они имеют аналогичный характер.

В Отрисской зоне верхнеюрские и среднемеловые неритовые известняки прослаиваются широко распространенными мощными ультраосновными и основными породами (офиолитами), а также кремнистыми радиоляритовыми породами, глинистыми сланцами и карбонатными микробрекчиями. В Пиндской зоне на кремнистых радиоляритах лежит маломощная флишеподобная толща (радиояриты и карбонатные микробрекчии).

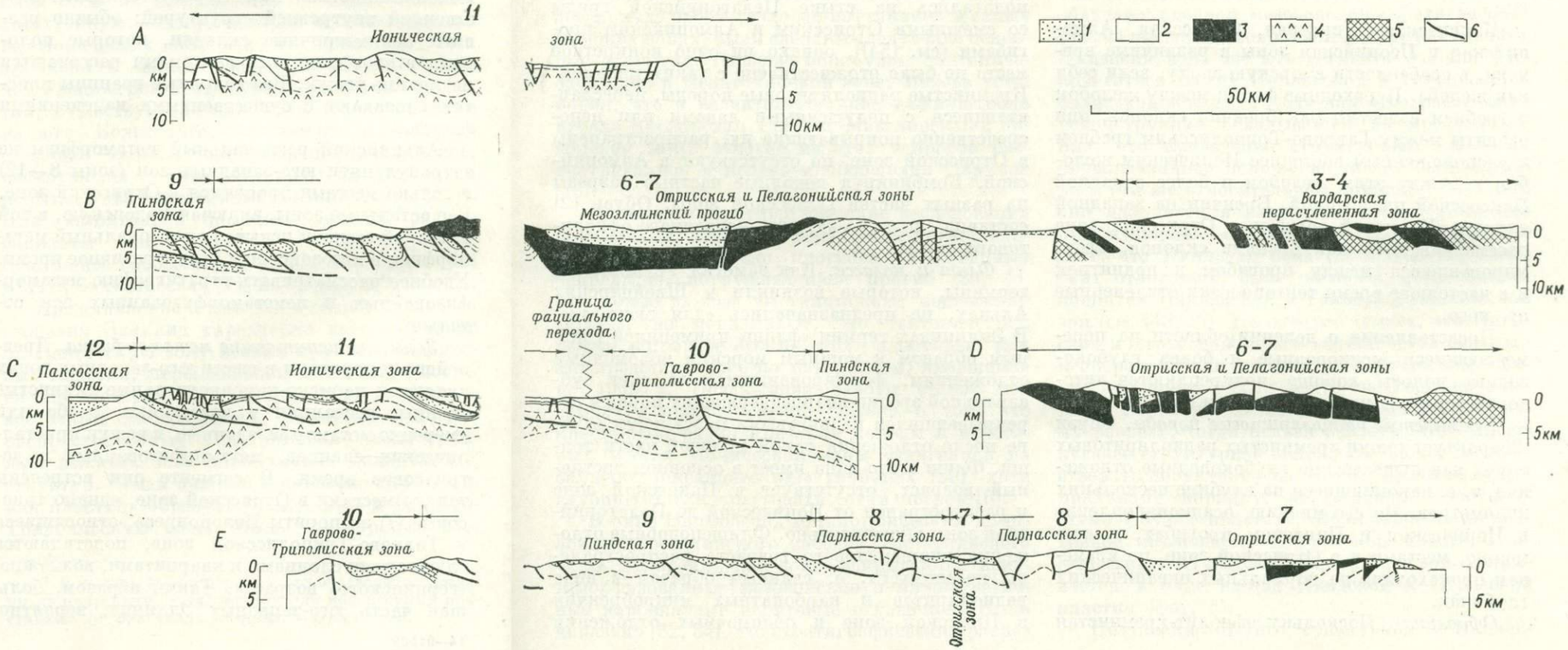
Третичные толщи в «неметаморфических» зонах имеют в основном обломочный состав. В Мезоэллинском прогибе на западном краю Отрисско-Пелагонийской пластины накопилось более 6 км молассоподобных отложений, подстилаемых флишеподобными толщами. Флиш распространен также во всех прочих юго-западных зонах, за исключением Паксосской, причем в Ионической и Гаврово-Триполисской зонах он достигает мощности почти 6 км или даже больше.

Зоны проявленного метаморфизма. Стратиграфия шести зон, в которых частично проявился метаморфизм, более сложна и не так хорошо изучена.

Образования Пелагонийской зоны, по-видимому, являются метаморфизованным стратиграфическим эквивалентом образований Отрисской зоны. Пелагонийская зона состоит из трех географически разобщенных массивов, вероятно испытавших по меньшей мере три этапа регионального метаморфизма: дотриасовый (возможно, пермско-каменноугольный), раннемеловой и раннетретичный. Местами здесь встречаются небольшие эоценовые (?) гранитные интрузии. Окно Олимпа, вскрывающееся под Фессалийским массивом, вероятно, представляет собой северное продолжение Парнасской зоны, перекрытой сейчас Отрисско-Пелагонийской пластиной.

Три зоны, расположенные к северо-востоку,— Алмопийская, Пайконская и Пеонийская — составляют вместе Вардарскую зону прежних исследователей, которая была разделена Мерсье [54], так как в юрское время в ней проявились существенные фациальные различия. Пайконская зона в течение большей части юрской эпохи, по-видимому, была областью неритового осадконакопления, тогда как в смежных областях, как полагают, в какой-то интервал этого времени существовали глубоководные условия. В Пайконской и Пеонийской зонах имеются частично метаморфизованные флишеподобные отложения верхнеюрского и нижнемелового возраста. В Пеонийской зоне хорошо датируемые «титонские» (соответствующие кимериджу Геохронологической шкалы фанерозоя, принятой Геологическим обществом в 1964 г.) граниты интрудируют массивные габбро, долериты и базальты. Считается, что подстилающие толщи мраморов отлагались в раннем мезозое. Вышележащий меловой разрез Алмопийской и Пайконской зон представлен в основном известняками. Юрские (?) ультраосновные и основные породы (офиолиты) распространены на западном краю Алмопийской зоны. Все три зоны относительно узкие; все содержат третичные молассоподобные обломочные отложения, переслаивающиеся с кислыми и средними вулканическими породами, в основном андезитами, риолитами и дацитами, которые образуют комплекс Вардарского прогиба. В Алмопийской и Пайконской зонах развиты интрузии третичных гранитов.

Крайняя северо-восточная зона Эллинид, Сербско-Македонская, слагается пермско-юрскими карбонатными толщами с небольшим количеством обломочных пород и еще меньшим — вулканических; эти толщи лежат на хорошо датируемом метаморфическом и интрузивном комплексе фундамента верхнекаменноугольного возраста. Фазы метаморфизма, или «омоложения», были также датированы как раннемеловая и раннетретичная. Самой северо-восточной зоной сегмента, юго-западная граница которой образует внутреннюю границу Эллинид, является Родопская зона. Ее стратиграфический разрез включает пермские — меловые филлиты и мраморы, прорываемые синтектоническими олигоценовыми (?) телами гранодиоритов с восточным простиранием; этот комплекс ложится на допермский комплекс фундамента,



ФИГ. 6. Структурные профили через Эллиниды.

Линии профилей показаны на фиг. 2. Источники: *A* — [39]; *B*, *D*, *E* — [3]; *C* — [21]. *1* — обломочные породы (в основном третичные «флиш» и «моласса»); *2* — карбонатные породы (в основном от триаса до мела); *3* — «офиолиты» [в основном юрские (?) ультраосновные породы]; *4* — эвапориты [в основном триасовые (?) гипсы]; *5* — прочие магматические и метаморфические породы; *6* — разрывы.

аналогичный соответствующим породам Сербско-Македонской зоны.

Соотношение этой зоны альпийской деформации, регионального метаморфизма и магматизма с Эллинидами неясно.

[135] (2) **Современная интерпретация условий накопления комплексов горных пород Эллинид.** *Карбонатные породы и микробрекчии.* Эллиниды, подобно Альпам, характеризуются осадочными комплексами, которые интерпретируются генетически. В частности, неритовые, водорослевые, или рифовые, карбонатные толщи рассматривались геологами французской школы как образования, накапливавшиеся на «грядах» («rides»), «отмелях» («haut-fonds») и «платформах» («plateformes»). «Гряды» (хребты, возвышенности) представлялись в виде линейно вытянутых мелководных зон, таких, как Гавро-Триполисская, Пелагонийская или Пайконская зоны; «отмели» — менее вытянутые мелководные зоны, такие, как окно Олимпа и Парнасская зона (см., однако, ниже); «платформы», подобные Паксосской зоне,— обширные мелководные области, обрамлявшие районы суши. Гребни и платформы разделяются «бороздами» («sillons») — желобами, в которых накапливались синхронные глубоководные пелагические отложения.

Ионическая, Пиндская, Отрисская, Алмопийская и Пеонийская зоны в различные времена, в особенности в юрскую эпоху, вели себя как желоба. Переходные фации между желобом и гребнем известны как брекчии склонов; они развиты между Гавро-Триполисским гребнем и расположенным восточнее Ионическим желобом и между этим желобом и более западной Паксосской платформой. Брекчии на западной окраине Пиндской зоны и в Отрисской зоне рассматриваются как брекчии склонов, сформировавшиеся между прогибом и поднятием и в настоящее время тектонически отчлененные от него.

Представления о делении области на перемежающиеся мелководные и более глубоководные полосы хорошо подкрепляются литологическими и палеонтологическими данными.

Кремнистые радиоляритовые породы. Обуэн [2] трактует толщи кремнистых радиоляритовых пород как существенно глубоководные отложения, т. е. накопившиеся на глубине нескольких километров. По его мнению, осадконакопление в Ионическом и Пиндском прогибах, а, возможно, местами и в Отрисской зоне по временам происходило на нормальных океанических глубинах.

Офиолиты. Поскольку офиолит-кремнистая толща Отрисской зоны залегает в виде «прослоя» между кимериджскими и среднемеловыми неритовыми известняками, обычно считают, что офиолиты имеют верхнеюрский возраст и что их становление было очень быстрым. Такая трактовка подкрепляется присутствием «титонской» или нижнемеловой фауны в согласно покрывающих офиолиты пелагических отложениях. Такой же возрастной диапазон, как полагают, имеют и их слабо метаморфизованные эквиваленты в Пелагонийской зоне, так же как и офиолиты Алмопийской зоны. Габбро, долериты и другие основные породы, часто встречающиеся в Пеонийской зоне, могут не относиться к офиолитам, поскольку в них отсутствуют ультраосновные члены.

При полевых наблюдениях обнаруживается, что самый нижний контакт офиолитов обычно сорван и метаморфизован. Большинство геологов французской школы считают, что смещение по этому нижнему контакту было небольшим. Они рассматривают офиолиты как результат мощных подводных излияний ультраосновного и основного материала, происходивших на дне моря в позднем кимеридже или в послекимериджское время. Обычно показывают, что каналы, по которым поступали офиолиты, располагались на стыке Пелагонийской гряды со смежными Отрисским и Алмопийским прогибами (см. [54]), однако ни одно конкретное место не было отождествлено с таким каналом. Кремнистые радиоляритовые породы, переслаивающиеся с подушечными лавами или непосредственно покрывающие их, распространены в Отрисской зоне, но отсутствуют в Алмопийской. Комбинируя неполные частные разрезы из разных частей Отрисской зоны, Обуэн [2] составил сложную картину подводного офиолитового потока.

Флиш и моласса. Как заметил Трюмпи, эти термины, которые возникли в Швейцарских Альпах, не предназначались «для экспорта» В Эллинидах термин «флиш» применялся главным образом к мощным морским обломочным отложениям, формировавшимся за счет субаэральной эрозии кварцсодержащих пород и перекрывавшихся надвиговыми пластинами вскоре после отложения самой молодой части толщи. Флиш этого типа имеет в основном третичный возраст, отсутствует в Паксосской зоне и распространен от Ионической до Пелагонийской зоны включительно. Флишеподобные отложения нижнемелового возраста распространены по-иному, т. е. главным образом в виде радиоляритов и карбонатных микробрекчий в Пиндской зоне и обломочных отложений

с вулканогенными и карбонатными материнскими породами в Алмопийской (предполагаются, но не вскрыты) и в Пайконской зонах. Молассоподобные отложения Эллинид очень напоминают флиш кварцевого состава. Наиболее существенным отличием такой молассы от флиша является то, что моласса не перекрывается надвиговыми пластинами, а, наоборот, отлагается на них. Моласса развита в Мезоэллинском прогибе, где она перекрывает западный край Отрисско-Пелагонийского надвига, а также в Вардарском прогибе, который охватывает Алмопийскую, Пайконскую и Пеонийскую зоны. Эти прогибы, хотя и являются посторогеническими в местных рамках, сформировались в то же время, когда во внешних зонах Эллинид накапливался флиш и развивались надвиги.

[135] **(3) Модификация современных тектонических представлений.** Современные представления наиболее известны по обобщающей работе Обуэна [2]; здесь мы не будем их повторять. Представления Обуэна нуждаются в корректировке в свете данных новых полевых исследований и идей, в особенности гипотезы раздвигания дна океана и тектоники плит. Начиная с 1965 г. при полевых исследованиях, в том числе в ходе детальных работ геологов-нефтяников в самых внешних зонах, были сделаны следующие основные открытия: Годфрио обнаружил тектоническое окно в Пелагонийской зоне; Мерсье установил, что в развитии Эллинид важную роль играли Вардарская, Сербско-Македонская и Родопская зоны. Многие из этих вопросов рассматривались в недавнем обобщении Деркура [18].

Детальные стратиграфические исследования показывают, что Ионическая зона представляла скорее комплекс прогибов, чем единый непрерывно погружающийся прогиб [39, 6]. Эти новые данные не уничтожают построений Обуэна, но показывают, что тектонический режим в прогибе был не столь однороден, как это представлялось по материалам, имевшимся на 1965 г. Позднейшие работы ставят под сомнение предположение Обуэна о том, что кремнистые радиоляритовые породы в некоторых местах Ионической зоны отлагались на больших (океанических?) глубинах [39], хотя глубины могли превышать сотни метров [6].

В окне Олимпа под метаморфическим комплексом Фессалийского массива, составляющего часть Пелагонийской зоны, вскрываются неметаморфизованные мезозойские и нижнетретичные карбонатные неритовые отложения. Было показано [32, 34], что стратиграфический разрез очень близок к разрезу Парнасской зоны. Возможно, что вся Отрисско-Пелагонийская пластина подстилается такими отложениями.

Вардарская зона (включающая Алмопийскую, Пайконскую и Пеонийскую зоны) в позднеюрское и раннемеловое время была областью интенсивного среднего и кислого вулканизма и магматизма; режим в этой зоне очень напоминает режим сейсмически активных континентальных окраин или системы островной дуги и желоба.

Родопская и Сербско-Македонская зоны обычно рассматривались как жесткий срединный массив («Zwischengebirge») между Эллинидами и Балканами (как Стара-Планина) в Болгарии. Однако их больше нельзя считать древним блоком, устойчивым к альпийской деформации. Роль их, также как и роль Вардарской зоны, остается еще неясной, однако, поскольку в Родопской зоне есть синтектонические третичные граниты, намечается сходство с областями, близкими сейсмически активной континентальной окраине третичного времени.

Если разрез окна Олимпа эквивалентен части Парнасского разреза, тогда что же означает связь между этими разрезами и разрезом Гаврово-Триполисской зоны? Все три зоны обладают сходной мезозойской стратиграфией, тем не менее по современным представлениям Пиндская зона на юге сегмента должна располагаться между Парнасской и Гаврово-Триполисской зонами. Любая палеогеографическая реконструкция основывается на предположении, что приведение структурных зон в их первоначальное положение может быть сделано в том же относительном порядке, в котором они находятся в настоящее время. Если это предположение справедливо, то из него следует, что Пиндская зона (комплекс пелагических отложений) была желобом, разделявшим поднятия Парнасской и Гаврово-Триполисской зон (см. [13, 2]). Не следует думать, что Пиндская и Отрисская зоны в южной части сегмента непосредственно связаны; они разделены Парнасской зоной. Если вслед за Годфрио принять, что разрез Олимпа идентичен Парнасскому разрезу, тогда нельзя считать, что существующее структурное наложение может соответствовать первичному палеогеографическому фациальному порядку, не нарушив присущую схеме Обуэна простоту. Возможное альтернативное объяснение: Парнасской пластины не существует, а Гаврово-Триполисская зона вскрывается в окне из-под Пиндской и Отрисской пластин (фиг. 5).

Независимо от того, существует ли Парнас-

ская пластина или это — окно, Пиндская надвиговая пластина и офиолиты Отрисско-Пелагонийской пластины должны быть бескорневыми, поскольку они были надвинуты на окно Олимпа. Где же были корни этого пелагического и магматического комплекса? Находились ли они восточнее Пелагонийской зоны, как предполагают «ультранапписты», как, например, Кобер [42], или западнее, как думают Коссмат [45] и большинство других авторов? Мерсье [54] доказывает, что интерпретация Коссмата правильна, поскольку история зон к востоку и западу от Пелагонийской зоны очень различна. Как соотносятся офиолиты Отрисско-Пелагонийской и Алмопийской зон, неизвестно. Мерсье [54] полагает, что последние образуют вторую зону мощных подводных потоков с подводящим каналом на восточном краю Пелагонийской зоны, совершенно независимую от Отрисско-Пелагонийских офиолитов. До тех пор пока в ходе полевых исследований среди других проблем не будут уточнены взаимоотношения Парнасской и Пиндской пластин, не может быть установлено, где располагаются корни Пиндской и Отрисско-Пелагонийской пластин и каковы соотношения Отрисско-Пелагонийских и Алмопийских офиолитов.

В Отрисской зоне офиолиты комплекса Вуринос в последнее время были исследованы Морсом [60] и в Пиндских горах — Парро [67]. Оба изученных комплекса содержат около 70—86% ультраосновных пород (дуниты, гарцбургиты и пироксениты) и 15—30% основных пород. Мощность комплексов основных пород примерно равна средней мощности океанической коры. Состав ультраосновных пород Fo_{88-90} и En_{85-90} показывает, что они не являются продуктом фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Они покрываются кремнистыми радиоляритовыми породами и пелагическими известняками с «титонскими» и нижнемеловыми органическими остатками. В целом разрез очень напоминает разрезы океанической коры и верхней мантии, как они представляются по данным сейсмических исследований, глубоководного бурения и драгирования. Эта точка зрения подкрепляется в основном их резкими срезанными контактами, их тектоническим характером и относительно постоянной мощностью основных пород или сильной изменчивостью мощности ультраосновных пород в разрезах. Пелагические отложения комплекса Вуринос несогласно покрыты альбскими неритовыми известняками.

Эти ультраосновные—основные и кремнистые комплексы интерпретируются здесь скорее как чешуи домелового океанического ложа, тектонически перемещенные на западный край Пелагонийской зоны в раннем мелу, чем как мощные позднеюрские подводные излияния. Аналогичную интерпретацию дают разные авторы (см. [18, 61, 62, 73, 74]). Недавно очень похожие осадочно-магматические комплексы Пелопоннеса были датированы как среднеюрские — нижне (?) меловые [5]. В Алмопийской зоне существуют офиолиты, тектоническое становление которых датируется тем же временем, что и для пород Отрисско-Пелагонийской зоны; они также могут быть чешуями ложа мезозойского океана. Являются ли они фрагментами одного и того же океана, неизвестно.

Таким образом, палеогеографическая схема Обуэна [2] для северо-западных Эллинид должна быть модифицирована. Нет убедительных доказательств того, что глубины в Ионической зоне когда-либо достигали океанических; поэтому может быть и неправильно представлять ее в виде очень глубокого желоба. Если Парнасская зона действительно является окном, а не надвинутой пластиной, то Гаврово-Триполисское поднятие должно быть значительно более широкой платформенной областью, чем изображал ее Обуэн, поскольку сюда должны быть включены окно Олимпа и Парнасская зона. Офиолитовые толщи Отрисско-Пелагонийской зоны, а возможно, и Алмопийской зоны также представляют скорее ложе океана, чем мощные подводные потоки. Для того чтобы сформировалось ложе, были необходимы одна или несколько фаз ранее не обнаруженных горизонтальных перемещений (раздвигания океанического дна), которые в средне- или позднеюрское время создали бы океан восточнее Гаврово-Триполисской области, Олимпа и Парнасской зоны. Для того чтобы дно океана надвинулось на Пелагонийский хребет, необходимы были закрытие океана и одна или несколько фаз значительных горизонтальных движений в конце юры или в раннем мелу, а не фаза в основном вертикальных движений, как это представляет Обуэн.

Представления об этом и последующих закрытиях океана подсказываются теорией тектоники плит, которая заполняет пробел, существовавший до сих пор в объяснении связи между геологией внешних зон, проанализированных Обуэном, и внутренними зонами, сложная геология которых ему была не очень известна. Однако строгая интерпретация данных с позиций тектоники плит не может быть осуществлена, пока не будут разрешены отмеченные выше проблемы.

Б. Подразделения сегмента

201 Структурные зоны и элементы в пределах сегмента: все породы восточнее Ионического надвига и западнее линии Стримон считаются аллохтонными (т. е. породы зон от 2 до 11 включительно).

Таблица 3

Зоны и элементы в сегменте

Элементы	Зоны											
		Эллиниды										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
a Осадочные породы, главным образом «посторогенические» обломочные отложения, за исключением вулканических пород (плиоцен — голоцен)						(?)	+	+	+		+	+
b *Осадочные породы, в основном* «флиш» и «моласса», за исключением вулканических пород; маастрихт — голоцен (в зоне 12 флиша нет и много карбонатных пород)		(?)				+	+	+	+	+	+	+
c Осадочные породы, *главным образом* «флиш» и «моласса» с вулканическими породами; маастрихт — голоцен	+	(?)	+	+	+							
d Осадочные породы, главным образом карбонатные, за исключением вулканических пород; апт — кампан (частично метаморфизованные в зонах 1 и 6)	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+
e Осадочные породы, в основном карбонатные; пермь — баррем (в зонах 1, 5 и 6, где более глубокие отложения неизвестны, частично метаморфизованы)	(?)				+	+	+	+		Обнажается на ЮВ	+	+
f Осадочные породы, включая «флиш» и вулканические породы; пермь — баррем		+	+	+	(?)	(?)			+			
g Офиолиты (мощные ультраосновные и основные породы) возможно, средняя — верхняя *юра*)			(?)		+	+	+					
h Граниты («титонские» в зоне 3, среднеэоценовые — датские в зонах 4 и 5; эоценовые (?) в зоне 6)	+		+	+	+	+						
i *Допермский метаморфический и* магматический комплекс фундамента	+	+	+	(?)		(?)	(?)					

B. Сведения об отдельных структурных зонах

1. Родопская зона

Мерсье [54] считал, что эта зона располагается за пределами собственно Эллинид, а Обуэн [2] и другие геологи рассматривали ее как срединный массив между Эллинидами и альпийскими цепями Болгарии. Обнаружение синтектонических третичных гранитов [46] показывает, что по крайней мере часть зоны относится к альпийскому поясу и поэтому каким-то неясным образом связана с Эллинидами. Библиографию см. в [43].

[302] *Края зоны.* Западная граница резко очерчена (ширина меньше 0,5 км) линией Стримон — надвигом с пологим западным падением [54].

[308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических и осадочных — 50%; интрузивных — 5%; метаморфических — 45%.

[326–332] *Магматизм.* Согласно Кронбергу [46], в раннем олигоцене — среднем миоцене (возраст по K-Ar-методу 35—14 млн. лет) в элемент *i* внедрялись гранодиоритовые и адамеллитовые интрузии, однако Мейер [58] считает, что эти даты представляют «возраст омоложения». См. также [48]. В эоценовых — олигоценовых толщах встречаются прослои латитов, риолитов, андезитов и других вулканических пород.

[335–348] *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1 — породы элемента *i* были сильно метаморфизованы и испытали значительные деформации в течение одной или нескольких фаз, вероятно, в палеозое [43]. Фаза 2 — в третичное время складчатость и метаморфизм в породах элементов *d* и *i* и интрузии гранитоидов [46]. Сформировались мелкие изоклинальные складки, нарушенные сколами складки изгиба, и крупные погружающиеся на северо-восток складки с гранитами в ядрах антиклиналей. Метаморфизм кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации. Фаза 3 — открытые складки изгиба и надвиги образовались, вероятно, после позднего эоцена в метаморфизованных породах элементов *d* и *i* в районе Боз-Дага (см. ниже).

[358] *Плоскостные структуры.* См. [57, фиг. 2]. Региональная сланцеватость и кливаж, параллельный осевым плоскостям антиклиналей, показаны Коккелем и Вальтером [43], а Мйером и др. [59] составлена детальная карта сланцеватости.

[366–373] *Разрывы.* 1. Развиты небольшие, падающие на северо-восток надвиги, сравнимые с не-

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1 [49, 40, 43, 56]

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м	[323]Элемент, в котором развиты эти породы
Третичные отложения	Эоцен — олигоцен	Конгломераты, озерные отложения, вулканические породы	Очень изменчива, на востоке сегмента во Фракии <3500 [40]	*c*
Александрупольские филлиты	Пермь (?) — мел; морские органические остатки в верхнем мелу и нижнем триасе	Филлиты, перекристаллизованные известняки [56, 49]	>1000	*d*
Верхний сланцеватый гнейс	Досилурийский; литологическая корреляция с другими областями [43], но может быть и мезозойский	Кристаллические сланцы, полевошпатовые гнейсы, амфиболиты; мраморы, слюдистые сланцы; кристаллические сланцы, полевошпатовые гнейсы	>3500	*i*
Мраморная свита			В среднем 7000	*i*
Нижний сланцеватый гнейс			>1500	*i*
Лептитовый гнейс	Вероятно, докембрий [43]	Гнейсы	В среднем 200—800	*i*
Верхний гранито-гнейс; кристаллические сланцы		Гранито-гнейсы; гранатовые слюдистые сланцы, амфиболитовые гнейсы; гранито-гнейсы	В среднем 9000—10 000	*i*
Нижний гранито-гнейс				

сколькими постпозднеэоценовыми надвигами юго-западного простирания в Рила-Родопском массиве южной Болгарии [57]. 2. Крутые поздне- или послетретичные разломы рассекают все породы зоны [46].

2. Сербско-Македонская зона

Мерсье [54] считает, что эта зона располагается восточнее Эллинид и является частью Родопского массива, однако в настоящей статье она включена в Эллиниды, поскольку ее восточная граница, линия Стримон, представляет собой структуру, по которой удобно отделить Эллиниды от Родопской зоны.

302 *Края зоны.* Западная граница четко намечена (у́же 0,5 км) Сербско-Македонским надвигом.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических и осадочных — 50%; интрузивных — 5%, метаморфических — 45%.

312–316 *Элементы.* Третичные толщи (*элемент c*) развиты в виде мелких останцов и залегают несогласно на пермских (?) — нижнеюрских отложениях элемента *f*. Последние, вероятно, ложатся несогласно на метаморфические породы (*элемент i*); *оба эти комплекса вместе* занимают площадь порядка $< 210 \times 80$ км.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — гнейсовидные граниты и более поздние секущие пегматиты прорывают породы элемента *i*. Датировка мусковита из пегматитов по Rb-Sr дала возраст 291 ± 7 млн. лет [9]. Эпизод 2 — граниты с неясным залеганием показывают K-Ar-возраст 140 млн. лет [48]. Эпизод 3 — гранодиоритовые плутоны и пегматиты, прорывающие элементы *i* и *f*, датируются средним эоценом — ранним миоценом (K-Ar- и Rb-Sr-возраст 48—22 млн. лет [37]).

335–348 *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1 — метаморфизм зеленосланцевой фации воздействовал на породы элемента *i* в позднекаменноугольное — башкирское время (K-Ar-возраст для сланцев 300 + 10 млн. лет) [9]. Фаза 2 — возраст 108—114 млн. лет (K-Ar) для амфиболов из амфиболитов [37], как полагают, соответствует реальной баррем-аптской фазе метаморфизма. Фаза 3 — позднепалеоценовая — раннеолигоценовая альмандин-амфиболитовая фация метаморфизма устанавливается K-Ar- и Rb-Sr-методом по гнейсовидным породам (56—34 млн. лет [37]). Детальные сведения о деформациях, которые, возможно, сопровождали эти фазы метаморфизма, отсутствуют.

3. Пеонийская зона

302–306 *Края зоны.* Западная граница зоны местами резко очерчена (у́же 0,5 км) Пеонийским надвигом, а местами скрыта под посторогеническими толщами.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами*

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2 [43, 56]

319Стратиграфическая единица	320Возраст и его обоснование	321Литология	322Мощность, м	323Элемент, в котором развиты эти породы
Третичные отложения		Вероятно, обломочные толщи с вулканическими породами	Сотни	*c*
Слои Вульти	Лейас; морские окаменелости	Известняки, сланцы		*f*
Формация Диве-Коран	Триас; органические остатки	Известняки, доломиты	В среднем 500	*f*
Вулканогенно-осадочная толща	?	Кварциты, известняки, доломиты, кварцевые порфиры	> 500	
Диабазо-филлитовая формация	Доордовикский; корреляция с доордовикскими породами Югославии [43]	Хлоритовые сланцы, биотитовые сланцы, амфиболиты, мраморы	В среднем 5000	*i*
Гнейс	?	Монотонные биотитовые гнейсы	В среднем 3000	*i*

основных типов пород: осадочных — 85%; метаморфических — 5%; интрузивных — 10%.

[312–316] *Элементы.* Среднеэоценовые — голоценовые отложения (элемент *c*) слабо деформированы и, по-видимому, залегают несогласно на складчатых толщах «титона»— основания мела (часть элемента *f*). Последние, вероятно, несогласно перекрывают складчатые отложения триаса — юры (часть элемента *f*), которые в свою очередь, возможно, залегают несогласно по отношению к складчатому палеозою — нижнему триасу (часть элемента *f*). Эти последние залегают, вероятно, с несогласием на сланцах Вантисти (элемент *i*). Все элементы развиты по всей зоне (150 × 40 км), которая продолжается в Югославию.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — в ранне-среднеюрских отложениях встречается несколько прослоев, образованных подводными потоками основных лав [54]. Эпизод 2 — в кимеридж-«титонских» отложениях есть мощные потоки риолитов, излившихся в условиях мелкого моря. Большие объемы базальтов, долеритов и габбро покрывают кимериджские отложения, перекрытые толщами «титона», и секутся микрогранитами, датируемыми как кимериджские (150 млн. лет по Rb-Sr- и K-Ar-методам [10]). Эпизод 3 — в течение среднего — позднего эоцена происходили наземные излияния риолитов.

[335–355] *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1, «мезозональный» метаморфизм (возможно, в два этапа),— изоклинальная складчатость и пологие надвиги охватили породы элементов *f* и *g* в интервале от «титона» до среднего эоцена [54]. По направлению к востоку увеличивается интенсивность метаморфизма [55] и развиваются складки с длиной волны и амплитудой от 1 см до 100 м. Фаза 2 — вероятно, в интервале поздний мел — средний эоцен в относительно неметаморфизованных восточных частях зоны, не захваченных движениями фазы 1, развился кливаж разлома, параллельный осевым поверхностям. В областях, в которых проявлялась фаза 1, возникли пологие надвиги (см. [54]). Фаза 3 — созданные фазой 2 структуры усложнились, а затем в позднеэоценовое время пологие надвиги затронули породы элементов

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3 [7, 52, 54, 55]

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м		[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
	Миоцен (?) — голоцен	Обломочные континентальные породы	Сотни		*c*
Комплекс Вардарского прогиба	Средний эоцен — нижне-средний олигоцен	Детритусовые известняки, риолиты, пирокластиты	Сотни		*c*
	«Титон»— основание мела	Флиш, выше — известняки и конгломератовидные известняки с обломками офиолитов	> 2300	> 600	*f*
	«Титон»; стратиграфическое положение	Базальты (в ассоциации с долеритами, габбро, микрогранитами)	3000	1000	*g*
Формация Грива	Кимеридж —«титон»	Глинистые горизонты, выше — мраморизованные известняки	500	300	*f*
Формация Кастенери	Кимеридж —«титон»	Пирокластиты, конгломераты, известняки, риолиты	1200	1100	
Формация Гола-Чука	Триас (?) — юра; литологическая корреляция с зонами 6 и 7	Известняки	> 850	> 650	*f*
	Пермь — нижний триас; морские органические остатки плохой сохранности	Песчанистые, железистые известняки, сланцы («флиш»)	3000	60	*f*
Кристаллические сланцы Вантисти	Допермский				*i*

g, *f* и (частично) *c*. Сформировались складки примерно с северо-восточным простиранием с амплитудой и длиной волны в диапазоне 100—1000 м и более [54]. Фаза 4 — после позднего эоцена продолжалось развитие структур фазы 2 [54].

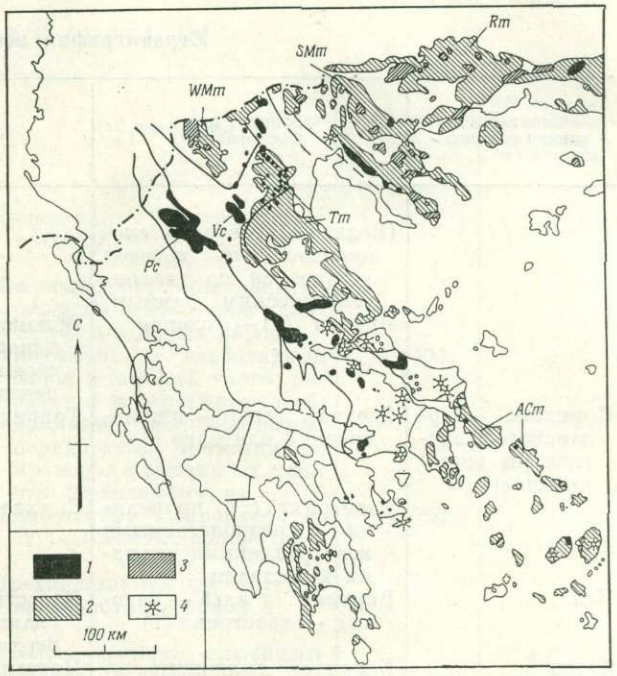
4. Пайконская зона

302–306 *Края зоны.* Западная граница зоны местами резко очерчена (у́же 0,5 км) Пайконским надвигом, а местами скрыта посторогеническими отложениями. 308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических и интрузивных — 5%; осадочных — 80%; метаморфических — 15%.

312–316 *Элементы.* Толщи от среднего эоцена до голоцена (часть элемента *c*) слабо деформированы и, вероятно, залегают несогласно на более древних отложениях. Лавы и малые интрузии элемента *h* (даний — средний эоцен?) рассекаются пологими надвигами. Меловые карбонатные отложения (элемент *d*) также нарушены надвигами и, возможно, залегают несогласно на триасовых (?) — валанжинских отложениях элемента *f*. Слюдистые сланцы верхнего палеозоя — нижнего триаса (?), возможно, относятся к элементу *i*; их соотношения с элементом *f* неизвестны. Зона продолжается в Югославию.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — спилиты и кератофиры кимериджа (?) — «титона» свидетельствуют о вулканизме в условиях от субаэральных до подводных (мелководное море). Объем этих пород, по-видимому, превышает 20 км^3 на 1 км длины зоны. Эпизод 2 — в богатом органическими остатками валанжинском (?) флише заключен прослой трахиандезита, представляющий, возможно, подводное излияние. Вероятный объем его 0,3 км^3 на 1 км длины зоны. Эпизод 3 — в зоне встречено небольшое количество маастрихтских (?) спилитовых лав. Эпизод 4 — встречаются (см. зону 5) гранитные, кварцпорфировые и тоналитовые малые интрузии (элемент *h*) датского — среднеэоценового (?) возраста. Эпизод 5 — плиоценовые — голоценовые андезиты, трахиандезиты и трахиты (см. зону 5).

335–355 *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1 — зеленосланцевая фация метаморфизма и мелкая складчатость датируются, вероятно, дотриасовым (?) временем, как показывает присутствие обломков плойчатых слюдистых сланцев в формации Ливадия [54]. Фаза 2 — в интервале от валанжина до раннего эоцена включительно



ФИГ. 7. Карта магматических и метаморфических пород северо-западных Эллинид.

Показаны границы зон. *Rm* — Родопский массив; *SMm* — Сербско-Македонский массив; *WMm* — Западно-Македонский массив; *Tm* — Фессалийский массив; *Vc* — комплекс Вуринос; *Pc* — Пиндский комплекс; *ACm* — Аттико-Кикладский массив. *1* — ультраосновные породы; *2* — интрузии от кислых до средних; *3* — метаморфические породы; *4* — палеонтологически охарактеризованные среднекаменноугольные — пермские породы. Места палеонтологических находок по [36], геологические границы по Геологической карте Греции [26].

происходило формирование пологих надвигов и метаморфической сланцеватости в нижней части комплекса (вероятно, фация зеленых и глаукофановых сланцев); были захвачены породы вплоть до элемента *c* (частично). Лежащий выше комплекс отложений Вардарского прогиба не был затронут; зона могла испытать по крайней мере две предсреднеэоценовые фазы метаморфизма. Строение зоны в основном антиклинальное.

366–373 *Разрывы.* См. зону 5, эпизоды 2 и 3.

5. Алмопийская зона

302,305,306 *Края зоны.* Западная граница зоны местами резко очерчивается Алмопийским надвигом (у́же 0,5 км), а *местами неопределенна* в связи с неясностью структурных или стратиграфических соотношений на юго-западе или

Таблица 7

Стратиграфия зоны 4 [7, 52, 54, 55]

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м			[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	(Если не оговорено специально, то возраст установлен по палеонтологическим данным)					
	Миоцен (?) — голоцен	Обломочные породы, плиоценовые вулканические породы, континентальные	Сотни			*c*
Комплекс Вардарского прогиба (на востоке зоны)	Средний эоцен — нижне-средний олигоцен	Терригенный комплекс				*c*
	Маастрихт (?); корреляция с предполагаемыми маастрихтскими толщами Югославии	Спилиты		Сотни		*c*
Мел	Верхний альб — сеноман — маастрихт (?)	Известняки, доломиты, сланцы («флиш») в верхней части			500	*d*
Флиш	Берриас — валанжин	Песчаники, пирокластические брекчии, конгломераты с известняками в нижней части	1500	100 (?)		*f*
	«Титон» (?); стратиграфическое положение	Спилиты, кератофиры, пирокласты			1700	*f*
Известняки Груши	«Титон» (?); органические остатки ограниченного стратиграфического значения	Перекристаллизованные известняки			400	*f*
Формация Ливадия	Кимеридж (?) —«титон»; литологическая аналогия с офиолитами зоны 3	Метаморфизованные спилиты и кератофиры, конгломераты, песчаники, сланцы, обломки метаморфических пород			700	*f*
Формация Гандач	Триас (?) - юра	Хлоритовые сланцы, мощные мраморы			4800	*f*
	Верхний палеозой — нижний (?) триас; литологическая корреляция с районом Эввиа	Слюдистые сланцы	> 200			*i* (?), *f* (?)

же из-за покрова посторогенических отложений.

[308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических и интрузивных — 15%; осадочных и метаморфических — 85%.

[312–316] *Элементы.* Плиоцен-голоценовые отложения (часть элемента *c*) являются посторогеническими и лежат несогласно на более древних толщах. Датские — среднеэоценовые (?) отложения (часть элемента *c*) рассечены пологими надвигами. Граниты элемента *h* прорывают породы элементов *d* и *g*. Меловые отложения элемента *d* метаморфизованы, сильно деформированы и несогласно залегают на породах элемента *g*. Офиолиты последнего метаморфизованы и вовлечены в надвигание. В одном месте встречены высокометаморфизованные породы, которые, вероятно, относятся к элементу *e*. Зона продолжается в Югославию.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — кимеридж-«титонские» спилиты и кератофиры, см. зону 4, эпизод 1; «титонские» офиолиты, см. зону 3, эпизод 2; примерный объем офиолитов больше

Таблица 8

Стратиграфия зоны 5 [7, 52, 54, 55]

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	323 Элемент, в котором развиты эти породы
	Плиоцен — голоцен; органические остатки в слоях верхнего плиоцена	Андезиты, трахиандезиты, трахиты		*c*
	Даний — средний эоцен (?)	Кварцевые порфиры, дациты, риолиты и некоторое количество осадочных пород		*c*
Мел	Верхний апт — маастрихт; окаменелости только в центральной части	Известняки, карбонатный флиш в верхней части; базальные конгломераты с обломками серпентинитов, перидотитов, известняков, мраморов и слюдистых сланцев, по-видимому, из зоны 6	> 1400	*d*
Офиолиты	«Титон»; предположительно одновременные с основными породами зоны 3	Перидотиты, пироксениты, серпентиниты, долериты	> 350	*g*
Флиш и вулканические породы	Берриас — валанжин (органические остатки) и «титон»	Предполагаются на глубине по аналогии с зоной 4		
Дооофиолитовые породы	Триас (?) — юра (?); по аналогии с зоной 6	Гнейсы, мраморы, слюдистые сланцы (только в одном месте)		*e* (?)

14 км^3 на 1 км длины сегмента. Офиолиты, по-видимому, занимают центральную часть зоны, и их тектоническое становление кажется примерно одновременным со спилитами и кератофирами, предполагаемыми на глубине в восточной части зоны [55]. Они встречены в основании большинства надвиговых чешуй. Эпизод 2 — толщи верхнего мела прорываются гранитами и кварцевыми порфирами, которые связаны с дацитами и риолитами, частично наземными. Эти породы сформировались в интервале даний — средний (?) эоцен. Эпизод 3— в зоне встречаются андезиты, трахиандезиты и трахиты плиоцен-голоценового возраста.

335–355 *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1— см. зону 6, фаза 2. Фаза 2 — в интервале между маастрихтом и плиоценом сдвиговые движения и формирование полосы хаотического меланжа более 8 км шириной с глыбами размером до 1 км [54]. Самые молодые из затронутых пород относятся к маастрихтскому флишу, а меланж срезается структурами фазы 4. Фаза 3 — в интервале между маастрихтом и плиоценом в зоне проявился метаморфизм фации зеленых и глаукофановых сланцев, возникли изоклинальная складчатость и частично пологие надвиги (?). К тому же среди галек в нижне- и среднеолигоценовых отложениях к востоку от зоны встречаются гальки метаморфических пород с маастрихтскими окаменелостями, это указывает на то, что метаморфизм не может быть моложе раннего — среднего олигоцена. Основные породы содержат ассоциации хлорита, серицита, альбита, глаукофана, кварца, лейкоксена и магнетита; пелитовые породы содержат биотит (?), мусковит, кварц, сфен, альбит, магнетит. (Эквивалент фазы 4, в зоне 6.) Фаза 4 — в интервале между маастрихтом и плиоценом (вероятно, поздний эоцен — ранне-средний олигоцен) формирование пологих надвигов захватывает все ранее созданные структуры [54].

366–373 *Разрывы.* Эпизод 1 — Мерсье считает (см. [54]), что крупные блоки (размером до 10 м^3) возникли в результате развития разломов на западной окраине зоны в кампане — позднем туроне. Эпизод 2 — в позднем эоцене — раннесреднем олигоцене развивались, вероятно, пологие надвиги с простиранием ЮВ 125°, см. фазу 4 предыдущей зоны. Эпизод 3 — в интервале от допозднемиоценового времени до голоцена развивались крутые разрывы [54].

6. Пелагонийская зона

305–307 *Края зоны.* Западная граница зоны большей частью неопределенна вследствие неясностей геологии, и ее положение спорно. Обуэн [1] считает характерным для этой зоны непрерывное накопление карбонатных толщ в течение всего мезозоя, тогда как в зоне 7 развиты мезозойские офиолиты и радиоляриты, а верхний мел залегает несогласно. Это различие практически трудно использовать, так как южнее Эввиа в зоне 6 существуют метаморфизованные офиолиты, которые могут быть мезозойскими, а единственный непрерывный мезозойский карбонатный разрез приурочен к окну Олимпа. Таким образом, здесь в зону 7 включена та часть Отрисско-Пелагонийской зоны, в которой обнажаются главным образом неметаморфические породы независимо от их возраста. Темпль [71] принял в сущности эту же точку зрения.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — меньше 1%; интрузивных — 4%, осадочных — 25%; метаморфических — 70%.

312–314 *Элементы.* В зоне, возможно, присутствуют послеэоценовые отложения (элементы *a* и *b*?). Сеноманские — эоценовые (?) отложения (элементы *d* и *b*) слабо метаморфизованы и, возможно, аллохтонны; они залегают несоглас-

Таблица 9

Стратиграфия зоны 6 [14, 31—35, 50, 53]

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Послеэоценовые толщи	Возможно, развиты					*a*, *b* (?)
Флиш	Маастрихт — эоцен (?)	Пески, глины, местами хлоритизированные	> 100			*b*
Мел	Верхний сантон — нижний кампан — маастрихт	Обломочные известняки			400	*b*, *d*
Мел	Турон — сеноман	Местами песчанистые известняки, пески, конгломераты				*d*
Офиолиты	Послекимериджский — предсеноманский; см. зону 7 [320]		Меняющаяся, меньше, чем в зоне 7			*g*
	Тектонический (?) контакт					
	Триас — юра; в Фессалийском массиве возраст определен по литологической корреляции с зоной 7; в восточной части Западно-Македонского массива органических остатков также нет	Мраморы, нечистые мраморы с мусковитом, глаукофановые сланцы, эклогиты	> 2000	800		*e*
	Дотриасовый, возможно пермско-каменноугольный; по литологической аналогии с центральной Эввией	Слюдистые сланцы, альбитовые гнейсы, очковые гнейсы	> 2500	1300		*i* (?)
	Тектонический контакт					
Флиш и карбонатные породы в окне Олимпа	Верхний эоцен (?)	Пески, глинистые сланцы, обычно с галькой	> 150			*b*
	Эоцен (возможно, средний эоцен) — триас (возможно, норийский)	Известняки, доломиты	> 3000			*b*, *d*, *e*

но на породах элементов *g* и *e*. Офиолиты (элемент *g*) слабо метаморфизованы и также, возможно, аллохтонны; характер их контакта с элементами *e* и *i* неясен (см. зону 7, ответ на пункт [320]). Мраморы элемента *e* сильно деформированы и метаморфизованы и, возможно, аллохтонны; они, вероятно, лежат несогласно на кристаллических сланцах и гнейсах элемента *i*. Последние отделены от пород окна Олимпа (элементы *b*?, *d*, *e*) милонитовой зоной в основании покрова.

[315–316] *Площади выходов элементов.* Элементы *d*, *g*, *e* и *i* обнажаются по всей длине и ширине зоны и сегмента. Они образуют три отдельных «массива»: Западно-Македонский, Фессалийский и Аттико-Кикладский. Массивы могут иметь неодинаковый возраст и, возможно, содержат разновозрастные метаморфические породы.

Стратиграфическая колонка в табл. 9 составлена для района Олимпа в Фессалийском массиве (см. [31—34, 35, 53]). Детали строения северной части Аттико-Кикладского массива освещены в работах [14, 50], интерпретации еще противоречивы (полную дискуссию см. в [36]).

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — в нижней части метаморфической толщи (элемент *i*) встречается небольшое количество, возможно, домезозойских офиолитов, изолированных от мраморов. Эпизод 2 — есть мезозойские офиолиты (см. зону 7, эпизод 1). Эпизод 3 — гранитные интрузии (элемент *h*) прорывают самую нижнюю структурную единицу Отрисско-Пелагонийского покрова (элемент *i*?). Если граниты одновременны с региональным метаморфизмом элемента *e*, то они имеют послекимериджский — предсеноманский возраст; если они примерно одновременны с надвиганием Отрисско-Пелагонийского покрова, тогда их возраст, вероятно, эоценовый. Их возможный объем больше 100 км^3 на 1 км длины сегмента.

[335–355] *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1— породы элемента *i* затронуты предтриасовым метаморфизмом (см. зону 7). Фаза 2 — в интервал времени от поздней юры до раннего мела (посткимериджское — предкампанское или, возможно, предаптское время) в породах элементов *g*, *e* и *i* развиваются мелкая изоклинальная складчатость, а также метаморфическая сланцеватость и линейность (фации от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой). В пределах Западно-Македонского массива кампанские известняки залегают на мраморах и мраморизованных офиолитах предположительно послекимериджского возраста. Апт-альбские отложения в западной части зоны 5 содержат обломки метаморфических пород, возможно снесенных с этого массива [53]. Южнее, на восточном краю Фессалийского массива, Годфрио [34] обнаружил в покрывающих офиолиты конлгомератах обломки неметаморфизованных пермско-каменноугольных известняков, свидетельствующие о том, что не все домеловые породы были метаморфизованы. К фазе 2 могут быть отнесены глаукофановые сланцы и эклогиты Фессалийского массива [16]. Фаза 3 — сдвиговые движения и формирование милонитовой зоны шириной до 5 км в интервале после какой-то части юры до предмаастрихтского времени затронули породы элементов *e* и, возможно, *i*. Эта фаза может оказаться и одновременной с фазой 2. Фаза 4 — с послемаастрихтского (а возможно, после части эоцена) до предсреднеэоценового времени в породах элементов *b*, *d*, *g*, *e* и *i* происходило формирование мелкой изоклинальной складчатости и развитие метаморфической сланцеватости и линейности (фации метаморфизма зеленосланцевая, альмандин-амфиболитовая или, возможно, более высокие). Флишевые толщи местами хлоритизированы, и фаза должна была закончиться до становления комплекса Олимпа. Фаза 5 — наложение мигматизации и альбитизации в основном на породы элемента *d*, возможно, вскоре после фазы 4. Фаза 6 — в интервале после части эоцена до предплиоценового времени в породах всех элементов, за исключением элемента *a*, развивались пологие надвиги. Самыми молодыми из затронутых пород являются, вероятно, среднеэоценовые толщи окна Олимпа; структуры несогласно перекрываются плиоценовыми отложениями.

7. Отрисская зона

[302,306] *Края зоны.* Западный край резко очерчен Отрисско-Пелагонийским надвигом, за исключением мест, где он закрыт посторогеническими отложениями.

[308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 2%; интрузивных — 5%; осадочных — 93%; метаморфических — меньше 1%.

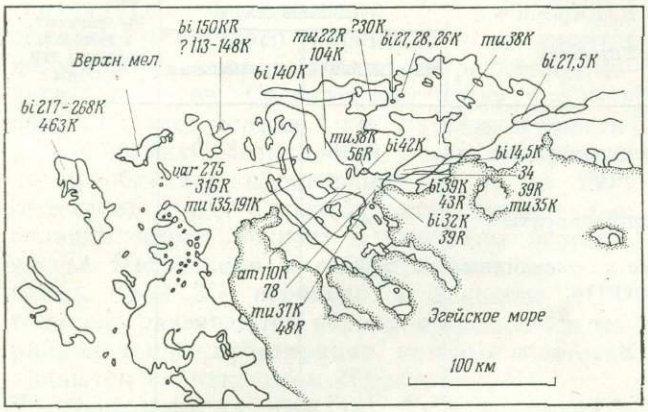
[312–316] *Элементы.* Поздне- и посторогенические обломочные отложения (элемент *a* и, возможно, часть *b*), вероятно, несогласно залегают на более древних породах; они развиты в окаймленных разломами впадинах шириной до 40 км, протягивающихся вдоль большей части по длине зоны. Отложения от сеноманских

Таблица 10

Стратиграфия зоны 7 [14, 13, 12, 7, 1]

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	(Если не оговорено, то возраст определен по палеонтологическим данным)					
	Плиоцен — голоцен	Пески, известковистые пески, лигниты	200	0		*a*
В основном на западе Мезоэллинского прогиба	Нижне-средний олигоцен — средний или верхний миоцен	Пески с конгломератами, известняками, мергелями, лигнитами	> 5 000	0		*b*
	Верхний эоцен	Конгломераты, пески, мергели	1 000	0		*b*
Флиш (на юго-востоке)	*Маастрихт или даний*	*Пески, конгломераты*	*> 100*			*b*
Мел	В основном сеноман — маастрихт; на юго-востоке альб (?) — маастрихт	Брекчии, конгломераты, мергели, рифовые и пелагические известняки	> 540	100		*d*
Офиолиты и другие	Послекимериджский — предсеноманский (см. «Магматизм»)	Кремнистые породы и красные известняки покрывают подушечные лавы, долериты, габбро и мощные ультраосновные породы	15 000	0	5000 (?)	*g*, *e*
Триас (?) — юра	Нижняя юра — кимеридж; окаменелости в верхней части	Водорослевые, оолитовые известняки, выше на юго-востоке сегмента доломиты; в северном Пелопоннесе туфы, радиоляриты и лавы карнийского возраста переходят по простиранию в карбонатные триасовые отложения зоны 7 [17]	> 1 100	120		*e*, *f*
Пермско-каменноугольные (?)	Структурная и литологическая корреляция [12]; в Эввии в аналогичных породах — органические остатки	Слабо метаморфизованные черные сланцы и черные известняки, песчаники	> 1 400 (центральная Эввия)			*e*
Допермские (?)	*Интерпретация*	*Метаморфические породы в виде чешуй длиной < 3 км в основании смежной зоны 9*				*i*

до среднеэоценовых (часть элемента *b* и элемент *d*) смяты в сильносжатые складки, рассечены надвигами и сбросами; залегают несогласно на породах элементов *g* и *e*. Офиолиты (*элемент g*) *сильно деформированы; их нижний* контакт с элементами *e* и *i* либо согласный, либо тектонический. Триасовые — юрские известняки (элемент *e*) смяты в складки, рассечены надвигами и сбросами; возможно, они *залегают несогласно на пермско-каменноугольн-*



ФИГ. 8. Карта распределения возрастов разных типов пород и минералов (возраст в млн. лет, радиологические определения) [37, 48, 53, 58].

am — амфибол; *bi* — биотит; *mu* — мусковит; *var* — различные минералы; *K* — определения по K/Ar; *R* — определения по Rb/Sr.

ных породах и на породах фундамента (часть элемента *e* и элемент *i*). Последние обнажаются только на небольших участках, но подстилают, по-видимому, большую часть зоны. Породы элементов *d*, *g*, *e* и частично *b* обнажены по всей зоне, которая продолжается в Албанию и Югославию [1] и на Крит [4].

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — офиолиты послекимериджского, досеноманского (или, возможно, доальбского) возраста имеют объем примерно 250 км³ на 1 км длины сегмента. Радиоляриты в кровле разреза содержат органические остатки от верхнеюрских до меловых [12] и «титон»(?)-неокомские (?) кальпионеллиды [60]. Офиолиты покрываются сеноманскими (или альбскими) известняками и лежат на кимериджских известняках [50, 13], однако контакт может быть тектоническим [1, 73]; обычно он отмечен зоной развития «флишоидных» пород [17]. В Северном Пелопоннесе очень похожие породы отнесены к «среднему доггеру» (или бату?) — нижнему (?) мелу [5]. Эпизод 2 — маароподобные кратеры прорезают более древние нижнеголоценовые породы на юго-востоке сегмента и за его пределами в зонах 6 и 7 [28].

[335–355] *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1 — до раннего триаса пермско(?)-каменноугольные породы элемента *i* (?) претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации. Граница с зоной 6 проводится по смене в основном неметаморфизованных пород существенно метаморфизованными; переход преимущественно постепенный. Фаза 2 — между кимериджем и сеноманом могла происходить деформация, обусловившая, по-видимому, тектонические контакты офиолитов (элемент *g*) с кимериджскими породами (элемент *e*). Фаза 3 — в интервале после маастрихта или дания, но до предэоценового времени в породах элементов *b* (частично), *d*, *f*, *g* и (предположительно) *e* и *i* сформировались тесно сжатые складки и пологие надвиги. Амплитуда и длина волны складок более 1 км, и в среднем в поперечном сечении зоны оказываются три таких складки. Фаза 4 — вероятно, развивалась мелкая складчатость, которая может объяснить несогласие между олигоцен-верхнемиоценовыми отложениями и плиоцен-голоценовыми.

[356] *Морфология складок.* По данным Обуэна [1], складки фазы 3 в элементах *b* и *d* имеют следующий характер: 5C, 1D, 1E, 4E, 5E, 5F.

[366–373] *Разрывы.* 1. В фазу 3 возникали пологие надвиги с простиранием ЮВ 130°. 2. В юго-восточной части сегмента структуры, созданные в фазу 3, секутся крутыми (?) сбросами и несогласно перекрываются отложениями голоцена (см. [1, 12]). Чтобы обеспечить накопление толщ Мезоэллинского прогиба в позднеэоценовое — миоценовое время, на северо-западе вертикальное смещение должно было составлять около 6 км.

8. Парнасская зона

[302, 306] *Края зоны.* Западная граница зоны либо резко намечается по разлому, обычно считающемуся взбросом, либо закрыта посторогеническими отложениями. [310] Вся зона слагается осадочными породами.

[312–316] *Элементы.* Отложения олигоцена (?) — голоцена (элементы *a* и частично *b*) слабо деформированы, развиты в локальных впадинах и залегают несогласно на более древних породах. Последние охватывают норийские(?)— среднемиоценовые толщи (элементы *b*, *d*, *e*), были смяты в складки, надвинуты и рассечены сбросами. В Албании и Югославии существуют зоны, соответствующие зоне 8 [12], но доказать, что они продолжаются непрерывно нельзя, так как зона 8 перекрывается зоной 7. Зона может вновь появиться в сегменте, как окно Олимпа в зоне 6 [32]. К юго-востоку мелководные отложения зоны 8, по-видимому, заканчиваются на Пелопоннесе [17], и на Крите зона не обнаружена [4].

[344–355] *Деформации и* [366–373] *разрывы.* Фаза 1 — в интервале после среднего эоцена до предоли-

Таблица 11

Стратиграфия зоны 8 [13]

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
	Плиоцен (?) — голоцен; стратиграфическое положение	Пески, конгломераты	100	0	*a*
Моласса	*Олигоцен (?); без органических остатков*	*Пески, конгломераты*	*> 400*	*0*	*b*
Флиш	Даний или палеоцен — средний или верхний (?) эоцен; в палеоцен-датских отложениях органические остатки в основании толщи	Глинистые песчаники, конгломераты	> 300		*b*
	Возможно, верхний триас (норийский?) — нижняя юра — маастрихт; органические остатки	Рифоподобные или неритовые известняки, выше — доломиты, бокситы между кимериджем и «титоном», а также между аптом и коньяком	> 2200	> 1700	*d, e*
	Основание не обнажено				

Таблица 12

Стратиграфия зоны 9 (в основном по [1])

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	(Если специально не оговорено, *возраст определен по палеонтологическим данным*)					
	Плиоцен [1]					*a*
«Второй флиш»	Даний — средний или верхний эоцен	Местами песчанистые конгломераты, на востоке — пески, мергели, глины		> 100		*b*
Переходные слои	Маастрихт	Песчаники, пелагические известняки				
Плитчатые известняки	Апт (?) — маастрихт	Обломочные и пелагические известняки, кремнистые радиоляриевые породы в нижней части	660	420		*b, d*
«Первый флиш»	Баррем — апт в центре зоны, в остальных местах сеноман	Мергели, пески			50	*f*
Радиоляриты	Рэт (?) — баррем (?); органические остатки незначительной стратиграфической ценности	Кремнистые радиоляриевые породы, пелагические и обломочные известняки; маломощные экструзивные породы	500	270		*f*
	Карнийский — норийский	Кремнистые пелагические известняки, мергели, глинистые сланцы		> 150		*f*
	Основание не обнажено					

гоцена (?) в породах элементов *b*, *d* и *e* возникли складки различного характера — от сжатых до открытых, сопровождавшиеся развитием пологих надвигов. Средняя амплитуда и длина волны складок больше 1 км. Падение и простирание осевых поверхностей очень изменчивы, но преобладают простирания от 90 до 180°. Залегание пород большей частью нормальное; складки имеют южную и северную вергентность. Надвигание с северо-востока на юго-запад. Фаза 2 — вероятно, в плиоцене (?) — голоцене развиваются сбросы широтного и меридионального простирания, которые возможно являются эквивалентом сбросов зоны 1.

[356] *Морфология складок* [13]. Развиты складки следующих типов: 1C—E, 2B—E, 3E, 4E и 5E [13].

9. Пиндская зона

[302, 306] *Края зоны.* Западная граница зоны либо резко определена (у́же 0,5 км) Пиндским надвигом, либо скрыта под посторогеническими отложениями.

[308–310] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 1%; осадочных — больше 99%.

[312–316] *Элементы.* Плиоценовые посторогенические толщи (элемент *a*) развиты в изолированных впадинах и залегают несогласно на более древних породах. Отложения от карнийских до средне- или верхнеэоценовых образуют согласный разрез (элементы *b*, *d*, *f*), интенсивно складчаты и нарушены надвигами. Предполагается, что ширина зоны от первоначальных 400 км сократилась примерно до 200 км [1]. Зона продолжается в Албанию и Югославию [1], а также на Крит [4]. См. табл. 12.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — над известняками, датирующимися верхним (?) триасом, и под верхне(?) юрскими кремнистыми радиоляритовыми породами встречены спилиты, возможно, подводного происхождения. Эпизод 2— «андезиты», образующие, по-видимому, силлы. Ренц [69] считает, что они внедрились в третичный флиш. Брюнн [12] полагает, что они прорывают ладинские (?) известняки. По мнению Обуэна [1], они имеют тектонические контакты и тот же возраст, что и эпизод 1. Эпизод 3 — встречаются «офиолиты», которые, вероятно, отмечают западный предел распространения послекимериджских (?) — предсеноманских офиолитов зоны 7. В западной части зоны спилиты и «андезиты» встречаются спорадически в основании кремнистой радиоляритовой толщи. На востоке офиолиты также наблюдаются в аналогичных условиях. По-видимому, между этими тремя группами пород нет четкого различия ни по типу, ни по возрасту.

[344–355] *Деформации и* [366–373] *разрывы.* В интервале между средним или поздним эоценом и предплиоценовым временем породы элементов *b*, *d* и *f* были смяты в тесно сжатые складки, сопровождающиеся пологими надвигами. Амплитуда складок меняется в диапазоне 250—300 м, а длина волны — от 1,3 до 2 км. В среднем в поперечном сечении зоны развито восемь таких складок. Осевые поверхности складок

Таблица 13

Стратиграфия зоны 10 [39]

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м		[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
	(Все палеонтологически охарактеризованы)				
Флиш	Верхний эоцен — нижний миоцен	Пески, алевриты, мергели, глины, конгломераты	6400	5400	*b*
Местные единицы	Палеоцен — эоцен	Рифовые известняки, редкие микробрекчии	> 300 (на востоке)	0 (на западе)	*b*
Местные единицы	Мел	Обломочные известняки с рифовыми организмами	?	1500	*b*, *d*
	Основание не обнажено				

имеют простирание ЮВ 155° и падение северо-восточное от 40 до 75°; вергентность примерно ЮЗ 245°; апикальные углы обычно около 30°. Надвиги имеют простирание ЮВ 155°, падение на восток под углом 30°; они встречаются примерно через каждые 7 км по всей ширине зоны.

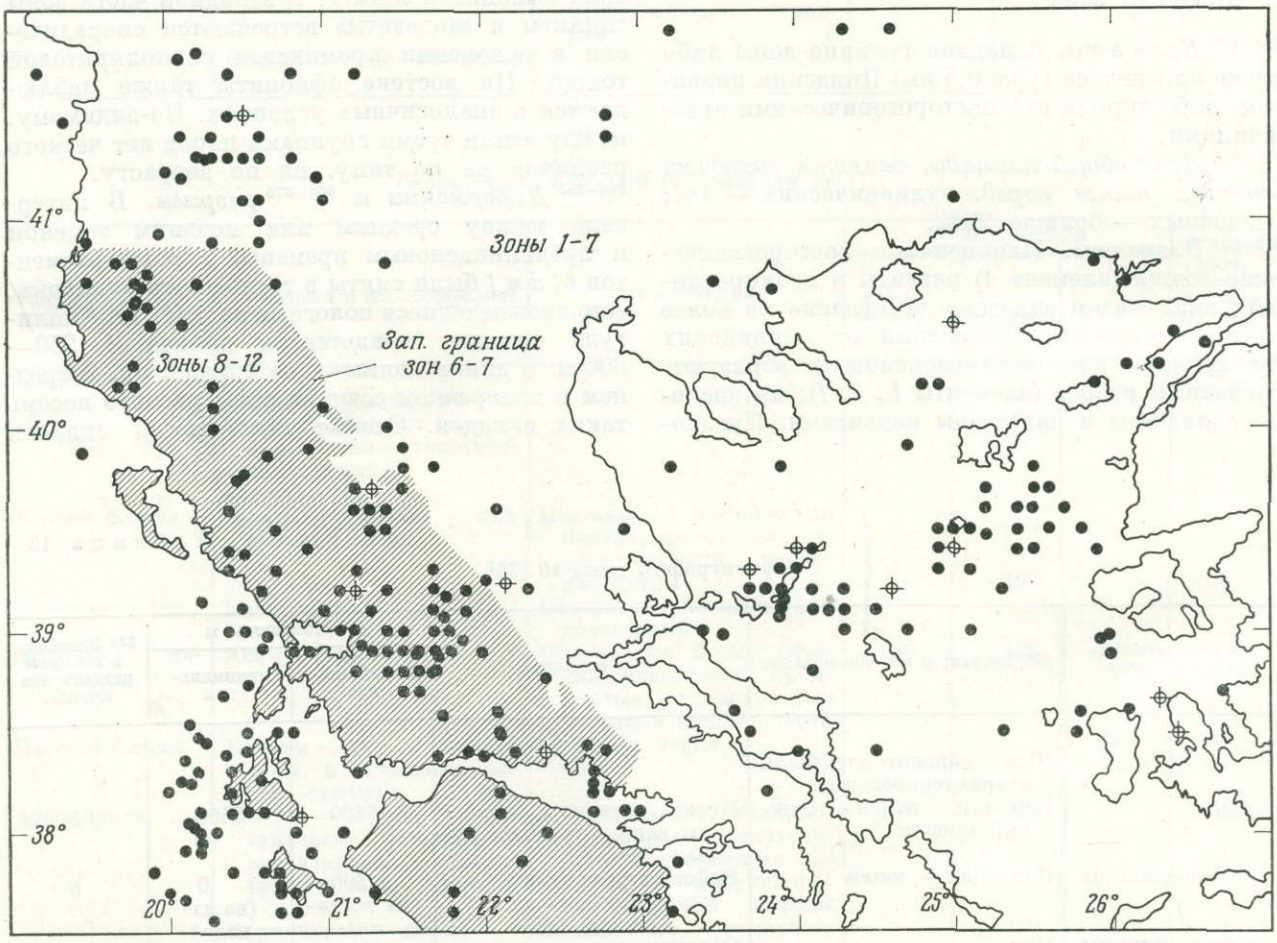
[356] *Морфология складок.* Обуэн [1] выделил среди наблюдающихся здесь складок следующие типы: 1D, 2B—E, 3B—E и 4B—E. Наиболее распространены складки типа 2C—D и 3C—D.

10. Гаврово-Триполисская зона

[306] *Края зоны.* Западная граница с зоной 11 неопределенна из-за отсутствия обнажений. Зона 11 выделена в связи с развитием пелагических известняков триасового — эоценового возраста, в то время как зона 10 характеризуется рифовыми обломочными известняками того же возраста [1]. Предполагается, что переход постепенный.

[310] Осадочные породы обнажаются по всей зоне.

[312–316] *Элементы.* В элементе *b* в отложениях от мела до нижнего миоцена встречаются *небольшие внутренние несогласия, но толщи* залегают согласно на меловых отложениях элемента *d*. Породы обоих элементов образуют крупную антиклинальную структуру. В Албании и Югославии зона не установлена [1], но на Крите она существует. Триполисская зона в сегменте отсутствует: она является



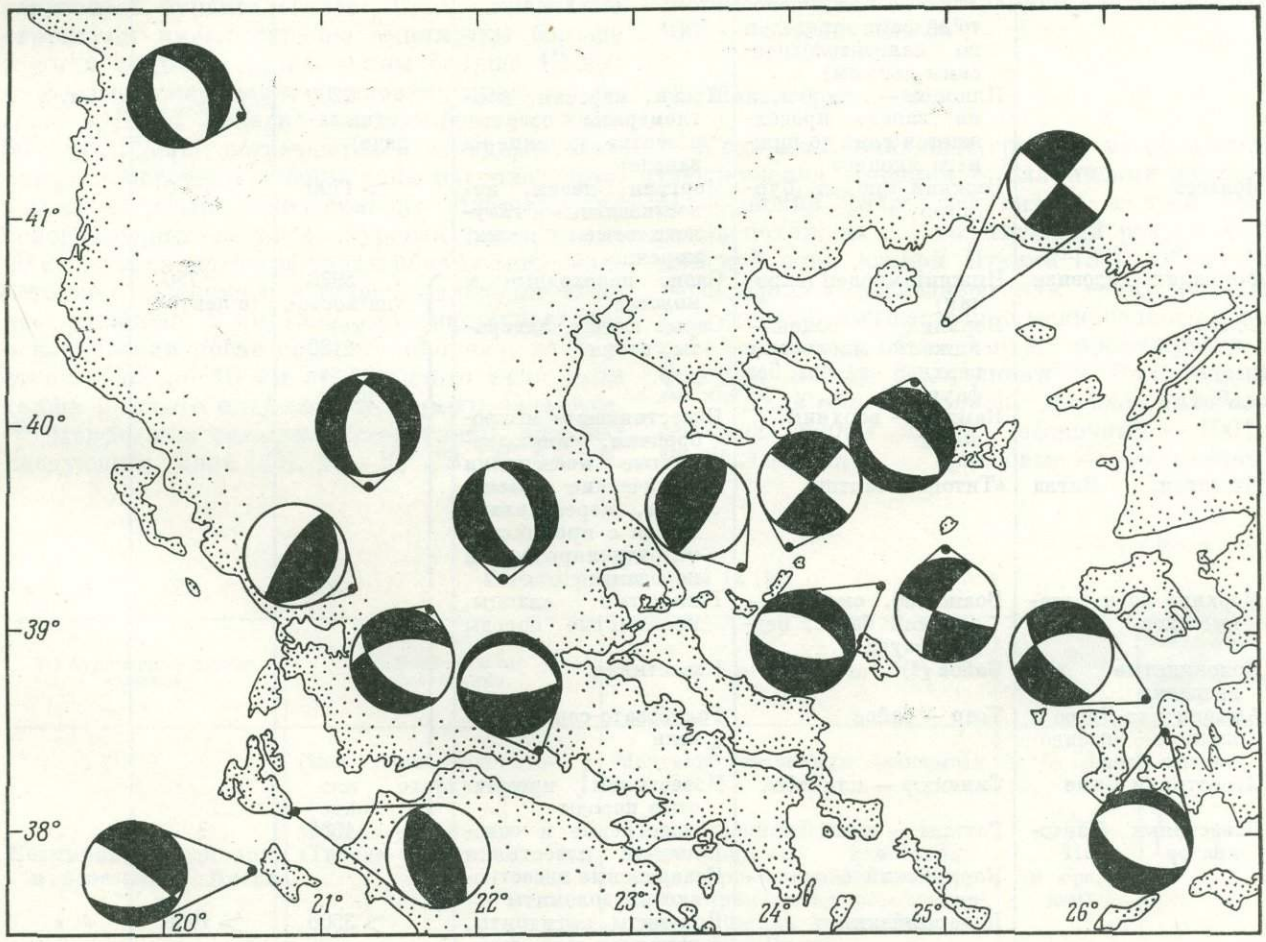
ФИГ. 9. Карта уточненных эпицентров землетрясений с очагами не глубже 70 км за период 1961—1967 гг.

Карта любезно предоставлена Мак-Кензи. Большинство землетрясений на континенте располагается в структурных зонах 8—12, сложенных пологопадающими надвиговыми пластинами осадочных пород. Полоса эпицентров, пересекающая Эгейское море, не связана с какими-нибудь геологическими особенностями и интерпретируется как новообразованный край плиты с косым вектором скалывания [51]. Кружками с крестиком обозначены эпицентры землетрясений, для которых на фиг. 10 показан механизм очага; некоторые из этих эпицентров относятся к землетрясениям, происходившим до 1961 г.

южным продолжением Гавровской зоны, обнажающейся в окнах Пиндского покрова [17]. На Пелопоннесе, в 300 км к юго-востоку, обнажен останец мезозоя (табл. 13). Он слагается в основном известняками, подстилаемыми немыми сильно нарушенными гипсами (возможно, нижнетриасового возраста) [17], которые залегают несогласно на кристаллических сланцах и кварцитах метаморфического фундамента.

344–355 *Деформации и* 366–373 *разрывы.* Породы элементов *b* и *d* образуют крупную асимметричную антиклиналь, рассеченную продольными сбросами таким образом, что формируется сложный горст со сводом, просевшим по отношению к крыльям. Амплитуда этой складки в среднем достигает 2,5 км, длина волны — около 8 км; *осевая поверхность имеет простирание* примерно ЮВ 155° и падение на восток под углом около 65°. Деформация происходила в течение интервала от раннего миоцена (послеаквитанское время) до предплейстоценового времени, возможно в раннем миоцене, по аналогии с зоной 9; формирование разрывов, возможно, слегка запаздывает по сравнению со складчатостью. Крутые разломы с азимутом простирания ЮВ 155° сформировались, вероятно, несколько позже, чем складки. На глубине могут существовать пологие надвиги.

356 *Морфология складок.* Антиклинали относятся к типам от 3C до 3D [39].



ФИГ. 10. Решения плоскостей разрывов в очагах некоторых землетрясений, эпицентры которых показаны на фиг. 9.

Материалы Мак-Кензи. Механизмы очагов изображены в виде сфер (на карте показаны в стереографической проекции нижние полусферы); квадранты, соответствующие сжатию, затушеваны. Имеющиеся данные не позволяют установить закономерности в расположении разрывов.

11. Ионическая зона

[302] *Края зоны.* Западная граница резко очерчена (ширина меньше 0,5 км) надвигом.
[310] Осадочные породы обнажаются по всей зоне.
[312–316] *Элементы.* Плиоцен-голоценовые отложения (элемент *a*) приурочены к локальным впадинам и залегают несогласно на более древних толщах. Отложения от предкарнийских до нижнемиоценовых образуют согласный комплекс (элементы *b*, *d* и *e*), который был смят в тесно сжатые асимметричные складки с эвапоритами в качестве диапировых ядер антиклиналей и был нарушен надвигами. Длина компетентных членов разреза этих элементов сократилась приблизительно от 145 до 85 км [39]. Зона известна в Албании и Югославии [1], а также на Крите [4].

Таблица 14

Стратиграфия зоны 11 ([39], не включенные данные см. в [6])

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м		[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
	(Если не оговорено, то возраст определен по палеонтологическим данным)				
	Плиоцен — голоцен, на западе продолжается вниз до нижнего миоцена	Пески, мергели, конгломераты озерные в центре, морские на западе)	2200 (на западе)		*a*, *b*
Моласса	Нижний миоцен (бурдигал)	Мергели, пески, известковистые и глауконитовые пески, морские	> 1700	0	*b*
Формация Радовизи	Нижний миоцен (аквитан)	Слои, переходные к молассе	5990 (на востоке)	750 (в центре)	*b*
Флиш	Верхний эоцен — нижний миоцен; в верхней части без фауны	Серые глины, алевриты, пески	2180 (на западе)		
	Кампан — верхний эоцен	Известняковые микробрекчии, тонкозернистые известняки			
Известняки Вигла	«Титон»— сантон	Пелагические известняки, переслаивающиеся с кремнистыми радиоляритовыми породами			
Верхние посидониевые слои	Возможно, оксфорд — верхний байос; бедная фауна	Глинистые сланцы, кремнистые породы	1800	450	*b*, *d*, *e*
Волокнистые известняки	Байос (?)	Известняки			
Аммонитико-Россо и нижние посидониевые слои	Тоар — байос	Голубовато-серые мергели			
Известняки Сине	Синемюр — плинсбах	Известняки, кремнистые породы			
Известняки Пантократор	Геттанг — плинсбах	Водорослевые и обломочные известняки	1980	?	*e*
	Карнийский в основании	Кавернозные известковистые доломиты			
	Докарнийский	Доломиты, ангидриты, каменная соль (только в буровых скважинах)	> 3500	> 1600	*e*
	Основание не обнажено				

[344-355] *Деформации.* В раннемиоценовое время сформировались открытые складки, намечая места более поздних структур: аквитанские и бурдигальские отложения накапливались в широких синклиналях, а материал поступал за счет эрозии воздымавшихся смежных, также открытых антиклиналей [39]. В интервале от раннего миоцена (после бурдигальского века) до предплиоценового времени, возможно в ране(?)миоценовое время, большая часть пород, составляющих элементы *b*, *d* и *e*, приняла участие в формировании сжатых, осложненных разрывами складок, диапировых структур и пологих надвигов. Этот возраст определяется тем, что бурдигальские отложения являются самыми молодыми из участвующих в структуре, тогда как в 8 км от западного края зоны наблюдается четкое несогласие ниже самых верхних горизонтов бурдигальского яруса. Складчатые структуры имеют средние амплитуды больше 1 км и среднюю длину волны больше 10 км; их осевые поверхности в основном простираются на ЮВ 155° и падают на восток под углами 50—70°, однако встречаются и западные падения; в поперечном сечении зоны располагаются в среднем четыре таких складки. Известны два более поздних надвига: буровая скважина в 20 км от западного края зоны обнаружила гельветские отложения под толщей аллохтона мощностью около 4 км [39], что свидетельствует о надвигании после среднего миоцена; на расстоянии около 10 км от западного края зоны толщи нижнего плиоцена перекрыты надвигом.
[356] *Морфология складок.* Установлены складки следующих типов [39]: 1С—Е, 2В—Е, 3А—Е. Наиболее распространены складки типов 2В и 2D.
[366-373] *Разрывы.* Эпизод 1 — резкие латеральные изменения фаций в отложениях лейаса заставляют предполагать [39] наличие байосских(?) сбросов со смещением до 50 м; высказывалось также предположение [6], что движения по разрывам начались в плинсбахское время. Эпизод 2 — ранним миоценом — ранним плиоценом датируются, по-видимому, одновременные со складчатостью развитые в ядрах антиклиналей взбросы (самые крупные из них являются надвигами) и сбросы. Они имеют простирание ЮВ 155° и падение на восток под углами 50 и 70° или реже на запад, что свидетельствует о перемещении с СВ 65° на ЮЗ 245° при сжатии. Эпизод 3 — небольшие сдвиги, по-видимому, были одновременными со складчатостью: одна система обладает простиранием СВ 35° и ВЮВ 100°, а другая—СВ 65°.

12. Паксосская зона

[306] *Края зоны.* Западная граница не обнажена. Соотношения Апеннин с Эллинидами неясны. Мезозойский разрез Закинтоса в этой зоне очень похож на соответствующий разрез Апулийской зоны южной Италии [39]. Обуэн [2] рассматривал последнюю как гряду («ride»), т. е. зону преимущественно мелководного осадконакопления, образующую промежуточный форланд между Апеннинами и Эллинидами.
[308, 310] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: осадочных — 100%.
[312-316] *Элементы.* Триасовые — плиоценовые

Таблица 15

Стратиграфия зоны 12 [39]

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м	[323] Элемент, в котором развиты эти породы
Безымянные единицы и известняки Вигла	(Все палеонтологически охарактеризовано)	Мергели, песчаники (западный Левкас)	> 640	*a*, *b*
	Миоцен — плиоцен	Гипсы (Закинтос)	< 1200	*b*, *d*, *e*
	«Титон»— олигоцен	Тонкозернистые известняки, микробрекчии, небольшие прослои кремнистых пород в самых нижних горизонтах известняков Вигла	1100 (в среднем)	
	Юра и частично триас	Известняки, доломиты, ангидриты (только в скважинах)	800 (в среднем)	*e*
	Основание не обнажено			

толщи элементов *e*, *d*, *b* и *a* образуют единый комплекс, который смят в крупные открытые складки. Зона отсутствует в Албании и Югославии [4] и на Крите [4].

326–332 *Магматизм.* В 1886 г. в Ионическом море юго-западнее Пелопоннеса произошло подводное извержение [68].

344–355 *Деформации и* 366–373 *разрывы.* Все толщи зоны слагают крупные открытые складки и прорезаются сдвигами и сбросами. Длина волны складок превышает 1 км; осевые поверхности их почти вертикальны и простираются примерно на ЮЮВ 160°. Сдвиги, вероятно, связаны со складками; их простирания СВ 45° и ЮВ 135°. Сбросы, по-видимому, представляют результат обрушения или растяжения, а смещения по ним достигают 2 км, простирания беспорядочны [41]. Все структуры сформировались в интервал времени от позднего(?) миоцена до плейстоцена. Складки и сдвиги, возможно, датируются плиоценом (?), поскольку ими затронуты миоцен-плиоценовые отложения западной Кефаллинии [11]. Сбросы, возможно, имеют плейстоценовый возраст [33]. Тектонические особенности подводной топографии западной части зоны см. [68].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Aubouin J.*, Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale, les confins de l'Épire et de la Thessalie, Annls géol. Pays hell., **10**, 1—525, 1959.
2. *Aubouin J.*, Geosynclines, New York, Elsevier, 1965.
3. *Aubouin J., Brunn J.-H., Celet P., Dercourt J., Godfriaux I., Mercier J.*, Esquisse de la géologie de la Grece, In: Livre mémoire P. Fallot, Soc. géol. Fr., **2**, 583—610, 1962.
4. *Aubouin J., Dercourt J.*, Sur la géologie de l'Égée, regard sur la Crète (Grèce), Bull. Soc. géol. Fr., **7**, 787—821, 1965.
5. *Bannert D., Bender H.*, Zur Geologie der Argolis-Halbinsel, Peloponnes, Griechenland, Geologica et Palaeontologica, **2**, 151—162, 1968.
6. *Bernoulli D., Renz O.*, Jurassic carbonate facies and new ammonite faunas from Western Greece, Eclog. geol. Helv., **63**, 573—607, 1970.
7. *Bizon G., Bizon J.-J., Lalechos N., Savoyat E.*, Présence d'Éocène transgressif en Thessalie, Incidences sur la paléogéographie régionale, Bull. Soc. géol. Fr., **10**, 36—38, 1968.
8. *Bobier C.*, Étude paléomagnétique de quelques formations du complexe volcanique d'Almopias (Macédoine centrale, Grèce), C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris D, **267**, 1091—1094, 1968.
9. *Borsi S., Ferrara G., Mercier J.*, Détermination de l'âge des séries métamorphiques de massif Serbo-Macédonien au nord-est de Thessalonique (Grèce) par les méthodes Rb/Sr et K/Ar, Annls Soc. géol. N., **84**, 223—225, 1964—1965.
10. *Borsi S., Ferrara G., Mercier J., Tongiorgi*, Âge stratigraphique et radiométrique Jurassique supérieur d'un granite des zones internes des Hellénides, (Granite de Fanos, Macédoine, Grèce), Revue Géogr. phys. Géol. dyn., **8**, 279—287, 1966.
11. British Petroleum Co. Ltd., The geological results of petroleum exploration in western Greece, Athens (IGSR), Geology of Greece, No. 10, 1971.
12. *Brunn J.-H.*, Étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale, Annls géol. Pays hell., **7**, 1—358, 1956.
13. *Celet P.*, Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale, Annls géol. Pays hell., **13**, 1—446, 1962.
14. *Chenevart C., Katsikatsos G.*, Passage latéral des sédiments Permo-Carbonifères aux marbres et schists métamorphiques, en Eubée, Grèce, Institute Geol. Subsurface Res. Athens. Geol. Geophys. Res., **10**, no. 2, 1966.
15. *Delibasis N., Galonopoulos A. G.*, Space and time variations of strain release in the area of Greece, Annls géol. Pays Hell., **18**, 135—146, 1965.
16. *Deprat J.*, Note sur la géologie du massif du *Pélion et sur l'influence* exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Égéide, Bull. Soc. géol. Fr., **4**, 299—338, 1904.
17. *Dercourt J.*, Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional, Annls géol. Pays hell., **15**, 1—418, 1964.
18. *Dercourt J.*, L'Expansion océanique actuelle et fossile, ses implications géotectonique, Bull. Soc. géol. Fr., **12**, 267—317, 1970.
19. *Du Faure*, Problèmes de Néotectonique dans le Péloponnèse, Revue Géogr. phys. Géol. Dyn., **7**, 235—252, 1965.
20. *Emery K. O., Heezen B. C., Allan T. P.*, Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea, Deep-Sea Res., **13**, 173—192, 1966.
21. *Falcon N. L.*, Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, In: *Kent P. E., Satterthwaite G. E., Spencer A. M.*, Time and Place in Orogeny, London, Geological Society, 9—22, 1969.
22. *Fleischer V.*, Schwerstörungen im östlichen Mittelmeer nach Messungen mit einem Askania-seagravimeter, Deut. Hydrogr. Z., **17**, 153—164, 1964.
23. *Flemming N. C.*, Holocene earth movements and eustatic sea level change in the Peloponnese, Nature, Lond., **217**, 1031—1032, 1968.
24. *Galanopoulos A. G.*, On mapping of seismic activity in Greece, Annali Geofis., **13**, 37—100, 1963.
25. *Galanopoulos A. G.*, The seismotectonic regime in Greece, Annali Geofis., **20**, 109—119, 1967.
26. Geological Map of Greece, Scale 1 : 100 000, Sheet 1, Levkas, and Sheet 3, Kefallinia, London, British Petroleum Company, 1966.
27. Geological Society Phanerozoic Time-Scale, In: Spec. Publ. geol Lond., No. 1, 260—262, 1964.
28. *Georgalas G. C.*, Rapport sur les travaux concernant l'étude des volcans et des lavas tertiaires et quaternaires de la région de la mer Égée et exécutés en Grèce de 1954 à 1957, Bull. Volcan., **21**, 65—76, 1959.
29. *Georgalas G. C.*, Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part 12, Greece, Rome, Int. Assoc. Volcanology, 1—40, 1962.
30. *Gill W. D.*, The Mediterranean Basin, In: Salt basins around Africa, London, Institute of Petroleum, 101—111, 1965.
31. *Godfriaux I.*, Sur la présence de l'Éocène dans les calcaires supérieurs de l'Olympe (Thessalie septentrionale, Grèce), Bull. Soc. géol. Fr., **4**, 49—54, 1962a.
32. *Godfriaux I.*, L'Olympe: une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes, C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, 25, 1761—1763, 1962b.
33. *Godfriaux I.*, Sur le métamorphisme dans la zone pélagonienne orientale (région de l'Olympe, Grèce), Bull. Soc. géol. Fr., **6**, 146—162, 1964.
34. *Godfriaux I.*, Étude géologique de la region de l'Olympe, Grèce, Annls géol Pays hell., **19**, 1—282, 1970.
35. *Godfriaux I., Mercier J.*, Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédonie, Annls Soc. géol. N., **84**, 205—221, 1965.
36. *Guernet C.*, Études géologiques en Eubée et dans les régions voisines, Grèce, Thesis, Paris, 1971.
37. *Harre W., Kockel F., Kreuzer H., Lenz H., Müller P., Walther H. W.*, Über Rejuvenationen im Serbo-Mazedonischen Massiv, Deuting radiometrischer Altersbestimmung, Int. Geol. Congr., **23**, 6, 223—236, 1968.
38. *Harrison J. C.*, An interpretation of gravity anomalies in the eastern Mediterranean, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, **248**, 283—324, 1955.
39. Institute of Geology and Subsurface Research, Greece & Institut Français du Pétrole, Étude géologique de l'Épire, Grèce nord-occidentale, Paris, Édition Technipresse, 1966.
40. *Ivanov R., Kopp K.-O.*, Das Alttertiär Thrakiens und der Ostrhodope, Geologica et Palaeontologica, **3**, 123—151, 1969.

41. *Jones W. D. V.*, Results of recent geological surveys in central-western Greece, Proc. geol. Soc. Lond., No. 1645, 306—310, 1968.
42. *Kober L.*, Beiträge zur Geologie von Attika, Sitz. Akad. Wiss Wien, 138, 299—327, 1929.
43. *Kockel F., Walther H. W.*, Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischem und Rila-Rhodope-Massiv in Ost-Mazedonien, Geol. Jb, 83, 575—602, 1965.
44. *Kopp K.-O.*, Über das Relief einer ägäischen Insel, Geol. Rdsch., 58, 51—61, 1968.
45. *Kossmat F.*, Geologie der zentralen Balkanhalbinsel, 1, Berlin, Bornträger, 1924.
46. *Kronberg P.*, Petrographie und Tektonik im Rhodopen-Kristallin des Tsal Dag, Simvolon und Ost-Pangäon (Griechisch-Makedonien), Neues Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 410—424, 1966.
47. *Lort J. M.*, The tectonics of the eastern Mediterranean, a geophysical review, Rev. Geophys. & Space Phys., 9, 189—216, 1971.
48. *Marakis G.*, Geochronology studies of some granites from Macedonia, Annls geol. Pays hell., 21, 121—152, In Greek, with English abstract, 1970.
49. *Maratos B., Andronopoulis G.*, Contribution à la détermination de l'âge d'un horizon dans le crystallophyllien du Rhodope, Bull. géol. Soc. Grèce, 6, 25—35, 1964.
50. *Marinos G. P., Petrascheck W. E.*, Laurium, 4, 1—247, Institute for Geol. & Subsurface Res., Athens, 1956.
51. *McKenzie D. P.*, Plate tectonics of the Mediterranean region, Nature, Lond., 226, 239—243, 1970.
52. *Mercier J.*, Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque, Bull. Soc. géol. Fr., 2, 435—449, 1960.
53. *Mercier J.*, Sur l'existence et l'âge des deus phases régionales de métamorphisme alpin dans les zones internes des Hellénides en Macédoine centrale, Grèce, Bull. Soc. géol. Fr., 8, 1084—1019, 1966a.
54. *Mercier J.*, Paléogéographie, orogenèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce), Bull. Soc. géol. Fr., 8, 1030—1049, 1966b.
55. *Mercier J.*, Mouvements orogéniques et magmatisme d'âge Jurassique Supérieur-Éocrétacé dans les zones internes des Hellénides (Macédoine, Grèce), Revue Géogr. phys. Géol. dyn., 8, 265—278, 1966c.
56. *Mercier J.*, Étude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale, 1, 1 Thèse, no. A.O. 1142 arch. C.N.R.S., Paris, 8 nov., 1966.
57. *Meyer W.*, Alterseinstufung von Tektonik und Metamorphose des Rhodopen-Kristallins im Bos Dag (Griechisch-Ostmazedonien), Neues Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 399—409, 1966.
58. *Meyer W.*, Zur Altersstellung des Plutonismus im Südteil der Rila-Rhodope-Masse, Nordgriechenland, Geol. Palaeontol., 2, 173—192, 1968.
59. *Meyer W., Pilger A., Birk F., Jordan H.*, Zur Geologie des Gebietes zwischen Strymon und Nestos (Rhodopen-Massiv) in Griechisch-Makedonien, Neues Jb. Geol. Paläont. Abh., 118, 272—280, 1963.
60. *Moores E. M.*, Petrology and structure of the Vourinso ophiolite complex, North Greece, Spec. Pap. geol. Soc. Am., 118, 1969.
61. *Moores E. M.*, Ultramafics and orogeny, with models of the U.S. Cordillera und the Tethys, Nature, Lond., 228, 837—842, 1970.
62. *Moores E. M., Vine F. J.*, The Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust, evaluation and implications, Phil. Trans. R. Soc. Lond., 268A, 443—466, 1971.
63. *Papazachos B. G., Comninakis P. E., Drakopoulos J. C.*, Preliminary results of crustal structure in south-eastern Europe, Bull. Seis. Soc. Am., 56, 1241—1268, 1966.
64. *Papazachos B. C., Delibasis N. D.*, Tectonic stress and seismic faulting in the area of Greece, Tectonophysics, 7, 231—256, 1969.
65. *Papazachos B. C., Delibasis N., Liapis N., Moumoulidis G., Purcaru G.*, Aftershock sequences of some large earthquakes in the region of Greece, Annali Geofis., 20, 1—93, 1967.
66. *Papazachos B., Mandalos N., Polatou M.*, Undated, Dispersion of surface waves recorded in Athens, Scientific Report No. 6, Seismological Institute, National Observatory, Athens.
67. *Parrot J. F.*, Le Cortège ophiolitique du Pinde septentrional, Grèce, Paris, ORSTOM, 1967.
68. *Pfannenstiel M.*, Erläuterungen zu den bathymetrischen Karten des östlichen Mittelmeeres, Bull. Inst. Océanogr. Monaco, 1192, 1960.
69. *Renz C.*, Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge, Eclog. geol. Helv., 23, 301—377, 1930.
70. *Subbotin S. I., Sollogub V. B., Prosen D., Dragasevic T., Mituch E., Posgay K.*, Junction of deep structures of the Carpatho-Balkan region with those of the Black and Adriatic Seas, Canad. Jl. Earth Sci., 5, 1027—1035, 1968.
71. *Temple P. G.*, Mechanics of large-scale gravity sliding in the Greek Peloponnesos, Bull. geol. Soc. Am., 79, 687—700, 1968.
72. *Vogt P. R., Higgs R. H.*, An aeromagnetic survey of the eastern Mediterranean Sea and its interpretation, Earth and planet. Sci. Lett., 5, 439—448, 1969.
73. *Zimmermann J. J.*, The Vourinos complex — an allochthonous Alpine ophiolite in northern Greece, Geol. Soc. Am. Abs. for 1969, 245, 1969.
74. *Zimmermann J. J.*, Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece, Mem. geol. Soc. Am., 132, в печати.

ВОСТОЧНАЯ ТУРЦИЯ

Э. Ильхан[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Складчатые горные цепи, занимающие всю территорию Турции, представляют собой западное продолжение Эльбурса, Центрально-Иранской зоны и северной части Загроса. В плане это очень сложный пояс с тенденцией миграции наиболее сильных мезозойско-третичных движений к югу с течением времени. Пояс сложен породами, впервые деформированными в эпоху герцинской и каледонской складчатости.

Северная граница складчатой области к северу от Турции, там, где она проходит по Черному морю, не определена, но на западе и на востоке она прослеживается в Закавказье и в Болгарии. Южная граница представляет собой полосу очень постепенного перехода в шельфовую зону Аравийской платформы. Видимая ширина складчатой области в Турции — от 380 до 700 км; там, где можно наблюдать обе границы (т. е. между 41 и 44° в. д.) ширина в среднем составляет 550 км.

Сегмент. Часть территории Турции между 38 и 44° в. д. Длина сегмента по простиранию структур — 350 км.

Зоны. В пределах сегмента с севера на юг выделяют пять структурных зон: 1—«Понтиды», 2—«Анатолиды», 3—«Тавриды», 4—«Краевые складки». В зоне 5 объединены разрозненные особые площади — эпейрогенические впадины и области неогенового и современного вулканизма,— которые распространены во всех четырех главных зонах.

История развития. Породы «фундамента» в восточной Турции были деформированы во время каледонской и герцинской складчатости, но о деталях этого процесса почти ничего неизвестно. Пермское — раннемеловое осадконакопление, преимущественно карбонатное, прерывалось локальными раннеальпийскими движениями, о чем свидетельствуют обломочные отложения и вулканические породы. Главная альпийская деформация происходила в позднемеловое — эоценовое время, особенно в зонах 1—3, а в зоне 4 она продолжалась до позднего миоцена. В позднем мелу или перед его началом произошли извержения офиолитов, но эти офиолиты переместились на большое расстояние в результате позднемеловых движений. В зонах 2 и 3 на западе сегмента возникли крупные надвиги; в зоне 4 в конце миоцена возобновилось надвигание в южном направлении. Значительные эпейрогенические движения начались в олигоцене и продолжаются в настоящее время; они сопровождались расширением вулканической деятельности (более древние лавы имеют средний состав, а молодые — базальтовый). Эти движения обусловили современный рельеф сегмента.

2. Форма складчатой области в плане

[16] По простиранию складчатый пояс продолжается за пределы выбранного сегмента. [23–24] *Общее простирание.* Северная часть складчатого пояса в пределах Турции протягивается в широтном направлении на расстояние 1500 км, а южная часть на юго-западе Турции образует крупные дуги с радиусами 150—170 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] 5% площади достигают высоты 3000 м. [31] Северная граница складчатого пояса скрыта морем. [32] Средняя высота южной границы — 500 м. [33–36] Известны геоморфологические поверхности, датированные, вероятно, самым концом неогена и плейстоценом, но изучение их не проводилось.

5. Современная активность

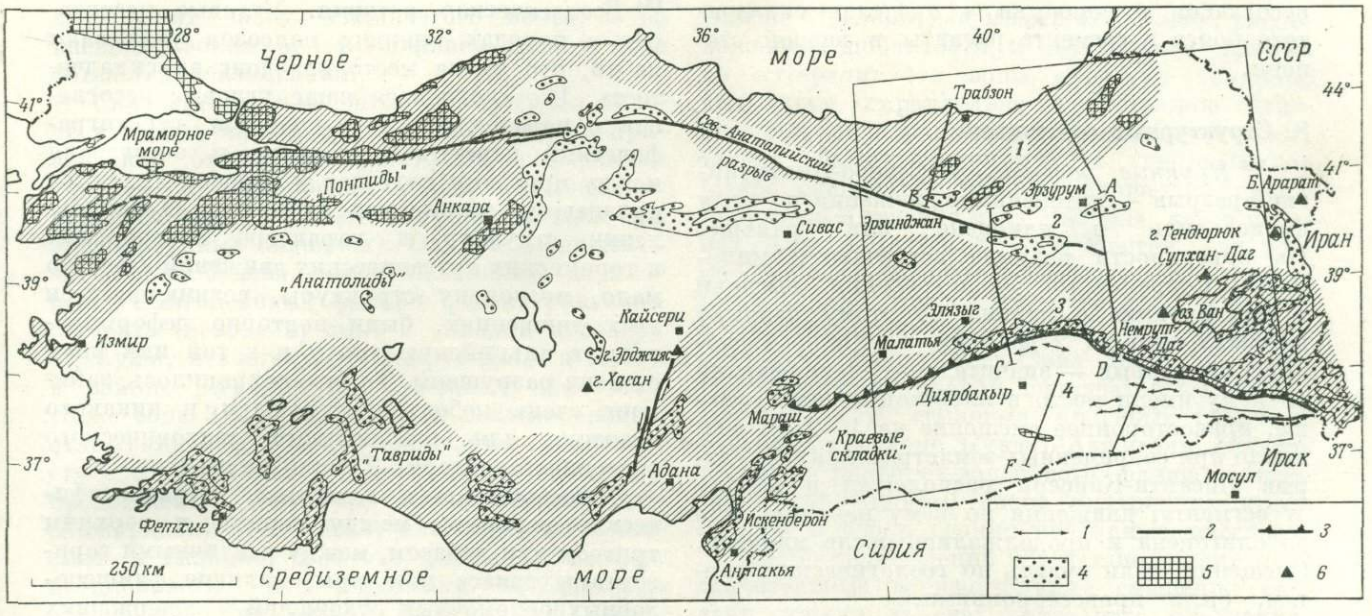
[68] *Сейсмичность.* В этом регионе наблюдается высокая сейсмическая активность. См. [20, 7, 2].

[75] *Движения в историческое время.* На юго-западе Турции, между городами Фетхие и Мармарис, на глубине 2—3 м ниже уровня моря обнаружены остатки домов, относящихся, вероятно, к концу романской эпохи.

6. Возрастные соотношения

[85] Самые древние недеформированные породы относятся к формации Ляхти, которая датируется концом миоцена и плиоценом. [83] Самые

[1] *Ilhan E.*, Konur sokak 44/11, Ankara, Yenisehir, Turkey.



ФИГ. 1. Схематическая тектоническая карта Турции [18].

1 — антиклинали; *2* — крупные разрывы; *3* — надвиги; *4* — радиоляритовые фации (офиолиты) (главным образом верхний мел — палеоцен); *5* — область каледонской и герцинской складчатости; *6* — вулканы, действовавшие в четвертичное и/в историческое время. Зоны 1 и 3 заштрихованы, рассматриваемый сегмент заключен в рамку. Показаны линии разрезов (*A* — *F*), приведенных на фиг. 2—4.

молодые деформированные породы относятся к серии Селмо средне- и верхнемиоценового возраста. См. [1, 24].

[91–95] *Фазы повышенной подвижности.* Фаза 1 — в раннемеловое время в отдельных местах зон 2, 3 (?) и 4 (?) происходило формирование складок и разрывов. Фаза 2 — в позднемеловое время, с сеномана (?) до позднего сенона (?), образование складок и разрывов захватило зоны 1—4. Фаза 3 — в позднем эоцене (до начала олигоцена) складчатость затронула зоны 1—4. Фаза 4 — со среднего миоцена до начала плиоцена в зоне 4 формировались складки; в зонах 1, 2, 3 и 5 в это время происходило образование разрывов.

[87–89] *Начальный момент подвижности.* Характер развития Анатолийской области заставляет предположить, что альпийские движения начались в триасе и лейасе (киммерийская фаза). Об этом свидетельствуют содержащие угли обломочные отложения лейаса в зоне 2 и стратиграфические перерывы между пермью и юрой, пермо-триасом и юрой и между пермью и верхним триасом в зонах 1 и 2 (на западе сегмента), см. [22].

[76–80] Породы фундамента в пределах сегмента имеют возраст, по-видимому, от кембрия до девона (см. [1, 24, 9]), а к югу от сегмента — от докембрия до девона (см. [1, 24]).

7. Осадконакопление

[97–100] История осадконакопления делится на 3 фазы. В течение раннего палеозоя — раннего мела накапливались преимущественно карбонатные (доорогенические) отложения. В раннем мелу — эоцене в зонах 1—3 и в позднем мелу — плиоцене в зоне 4 обычно происходило накопление и обломочных, и рифовых (синорогенических) отложений. В позднем эоцене — плиоцене в зонах 2, 3, 5 и в позднем миоцене — плейстоцене в зоне 4 преобладало отложение (посторогеническое) обломочного материала, за исключением миоцена, когда накапливались рифовые отложения.

[108] Эрозионные поверхности располагаются между породами верхнего девона и нижней перми; различные перерывы в осадконакоплении есть между палеозойскими и нижне- или среднемезозойскими породами под отложениями верхнего мела, ниже лютетских отложений, ниже олигоцен-миоценовой «гипсоносной формации», под нижним миоценом, между слоями верхнего миоцена и плиоцена. Эти

несогласия и перерывы в пределах складчатого пояса и сегмента развиты в разной степени.

8. Структурные соотношения

111-116 *Крупные разрывы.* 1. Северо-Анатолийский разрыв — интенсивные движения по нему происходили в плиоцене или раньше. На поверхности разрыва встречаются милониты. Современные землетрясения вызвали правосторонние смещения по этому разрыву на расстояние от 2 до 4 км. 2. Южно-Анатолийский разрыв — значительные перемещения по нему имели место в плейстоцене или раньше, правостороннее смещение на 1—2 км возникло при современных землетрясениях. 3. Разрыв Посанти-Кайсери расположен к западу от сегмента; движения по нему начались еще до олигоцена и продолжались после миоцена. Смещения, если судить по геологическим картам, были правосторонними.

9. Обзор тектонического развития

126 **Региональная хронология и корреляция.** При корреляции и установлении последовательности событий на территории Турции использовались только традиционные методы, т. е. выявление несогласий, стратиграфических перерывов (отсутствие осадконакопления), *региональные изменения литологии* (фациальные изменения, например переход от выдержанной карбонатной фации к обломочной) и *сравнение с близлежащими областями.*

Поскольку первичные несогласия очень часто бывают уничтожены последующей складчастью, приходится использовать в основном литологические и стратиграфические особенности. Например, стратиграфические перерывы между девонскими и пермскими породами в зоне 4 свидетельствуют о герцинских движениях; различные перерывы в осадконакоплении между пермским и юрским временем (как и накопление обломочных отложений лейаса) указывают на киммерийские движения в зоне 2. Переход от шельфовых карбонатных пород юры и нижнего мела к верхнемеловым *глинистым сланцам более глубоких бассейнов*, кое-где с рифовыми образованиями (зона 4), и смена карбонатов юры и нижнего мела *верхнемеловым флишем в зонах 2 и 3* свидетельствуют об альпийском пароксизме в позднемеловое время. Радиологические определения выполнялись лишь в отдельных случаях, для региональных исследований их недостаточно.

134 **Геологическая история.** Угловые несогласия в породах нижнего палеозоя указывают на то, что имела место каледонская складчатость. Встречающиеся чаще угловые несогласия в породах верхнего палеозоя, стратиграфический перерыв в карбоне и несогласия между породами палеозоя и мезозоя являются признаками герцинских движений. О направлении структур и характере каледонских и герцинских орогенических движений известно мало, *поскольку структуры, возникшие при этих движениях, были повторно деформированы в альпийскую эпоху и в той или иной степени разрушены. То, что сохранилось, занимает* очень небольшие площади и никакого значения для современного тектонического строения территории Турции не имеет.

Раннеальпийские движения. Стратиграфические перерывы между пермью и верхним триасом или лейасом, между различными горизонтами триаса или юры, наличие флишеподобных обломочных отложений и содержащих угли прослоев пресноводных осадков в лейасе, угловое несогласие в основании нижнего мела — все эти перерывы наблюдаются в разных местах в области развития анатолийских складок и указывают на раннеальпийские движения, происходившие в течение триаса, юры и в начале мела (киммерийские фазы). Эти движения, возможно, были локальными; структуры, *возникшие благодаря им, еще не выявлены.*

Главный альпийский орогенез. Современные очертания структур на территории Турции, а также основные особенности рельефа в этом регионе определяются альпийскими орогеническими движениями. Угловые несогласия в основании среднего и верхнего мела, переход от карбонатной фации нижнего и среднего мела к обломочно-рифовой известняковой фации верхнего мела («фация Гозау» в Альпах) вместе с значительным размывом в доверхнемеловых толщах служат доказательством того, что в меловое время имели место орогенические движения. Несогласия лучше развиты во внутренних частях полосы Северо-Анатолийских и Южно-Анатолийских складок (зоны 1—3), чем во внешних (*возле краевых прогибов*), а в Краевом прогибе (зона 4) выражены слабо. Здесь самым значительным проявлением мело*вой складчатости является фациальное изме*нение — переход от нижнемеловой шельфовой фации к верхнемеловым глинистым сланцам более глубокого бассейна. Эта ситуация заставляет предположить, что позднемеловая складчатость была особенно интенсивной во

внутренних частях складчатого пояса, а во внешних зонах она проявилась лишь в виде фациальных изменений.

Складчатость завершилась в позднем эоцене в осевых частях зон 1-3 (лютетские и приабонские отложения участвуют в строении складок, а гипсоносная толща олигоцена — верхнего эоцена залегает трансгрессивно на эродированных складках). Однако во внешней части зоны 3 движения продолжались до миоцена. Олигоценовый флиш в рассматриваемом сегменте (в зоне 3) смят в складки к северу от Муша, к востоку от Мемрут-Даш, а также в районе Бурдура на юго-западе Анатолии (тоже зона 3). В зонах 1 и 2 послеэоценовых отложений нет, и время окончания складчатости здесь установить нельзя, но на восточном продолжении структур, в Аджарской зоне (Аджаридах) Закавказья, олигоценовый флиш смят в складки. Все эти факты заставляют предположить, что пароксизм складчатости перемещался из осевой (центральной) зоны складчатого пояса к его внешним зонам (на юг в области Южно-Анатолийских складок и на север в области Северо-Анатолийских складок) и что движения начались и прекратились сначала во внутренних, а затем во внешних частях этого пояса.

Тектонические движения, связанные с образованием складок, имели «альпийские» количественные характеристики. Горизонтальные надвиги обнаружены в области Северо-Анатолийских складок (зона 2, смещение в северном направлении) и в хребтах Южной Анатолии (зона 3, смещение в южном направлении). В центральной части зоны 3, в районе Аксеки, встречены надвиги, ширина которых превышает 50 км. В пределах рассматриваемого сегмента, в юго-восточной Анатолии, имеются фронтальные части надвигов с общей длиной свыше 300 км, которые по простиранию переходят во фронт надвига южного Ирана (в Анатолии этот фронт образует границу между зонами 3 и 4). В районах Измира и Дарданелл мезозойские и эоценовые отложения изменены до аспидных сланцев и мраморов, в которых все еще сохранились окаменелости (эти отложения похожи на серию «Гризонид» в Альпах); в сегменте подобные породы есть в зоне 3, в районах Малатья, Элязыг и Хакяри.

В Анатолии среди областей с интенсивным развитием складок и надвигов есть и зоны, испытавшие только слабые нарушения (вероятно, вследствие местных тектонических условий). Они не отделены разрывами от складок, расположенных поблизости, и переходят в складки по латерали; эти зоны образуют впадины, вытянутые параллельно простиранию близлежащих складок. Осадконакопление в таких местах было спокойным и непрерывным (слабо складчатые мощные флишевые серии), например, в течение мела и эоцена, как в районах Амасья-Челтек и Болу-Менген, где распространены лигниты и битуминозные сланцы (зона 2, за пределами сегмента). Области с подобным развитием имеются и в сегменте, например около Муша (зона 3). Кроме того, такие зоны со слабой складчатостью протягиваются как «тыловые прогибы» (эоцен — олигоцен в районе Бурдур-Аджигель; область развития палеоцен-эоценового флиша к юго-западу от Анкары) вдоль внутренних краев зон 1-3 и вдоль границ срединных массивов.

Кроме перемещений вследствие надвигания, значительные горизонтальные смещения следует отнести за счет подводного оползания. Формирование подводных оползней происходило во время мелового пароксизма и в меньшей степени во время миоценовых движений (например, по северному краю зоны 4, к северо-западу от Сиирта). Во время мелового пароксизма часто возникали подводные оползни, например, вдоль северной границы Краевого прогиба (зона 4) в пределах сегмента и к западу от него, но и в зонах 1—3 такие явления тоже оказали большое влияние на наблюдаемое распространение зеленокаменных пород. Эти «олистостромы» оказались среди осадков, отлагавшихся именно в то время, когда происходило оползание, и, по-видимому, образуют вместе с этими осадками единую стратиграфическую последовательность. И в самом деле, время, значение и интенсивность такого оползания нередко путали с действительно тектоническими движениями.

Эпейрогенические движения. За орогеническими, преимущественно горизонтальными, движениями последовали вертикальные или почти вертикальные эпейрогенические движения, проявления которых встречаются очень часто и хорошо развиты на территории Турции. Здесь эти движения происходили чаще, были интенсивнее и (по крайней мере частично) моложе, чем в европейских альпийских складчатых поясах. В результате на территории Турции развита густая сеть эпейрогенических структур: от простых сбросов и грабенов до сложных тектонических депрессий.

Вертикальные смещения, возможно, достигают нескольких тысяч метров. В пресноводных

миоценовых и лагунных олигоценовых породах, слагающих впадины зоны 5, вертикальные смещения, как правило, измеряются несколькими сотнями метров. В тектонических грабенах района Эгейского моря обычны смещения от 800 до 1000 м. Кроме того, по некоторым другим системам крупных разрывов, например в южной Фракии, были обнаружены перемещения вплоть до 2000 м. Подошва морских отложений бурдигальского возраста в южной части впадины Адана находится на глубине более 4000 м ниже уровня моря, а на северном продолжении этой впадины — на высоте 2000—3000 м над уровнем моря (зона 5, западная часть сегмента). В пределах сегмента высота на которой залегают бурдигальские слои, меняется от 900 м в долине реки Келькит (зона 2) до 2300 м в районе озера Ван (зона 3). В олигоцен-миоценовых отложениях северо-восточнее Эрзурума вертикальные смещения оцениваются величиной 1000 м и более.

Неожиданно большие мощности миоценовых отложений во впадине Адана, палеоцен-эоценовых серий в центральной Анатолии и образований миоцена, олигоцена и эоцена во Фракийской впадине связаны с непрерывным погружением вследствие интенсивных эпейрогенических движений. Мощности эоцена в центральной Анатолии (район впадины Туз-Голд) и во Фракийской впадине указывают на то, что эти движения, вероятно, начались в эоцене. Олигоценовые гипсоносные и миоценовые морские отложения заполняют депрессии, которые возникли, по-видимому, до накопления этих осадков (как депрессии на северо-востоке Анатолии). Эпейрогенические движения продолжаются и в настоящее время. На территории Турции имеется много тектонических нарушений, затрагивающих отложения миоцена, плиоцена и реже плейстоцена; они встречаются и в пределах сегмента в зонах 2, 3 и 5. Крупные разрывы отделяют озерные образования четвертичного возраста от пресноводных отложений неогена в центральной Анатолии и четвертичные речные террасы от мезозойских пород в северо-восточной Анатолии, например в сегменте к западу от Эрзинджана (зоны 2 и 3). Деформированные речные террасы известны в разных районах. Тектонические деформации берега и прибрежных равнин («подвешенные долины») можно наблюдать в литоральной зоне Черного моря (в рассматриваемом сегменте — у северного края зоны 1) и по берегу залива Искендерон (западная часть сегмента, зона 5). Физико-географические особенности крупных областей Турции (например, восточных районов) возникли совсем недавно. Основные структуры, сформировавшиеся в результате эпейрогенических движений, были только слегка изменены эрозией. Примером в рассматриваемом сегменте может служить район Эрзурума и горные хребты на севере (зоны 2 и 5).

Тектонические депрессии, занятые Эгейским и Мраморным морями, вместе с проливами Босфор и Дарданеллы, приобрели современные очертания лишь в раннем плейстоцене (?). Частые сильные землетрясения, эпицентры которых связаны с проявлениями эпейрогенических движений, указывают на то, что эти движения еще не прекратились. Две важные сейсмические области (северная и юго-восточная Анатолийские зоны землетрясений и разрывов) и некоторые структуры меньшего размера протягиваются через сегмент приблизительно в широтном направлении. Первая зона идет по долинам рек Келькит и Ешиль-Ирмак, проходит около Эрзинджана, Эрзурума, южнее Сарыкамыша и продолжается на востоке в пределах Советского Союза. Вторая зона проходит через Антакья, Мараш, Малатья, Элязыг и район озера Ван.

Некоторые региональные тектонические особенности складчатого пояса Анатолии можно, по крайней мере теоретически, объяснить частыми проявлениями и интенсивностью эпейрогенических движений на территории Турции. Тот факт, что крупные эпейрогенические структуры представлены системами разрывов и депрессиями, заставляет предположить, что в этих зонах существуют более древние глубинные тектонические нарушения. При эпейрогенезе эти глубинные нарушения или, возможно, их поверхностные части испытали омоложение или сформировались новые разрывы, параллельные прежним.

В складчатом поясе Анатолии наблюдается некоторая дисгармония между главными его ветвями — северной и южной. Северная ветвь протягивается точно в широтном направлении, а южная образует серию больших дуг, поэтому ширина складчатого пояса меняется на коротких продольных отрезках от 370 до 700 км и более. Такие сужения и расширения обусловлены, возможно, существованием срединных массивов между главными поясами складок в центральной [и западной Анатолии и выступов Африканско-Аравийской платформы, которая придвигалась к Анатолийской складчатой области. Эта дисгармония в складчатом поясе, возможно, вызывает

трение, растяжение и сжатие, которые влияют на формирование эпейрогенических структур.

Некоторые современные представления, такие, как гипотеза, предполагающая вращение Аравийского блока против часовой стрелки (см. [23]) и возможность значительных продольных перемещений в складчатом поясе [3], могут объяснить частые проявления эпейрогенических движений в Анатолии.

По крайней мере некоторые особенности, такие, как распространение в Анатолии ультраосновных пород, заставляют также предполагать существование продольных глубинных нарушений, с которыми, вероятно, связаны извержения ультраосновного материала. Ориентировка этих нарушений, по-видимому, идентична ориентировке структур, вызвавших при эпейрогенезе образование молодых разрывов. Но все эти предполагаемые нарушения — рубцы, возникшие вследствие вращения щита или продольных перемещений в складчатом поясе, и нарушения, по которым происходили извержения ультраосновной магмы, — вероятно, старше эпейрогенических движений. Если упомянутая связь существует, то во время эпейрогенеза, очевидно, происходило омоложение этих структур.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 1

[201] **Зоны и элементы в сегменте**

Элементы	Зоны				
	1 Северо-Анатолийские складки, «Понтиды»	2 Северо-Анатолийские складки, «Анатолиды»	3 Южно-Анатолийские складки, «Тавриды»	4 Краевой прогиб, «Краевые складки»	5 Эпейрогенические впадины и районы молодого вулканизма
a Молодые вулканические породы (олигоцен — плейстоцен)					+
b Посторогенические отложения (неоген — плейстоцен)	+	+	+	+	+
c Ультраосновные и связанные с ними осадочные породы (мезозой)	Встречаются в одних и тех же аллохтонных гравитационных оползнях	+	+	Встречаются на севере в виде гравитационных оползней	
d Отложения, подвергшиеся главной альпийской складчатости (пермь—эоцен)	+	+	+	+	
e Породы доальпийского «фундамента» («докембрий»— пермо-карбон)	+	+	+	+	

B. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Северо-Анатолийские складки, «Понтиды»

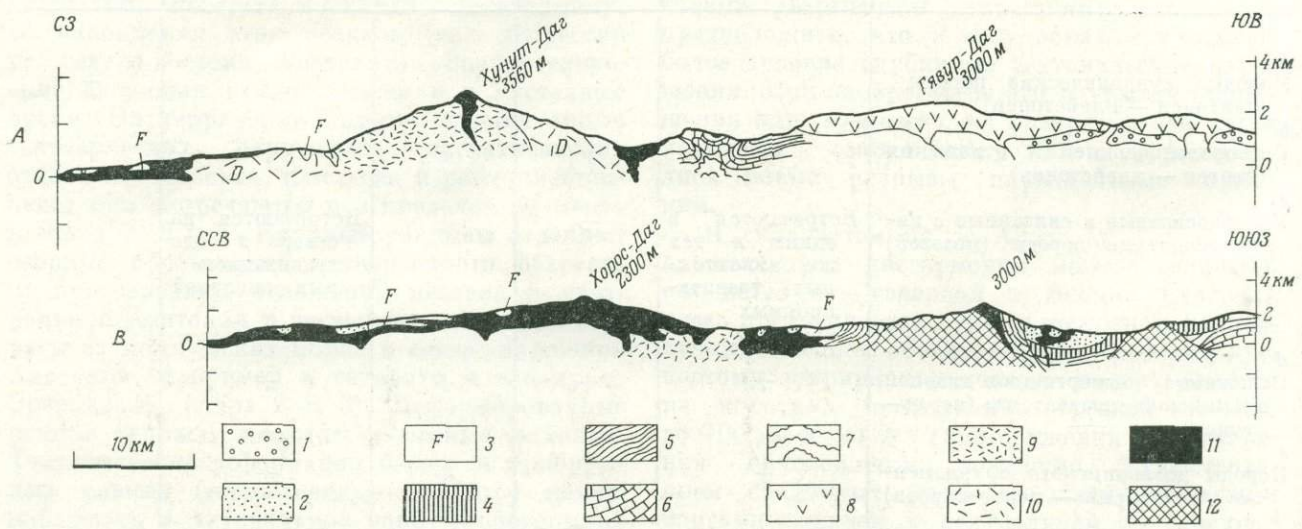
305–306 *Края зоны.* Данные по Болгарии и Закавказью заставляют предположить, что северная граница «Понтид» (между областью развития альпийских складок и северным краевым прогибом), возможно, проходит через Черное море, по-видимому, она соответствует зоне эпейрогенических разрывов, которая прослеживается по расположению эпицентров землетрясений. Характер южной границы неясен из-за недостатка детальных наблюдений, очевидно, она представляет собой полосу постепенного перехода к зоне 2.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 30%; интрузивных — 15%; осадочных — 50%; метаморфических — 5%.

312–316 *Элементы.* Метаморфические и интрузивные породы «фундамента» (элемент *e*) наблюдаются в некоторых глубоко эродированных альпийских складках и занимают площадь 50 × (5—10) км. Смятые в складки отложения элемента *d* несогласно перекрывают породы «фундамента» или залегают на поверхности надвига и занимают свыше 75% площади зоны. Ультраосновные породы (элемент *c*) изредка встречаются на западном продолжении зоны. Отложения олигоцена и неогена (элемент *в*) развиты на небольших площадях.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — до начала лейаса породы элемента *e* были прорваны гранитными интрузиями. Эпизод 2 — в осадочных отложениях лейаса встречаются прослои вулканических пород (базальтов), образование которых сопровождалось внедрением даек. Эпизод 3 — в осадочных отложениях верхнего мела развиты прослои вулканических пород (преимущественно базальтов); извержения вулканов сопровождались внедрением даек. Эпизод 4 — верхнемеловые и более древние породы прорваны интрузиями гранитов и кварцевых диоритов. Эпизод 5 — в осадочных отложениях эоцена встречаются прослои лав (главным образом андезитовых); излияния сопровождались внедрением даек. Эпизод 6 — в этой зоне имеются лавы, туфы и вулканы олигоцен-плейстоценового возраста. Сначала происходили извержения риолитов, а затем — трахитов, андезитов и базальтов.

335–355 *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1 — породы элемента *e* испытали метаморфизм и деформацию до начала лейаса. Фаза 2 — в начале средней юры или в конце лейаса складчатость затронула нижнеюрские породы, на которых образования средней юры залегают



ФИГ. 2. Геологические разрезы зоны 1 ([9], лист II).

1 — плиоцен; *2* — эоценовый флиш; *3* — верхнемеловой флиш и известняки; *4* — офиолитовые серии мезозоя, главным образом мел; *5* — известняки и флиш юры и мела; *6* — известняки лейаса; *7* — метаморфические породы и палеозойский фундамент; *8* — вулканиты (миоцен-четвертичные); *9* — граниты (эоцен); *10* — диориты (эоцен); *11* — вулканиты (верхний мел — эоцен); *12* — граниты (палеозой). Линии разрезов показаны на фиг. 1.

несогласно. Фаза 3 — в эоцене и олигоцене деформация захватила породы элементов *e* и *d* (пиренейская и гельветская фазы). Сформировались сильно сжатые складки, оси которых ориентированы в широтном направлении; широко распространены складки, ограниченные разрывами, надвиги и чешуи.

366–373 *Разрывы.* Формирование разрывов захватило все породы элементов *e*, *d* и *b* после завершения альпийской складчатости, от олигоцена до настоящего времени. Встречаются сбросы, взбросы и зоны разрывов; простирание их в общем параллельно простиранию альпийских складок. Во время землетрясений произошли горизонтальные перемещения на расстояние до 4 м.

Зона 2. Северо-Анатолийские складки, «Анатолиды»

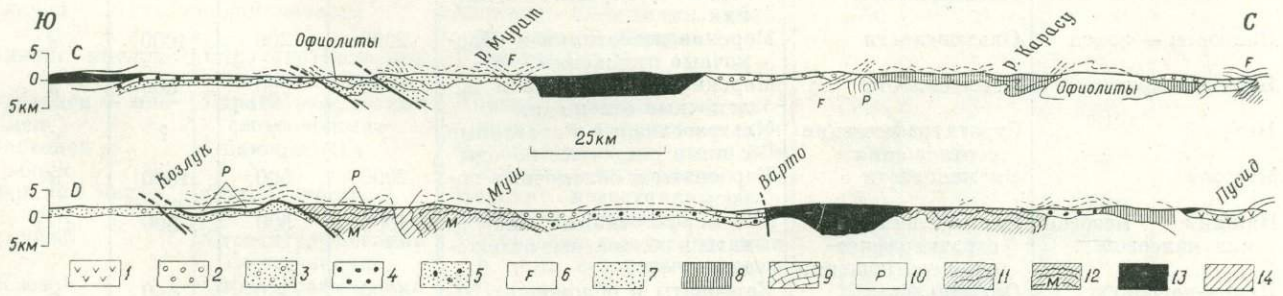
305–306 *Края зоны.* Северная граница не определена из-за отсутствия детальных наблюдений; возможно, это полоса постепенного перехода к зоне 1. Характер южной границы не ясен, так как обнажений мало; вероятно, ее можно проследить по выходам ультраосновных пород.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 40%; ультраосновных — 10%; осадочных — 50%; интрузивные и метаморфические породы встречаются редко.

312–316 *Элементы.* Осадочные и метаморфические породы (элемент *e*) обнажаются в ядрах альпийских антиклиналей в разных местах зоны и занимают площадь от 50 до 150 км². Мезозойские и нижнетретичные слои (элемент *d*) залегают несогласно на породах элемента *e* или вдоль разрывов. Ультраосновные породы элемента *c* встречаются в нарушенных структурах, затронутых надвигами и гравитационными оползнями. Вместе породы элементов *c* и *d* занимают площадь 400 × 50 км. Посторогенические слои (элемент *b*) лежат несогласно на более древних породах и занимают площадь 30 000 км².

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — по всей зоне распространены офиолиты, датированные мезозоем. Предполагают, что извержения происходили в позднем мелу или раньше. Однако положение, которое сейчас занимают офиолиты, обусловлено надвиганием и гравитационным оползанием, захватившими эти породы в позднемеловое время. Эпизод 2 — в метаморфических породах встречаются гранитные интрузии, по-видимому, палеозойского возраста. Меловые отложения прорваны гранитами, вероятно внедрившимися после мела. Эпизод 3 — в результате вулканических извержений в олигоцен-плейстоценовое время образовались лавы, туфы и пирокластические отложения кислого (редко), среднего и основного состава (снизу вверх).

335–355 *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1 — породы элемента *e* испытали деформацию еще до начала мезозоя. О возрасте метаморфизованных осадочных пород, развитых в этой зоне, известно мало (см. выше), метаморфизм мог происходить либо в фазу 1, либо в фазу 2. Фаза 2 — в позднемеловое и в эоцен-олигоценовое время породы элемента *c*, *d* и *e* испытали интенсивную складчатость, надвигание и оползание под действием силы тяжести. Оси складок ориентированы приблизительно в широтном направлении.



ФИГ. 3. Геологические разрезы зон 2 и 3 ([1], лист II).

1 — неоген, вулканические фации; *2* — неоген, континентальные отложения (нерасчлененные); *3* — верхний миоцен; *4* — миоцен, морские отложения (нерасчлененные); *5* — нижний миоцен; *6* — эоценовый флиш; *7* — верхний мел (иногда с офиолитами) и палеоцен; *8* — мезозой, главным образом мел, офиолитовые серии; *9* — юра и мел; *10* — пермь; *11* — мраморы, кристаллические известняки, доломиты; *12* — метаморфические породы (палеозой); *13* — вулканические породы; *14* — гнейсы и амфиболиты. Линии разрезов показаны на фиг. 1.

Таблица 2

Стратиграфия зоны 1

319 Стратиграфическая единица	320 Обоснование возраста	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Неоген	Окаменелости	Пресноводные и континентальные обломочные отложения	< 500	> 100	*b*
Олигоцен — миоцен	Стратиграфическое положение	Пресноводные и лагунные обломочные отложения	< 3000	> 100	*b*
Миоцен	Окаменелости	Морские отложения	< 2000	> 100	*b*
Неоген — миоцен	Стратиграфическое положение	Вулканические породы	< 3000	> 100	*b*
Палеоцен — эоцен	Окаменелости	Морские известняки и обломочные отложения, лавы и туфы	< 3000	> 250	*d*
Верхний мел	Окаменелости	Обломочные и карбонатные отложения, лавы, туфы	< 2000	> 500	*d*
Средняя юра — средний мел	Окаменелости	Карбонаты, иногда обломочные отложения	< 2000	> 300	*d*
Лейас	Окаменелости	Карбонатные и обломочные отложения	< 500	> 50	*d*
Долейасовые отложения	Стратиграфические соотношения	Метаморфические и интрузивные породы	< 4000		*e*

Примечание. Четыре стратиграфические единицы неогена развиты в разных впадинах.

Таблица 3

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Обоснование возраста	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Плиоцен — плейстоцен	Окаменелости; стратиграфические соотношения	Пресноводные и континентальные отложения, лавы, туфы, пирокластический материал	100	10	50	*b*
Миоцен	Окаменелости	Морские известняки и обломочные отложения, лагунные осадки	1000	100	300	*b*
Олигоцен — миоцен	Стратиграфические соотношения	Континентальные, пресноводные и лагунные отложения	2000	100	500	*b*
Палеоцен — эоцен	Окаменелости	Морские известняки и обломочные отложения	2000	200	1000	*d*
Верхний мел	Окаменелости	Морские карбонатные и обломочные отложения	1000	200	500	*d*
Мезозой	Стратиграфические соотношения	Ультраосновные и связанные с ними осадочные породы	?	?	?	*c*
Мезозой	Окаменелости	Карбонаты и обломочные породы	2000	500	1000	*d*
Нижний мезозой или палеозой	Окаменелости; стратиграфические соотношения	Метаморфизованные карбонаты и обломочные отложения	1000	500	500	*d*, *e*
Пермо-карбон	Окаменелости	Карбонаты и обломочные отложения	1000	500	500	*e*
Девон	Окаменелости	Карбонаты и обломочные отложения	?	?	?	*e*
	Основание не вскрыто					

366–374 *Разрывы.* Породы элементов *b*, *c*, *d* и *e* нарушены сбросами и взбросами, в них имеются также разрывные зоны. Разрывы в общем параллельны осям альпийских складок, датируются послеэоценовым — плейстоценовым временем; вертикальное смещение по ним достигает 1000 м и больше.

Зона 3. Южно-Анатолийские складки, «Тавриды»

302–305 *Края зоны.* Северная граница не определена из-за отсутствия детальных наблюдений; возможно, она соответствует выходам ультраосновных пород. Южная граница (шириной менее 0,5 км) точно определяется фронтом крупного надвига.

308–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 25%; ультраосновных — 25%; осадочных — 40%; метаморфических — 10%; интрузивные породы встречаются редко.

312–316 *Элементы.* Метаморфические породы и девонские отложения элемента *e* несогласно перекрыты слоями элемента *d*. Отложения элемента *d* и ультраосновные породы элемента *c* испытали воздействие альпийской складчатости и надвигания. Вместе породы элементов *c* и *d* занимают площадь 400 × (25—75) км. Посторогенические отложения (элемент *b*) несогласно перекрывают более древние породы и обнажаются на площади 325 × 50 км.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — мезозойские офиолиты, как в зоне 2. Эпизод 2 — послемеловые граниты, как в зоне 2. Эпизод 3 — олигоцен (?)-плейстоценовый вулканизм, как в зоне 2.

335–355 *Метаморфизм и деформации.* Фаза 1 — в этой зоне известны метаморфические сланцы, возраст которых точно не определен (домезозойские). Кроме того, здесь имеются метаморфизованные пермские известняки (см. [1]). Фаза 2 — породы элементов *d* и *e* в пермское — раннемеловое время, по-видимому, испытали слабое воздействие раннеальпийского метамор-

Таблица 4

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица	320 Обоснование возраста	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Плиоцен — плейстоцен	Окаменелости	Пресноводные и континентальные обломочные отложения	500	0	300	*b*
Олигоцен — плейстоцен	Стратиграфические соотношения	Лавы, туфы, пирокластический материал		0 (за исключением вулканов)	1000	*b*
Миоцен	Окаменелости	Морские известняки, обломочные отложения	1000	0	500	*b*
Нижний миоцен	Стратиграфические соотношения	Базальты, туфы	?	?	?	*b*
Олигоцен — миоцен	Стратиграфические соотношения	Континентальные, пресноводные и лагунные осадки	2000	500	2000	*b*
Палеоцен — эоцен	Окаменелости	Морские карбонатные и обломочные отложения	3000	500	2000	*d*
Верхний мел	Окаменелости	Морские известняки, обломочные отложения	500	100	300	*d*
Мезозой	Стратиграфические соотношения	Ультраосновные и связанные с ними осадочные породы	?	?	?	*c*
Мезозой	Стратиграфические соотношения	Карбонаты	1000	200	500	*d*
Пермь	Окаменелости	Карбонаты	2000	200	1000	*d*
Девон	Окаменелости	Карбонаты, обломочные отложения	?	?	?	*e*
Метаморфические серии	Стратиграфические соотношения	Карбонаты, обломочные отложения	> 1000		+ 500	*e*

физма. Такое предположение сделано исходя из аналогии их с другими частями зоны 3 (со складками Западного Тавра). Фаза 3 — в меловое — олигоценовое время породы элементов *c*, *d* и *e* были захвачены главной альпийской складчатостью и надвиганием. Преобладают ограниченные разрывами складки, надвиги и тектонические чешуи; складки ориентированы приблизительно в широтном направлении. Фаза 4 — в конце миоцена южный край зоны испытал надвигание.

366–373 *Разрывы.* Формирование разрывов захватило все породы этой зоны в миоцен-плейстоценовое время. Возникли сбросы, взбросы и зоны разломов, чаще всего параллельные альпийским складкам. Никаких значительных горизонтальных перемещений не обнаружено, но вертикальные достигают 1000 м.

Зона 4. Краевой прогиб, «Краевые складки»

Эта складчатая область юго-восточной Турции является западным продолжением «автохтонных складок» Ирака и Ирана. К западу эти складки погружаются под третичный чехол краевого прогиба, вместе с которым их и рассматривают; однако Кетин [18] отнес эти «Краевые складки» к зоне «Таврид».

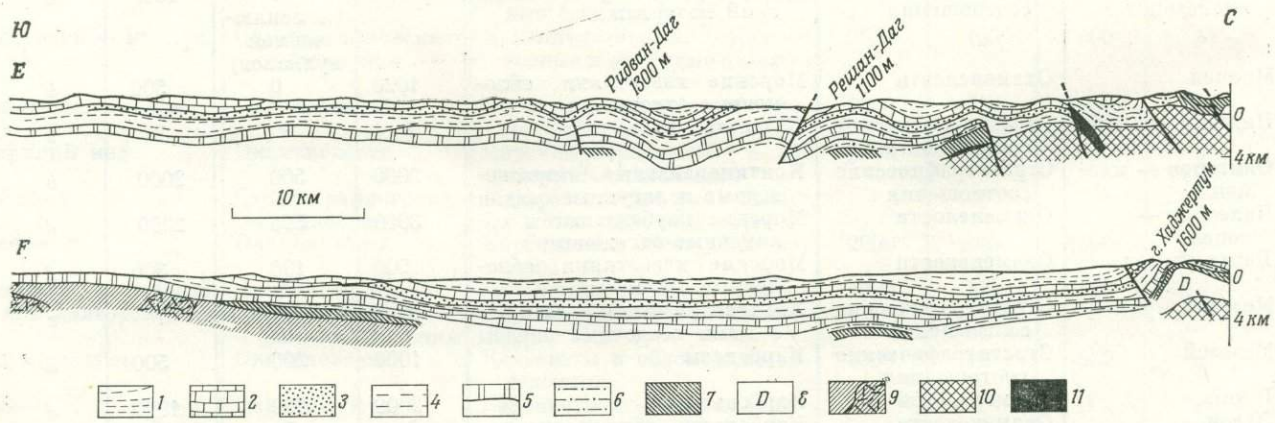
302–304 *Края зоны.* Северная граница четко (ширина менее 0,5 км) определяется фронтом надвига альпийских складок. Южный край зоны представляет собой широкую (более 3 км) полосу постепенного перехода от фаций и структур краевого прогиба к фациям и структурам Аравийской платформы.

308–310 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 10%; осадочных — 90%.

312–316 *Элементы.* Палеозойские породы элемента *e* выходят на поверхность в областях крупных тектонических поднятий на площади (10—20) × (1—5) км. Пермские — эоценовые слои элемента *d*, залегающие на элементе *e* несогласно, опрокинуты, нарушены разрывами и повсюду смяты в складки; эти отложения занимают площадь 500 × (50—100) км. Ультраосновные породы (элемент *c*) встречаются только в виде гравитационных оползней в верхнемеловых слоях. Миоцен-плейстоценовые отложения залегают несогласно на более древних породах и занимают площадь 500 × 100 км.

326–332 *Магматизм.* Плиоцен-плейстоценовый базальтовый вулканизм проявился в виде трещинных излияний и извержений вулканов центрального типа. Самые значительные области развития вулканических отложений расположены к западу от Джизре (площадь около 50 × 60 км) и к западу от Диярбакыра (100 × 120 км). Мощности там, где обнажаются конусы вулканов центрального типа, в среднем 200—300 м.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — породы элемента *e* в среднедевонское — пермское время испытали герцинскую складчатость. Фаза 2 — меловая складчатость затронула породы не моложе среднего мела; несогласно перекрывающие их отложения верхнего мела этой складчато-



ФИГ. 4. Геологические разрезы зоны 4 ([24], лист II).

1 — неоген; *2* — средний эоцен — бурдигал; *3* — серия Герджюш (палеоцен); *4* — серия Кермав (верхний мел — палеоцен); *5* — массивные известняки (юра и мел); *6* — серия Гойан (триас); *7* — пермь; *8* — девон; *9* — кембрий; *10* — массив Битлис, метаморфические породы; *11* — интрузии основного состава. Линии разрезов показаны на фиг. 1.

Таблица 5

Стратиграфия зоны 4

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м	[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			средняя	
Плиоцен — плейстоцен	Стратиграфические соотношения	Базальты, обломочные отложения		*b*
Формация Шелмо	Верхний миоцен; стратиграфические соотношения	Морские, до лагунных, обломочные отложения	500	*b*
Группа Гермик	Нижний — средний миоцен; окаменелости	Морские известняки, лагунные обломочные отложения	400	*b*
Формация Мидьят	Средний — верхний эоцен; окаменелости	Морские карбонаты	400	*d*
Формация Герджюш	Нижний эоцен; стратиграфические соотношения	Обломочные отложения	300	*d*
Группа Гермав	Верхний мел — палеоцен; окаменелости	Морские глинистые сланцы бессточных впадин с прослоями рифовых известняков	1500	*d*
Группа Мардин	Нижний — верхний мел; окаменелости	Морские карбонаты	1000	*d*
Триас — юра	Окаменелости; стратиграфические соотношения	Морские карбонаты и глинистые сланцы; лагунные осадки	1000	*d*
Пермь	Окаменелости	Морские карбонатные и обломочные отложения	1000	*d*
Девон	Окаменелости; стратиграфические соотношения	Карбонаты, обломочные отложения	1500	*e*
Силур	Окаменелости; стратиграфические соотношения	Обломочные отложения	?	*e*
Кембрий	Окаменелости; стратиграфические соотношения	Глинистые сланцы, карбонаты, кварциты	1000	*e*
«Докембрий»	Стратиграфические соотношения, предположительно	Порфириты	?	*e*

сти не испытали. Фаза 3 — формирование складок и надвигов в конце миоцена захватило породы элементов *d* и *e* вдоль северной границы этой зоны. В результате второй и третьей фаз деформации возникли складки и надвиги. Складки меняются от вертикальных до опрокинутых, причем крылья некоторых структур (одно или оба) нарушены разрывами. Надвиги развиты только возле северной границы зоны. В любом пересечении зоны есть в среднем 5—10 складок с размерами больше 1 км.

[366-373] *Разрывы.* В миоцене и плиоцене породы элементов *d* и *b* были нарушены сбросами и взбросами, часто приблизительно параллельными осям альпийских складок. Никаких горизонтальных перемещений отмечено не было, но имеются вертикальные смещения величиной около 1 км.

«Зона 5». Внутренние альпийские эпейрогенические впадины и районы молодого вулканизма

Особенности, характерные для крупных эпейрогенических впадин и районов молодого вулканизма, описаны здесь вместе как для удобства, так и потому, что эти районы наложены на четыре зоны альпийской складчатости, рассмотренные выше. Они расположены примерно между линией Малатья — Палу — Муш — Ван на юге и линией, проходящей через Сивас, Эрзинджан и через точки в 40 км севернее Эрзурума и в 50 км восточнее Артвина на севере. Самыми крупными эпейрогеническими впадинами в пределах сегмента являются впадины: Сивас (300 × 60 км, в западной части сегмента), Малатья (55 × 30 км), Чайирли-

Терджан (50 × 30 км), Эрзурум (60 × 30 км), Пасинлер (70×25 км), Текман-Караязи (50 × 30 км), Хозат (50 × 25 км), впадина в верхнем течении реки Мурат (120 × 50 км) и Кагизман-Тузлуджа (75 × 20 км).

Однако, распространение посторогенических отложений (элемент *b*) и олигоцен-плейстоценовых вулканических пород не ограничено перечисленными районами. Данные по другим впадинам, размеры которых меньше, приведены в соответствующих частях геологических разрезов зон 1—4.

Таблица 6

Стратиграфические единицы, встречающиеся в зоне 5

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Осадочные породы	Верхний миоцен — плейстоцен; окаменелости	Тонко- и грубозернистые обломочные породы, континентальные, лагунные и пресноводные	300	100	200	*b*
	Нижний — средний миоцен; окаменелости	Морские органогенно-обломочные известняки; обломочные породы, иногда лагунные	1000 (?)	0	500	*b*
	Олигоцен — миоцен; окаменелости и стратиграфические соотношения	Континентальные, пресноводные или лагунные отложения	3000	1000	2000	*b*
Вулканические породы	Плиоцен — настоящее время; стратиграфические соотношения	Базальты, туфы, стекловатые лавы, пирокластический материал, конусы вулканов	1000 (кроме вулканических конусов)	100	500	*a*
	Верхний миоцен — плиоцен; стратиграфические соотношения	Породы среднего состава, туфы и пирокластический материал, потоки встречаются чаще, чем конусы				*a*
	Нижний миоцен; стратиграфические соотношения	Базальты, некоторое количество пирокластического материала				*a*
	Нижний миоцен — олигоцен; стратиграфические соотношения	Вулканические породы среднего состава, иногда риолиты				*a*

344–348 *Деформации.* В олигоцене и миоцене имели место образование разрывов, а также локальная складчатость; в плиоцене и плейстоцене формировались разрывы и крупные ундуляции.

366–373 *Разрывы.* В олигоцен-плейстоценовое время возникли сбросы, взбросы и редкие локальные надвиги. Вертикальные смещения достигают 1000 м, но никаких значительных горизонтальных перемещений не наблюдалось.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Altinli I. E., Pamir H. N., Erentöz C.*, Explanatory text of the geological map of Turkey, sheet Erzurum, Ankara, Maden Tetkik Arama Enstit, 1963.
2. *Ambraseys N. N.*, Value of historical records of earthquakes, Nature, Lond., 232, 375—379, 1971.
3. *Brunn J. H.*, Les zones helléniques internes et leur extension, Bull. Soc. géol. Fr., 7, II, 198—214, 1961.
4. *Egeran N., Ilhan (Lahn) E.*, Türkiye Jeolojisi, Ankara, published by the authors, 1948.
5. *Erentoz C.*, Contribution to the stratigraphy of Turkey, Bull. Maden Tektik Arama Enstit., 66, 1—22, 1966.
6. *Erentöz C., Ternek Z.*, Oil possibilities in the sedimentary basins of Turkey, Btull Maden Tetkik Arama Enstit., 53, 21 – 38, 1959.
7. *Ergin K., Güglü U., Uz Z.*, A catalog of earthquakes for Turkey and surrounding areas, Istanbul Teknik Ünuiersitesi, Arz Fiziği Enstit. Yyinlaari, 24, 1967.
8. *Furon R.*, Introdiction à la géologie et à la hydrogéologie et la Turquie, Mus. Natl. Hist. nat. Paris Mém. C, 3, 1, 1953.
9. *Gattinger T. E., Erentoz C., Ketin I.*, Explanatory text of the geological map of Turkey, sheet Trabzon, Ankara, Maden Tetkik Arama Enstit., 1962.
10. Geological Map of Turkey 1 : 500 000, Sheets Kars, Trabzon, Samsun, Van, Erzurum, Sivas, Cizre, Diyarbakir, Hatay, Ankara, Maden Tetkik Arama Enstit., 1962—1966.
11. Geological Map of Turkey 1 : 500 000, Explanatory Texts of the Sheets,

Cizre and Van, compiled by Altinli E., Sivas, F. Baykal, Sinop, I. Ketin; Ankara, Maden Tetkik Arama Enstit.
12. *Ilhan (Lahn) E.*, Bibliographie géologie de la Turquie, Türk. Jeol. Kur. Bült., 1, 96—135, 1948.
13. *Ilhan (Lahn) E.*, Note sur la géologie de l'Anatolie orientale, Eclog. geol. Helv., 44, 307—314, 1951.
14. *Ilahn (Lahn) E.*, Toros — Zagros folding and its relation to Middle East oil fields, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 51, 651—667, 1967.
15. *Ketin I.*, Über die tektonischen-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben der letzten 10 Jahre, Bull. Soc. geol. Turkey, 2, 1—11, 1949.
16. *Ketin I.*, The orogenic evolution of Turkey, Bull. Maden Tetkik Arama Enstit., 53, 85—100, 1959. (Имеется русский перевод: *Кетин И.*, Орогеническая эволюция территории Турции, в сб. «Тектоника Альпийской области», «Мир», М., 1965.)
17. *Ketin I.*, Notice explicative de la carte tectonique de la Turquie au 1 : 2 500 000, Bull. Maden Tetkik Arama Enstit., 54, 63—86, 1960.
18. *Ketin I.*, Tectonic units of Anatolia. Bull. Maden Tetkik Arama Enstit., 66, 24—34, 1966.
19. Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi Makaleler Bibliyografysi, 1936—1958, Ankara, 1959.
20. *Pinar N., Ilhan (Lahn) E.*, Türkiye Dèpremleri Izahhli Katalogu (Cataloque of Turkish Eartquakes), Bayindirlik Bakanliĝi, Yapi ve I, I, Rsl. ser. 6, sayi 36, Ankara, 1952.
21. *Pinar N., Ilhan (Lahn) E.*, La position tectonique de l'Anatolie dans le système orogénique méditerranéen, Int. geol. Congr., 19, 17, 171—180, 1954.
22. *Pinar N., Ilhan (Lahn) E.*, Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie, Bull. Soc. géol. Fr., 6, 5, 11—34, 1955.
23. Symposium on the World Rift System, Geol. Surv. Pap. Can., 66—14, 1966. (Имеется русский перевод: Система рифтов Земли, «Мир», М., 1970.)
24. *Tolun N., Erentöz C., Ketin I.*, Explanatory text of the geological map of Turkey, sheet Diyarbakir, Ankara, Maden Tetkik Arama Enstit., 1962.

ЮЖНЫЙ ИРАН: ГОРЫ ЗАГРОС

Н. Фолкон[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Горы Загрос образуют пояс, по которому Альпийско-Гималайская система граничит с Аравийской платформой; сокращение коры соизмеримо здесь с величиной раскрытия Красного моря при движении Аравийской плиты. Эта область представляет особый интерес, так как она прекрасно обнажена и полностью изучена, причем материалы наземных наблюдений дополняются большим количеством буровых скважин, расположенных в предгорьях и к юго-западу от них.

Загрос представляет собой лишь южную часть мезозойско-третичной складчатой области Ирана. Подвижная область центрального Ирана кратко описана Штёклином в этой книге (стр. 264) в статье, посвященной хребту Эльбурс на севере Ирана. Зона 1, выделяемая в настоящей статье, хотя и образует юго-западное ограничение центрального Ирана, топографически связана с Загросом и поэтому описана здесь. Таким образом, северо-восточная граница Загросского пояса проводится условно. Положение юго-западной границы тоже неопределенно, так как напряженность складчатости уменьшается в этом направлении весьма постепенно, а обнажений мало. Ширина пояса, если исключить зону 1, составляет от 350 до 200 км, в среднем — 225 км.

Сегмент. Длина сегмента по простиранию 400 км (фиг. 1).

Зоны. Сегмент делится с северо-востока на юго-запад на три структурные зоны: зона 1 — зона сложного строения с метаморфическими породами; зона 2 — зона надвига (чешуй) внутреннего Загроса; зона 3 — зона простых складок, включающая полосу предгорий. Расположенный юго-западнее платформенный склон, охватывающий современный Персидский залив и северо-восток Аравийского полуострова, характеризуется неорогеническим типом развития (эпейрогенез, соляная тектоника) и не включен в настоящее описание.

Геологическая история. Региональные стратиграфические данные показывают, что в палеозое весь Иран и Персидский залив представляли собой единый стабильный блок, или «платформу», где проявлялись лишь спокойные эпейрогенические движения.

В палеозое отлагались преимущественно морские обломочные осадки. В перми карбонатное осадконакопление распространилось с севера в пределы Персидского залива и продолжалось до раннего миоцена. В течение этого длительного времени блок постепенно погружался и на месте будущего Загроса накопилось до 10 000 м преимущественно карбонатных осадочных пород.

Альпийские движения в центральном Иране, к северо-востоку от Загроса, начались в триасе[1]. К началу юры центральный Иран стал тектонически нестабильным, причем юго-западная граница этой подвижной зоны представляла собой северовосточное ограничение Аравийской платформы, которая оставалась стабильной. Вдоль этого края континента в позднем мелу возник хребет прото-Загрос, причем в поднятие были вовлечены прогибы как эвгеосинклинального, так и миогеосинклинального типа. Большая часть хребта сформировалась в миоцен-плиоценовую орогеническую фазу, в течение которой отложились синорогенические обломочные континентальные осадки, включая эвапориты в основании разреза. В плиоцене северо-восточная часть этого хребта испытала поднятие до максимальной величины 12 000 м относительно прогнутой области Персидского залива на юго-западе. Несколько фаз альпийских движений земной коры распространялось в области Загроса волнообразно с северо-востока на юго-запад. Геологические данные согласуются с представлением о том, что складки и надвиги Загроса возникли в результате движения Аравийской плиты земной коры к северо-востоку с образованием поддвига коры и последующего смятия кровли фанерозойских отложений: частично в связи со сжатием фундамента, а частично в свя-

---

[1] *Falcon N. L.*, The Downs, Chiddingfold, Surrey, Great Britain.

[1] Тщательное изучение растительных остатков в Средней Азии на территории СССР и в некоторых других смежных с Ираном районах показало, что бо́льшая часть отложений, ранее относимых к верхам триаса таких же, как в Иране, песчано-глинистых толщ с растительными остатками, в действительности относится к лейасу (см. *Гомолицкий Н. П., Добрускина И. А.*, Бюлл. МОИП, отд. геол. 48, № 5, 1973). Можно думать, что этот вывод справедлив и для Ирана, и скорее всего альпийские движения (раздробление палеозойской — триасовой относительно стабильной области) здесь также начались в начале юры.— *Прим. ред.*

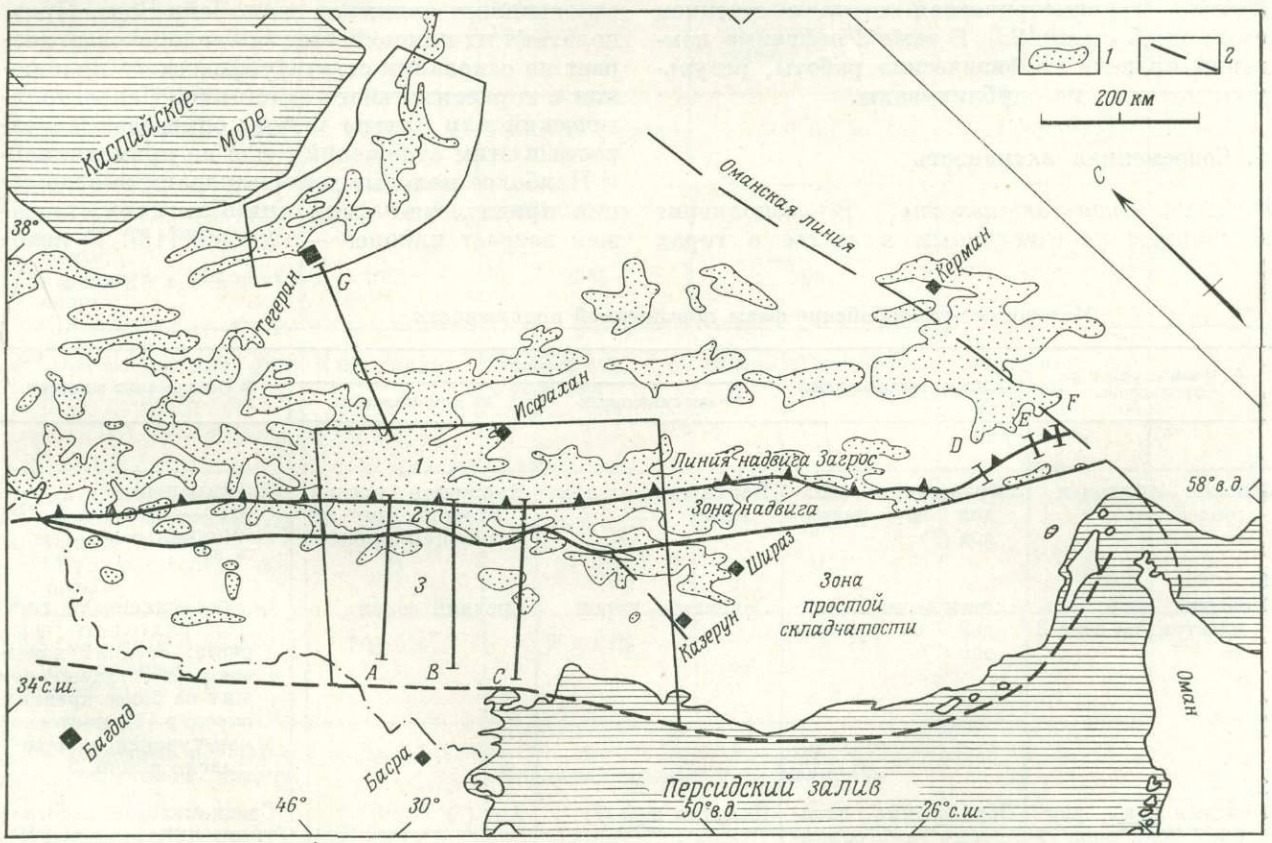
из со скольжением по протерозойско-нижнекембрийским эвапоритам, покрывающим фундамент на большой площади. В миоцене и плиоцене движения проявились в образовании исключительно хорошо выраженных диапиров и структур течения в тех местах, где нижнемиоценовые эвапориты имели наибольшую мощность, в результате сформировался хорошо теперь изученный срыв между древними компетентными карбонатными отложениями и молодыми компетентными обломочными породами. Хребет знаменит также своими прекрасными обнажениями *растекшихся соляных куполов*, сложенных материалом протерозоя — основания кембрия, но они находятся главным образом к юго-востоку от описываемого здесь сегмента.

2. Форма складчатой области в плане

[24] К юго-востоку от сегмента юго-западная половина хребта имеет дугообразную форму. К северо-западу от сегмента юго-западный край хребта также слабо изогнут. На северо-востоке сегмента наблюдаются небольшие дугообразные элементы рельефа, обусловленные скалыванием и надвиганием. [26] Длины радиусов кривизны главных дуг вне сегмента составляют в обоих случаях 850 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Наиболее высокая часть сегмента, составляющая 5% его территории, лежит на высоте 3500 м. [31] Юго-западный край складчатого поя-



ФИГ. 1. Обзорная карта Ирана, показывающая структурные зоны гор Загрос и контуры описанного сегмента и сегмента хребта Эльбурс в северном Иране, описанного Штёклином.

Профили по линиям *A* — *C* показаны на фиг. 3, а по линиям *D* — *F* — на фиг. 4. Профиль по линии *G* см. на стр. 276-277. *1* — горизонталь 2000 м; *2* — линии разрывов.

са лежит на уровне моря или ниже, под аллювием или под водами моря. [32] Граница между зонами 1 и 2 лежит на высоте около 2500 м. [33] Каких-либо геоморфологических поверхностей, намечаемых по высотам вершин, принадлежащих реликтовым пенепленам, не установлено, [34] но имеются поверхности на более низких уровнях, которые, однако, не изучались. Известны реликтовые эрозионные поверхности, приуроченные к относительно мягким отложениям зоны 3 и связанные с новейшими движениями, продолжающимися до сих пор.

4. Геофизические данные

Геофизические данные, приведенные в статье, посвященной хребту Эльбурс, относятся частично и к хребту Загрос. Для хребта Загрос имеются гравиметрические профили [4], а для Ирака — гравиметрическая карта с сечением изолиний 5 мгал [23]. В зоне 3 нефтяные компании провели геофизические работы, результаты которых не опубликованы.

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность.* В дополнение к данным, перечисленным в статье о горах Эльбурс, Фолкон [6], Саваренский и Голубева [32] и Гутенберг и Рихтер [9] приводят карты эпицентров. Гутенберг и Рихтер в своей работе утверждают: «Внешняя дуга располагается против практически несейсмичной прогнутой области Месопотамии и Персидского залива. Устанавливается линия, к юго-западу от которой эпицентры не наблюдаются. Эта линия простирается в Персидский залив и может пересекать Оман».

[75] *Движения в историческое время.* За время около 1700 лет произошло поднятие на 60 футов (20 м) на антиклинальной оси в юго-западной части зоны 3. Измерения основаны на изменении уровня ложа канала эпохи Сасанидов [18].

6. Возрастные соотношения

[85] Наиболее древними недеформированными отложениями являются слои Лейн-Бедс. Предполагают их плиоценовый или голоценовый возраст на основании стратиграфического положения и горизонтального залегания. Палеонтологический или другие методы определения возраста к этим отложениям еще не применялись. [83] Наиболее молодые деформированные отложения принадлежат формации Бахтияри, имеющей возраст плиоцен — голоцен [13]. В неко-

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
4 Миоцен — плиоцен зона 3	Образование складок и разрывов (?)	Верхи раннего миоцена	Движения продолжаются до настоящего времени	Максимальный возраст — см. зона 3, [320]; минимальный — см. [75, 83]
3 Поздний мел, «домаастрихт», зона 2	Образование складок и разрывов (?)	Сеноман — турон	Средний эоцен	Осадки флишевого типа маастрихтского возраста; средний эоцен часто несогласно лежит на более древних породах [2]; постсеноман-туронское несогласие в зоне 3
2 Поздняя юра — ранний мел, зона 1	Образование складок и разрывов (?)	Поздняя юра (?)	Апт (?)	Среднемеловое несогласие ([2], лист H-39E, F)
1 Триас (?) 125 км к ССВ от Бандар-Аббас	?	?	Лейас	Детали см. [24] ([2], лист H-40 U, F); лейасовые слои несогласно залегают на метаморфических породах

торых местах близ активных разломов весьма молодые гравийные отложения имеют наклонное залегание.

Досреднемиоценовые движения в зоне 3 относительно незначительны. В зоне 2 главное значение имели позднемеловые движения, а в зоне 1 — послетриасовые. К юго-востоку от описанного здесь сегмента в позднем мелу началось образование соляных куполов, толчком чему послужила, возможно, орогеническая фаза этого времени в зоне 1.

[81] Древнейшими известными отложениями, впервые деформированными в течение мезозойско-третичной тектоно-магматической эпохи, явля-

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в зонах 2 и 3 в складчатом поясе			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента	
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	на юго-западе	на северо-востоке
[97] Интервал возраста *от* *до*	Кембрий Триас	Юра Голоцен	Орогеническое (?) развитие продолжается	См. [13] а, б	См. [24]
[98] Максимальная мощность	3 500 (?) м	Повсюду около 12 000 м	500 (?) м	5 000 (?) м	м (?)
[99] Оценка объема пород на 100 км длины сегмента; вероятная ошибка оценки	75 000 км³ 40% г	225 000 в км³ 20%	200 км³ 50%	25 000 км³ 20%	
[100] Преобладающие фации	Известняки	Известняки и мергели	Озерные алевриты и конгломераты	Известняки и мергели а; обломочные породы б	
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки [102] Вулканические породы	0	> 1%	0		
[103] Осадочные породы с содержанием карбоната более 90%	30±5%	50±10%	0		
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	0,5±0,5%	0 Исключая кремни и радиоляриты	0		
[105] Источники сноса				Обломочный материал из Аравии	Центральный Иран

а Осадконакопление до эоцена включительно. Предполагается, что оно сходно с осадконакоплением в зоне 3.
б Послеэоценовое осадконакопление: главным образом обломочные породы, но на юго-востоке встречены эвапориты.
в 25 000 км³ послемиоценовых обломочных пород.
г Мощность палеозоя весьма недостоверна.

ются отложения формации Лалун [24] кембрийского или инфракембрийского возраста [17].
[76] *Породы фундамента в пределах сегмента.* Блоки метаморфических пород встречаются в виде экзотических глыб в соляных куполах. Глыбы имеют предположительно докембрийский возраст, поскольку древнейшие неметаморфизованные экзотические глыбы имеют нижнекембрийский или инфракембрийский возраст.
[80] В полосе шириной 100 км к северо-востоку от границы зон 1 и 2 местами обнажаются породы фундамента, имеющие докембрийский возраст [24].

7. Осадконакопление

[106] При оценке [98] мощностей вышележащих слоев деформации не принимались во внимание, поскольку это не считалось необходимым. Только форма залегания эвапоритов (формация Гач-Саран) подверглась значительному изменению, так что наблюдаемые мощности синорогенных пород являются первичными; в отдельных обнажениях в разрезе палеозоя наблюдаются перерывы осадконакопления без видимого углового несогласия. Отложения ордовика, силура и девона обычно отсутствуют. Широко распространенные кварциты или кварцевые песчаники, залегающие ниже трансгрессивной серии пермских карбонатных отложений, являются единственными представителями каменноугольных осадков. Миогеосинклинальная история области Загрос началась в пермское время; с этого времени вплоть до позднего мела не наблюдается крупных перерывов осадконакопления.
[110] *Изменчивость мощностей осадков.* См. [13, 1]. Новейшие данные для зоны 2 не опубликованы; обобщенные сведения см. [2, 3].

8. Структурные соотношения

[111–116] *Крупные разрывы*, которые пересекают более чем одну структурную зону или разделяют структурные зоны: 1. Разрывы между зонами 2 и 3. Они представляют собой взбросы, сместители которых часто круто падают к северо-востоку; смещения по ним достигают по крайней мере 3 км. Начало движений фиксируется в интервале от позднего мела до миоцен — плиоцена; вероятно, они начались в позднем мелу и продолжаются до настоящего времени. Вдоль плоскостей разрывов наблюдается «смазка» из эвапоритов формации Хормудж. 2. «Линия надвига Загрос» на контакте структурных зон 1 и 2 является крупной структурной единицей, которая состоит из цепи надвигов юго-восточного простирания, падающих к северо-востоку. Смещения по ним не поддаются точной оценке, но составляют не менее нескольких километров [2, лист I-39 U, V]. Движения начались в интервале от докембрия до позднего мела, вероятно в докембрии, [24] и, возможно, продолжаются до сих пор. Разрывы сопровождаются широкими зонами дробления. 3. На долготе 51° 30′ наблюдаются нормальные сбросы и сдвиги, имеющие север-северо-западное, северное, северо-восточное и восточное простирания. Движения по ним начались в интервале от позднего мела до голоцена и, возможно, продолжаются до сих пор. На глубине предполагается правостороннее смещение на несколько километров.
[117] Для оценки величины смещения по разломам во всех случаях использовались геометрические соотношения, наблюдаемые по данным геологического картирования. Смещения по разрывам 1 трудно оценить из-за срыва по базальным фанерозойским эвапоритам, а форму разрывов 2 и величину смещений по ним трудно оценить из-за наличия зоны дробления и недостатка обнажений.

9. Обзор тектонического развития

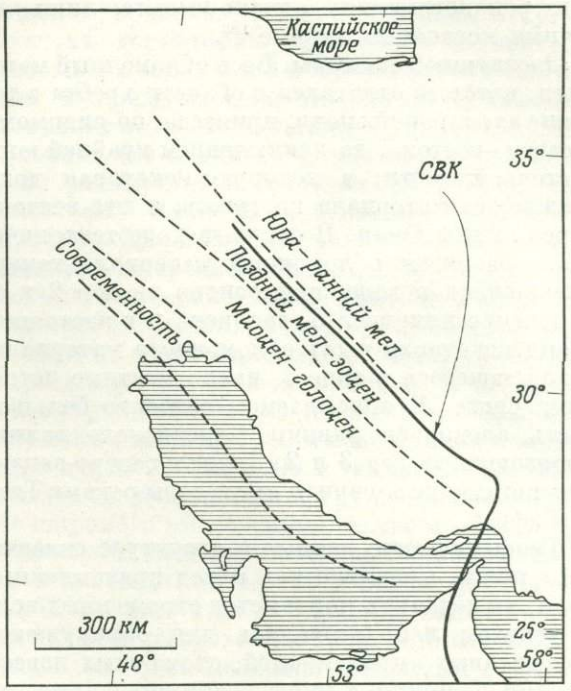
[126] **Региональная хронология и корреляции.** Геохронология и корреляции разработаны на основе ископаемой фауны. Для палеозойских отложений, имеющих скудную палеонтологическую характеристику, использовалась лишь макрофауна. Кембрийская фауна представлена трилобитами, найденными также в Марокко и в Восточной Азии. Мезозойская и досреднемиоценовая макро- и микрофауна достаточно представительна и характеризует провинцию Тетис. В общем макрофауна, особенно аммониты, имеет большое значение при мелкомасштабном картировании, а фораминиферы — при более детальном расчленении разрезов [2].
[127] **Миграция прогибов.** Первый (эвгеосинклинальный?) прогиб, который можно выделить, расположен в зоне 1, вдоль северо-восточного края гор Загрос. Прогиб имеет юрско-раннемеловой возраст и выполнен толщей сланцев и песчаников, мощность которой неизвестна. Источник обломочного материала располагался на северо-востоке. Эти отложения несогласно залегают на известняках «пермско-триасового хребта», которые обнажаются на протяжении 250 км в районе Абадех. В ранне-среднемеловое время неглубокий трог располагался в северо-восточной части зоны 3 [3]. В позднемеловое и раннетретичное время образовались прогибы

в зоне 2 и северо-восточной части зоны 3. Образование этих прогибов сопровождалось позднемеловыми движениями, и в результате они оказались заполненными обломочным материалом. В раннем миоцене в зоне 3 развивался прогиб, в котором накапливались эвапориты, в частности значительные количества галита. Этот прогиб расположен в области современных нефтеносных площадей [3]. С началом миоцен-плиоценовой орогенической фазы в зоне 3 образовался прогиб с континентальным осадконакоплением (см. профили в [1]). Северо-восточная часть Персидского залива и примыкающие к нему аллювиальные равнины представляют собой современный прогиб. На протяжении истории складчатости произошла миграция прогибов с северо-востока на юго-запад.

[128] **Региональные вертикальные движения.** Геологические свидетельства, основанные на современном положении кровли известняковой формации Асмари, и стратиграфические, сейсмические и буровые данные указывают на существование крупной флексуры вдоль внутренней части зоны 3 с простиранием с северо-запада на юго-восток [4]. Амплитуда этой флексуры — около 12 000 м; она уменьшается приблизительно до 6000 м к северо-западу от сегмента и приблизительно до 9000 м к юго-востоку. Это региональное поднятие, которое является основным в хребте, имеет плиоцен-голоценовый возраст; с ним, вероятно, сопряжено образование большинства наблюдаемых антиклинальных и синклинальных складок. Оно не может быть названо посторогеническим поднятием, поскольку образование складок все еще продолжается. Вероятно, оно обусловлено изостатическим эффектом в связи с глубинными движениями земной коры и подтверждает точку зрения о том, что движение Аравийского щита на северо-восток является причиной складчатости.

[129] **Скорость движений.** Для одной из антиклиналей, расположенной на юго-западе зоны 3, указывается скорость поднятия около 10 мм/год. (См. [75].) Если образование флексуры началось [128] в раннем плиоцене, скажем 12 млн. лет назад, скорость общего поднятия составит около 1 мм/год. Это число можно рассматривать как минимальное среднее значение. На поздней стадии поднятия скорость была, вероятно, значительно больше, о чем можно судить по врезанию главных рек [20].

[130] **Палинспастические реконструкции.** Палинспастические реконструкции невозможны из-за того, что отсутствуют определенные данные о срыве, обусловленном нижнекембрийскими — кембрийскими эвапоритами в основании фанерозойского осадочного разреза, геологическая структура которого доступна наблюдению [6]. Минимальные оценки сжатия фанерозойских структур в северо-восток — юго-западном направлении могут быть получены путем непосредственного измерения профилей [1] для зон 3 и 2. Эти значения колеблются от 6,5 до 15,5%. Для одной лишь зоны 2 среднее минимальное значение равно приблизительно 20%. В зоне 1 достоверные оценки не могут быть получены, но сжатие здесь больше, чем в других зонах. Фундамент в этой зоне мог быть деформирован в результате течения. Среднее минимальное сжатие фанерозоя в зонах 3 и 2 равно 30 км. Юго-восточный конец хребта Загрос упирается в Оманскую линию — крупную коровую структуру меридионального простирания, которая прослеживается от южного Омана до Эльбурса и, возможно, дальше [7, 21]. Будучи коровой структурой, эта линия имеет важное значение для палинспастических реконструкций. Она оказывала влияние на стратиграфию и структуры Загроса на протяжении альпийской эпохи и проявлена с докембрийского времени [5]. Ее не следует игнорировать при палинспастиче-



ФИГ. 2. Миграция поясов синорогенических прогибов в юго-западном направлении в горах Загрос.

Обломочные осадки принесены с северо-востока и с локальных поднятий.
СВК — северо-восточный край доскладчатого эвапоритового бассейна протерозойского или раннекембрийского возраста.

ских реконструкциях, однако имеются лишь неточные косвенные данные [133].

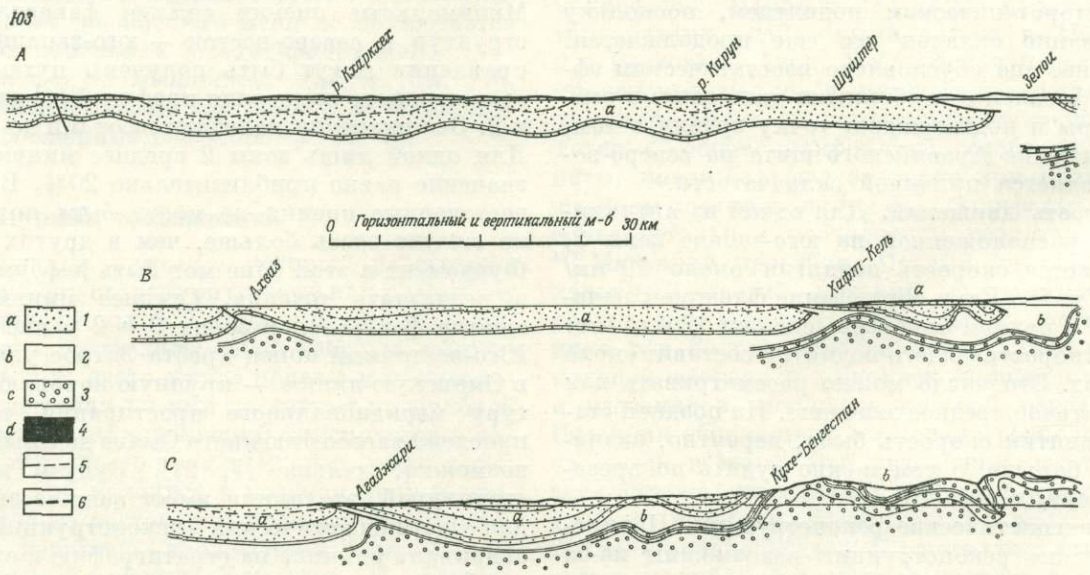
[131] **Эрозионные факторы.** Весь обломочный материал, который отлагался в области хребта в течение альпийской эпохи, принесен, по-видимому с северо-востока, за исключением крайней юго-восточной части, в которую некоторая доля осадочного материала поступала с юго-востока через линию Оман. В общем в ходе тектонического развития обломочный материал, накапливавшийся в зоне, приносился из зон 2 и 1. В течение плиоцена 3, голоцена и в настоящее время некоторая часть обломочного материала, отложившегося в зоне 3, имела местные источники сноса. В описываемом сегменте большая часть алевритов равнин Персидского залива произошла из зон 3 и 2. Далее к северо-западу месопотамские алевриты принесены реками Тигр и Евфрат.

[132] **Геофизические данные о структуре складчатого пояса.** Сейсмический метод преломленных волн, а с недавних пор и метод отраженных волн с успехом использовались для обнаружения погребенных антиклиналей, сложенных известняками элемента *c* ниже некомпетентного элемента *b* в зоне 3; результаты подтверждаются буровыми скважинами.

Величины силы тяжести, измеренные вдоль одного пересечения по дороге, идущей через горы в зоне 3, «возрастают от равнин к горам, а затем уменьшаются по направлению к Хорремабаду, хотя уровень поверхности земли продолжает повышаться. Это согласуется с точкой зрения о существовании легких корней под северо-восточным поясом сильнейших тектонических нарушений, в котором постмиоценовое сжатие усложнило структуру зоны позднемеловой складчатости» [4]. Опубликовано очень мало геофизических работ, проведенных нефтяными компаниями, и ни одна из этих работ не касается вопросов, связанных со структурой коры.

[133] **Роль сдвигов.** Имеются свидетельства о сдвиговых движениях вдоль линии разрывов меридионального простирания, которая пересекает зоны 3 и 2 на долготе около 51°30′ (см. [366–373] и [14]; предполагается также значительное сдвиговое движение вдоль линии Омана на юго-восточном конце хребта. Движения в обоих случаях были, вероятно, правосторонними. По-видимому, Аравийский щит под Персидским заливом расчленен меридиональными разрывами на блоки.

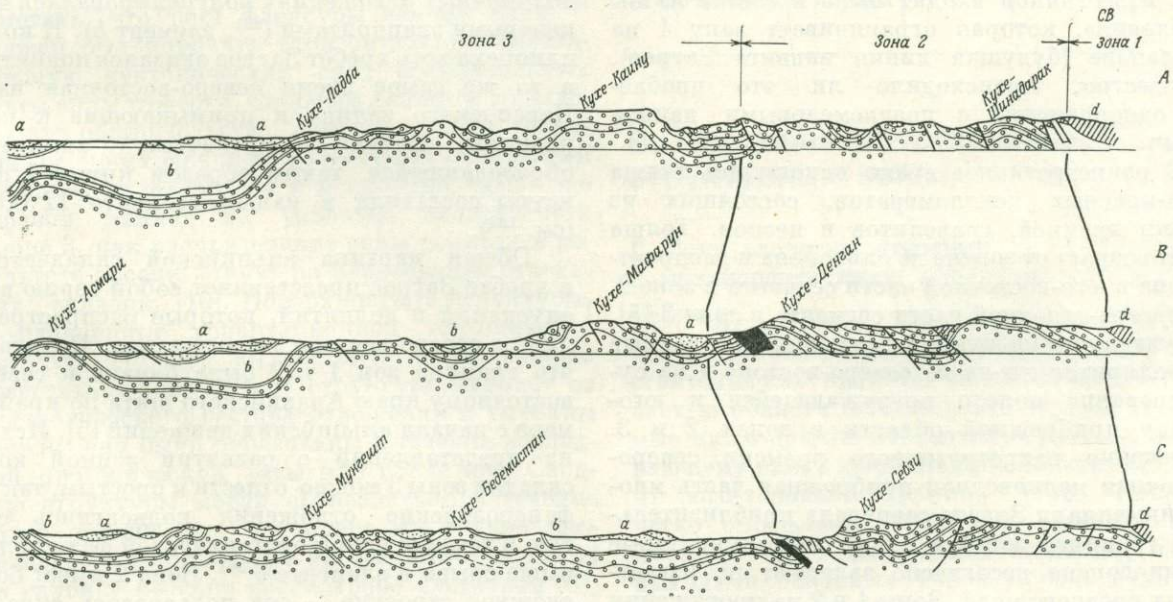
При камеральном изучении аэрофотографий очень мелкого масштаба Уэллмен [28] предположил наличие сдвига вдоль контакта между зонами 1 и 2. Геологи, которые проводили здесь наземные исследования, скептически относятся к этим данным. Геологические доказательства латеральных смещений вдоль этой линии в течение последней орогенической фазы отсутствуют. Во время этой фазы здесь



ФИГ. 3. Профили от равнинной области до области интенсивной складчатости описанного сегмента гор Загрос.
Местоположение профилей см. на фиг. 1. Составлены по разрезам *G*, *I* и *K* [1]. *1* — миоценовые и более молодые компетентные сопутствующие породы); *5* — границы формаций; *6* — разрывы.

образовались значительные надвиги с движением масс на юго-запад; по этой причине линия была названа линией надвига Загрос [7, 5]. Поперечные или вертикальные движения вдоль этой линии в течение дотретичных орогенических фаз могут объяснять ее общую прямолинейность, но это не может быть доказано.

[134] **История развития складчатого пояса.** В конце докембрия в области Персидского залива располагался бассейн, в котором в условиях засушливого климата отлагались эвапориты, в том числе огромные количества галита. Эти эвапориты протерозоя — основания кембрия не встречаются к северо-востоку от зоны 2, в хребте Загрос, и предполагается, что эта линия приблизительно маркирует распределение структур докембрийского возраста в данной области [24]. Эвапориты сопровождаются пурпурно-красными песчаниками, которые имеют более широкое распространение и найдены в центральном, восточном и северном Иране, где они перекрывают осадки, одновозрастные с эвапоритами. Подобные же песчаники найдены в основании фанерозоя в Иордании, юго-восточной Турции, Аравии и в Соляном кряже в Пакистане. Весь Иран и область Персидского залива представляли собой в это время часть обширной стабильной континентальной массы [24]. В хребте Загрос палеозой являлся временем спокойных эпейрогенических движений. В кембрии отлагались обломочные осадки. Отложения ордовика, силура и девона отсутствуют на территории изученного сегмента, но известны в зонах 2 и 3 в юго-восточной части хребта. В пределах сегмента кварциты каменноугольного возраста залегают на кембрийских отложениях без видимого углового несогласия. Данные региональной геологии свидетельствуют, что весь Иран на протяжении палеозоя являлся платформой [24]. Такие условия господствовали до среднего триаса. В конце каменноугольного времени с севера распространилась морская трансгрессия, начав длительный период карбонатного осадконакопления, который в зоне 3 Загроса продолжался до миоцена. К верхнемеловому времени в зоне 3 (и далее к юго-западу от нее) накопилось до 7000 м известняков и мергелей, а в зоне 2 — до 4000 м тех же пород, что указывает на постепенное погружение и образование широкого миогеосинклинального прогиба [5]. С началом оживления тектонической активности в центральном Иране в позднетриасовое время [24] в зоне 1 на юго-востоке нашего сегмента начал формироваться трог, который улавливал обломочный материал, сносимый с северо-востока; здесь стали накапливаться осадки флишевого типа юрского — раннемелового возраста. Эти отложения были деформированы и вовлечены в поднятие позднеюрско-раннемеловыми движениями, вслед за которыми вся область была покрыта среднемеловым морем и в зонах 1, 2 и 3 отложились известняки.



слои; *2* — миоценовые эвапориты; *3* — компетентные слои от кембрия до миоцена; *4* — соляной купол (кембрий и

В позднемеловое время к северо-западу и юго-востоку от сегмента образовались прогибы, в которых накапливались основные изверженные породы и радиоляриты эвгеосинклинального типа. Эти прогибы существовали недолго; к маастрихтскому времени они были вовлечены в поднятие, и накопившиеся в них осадки подверглись размыву и переотложению в виде песчаников флишевого типа с пластами конгломератов с кремневой галькой, которые накапливались в новых прогибах вдоль северо-восточного края зоны 3.

В конце мелового времени в зонах 1 и 2 сформировался мелководный архипелаг, а зона 3 представляла собой глубоководную область, с которой совпадала ось миогеосинклинали [5]. Тектонические события вдоль юго-западной границы зоны 1, которая впоследствии должна была стать поясом надвига Загрос, замаскированы более поздними движениями, но кажется весьма вероятным, что вдоль этой линии происходило нарушение сплошности коры и это обеспечило доступ основной магмы из нижних частей коры или верхней мантии. Существенно, что в юрское и нижнемеловое время эта линия была северо-восточной границей распространения фаций массивных известняков, характерных для зон 2 и 3 сегмента [5]; далее к северо-востоку, по направлению к юрскому — раннемеловому флишевому прогибу, испытавшему впоследствии инверсию, могло происходить опускание по разломам. Северо-восточный край этих известняков входит ныне в состав «зоны дробления», которая ограничивает зону 1 на юго-западе (будущая линия надвига Загрос). Неизвестно, происходило ли это дробление одновременно с позднемеловыми движениями.

В раннетретичное время накопилась толща ярко-красных конгломератов, состоящих из гальки кремней, гравелитов и песков. Толща имеет возраст от эоцена до олигоцена и распространена в юго-восточной части сегмента в зоне 2, а в северо-западной части сегмента в зоне 3 [5]. Это указывает на дальнейшее поднятие и размыв радиоляритов где-то на северо-востоке и на существование полого погружающейся к юго-западу прибрежной области в зонах 2 и 3. В течение раннетретичного времени северо-восточная мелководная прибрежная часть миогеосинклинали Загрос совпадала приблизительно с границей зон 1 и 2, где конгломератовые фации эоцена несогласно залегают на известняках среднего мела. Зоны 1 и 2 на протяжении этого времени оставались архипелагами, в которых крупные складчато-глыбовые блоки, образованные позднемеловыми движениями, поднимались в виде островов.

В раннемиоценовое время сохранялись сходные условия, но в отдельных частях зоны 2 заложились новые прогибы, в которых отлагались мергелистые известняки, а вокруг островов росли водорослевые рифы, указывающие на все еще продолжающееся складкообразование. В зоне 3 на широкой площади в условиях открытого моря отложились известняки Асмари. К концу раннего миоцена в зоне 3 образовался эвапоритовый бассейн, выполненный формацией Гач-Саран (бывшей формацией Нижний Фарс), предвещая наступление фазы позднемиоценовых — плиоценовых движений, которые с наибольшей силой и размахом проявились в конце плиоцена. С развитием этой орогенической фазы в юго-западной части зоны 3 между воздымающимися антиклинальными поднятиями образовались синклинальные прогибы. Эти прогибы были заполнены обломочным материалом, образовавшимся в результате размыва растущих складок в северо-восточной части зоны 3 и растущих блоковых поднятий зоны 2. Зона 1 была взброшена и надвинута в юго-западном направлении вдоль линии надвига Загрос, где пояс раздробленных и перемятых юрских и нижнемеловых известняков («зона дробления») был надвинут на отложения миоцена. Развитие надвигов в зоне 2 определялось эвапоритами, залегающими в основании фанерозоя ([201], элемент *e*), а складчатость в зоне 3 в миоцен-плиоценовых обломочных отложениях контролировалась миоценовыми эвапоритами ([201], элемент *b*). К концу плиоцена весь хребет Загрос оказался поднятым; в то же самое время северо-восточная часть Персидского залива и примыкающие к нему равнины начали опускаться; амплитуда образовавшейся таким образом крупной флексуры составила в нашем сегменте 12 000 м (см. [128]).

Общая картина альпийской складчатости в хребте Загрос представляет собой серию волн опусканий и поднятий, которые распространялись с северо-востока на юго-запад. Полагают, что граница зон 1 и 2 была близка к северо-восточному краю Аравийского щита по крайней мере с начала альпийских движений [5]. Исходя из представлений о развитии земной коры, складки зоны 3 можно отнести к простым, так как фанерозойские отложения подверглись смятию в течение одной орогенической фазы только выше срыва в элементе *e* [201]. Зона 2 имеет более сложное строение — она подверглась складчатости дважды. Внутренняя краевая зона 1 чрезвычайно сложна, она подверглась воздей-

ствию трех или более орогенических фаз. Величина сжатия земной коры в хребте Загрос с миоцена составляет около 50 км и приблизительно соответствует величине сжатия, которое, как предполагают, имело место при отделении Аравии от Африки в течение образования осевого трога Красного моря. Более раннее сжатие (в зоне 1 оно могло быть значительным) невозможно определить. Общее положение о движении Аравии к северо-востоку и меридиональных разломах фундамента дает наиболее удовлетворительное объяснение эволюции складчатого пояса на основе современных данных. Значение эоценовой и голоценовой линии вулканической активности, имеющей загросское простирание и лежащей приблизительно в 150 км к северу от границы зон 1 и 2, остается еще не понятым [5, 19]. Превосходное обобщение геологической истории всего Ближнего Востока, касающееся накопления соленосных отложений, написано Штёклином [25].

[135] **Соляная и гравитационная тектоника.** Нельзя игнорировать соляные купола и диапиры, обнажающиеся в южной части хребта. Наиболее ранний доказанный рост соляных куполов начался в раннемеловое время: этот процесс мог быть обусловлен одной лишь нагрузкой вышележащих толщ, но на него могла также повлиять и орогеническая фаза, отмечаемая для этого времени в зоне 1. Много современных работ, проведенных Нефтяным консорциумом и посвященных соляным куполам, остаются неопубликованными (см., однако, [21, 14, 15]). Важно отметить, что рост флексуры земной коры [127] должен был породить горизонтальную составляющую тектонических сил, обусловленных полем силы тяжести. Спорным является мнение, что это обстоятельство, сопровождаемое широким распространением соленосных отложений в основании фанерозоя и в миоцене, таким же образом влияет на развитие складчатости в зоне 3, как распределение силы тяжести в результате эрозии влияет на образование отдельных складок [10]. Поверхностные структуры, обусловленные гравитационной тектоникой («gravity collapse structures»), ныне хорошо известны. Наблюдаемые структуры зависят от литологического состава отложений и глубины эрозии; они были образованы в течение последней орогенической фазы или после нее. Сходные структуры могли образоваться в течение более ранних фаз, но теперь их трудно распознать. Влияние соли на развитие надвигов на глубине недавно рассмотрено Фолконом [6]; приводимые профили соответствуют скорее принятой схеме, нежели фактам.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 3

[201] **Структурные зоны и элементы в сегменте**

Элементы	Зоны		
	1 Зона сложного строения с метаморфическими породами	2 Зона надвига (зона чешуй)	3 Зона простых складок
a Миоцен и более молодые компетентные слои		+	+
b Миоценовые эвапориты			+
c Кембрийско-миоценовые компетентные слои		+	+
d Юрский — нижнемеловой флиш (*d*1) и пермско-триасовые известняки (*d*2)	+ (см. зона 1, [312])		
e Инфракембрийские — нижнекембрийские эвапориты		+	+
f Метаморфический фундамент	+	Предполагается	Предполагается
g Раздробленные породы	+		

В. Сведения об отдельных структурных зонах

1. Зона сложного строения с метаморфическими породами

[302–307] *Края зоны.* Северо-восточная граница зоны неопределенна, так как эта зона в действительности является наиболее юго-западной частью области центрального Ирана. Приводимые ниже данные относятся к району, охватывающему район шириной приблизительно 100 км от юго-западной границы зоны. Последняя четко определена (<0,5 км) линией надвига Загроса. [308–311] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 1%; интрузивных — 2%; осадочных — 87%; метаморфических — 10%.

312–314 *Элементы.* Раздробленные породы (элемент *g*), состоящие из перемятых и раздробленных известняков, иногда с небольшим количеством изверженных пород, по надвигам контактируют с породами других элементов. Слои нижнемелового — юрского флиша (*d*1) смяты в складки и несогласно залегают на более древних породах или контактируют с ними по надвигам. Пермско-триасовые слои (*d*2) интенсивно смяты и несогласно залегают на более древних образованиях или контактируют с ними по надвигам. Породы метаморфического фундамента (*f*) интенсивно смяты и разбиты разломами. Элементы *g* и *d* подверглись сжатию, размер которого неизвестен. Под них поддвинуты массы с юго-запада, или сами они участвовали в надвигании с северо-востока.

315–316 *Площади выходов элементов.* Элемент *g* обнажается по всей длине сегмента и имеет максимальную ширину 10 км и среднюю — 5 км; элемент *d*1 имеет сложное распределение выходов на поверхности, плохо обнажен и встречается в обнажениях лишь в восточной части зоны; элементы *d*2 и *f* имеют максимальную длину и ширину выходов на поверхность 200 × × 20 и 100 × 75 км соответственно.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — дайки и силлы основного состава, послеюрские лавы и туфы среднего состава присутствуют в элементах *g* и *d*2. Объем (включая эпизод 2) $<0{,}5$ км^3. Эпизод 2 — в элементе *g* присутствуют лавы и туфы среднего состава, которые имеют, вероятно, верхнемеловой возраст, что устанавливается путем сравнения с породами, встречающимися к северо-западу и юго-востоку в зоне 2. Помимо двух вышеупомянутых эпизодов, в метаморфическом фундаменте имеются интрузии неизвестного возраста (объем $<0{,}5$ км^3).

335–342 *Метаморфизм.* Докембрийские (?) породы фундамента метаморфизованы. Возраст метаморфизма не установлен, но, несомненно, является допермским, так как несогласно залегающие пермские отложения не затронуты метаморфизмом [24]. Далее к северо-востоку, в центральном Иране, известен метаморфизм мезозойского возраста. Возраст метаморфизма некоторых филлитов и глинистых сланцев элемента *d*1 может быть послеюрским.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — интенсивное складкообразование, развитие сланцеватости и разрывов в элементе *f* в допермское время; для этих деформаций на основе региональных дан-

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	323 Элемент, в котором развиты эти породы
Голоцен	Стратиграфическое положение и отсутствие деформаций	Гравийники и озерные алевриты	$<\sim 300$	
Миоцен и (или) плиоцен	Стратиграфическое положение и отсутствие деформаций	Конгломераты	$<\sim 500$	
Эоцен и часть олигоцена	Несогласие и фауна	Известковые песчаники	<1500	
Средний мел	Сеноман — кампан; фауна	Известняки	<900	
Группа Кхами	Нижний мел — юра; фауна	Массивные известняки	$<\sim 1200$	*d* 1
«Флиш»	Нижний мел — юра; стратиграфическое положение и редкая фауна	Песчаники, сланцы	До нескольких тысяч	*d*1
Триас	Верхний триас; фауна	Известняки	<1200 } максимально свыше 2500 [26]	*d*2
Пермь	Фауна	Песчаники в кровле, темные известняки	<900 } максимально свыше 2500 [26]	*d*2
Метаморфический фундамент	Докембрий (?); предполагается на основе соотношений, но не доказан	Филлиты и сланцы	?	

ных предполагается докембрийский возраст. Фаза 2 — складкообразование в элементе *d* в послеюрский — досреднемеловой интервал времени, вероятно в раннемеловое время: группа Хами смята в складки и несогласно перекрыта среднемеловыми слоями. Фаза 3 — складкообразование и, вероятно, образование взбросов и надвигов, затронувшие элементы *d*, *f* и *g* в среднемеловой — эоценовый интервал времени, вероятно в позднемеловое время: смятые в складки среднемеловые слои несогласно перекрыты эоценовыми отложениями. Фаза 4 — элементы *g*, *d*2 и *f* были смяты и надвинуты, а элемент *g* интенсивно сжат в позднемиоценовый — плиоценовый интервал времени: миоценовые и (или) плиоценовые слои несогласно залегают на дислоцированных породах и включены в них в виде тектонических отторженцев.

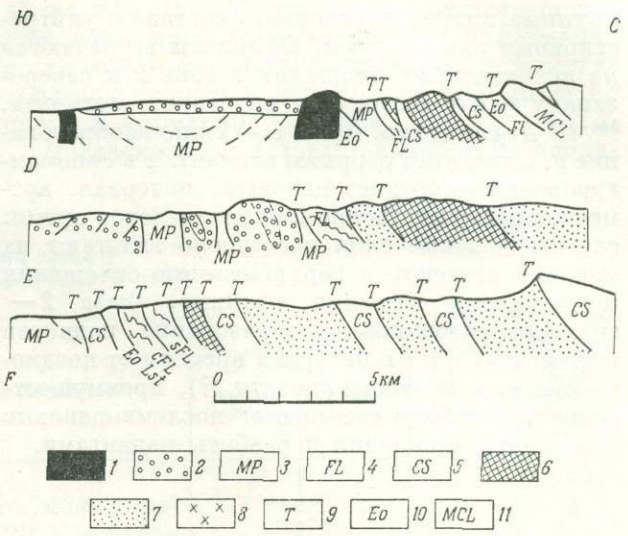
350–355 *Складки.* Детальное строение складок в настоящее время не изучено.

366–374 *Второстепенные разрывы.* Раздробленные породы (элемент *g*) представлены мезозойскими, обычно меловыми, известняками. Зона дробления, в которой они встречаются, простирается с северо-запада на юго-восток и подстилается линией надвига, отделяющей зону 1 от зоны 2 и полого падающей к северо-востоку под углом до 20° на выходах. Местами зона дробления, представленная раздробленными известняками, надвинута на третичные слои. Образование зоны дробления можно объяснить близкими к вертикальным движениями коры на глубине перед надвиганием или как проявление на поверхности крупного поддвига с юго-запада. Вне пределов сегмента элемент *g* прослеживается с трудом. На северо-западе, близ Буруджирда, его непосредственным продолжением может быть надвиг, по которому клиппы метаморфических пород надвинуты на незатронутые дроблением меловые известняки. Зона дробления показана на картах [1, 2].

2. Зона надвига (или чешуй)

Первоначально эта зона была названа «зоной чешуй» геологами-съемщиками и Фолконом [5], в то время как Штёклин назвал ее «зоной надвига Загроса» [24] 302. Как северо-восточный (линия надвига Загроса), так и юго-западный края зоны четкие (<0,5 км).

310 В пределах зоны обнажаются почти исключительно осадочные породы. К северо-западу и юго-востоку от сегмента в этой зоне встречаются радиоляриты и офиолиты верхнемелового возраста [2, 24], распространенные также во всем регионе [8]. В пределах сегмента в этой



ФИГ. 4. Схематические профили через линию надвига Загрос на юго-восточной оконечности хребта.

Местоположение профилей см. на фиг. 1. *1* — соляные купола; *2* — конгломерат; *3* — миоцен-плиоценовые алевриты; *4* — флиш: *cFl* — известковый, *sFl* — песчанистый; *5* — *окрашенные серии*; *6* — *основные изверженные породы*; *7* — метаморфические породы; *8* — гранит; *9* — надвиги; *10* — эоцен, EoLst — известняки; *11* — среднемеловые известняки.

зоне присутствует весьма незначительное количество основных изверженных пород этого возраста, которые встречаются также в виде экзотических глыб в эвапоритовых диапирах.

312–314 *Элементы.* Известняки и обломочные породы третичных бассейнов (элемент *a*) имеют синклинальную структуру и согласные, несогласные или тектонические контакты с другими элементами. Слои от кембрия до миоцена (элемент *c*) встречаются в надвинутых антиклиналях и синклиналях и имеют контакт течения с элементом *e*. Элементы *a* и *c* испытали сжатие в северо-восточном направлении по крайней мере на 20%. Нижнекембрийско-докембрийские эвапориты (элемент *e*) встречаются в эвапоритовых диапирах. Эти эвапориты испытали значительное изменение формы залегания вследствие диапировой складчатости и служат смазкой для некоторых надвигов в элементе *c*.

315–316 *Площади выходов элементов.* Элементы *a* и *c* обнажаются на большей части площади зоны (длина — 400 км; средняя ширина — 50 км); обнажения элемента *e* имеют ограниченное распространение.

326–332 *Магматизм.* Верхнемеловые изверженные породы встречаются в небольшом объеме (<0,5 км^3) вместе с радиоляритами. Эти породы еще недостаточно полно изучены, однако отмечено наличие следующих типов: дайки, силлы, лавы и туфы основного и среднего состава;

крупные интрузии основного состава и ультраосновные лавы и туфы. Офиолиты встречаются на значительных площадях в зоне 2 к северо-западу и юго-востоку от изученного сегмента.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — складкообразование и, возможно, разрывы элемента *c* в сеноман-туронский — среднеэоценовый интервал времени, преимущественно в позднемеловое время: среднеэоценовые слои несогласно залегают на меловых породах, а верхнемеловые отложения представлены фациями «флиша». Фаза 2 — складкообразование и образование надвигов в элементах *a* и *c* в интервал времени от позднего миоцена до современности (?), преимущественно в плиоценовое время: послемиоценовые слои смяты в складки и разбиты надвигами.

350–355 *Складки.* Фазы 1 и 2 в совокупности образовали складки с амплитудами до 5000 м, шириной до 8000 м, апикальными углами 0° и с осевыми поверхностями, простирающимися на северо-запад и падающими к северо-востоку под углами более 60°. В любом поперечном разрезе зоны присутствуют четыре складки размером более 1000 м.

357, 374 *Карты складок и разрывов.* См. [1, 2].

366–373 *Второстепенные разрывы.* Элементы *a* и *c* разбиты разломами, имеющими возраст от миоцен-плиоцена до голоцена. Преобладают надвиги; нормальные сбросы редки. Разрывы имеют северо-западное простирание; в обнажениях они круто падают к северо-востоку, но на глубине, вероятно, выполаживаются. Возраст раз-

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Формация Бахтияри	Плиоцен; относительное положение	Конгломераты	< 1000		*a*
Миоцен	Фауна	Известняки и мергели	< 1000		*a*
Олигоцен	Фауна	Известняки и мергели	< 200		*c*
Эоцен	Фауна	Известняки, сланцы, мергели и конгломераты	< 1000		*c*
Верхний мел	Маастрихт — сенон; фауна	Мергели, тонкослоистые известняки	< 1000		*c*
Верхний мел; «флиш»; формация Амиран	Маастрихт; фауна	Конгломераты, песчаники, сланцы и известняки	< 1000		*c*
Радиоляриты	Верхний мел; фауна и полевые соотношения	Радиоляриты с андезитами и пеплами	До нескольких тысяч		*c*
Средний мел	Сеноман — кампан; фауна	Известняки со сланцами или мергелями	< 1200		*c*
Нижний мел	Неоком — альб; фауна	Массивные известняки или тонкослоистые известняки и сланцы	< 900	> 200	*c*
Юра	Стратиграфическое положение и фауна	Известняки	< 350	> 250	*c*
Триас	Стратиграфическое положение и фауна	Известняки, сланцы и доломиты	< 550	> 400	*c*
Пермо-карбон	Фауна	Известняки	< 900	> 600	*c*
Верхний карбон	Редкая фауна и флора	Песчаники или кварциты		В среднем 30	*c*
Верхний и средний кембрий	Фауна	Сланцы и тонкослоистые доломиты	< 1200		*c*
Нижний кембрий	Предполагаемый	Красные песчаники	> 600		*c*
Формация Хормудж	Нижний кембрий или докембрий	Эвапориты, красные сланцы с гематитом	?	?	*e*

Примечание. При картировании зоны 2 названия формаций не употреблялись, и карты составлялись на основе приблизительного выделения геохронологических подразделений и смены литологического состава отложений. Сейчас в зоне 2 распознаются многие формации, недавно выделенные в зоне 3.

рывов определяется взаимным положением слоев, например залеганием кембрия на плиоцене или более молодых отложениях. Минимальное сжатие в северо-восточном направлении, обусловленное складчатостью и разрывами, исходя из поперечного разреза зоны, составляет около 15 км, или 20%. Точная оценка не представляется возможной из-за отсутствия информации о глубинном строении, в частности, неизвестна имеющая важное значение величина срыва по породам формации Хормудж.

Позднемеловой возраст разрывов предпола-

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3
(детальное описание см. в [13])

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	Голоцен; археологическое	Континентальные гравийники и алевриты	?	0		*a*
Формации Бахтияри и Агаджари	Миоцен — плиоцен; редкие окаменелости	Континентальные конгломераты, песчаники, алевриты и аргиллиты	5000	0		*a*
Формация Мишан	Нижний — средний миоцен; окаменелости	Известняки, мергели и аргиллиты	1000	0		*a*
Формация Гач-Саран	Нижний миоцен; окаменелости	Эвапориты, мергели, аргиллиты и известняки	1800 (?)	~ 500		*b*
Формация Асмари	Олигоцен — нижний миоцен; окаменелости	Известняки	450	150	300	*c*
Формация Шах-Базан	Средний — верхний эоцен; окаменелости	Известняки			300	*c*
Формация Пабдех	Верхний палеоцен — олигоцен; окаменелости	Сланцы, мергели	~900	15	600	*c*
Формация Джахрум	Палеоцен — верхний эоцен; окаменелости	Известняки	700	0		*c*
Формация Кешкен	Палеоцен (?) — средний эоцен; стратиграфическое положение	Красные алевролиты, песчаники и конгломераты с кремнями	1500	0		*c*
Формация Амиран	Маастрихт — палеоцен; окаменелости	Алевролиты, песчаники, кремни, конгломераты; фации флиша	2100	0		*c*
Формация Талех-Занг	Палеоцен — средний эоцен; окаменелости	Рифовые известняки		0	200	*c*
Формация Гурпи	Верхний кампан — маастрихт; окаменелости	Мергели, сланцы, мергелистые известняки	1500	150		*c*
Группа Бенгестан	Альб — кампан; окаменелости	Известняки, примесь сланцев и мергелей	2700	600		*c*
Группа Кхами	Нижняя юра — альб; окаменелости	Известняки, мергели, сланцы	2000	150		*c*
Формация Нейриз	Лейас; окаменелости	Сланцы, доломиты, алевролиты			285	*c*
	Триас; окаменелости	Известняки, доломиты, сланцы	1400	600		*c*
	Пермь	Известняки	800 (?)			*c*

Примечание. Допермские породы в этой зоне не обнажаются; не были они вскрыты и скважинами. В соляных куполах встречаются экзотические глыбы кембрийских пород [16], а также глыбы песчаников, сланцев, темных вонючих известняков, возраст которых неизвестен (нет фауны).

гается, но не является доказанным. Складки, развивавшиеся в позднемеловое время, могли одновременно осложняться надвигами.

3. Зона простых складок

[306] *Края зоны.* Юго-западный край не установлен из-за отсутствия обнажений. [310] В пределах зоны на поверхности обнажаются только осадочные породы.

[312–314] *Элементы.* Миоценовые и более молодые слои элемента *a* участвуют в складчатости, как компетентные слои. Формация Гач-Саран (элемент *b*) несет признаки течения и диапировой складчатости. Слои от кембрия до миоцена вновь смяты как компетентные слои. Нижнекембрийские — инфракембрийские эвапориты (элемент *e*) некомпетентны и встречаются в соляных куполах и диапирах; они способствуют отслаиванию и срыву. Контакты между элементами следующие: *a* и *b* — надвиговый или согласный; *b* и *c* — обычно с проскальзыванием или надвиговый, иногда согласный; *c* и *e* — контакты течения. Складчатость обусловила сокращение земной коры в северо-восточном направлении в среднем на 10% при измерении по элементу *c*, но решающие данные отсутствуют, в частности, неясно, имеется ли в глубоких синклиналях надвигание (см. [130]). Элементы *b* и *e* значительно изменены по форме в связи с диапиризмом.

[315–316] *Площади выходов элементов.* Элементы *a* и *c* обнажены на большей части зоны (длина — 400 км; ширина — около 200 км). Элементы *b* и *e* имеют хотя и широкое, но более ограниченное распространение.

[326–342] *Магматизм и метаморфизм.* Проявления магматизма и метаморфизма не отмечены в изученном стратиграфическом разрезе зоны. Несколько глыб гранитов и «кристаллических сланцев» отмечено в соляных куполах к юго-востоку от сегмента; эти глыбы предположительно происходят из «фундамента», но возраст их еще не установлен.

[344–348] *Деформации.* Все породы зоны, за исключением голоценовых гравийников и алевритов, смяты в складки в результате проявления единственной фазы складчатости миоцен-плиоценового возраста (см. [320]), но, поскольку движения все еще продолжаются, голоценовые и более молодые гравийники наклонены близ некоторых линий надвигов.

[350–355] *Складки.* Складки, наблюдаемые в элементах *a* и *c*, имеют среднюю амплитуду от 1 до 10 км и среднюю ширину от 5 до 20 км. Как амплитуда, так и ширина складок меняются в зависимости от литологического состава отложений, являясь наибольшими в мощных массивных известняках и наименьшими в тонкослоистых известняково-мергельно-сланцевых отложениях. В среднем в поперечном разрезе зоны насчитывается 15 складок крупнее 1 км. Для складок типичен апикальный угол 0° и осевые плоскости, падающие к северо-востоку под углами более 60° и простирающиеся на северо-запад.

В элементе *c* имеются поверхностные структуры гравитационного происхождения, образовавшиеся после эрозии складок [11, 10]. Элемент *b* состоит из пластин течения и диапиров [21] и включает гравитационные структуры.

[356] *Морфология складок.* Складки в элементе *a* относятся к типу 1D — E. Складки в элементе *c* относятся к типам 1B — E и 2B — D.

[357] *Карты и разрезы складок.* См. [1, 2].

[366–373] *Второстепенные разрывы.* Простирающаяся в север-северо-западном направлении приблизительно вдоль долготы 51°30′ «линия разрыва Казерун» пересекает зону и включает сбросы и несколько правосторонних сдвигов. Разрывы круто наклонные, имеющие северные, северо-восточные и восточные простирания; возраст их от раннего мела до современности. Самые ранние движения отражены в сокращенном разрезе нижнего мела на восточной стороне разрыва в Кухе-Диранге (130 км юго-восточнее Бушира). Эта линия разрывов обусловлена, вероятно, секущим правосторонним смещением неизвестной величины, затронувшим фундамент на глубине.

[374] *Карты разрывов.* См. [2, 19, 5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. British Petroleum Company Limited (BP), Geological maps and sections of South-West Persia, scale 1 : 1 000 000, London, Edward Stanford Ltd., 1956.
2. British Petroleum Company Limited (BP), Geological maps, columns and sections of the High Zagros of South-West Iran, Scale 1 : 250 000, London, Edward Stanford Ltd., 1964.
3. *Falcon N. L.*, Position of oil fields of South-West Iran with respect to relevant sedimentary basins, In: *Weeks L. G.*, Habitat of Oil, Tulsa, Am. Assoc. Petrol. Geol., 1279—1293, 1958.
4. *Falcon N. L.*, Major earth flexuring of the Zagros Mountains of South-West Iran, Q. Jl. geol. Soc. Lond., 117, 367—376, 1961.
5. *Falcon N. L.*, The geology of the north-east margin of the Arabian basement shield, Adv. Sci. Lond., 24, 31—42, 1967.
6. *Falcon N. L.*, Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, In: *Kent P. E., Satterthwaite G. E., Spencer A. M.*, Time and Place in Orogeny, London, Geological Society, 9—22, 1969.

7. *Gansser A.*, New aspects of the geology of central Iran, Wld Petrol. Congr., 4, 1, 279—300, 1955.
8. *Gansser A.*, Ausseralpine Ophioliterprobleme, Eclog. geol. Helv., 52, 659—680, 1960.
9. *Gutenberg B., Richter C. F.*, Seismicity of the Earth and associated phenomena, Princeton University Press, 1954. (Имеется русский перевод: *Гутенберг Б., Рихтер Ч.*, Сейсмичность Земли, ИЛ, М., 1948.)
10. *Harrison J. V., Falcon N. L.*, Collapse structures, Geol. Mag., 71, 529—539, 1934.
11. *Harrison J. V.*, Gravity collapse structures and mountain ranges as exemplified in South-West Iran, Q.Jl. geol. Soc. Lond., 92, 91—102, 1936.
12. *Hull C. E., Warman H. R.*, Asmari oil fields of Iran, Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 14, 428—437, 1970.
13. *James G. A., Wynd J. B.*, Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 49, 2182—2245, 1965.
14. *Kent P. E.*, Recent studies of South Persian Salt plugs,1 Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 42, 2951—2972, 1958.
15. *Kent P. E.*, The Salt of the Persian Gulf Region, Trans. Leics. Lit. and Phil. Soc., 64, 56—88, 1970.
16. *King W. B. R.*, Notes on the Cambrian fauna of Persia, Geol. Mag., 67, 316—327, 1930.
17. *King W. B. R.*, Cambiran trilobites from Iran, Mem. geol. Surv. India, Paleontologica Indica N.S., 22, Mem. 5, 1937.
18. *Lees G. M., Falcon N. L.*, The geographical history of the Mesopotamian Plains, Geograph. Jl., 118, 24—39, 1952.
19. National Iranian Oil Company, *1 : 2 500 000, Geological map of* Iran with explanatory notes, etc., 1959.
20. *Oberlander T.*, The Zagros Streams, Syracuse Geographical Series, No. 1, 1965.
21. *O'Brien G. A. E.*, Salt diapirism in South Persia, Geol. Mijnb., 19, 357—376, 1957.
22. *Savarensky E. F., Golubeva N. V.*, Seismicity of continental Asia and the region of the Sea of Okhotsk, 1953—1965, In: *Hart P. J.*, ed., The Earth's crust and upper mantle, Monogr. Am. geophys. Un., No. 13, 134—139, 1969.
23. *Sayyub A., Valeh R.*, Patterns and properties of the gravity field of Iraq, Int. geol. Congr., 23, 5, 129—142, 1968.
24. *Stöcklin J.*, Structural history and tectonics of Iran: a review, Bull. Am. Ass. petrol. Geol., 52, 1229—1258, 1968a.
25. *Stöcklin J.*, Salt deposits of the Middle East, Spec. pap. geol. Soc. Am., 88, 157—181, 1968b.
26. *Taraz H.*, Permo-Triassic section in Central Iran, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 53, 688—693, 1969.
27. *Taraz H.*, Uppermost Permian and Permo-Triassic Transition Beds in Central Iran, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 55, 1280—1294, 1971.
28. *Wellman H. W.*, Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan, Geol. Rdsch., 55, 716—735 (See also letter by *Harrison J. V., Falcon N. L.*, Geol. Mag., 106, 608), 1966.

СЕВЕРНЫЙ ИРАН: ГОРЫ ЭЛЬБУРС

Й. Штёклин[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Горы Эльбурс, плавно огибая с юга Каспийское море, протягиваются с востока на запад через северный Иран и составляют северную часть Альпийско-Гималайской складчатой области Азии. На севере они понижаются к Каспийскому блоку, а на юге постепенно переходят в плато центрального Ирана, которое в свою очередь имело долгую тектоническую историю на протяжении мезозойского и третичного времени. Краткое описание центрального Ирана приведено ниже в ответе на вопрос [135].

Располагающаяся вне плато центрального Ирана южная часть главного Альпийско-Гималайского пояса, горы Загрос, описана Фолконом в этой же книге, стр. 248.

Северной границей Эльбурсского пояса является крутой обрыв гор в сторону прибрежной четвертичной равнины. Южная граница проводится произвольно. Пояс имеет ширину 120 км.

Сегмент. Длина описанного в настоящей статье сегмента по простиранию в среднем достигает 340 км (фиг. 1).

Зоны. Эльбурсский пояс делится на шесть структурных зон с севера на юг (фиг. 1): 1. Горганская «шпора»— относительно жесткая область неглубокого залегания кристаллического фундамента, перекрытого маломощными мезозойскими осадками. 2. Северная неогеновая зона — полоса нормально складчатых мезозойских и неогеновых пород; последние представлены молассовыми фациями. Южная граница представляет собой надвиг. 3. Северная часть Центральной зоны — характеризуется шельфовым типом осадков, непрерывно отлагавшихся от «инфракембрия» до верхнего мела; наблюдаются слабые проявления вулканизма. Главные дислокации происходили в третичное время. 4. Южная часть Центральной зоны — здесь, как и в зоне 3, развиты дотретичные шельфовые отложения, которые перекрыты очень мощными третичными (преимущественно эоценовыми) вулканическими образованиями; в послеэоценовое время происходило интенсивное образование надвигов. 5. Южная третичная зона — в ее *пределах в эоцене накапливались очень мощ*ные вулканические, а в неогене — континентальные толщи: установлены умеренные надвиговые перемещения в южном направлении. 6. Южные фронтальные поднятия — характеризуются накоплением шельфовых осадков и вулканических *пород; в раннем мелу и позже отмечаются* отдельные эпизоды складкообразования, образование сбросов и взбросов.

Геологическая история. В описываемом поясе установлена только одна последокембрийская тектоно-магматическая эпоха. Метаморфический фундамент имеет докембрийский возраст, фанерозойские породы не метаморфизованы. Крупные несогласия отсутствуют в отложениях от палеозоя до триаса (до рэта), которые хорошо обнажены в ряде протяженных разрезов. Деформации имели место только в мезозойское и главным образом в третичное время и захватили весь сегмент в целом.

2. Форма складчатой области в плане

[16] Пояс продолжается за пределы описываемого сегмента.

[23] Общее простирание: дугообразная форма с радиусом кривизны 300—400 км; Эльбурс — средняя часть пояса, общая длина которого составляет 1200 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Высота наиболее приподнятой части сегмента (5%) — 4000 м. Средняя высота [31] северной *окраины пояса составляет от 0 до 100 м, южной* окраины — от 1000 до 1500 м. Геоморфологические поверхности распознаются по наиболее высоким вершинам реликтовых пенепленов. Ледниковые «кары» на высоте 3600 м образуют часть, по-видимому, плиоценовой (но, возможно, более молодой) эрозионной поверхности, которая спускается до 3000—2500 м [10]. На западе установлена вершинная поверхность на высоте около 2800 м [26].

[34] Эрозионные поверхности обнаружены на двух или более уровнях: 2100 и 2550 м [25]. Возраст их не ясен, но, возможно, он позднеплиоценовый и (или) плейстоценовый.

4. Геофизические данные

[38–39] *Гравиметрические данные.* Карта аномалий Буге на фиг. 2 (контуры через 25 мгал) дана

[1] *Stöcklin J.*, United Nations Geological Survey Institute, Box 1555, Tehran, Iran.

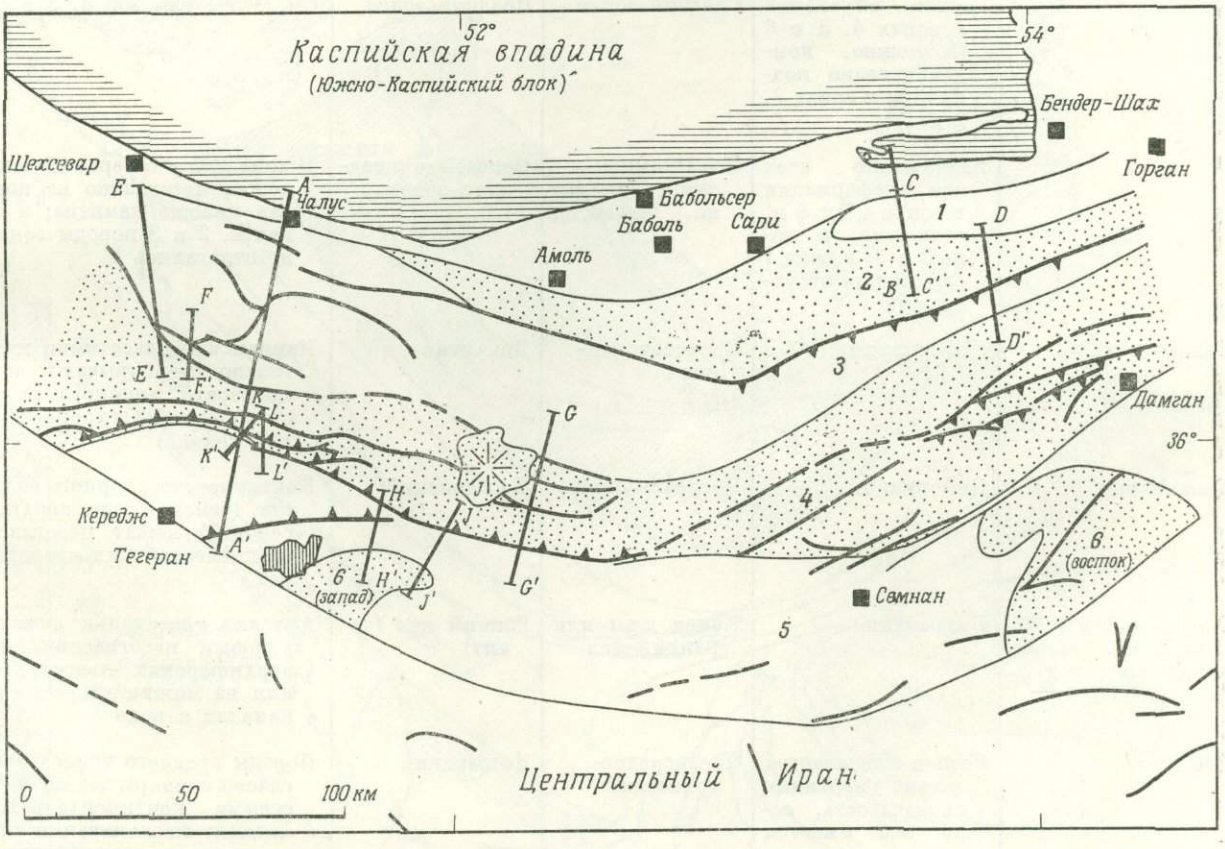
по [28]. [41] Сегмент не находится в изостатическом равновесии. [42-43] Простирание аномалий поля силы тяжести параллельно главным тектоническим и топографическим направлениям. См. ([28]: № 1, 1960; № 9, 1962; № 11, 1963). [45] *Региональные магнитные данные.* Имеются в виде карт с контурами через 500 гамм ([28]: № 12, 1963). [47-48] Простирание магнитных аномалий совпадает с главным тектоническим и топографическим направлением. См. ([28]: № 13, 1963; № 19, 1964; № 24, 1965; № 33, 1967; № 35, 1967).

[51] *Региональные сейсмические данные.* Имеются для северных и северо-восточных районов сегмента. Опубликованы [4] два глубинных сейсмических профиля через советскую часть Копет-Дага. На профилях видно, что вблизи иранской границы раздел М залегает на глубине 40 км, а поверхность Конрада — на глубине около 29 км. Глубина залегания поверхности раздела М является почти постоянной, тогда как поверхность Конрада полого поднимается к северу. Для обеих поверхностей характерны неоднократные изломы, подобно тому как это наблюдается в областях развития горстов и грабенов. Для Южно-Каспийской депрессии выявлена [17] структура коры, сходная со структурой океанических трогов, где наблюдаются опускание раздела М ниже 40 км, значительное утонение «базальтового» слоя, полное выклинивание «гранитного» слоя и утолщения слоя осадков до 20—25 км.

5. Современная активность

[69] *Сейсмическая активность* области высокая [22]. См. карты эпицентров ([28]: № 34, 1966; № 41, 1967; № 7, 1962; № 14, 1963; № 18, 1964; № 21, 1965; № 26, 1965 и № 29, 1966), а также [3, 35].

[75] *Движения в историческое время.* Колебания береговой линии Каспийского моря изучены Штаубом [43].



ФИГ. 1. Расположение описываемого сегмента гор Эльбурс (Центральный Эльбурс), границы структурных зон, крупных надвигов и разрывов; линии профилей.

6. Возрастные соотношения

[85] *Древнейшие недеформированные породы*: а) на севере — породы верхнеплиоценового возраста [50] (см. также зону 2, [348]); б) на юге — породы формации Каризак, считающейся плейстоценовой [37]. [83] Наиболее молодые из дислоцированных пород имеют плиоценовый возраст. Они представлены: а) на севере «континентальной серией», возраст которой установлен по ее стратиграфическому налеганию на содержащие фауну понтические отложения [44]; б) на юге формацией Хезардаррех [37].

[81] Древнейшими породами, впервые деформированными в результате мезозойско-третичной

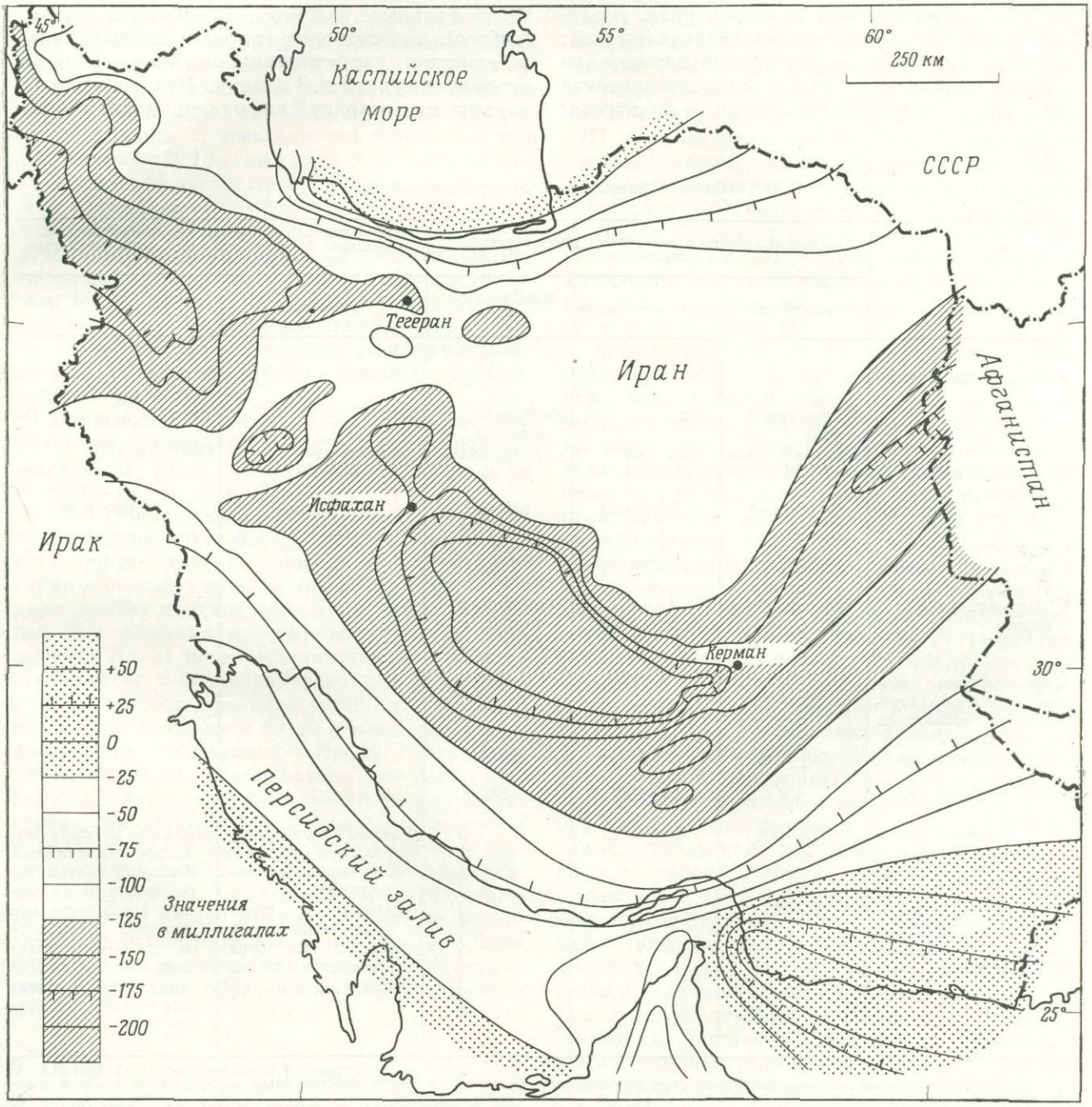
Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские зоны повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
8 Во всех зонах, но в зоне 1 слабая	Деформации и воздымание	Плиоцен	Плейстоцен	См. [83] и [85]
7 В зонах 5, 6 и, возможно, в зонах 2, 3, 4; в зоне 1 слабая или отсутствует	Деформации	Ранний олигоцен	До позднего олигоцена	В зоне 5 породы верхнего олигоцена лежат резко несогласно на фаунистически охарактеризованном среднем и верхнем эоцене
6	Резкое опускание в зонах 4, 5 и 6 (возможно, компенсировано поднятием в зонах 3, 2 и 1)	Средний эоцен	Поздний эоцен	См. [320–322] для зон 4, 5 и 6
5	Воздымание всех зон, деформации в зонах 4,5 и 6 и, возможно, в зоне 2 и 3, в зоне 1 слабые или отсутствуют	Послекампанский, возможно, палеоцен	Основание позднего эоцена	В зоне 4, 5 и 6 верхний эоцен лежит несогласно на породах моложе кампана; в зонах 1, 2 и 3 породы эоцена не отлагались
4 (Только зона 6)	Деформации	Послесеноманский	Докампанский	Кампанские известняки несогласно перекрывают *конгломераты спорного возраста* (сеноман? турон? верхний сенон?)
3 (Только зона 6)	Деформации	Послеальбский	Досенонский	Конгломераты спорного возраста (сеноман? до верхнего сенона?) лежат несогласно на послеальбских известняках
2 (Все зоны, но в зонах 1 и 2 только предполагается)	Воздымание	Конец юры или ранний мел	Ранний мел (доапт)	Аптские известняки лежат с угловым несогласием на верхнеюрских известняках или на нижнемеловых вулканитах в зоне 3
1 (Все зоны)	Резкое воздымание, только умеренная складчатость, если она имеется	Послесреднетриасовый	Дотоарский	Породы среднего триаса несогласно перекрыты рэт-лейасовыми континентальными слоями; выравнивание прекращается до тоарской трансгрессии

складчатости, являются доломиты Сольтание, породы формации Баяндор [и, возможно, формации Кахар, см. [126] (б)] от инфракембрийского до кембрийского (?) возраста [49, 32, 2].

[76–80] Породы фундамента известны как в пределах сегмента, так и к югу от него. Они имеют докембрийский возраст и подстилают толщи, перечисленные выше в пункте [81].



ФИГ. 2. Карта аномалий Буге ([28], № 22, 1965).

7. Осадконакопление

[106] Приоценкемощностей, приведенных в табл. 2 ([98]), результаты деформаций не принимались во внимание, поскольку учесть их невозможно. [107] Осадконакопление происходило не непрерывно в до- и синорогенический периоды. Отмечаются следующие крупные эрозионные поверхности: послемиоценовая — современная, послеверхнеэоценовая—досреднемиоценовая (на юге); послемаастрихтская — досреднемиоценовая (на севере); послекампанская — донижнеэоценовая (на юге); послекимериджская — доаптская; послесреднетриасовая — дорэтская; послевизейская — доассельская; послесреднеордовикская — дофранская; инфракембрийская — позднетриасовая (зона 1).

8. Структурные соотношения

[111–116] *Крупные разрывы.* 1. Крутой надвиг (взброс), по которому породы перемещались в северном направлении; по нему проходит контакт между 2 и 3 зонами. Перемещения по надвигу превосходят 2 км, иногда развиты мило-

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента	
	доорогеническое	синорогеническое	*посторогеническое*	на севере	на юге
[97] Интервал времени					
от	Инфракембрий	Рэт	Верхний *плиоцен*	Рэт (?)	Рэт
до	Средний триас	Плиоцен	Современный	Современный	Современный
[98] Максимальная мощность	5 000 м	15 000 м	200 м	12 000 м	15 000 м и более
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента[а];	70 000 км^3	70 000 км^3	100 км^3	50 000 км^3	80 000 км^3
вероятная ошибка оценки	50%	50%	70%	50%	50%
[100] Преобладающие фации	Известняки и доломиты	Континентальные [б]	Отложения террас и конусы выноса		
Доля общего объема, занятого породами, и возможная ошибка					
[101] Преобладающие фации	65±10%	40±10%	95%		
[102] Вулканические породы	1%	25±10%	2%		
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	65±10%	30±10%		Элемент *d* на севере главным образом из пород фундамента (?)	Молассы и более молодые отложения большей частью из элемента *b* в зонах 4 и 5 плюс некоторое количество из более древних элементов. Домолассовые области сноса неизвестны
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	5±2%	0		Молассы и постскладчатые отложения из всех элементов в зонах 1, 3 и 4	
[105] Источники сноса					

[а] Определялся объем осадков, сохранившихся до настоящего времени; об объеме действительно отлагавшихся осадков можно судить по фиг. 3.

[б] Континентальные отложения включают два элемента: *a* — красные слои, частично гипсоносные и конгломераты; *d* — песчаники, песчанистые глинистые сланцы, карбонатные глинистые сланцы и конгломераты.

ниты. Движения по нему начались в плиоцене или несколько раньше и прекратились в интервале между плиоценом и плейстоценом. 2. Кандаванский разлом — крутой надвиг (взброс), по которому контактируют зоны 3 и 4; перемещения по нему происходили в южном направлении с небольшим правосторонним сдвигом; величина перемещений по плоскости надвига, а также горизонтальные сдвиговые смещения достигают нескольких километров. Этот разрыв падает на север под углами от 30 до 90° и иногда выражен милонитами. Движения по нему происходили с доэоцена, возможно в палеоценовое время, и прекратились в плиоцене или плейстоцене. 3. Главный южный надвиг (взброс) — в западной части, где проходит контакт зон 4 и 5, представляет собой крутой (60°) надвиг с перемещением толщ в южном направлении; в восточной части он выражен крутым надвигом, перемещения по которому происходили в северном направлении. Перемещения достигали нескольких километров. Инфракембрийские породы надвинуты на миоценовые. Движения начались в плиоцене или раньше и закончились в плиоцене — плейстоцене.

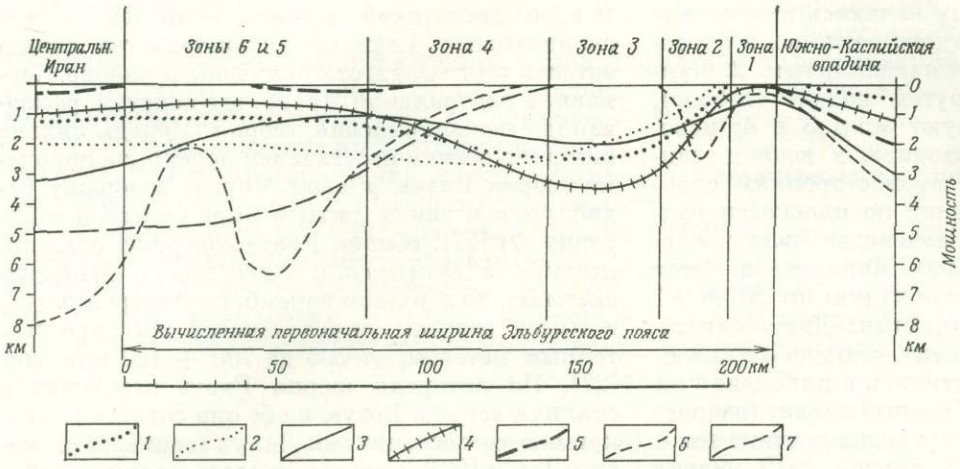
[117] Данные, использованные для характеристики разрывов, заимствованы у следующих авторов: по разрыву 1 — [46], по разрыву 2 — [25], по разрыву 3 — [32, 46].

[119–125] *Мегатектоника.* В результате изучения пород Ирана могут быть получены доказательства предполагаемого первоначального раздвигания и последующего за ним сближения благодаря дрейфу континентов Лавразии и Гондваны. Исследования докембрийских пород фундамента Ирана пока недостаточны для отождествления их с докембрийскими породами Аравии. Последокембрийская история дает мало подтверждений идее о более раннем значительном раздвигании Аравии и Ирана. Если какое-либо раздвигание существовало, оно могло происходить вдоль «главной линии надвигов Загроса», где видны резкие фациальные различия в большей части разрезов мезозойских и третичных отложений (но гораздо слабее выраженные в палеозое!). Сокращение мезозойско-третичной коры между Аравией и Ираном, по-видимому, как это показано Фолконом [15], было «того же характера, как раздвигание коры, которое вызвало образование рифта Красного моря».

9. Обзор тектонического развития

[126] **Региональная хронология и корреляции.** *а. Возраст предшествующей складчатости.* Установлен ассинтский возраст наиболее ранней складчатости. Главные доказательства складчатости этого возраста получены в районе Кермана, в центральном Иране, где неметаморфизованная докембрийская «серия Морад» сильно смята и с резким несогласием перекрыта породами «серии Ризу». «Серия Морад» содержит радиолярии и ламинариты и была отнесена к алгонку (?) [27]. «Серия Ризу» содержит остатки, сходные с *Dickinsonia*, *Spriggina* и *Medusites asteroides*, из верхнего докембрия Австралии [47] и имеет возраст, определенный свинцово-изотопным методом, от 595 до 760 ± 120 млн. лет [27]. По латерали «серия Ризу» переходит в соляную «серию Дезу», и обе они согласно перекрываются песчаниками Лалун (эквивалент «серии Даху» [27]), которые далее к северу, в районе Табас, содержат *Cruziana n. sp.*, относимые Сейлахером [см. 40] к концу нижнего кембрия. Песчаники Лалун сменяются породами, содержащими трилобиты возраста от верхов нижнего до среднего кембрия.

Стратиграфическая последовательность разреза гор Эльбурс очень сходна с разрезом восточной части центрального Ирана, описанным выше, но «ассинтское» несогласие в них выражено менее ясно. Докембрийские метаморфические толщи Аламкух (зона 3) перекрываются неметаморфизованной докембрийской формацией Кахар, которая литологически сходна с «серией Морад». Контактовые взаимоотношения между метаморфическими толщами и формацией Кахар тектонически осложнены. Формация Кахар перекрыта инфракембрийским комплексом, который коррелируется с «серией Ризу» района Керман и содержит строматолиты и другие окаменелости, сходные с формами, встречающимися в отложениях серии Виндхья в Индии верхнедокембрийского — нижнекембрийского возраста и Валдайской серии верхов позднего докембрия Русской платформы [47]. Породы, перекрывающие инфракембрийский комплекс Эльбурса, и фауна, содержащаяся в них, практически идентичны породам, перекрывающим серию Ризу в районе Кермана, песчаникам Лалун с *Cruziana* и трилобитсодержащим породам самых верхов кембрия. Однако в отличие от Кермана «инфракембрий» Эльбурса перекрывает формацию Кахар без резкого несогласия, хотя очевиден значительный стратиграфический перерыв (подчеркнутый далее к западу внедрением гранитов). Достаточно обоснованно предполагается, что перерыв между формацией Кахар и «инфракембрийским» комплексом Эльбурса коррелируется с «ассинтским» несогласием восточной части центрального Ирана. Однако



ФИГ. 3. Схематический разрез через Центральный Эльбурс, показывающий положение до-, син- и посторогенических впадин и изменение первоначальной мощности отложений.

Доорогенические отложения: *1* — верхнедевонские—среднетриасовые; *2* — *инфракембрийские*—ордовикские. *Раннеорогенические отложения:* *3* — среднеюрские — верхнемеловые; *4* — рэт-лейасовые. *Поздне-* и *посторогенические:* *5* — плейстоцен-голоценовые (посторогенические); *6* — олигоцен-миоценовые (моласса); *7* — эоценовые.

возможно, что в Эльбурсе существует реальное, но пока что не описанное несогласие между формацией Кахар и подстилающими метаморфическими толщами.

б. Время начала мезозойских движений принимается как «верхнетриасовое — дорэтское», что четко совпадает с несогласием в основании угленосной формации Шемшак. Движения выразились общим воздыманием, полной сменой морских отложений континентальными и началом формирования прогибов и поднятий, что доказывается резкими изменениями мощности формации Шемшак. Аналогично «ассинтскому» несогласию верхнетриасовое несогласие гораздо яснее выражено на востоке центрального Ирана, чем в Эльбурсе [47]. Рэт-лейасовый возраст формации Шемшак обоснован ископаемой флорой [32]. Наиболее молодыми из пород, отложившихся перед несогласием, являются мощные доломиты, которые относятся к среднему триасу, поскольку перекрывающие их известковые сланцы содержат *Claraia* и другую верхнетриасовую фауну. В Найбенде, в восточной части центрального Ирана, исключительно полно представлены верхнетриасово-лейасовые отложения, накопившиеся после несогласия. Они залегают между среднетриасовыми доломитами и угленосной формацией Шемшак и содержат обильную фауну. Дуглас [14] отнес эти слои к ладинскому, норийскому и рэтскому ярусам. Однако ладинский возраст теперь кажется очень сомнительным, так как с тех пор в Эльбурсе были обнаружены слои с *Claraia* и мощные (до 1000 м) среднетриасовые доломиты, подстилающие слои Найбенд, богатые фауной, а также установлено, что «ладинские» слои Дугласа лежат на норийских слоях с *Heterastridium*. Подобные же доказательства наличия верхнетриасовых движений приводятся в советской литературе, рассматривающей Кавказ и Туранское плато.

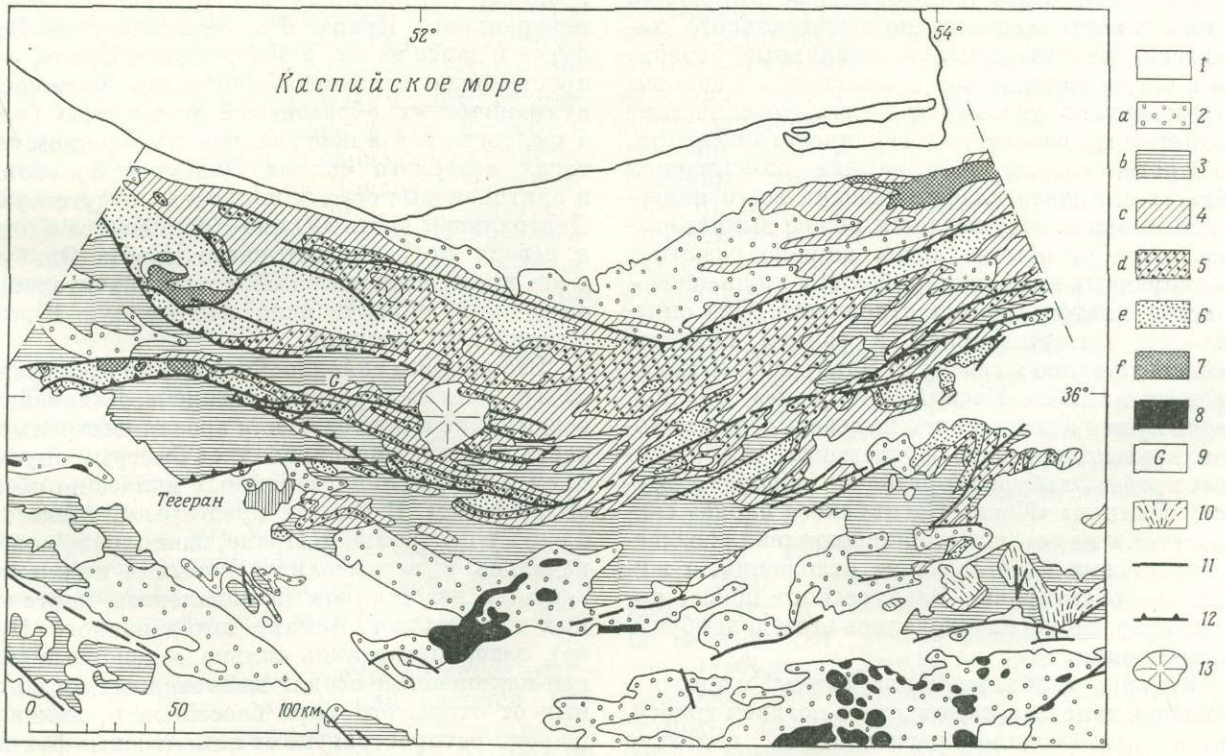
[127] **Миграция прогибов.** Имеющаяся сеть разрезов в пределах Эльбурса еще недостаточно плотна, чтобы как-нибудь определить миграцию прогибов. Советскими авторами (например, [36]) описана длительная миграция с юга на север третичного прогиба Копет-Дага, который в более общем плане можно рассматривать как фронтальную область восточного Эльбурса (см. [135], ниже).

[128–129] **Скорость движений.** В рэт-лейасовое время вертикальные движения были весьма интенсивными. Так, после регионального поднятия в северном прогибе (зона 3) было накоплено более 3000 м главным образом континентальных отложений. Однако еще более интенсивно вертикальные движения проявлялись в третичное время. В быстро погружающемся южном прогибе в эоцене (преимущественно в среднем) отложилось свыше 4000 м подводных вулканических и туфовых пород, которые сменились мощной олигоцен-плиоценовой молассой. Последняя начинается с морских известняков (верхнеолигоцен-нижнемиоценовых), которые затем сменяются гипсами и соленосными отложениями и, наконец, конгломератами. Общая мощность составляет 8000 м. Меньшая, хотя все же значительная, мощность установлена в северной молассе, морские базальные слои которой сейчас находятся на высоте более 2000 м над уровнем моря. Скорость седиментации можно определить только в пределах максимальных и минимальных значений: формация Шемшак (рэт — лейас) — от 0,2 до 0,5 мм/год; средний и верхний эоцен — от 0,5 до 1 мм/год; южная моласса (верхний олигоцен до плиоцена) — от 0,2 до 0,5 мм/год;

средний плиоцен северной молассы — от 1,0 до 1,5 мм/год.

Наиболее сильные горизонтальные движения (сжатие пояса) были в палеоценовое — раннесреднеолигоценовое и в позднеплиоценовое время. Вычислено, что пояс в целом сократился примерно на половину своей дотретичной ширины. Это основано на средней оценке каждой зоны (см. [313]): в зонах 2, 3, 4 и 5 меловые и третичные отложения не подвергались складчатости. Кроме того, была сделана поправка на неопределенный, но достаточно реальный фактор —величину надвигания (см. [114-115])— и учтена в общем слабая изученность зоны 6.

[131] **Эрозионные факторы.** Эрозия, сопровождающая эпейрогенические поднятия, отмечается на ряде этапов на протяжении мезозоя и третичного времени. Она особенно сильно проявлялась после регионального поднятия в позднем триасе. Рэт-лейасовые континентальные слои лежат на неровной эрозионной поверхности, в различной степени срезающей триасовые и палеозойские формации. Главной областью сноса эрозионного материала в палеозое и раннем мезозое, вероятно, был поднятый «Южно-Каспийский блок», расположенный непосредственно к северу от пояса Эльбурс. Эрозия продолжалась с палеоценового времени, когда начал формироваться хребет Эльбурс. Несмотря на то что позже по обеим сторонам этого хребта вновь существовало море, он не был затоплен целиком. Размещение плиоценовых конгломератов в северных предгорьях указывает на существование нескольких крупных речных дельт. Хотя хребет уже создал барьер между Каспийским и Центрально-Иранским бассейнами седиментации, материал этих северных речных дельт частично поступал с южного склона хребта. Это показывает, что в плиоценовое время северные реки уже вызывали пятящуюся эрозию водораздельной части хребта. Этот процесс, вызывающий постепенное смещение водораздела с севера на юг, продолжается до сих пор и обусловлен резкими климатическими контрастами между субтропическими условиями на севере и весьма аридными на юге. Обильные атмосферные осадки на севере приводят к очень сильной эрозии.



ФИГ. 4. Геологическая карта размещения элементов в описываемом сегменте.

1 — плейстоцен — голоцен, недеформированный; *2* — моласса (олигоцен — плиоцен); *3* — эоцен; *4* — средняя юра — верхний мел; *5* — рэт-лейас; *6* — инфракембрий — средний триас; *7* — докембрийский фундамент; *8* — соляные купола (эоценовая и миоценовая соль); *9* — граниты; *10* — метаморфизованные осадочные породы, метаморфизм палеозойского, возможно, позднемезозойского возраста; *11* — разрывы; *12* — надвиги; *13* — вулкан Демавенд.

[132] **Геофизические данные о структуре складчатого пояса.** Карта аномалий Буге для Ирана (фиг. 2) показывает региональное гравитационное поднятие, секущее Эльбурс по направлению к «Южно-Каспийскому блоку». Характер регионального гравитационного поля не позволяет отделить Эльбурс от центрального Ирана в самостоятельную складчатую зону, что совпадает с рисунком региональных структур (см. ниже [135]).

[134] **История развития Эльбурсского пояса.** Эльбурсский пояс представляет собой относительно краевую часть всей складчатой области Ирана, структуры которого образовались в результате двух крупных эпох складчатости: докембрийской («ассинтской») и альпийской (мезозойско-третичного возраста).

«Ассинтская» складчатость в Эльбурсе выразилась главным образом в метаморфизме, приведшем к консолидации докембрийского фундамента, который мог быть непосредственным северным продолжением Аравийского щита. Весь Иранский регион, включая и район Эльбурса, в течение всего времени от «инфракембрия» до среднего триаса сплошь покрывали относительно однородные платформенные отложения эпиконтинентального и континентального характера. Значительные региональные перерывы в осадконакоплении додевонского и допермского времени указывают на эпейрогенические поднятия каледонского и герцинского возраста, но орогеническим деформациям описываемая область не подвергалась в течение всего палеозоя и мезозоя. Наблюдается общее выклинивание к северу обычно очень широко развитых и однородных инфракембрийских и нижнепалеозойских платформенных отложений. Оно определяется существованием в раннем палеозое непосредственно к северу от Эльбурсского пояса поднятого «Южно-Каспийского блока», что подтверждается присутствием на севере серии выходов кристаллического фундамента, окаймляющих хребет Эльбурс (Горганская «шпора» и другие). Влияние «Южно-Каспийского блока» сказывается и на истории осадконакопления позднепалеозойских и мезозойских отложений, а широтная ориентировка Эльбурсского пояса, по-видимому, также определялась этим докембрийским блоком.

Условия стабильной платформы, существовавшие в палеозое, сменяются в позднем триасе, когда происходило региональное поднятие и эрозия, за которыми последовало образование ясно выраженной системы прогибов и поднятий, проявившихся в изменениях фаций и мощностей юрских и меловых отложений. Глубокий широтный прогиб установлен непосредственно к югу от «Каспийского блока», в области, теперь занятой северным склоном Эльбурса. Он образовался на месте слабо выраженной впадины, существовавшей в палеозойское и раннетриасовое время. В ней общая мощность палеозойских отложений была значительно больше, чем в более южных участках, и морские условия осадконакопления сохранялись от перми до триаса. В отдельные этапы мощность нижнеюрских угленосных континентальных отложений в северном прогибе была больше по сравнению с мощностью осадков такого же типа в современной сводовой части хребта и на его южном склоне. Прогиб продолжал существовать в мелу, и вулканизм этого возраста был ограничен его пределами. Южный прогиб, отделенный от северного поднятием Центрального Эльбурса, начал формироваться в мелу.

Первые складчатые деформации происходили в палеоцене и привели к изменению условий, существовавших в мезозое: на севере район, ранее занятый прогибом, стал областью образования раннетретичного хребта Эльбурс, тогда как на юге развивалась быстро опускавшаяся впадина, переходящая в широкую депрессию центрального Ирана. На южном склоне Эльбурса и далее на юг, в центральном Иране, распространена эоценовая формация подводных вулканических образований мощностью более 4 км, тогда как в центральном и восточном секторах северного склона Эльбурса эоценовые и олигоценовые осадки полностью отсутствуют. Центральная часть «Южно-Каспийского блока» к северу от раннетретичного хребта Эльбурс в это время становится областью значительных опусканий, образуя ясно выраженную Южно-Каспийскую впадину.

Вторая фаза складкообразования происходила в раннем или среднем олигоцене. Дальнейшее воздымание и последующая эрозия центральной части пояса компенсировались быстрым опусканием и аккумуляцией мощных моласс по обеим его сторонам. В южных предгорьях, точно так же как в центральном Иране, накопление моласс началось с верхнеолигоценовых — нижнемиоценовых известняков (эквивалентов нефтеносных известняков Асмари юго-западного Ирана), затем отлагались сильно соленосные миоцен-плиоценовые осадки мелководных, отдаленных от открытого моря бассейнов и, наконец, широко распространенные плиоценовые фангломераты. Мощность южной молассы достигает 8 км. На севере формирование молассы началось несколько позже, в виндобонское время. «Южно-Каспийский блок» оставался сильно

погруженной структурой, опускание которой продолжается до настоящего времени. В Южно-Каспийской области в миоцен-плиоцене накопилось несколько тысяч метров морских и континентальных моласс и четвертичных складчатых морских осадков. Простирающаяся широтно и погружающаяся к западу Горганская «шпора» является фрагментом «Южно-Каспийского блока», но она продолжает существовать в виде приподнятой структуры, разделяющей область северной молассы на два залива: залив Мазендеран, теперь образующий северные предгорья Эльбурса в центральном Мазендеране, и залив Горган, который является частью Южно-Каспийской впадины.

Последние значительные орогенические движения происходили в позднеплиоценовое или раннеплейстоценовое время. Они вызвали образование складок, разломов, небольших надвигов (северных на севере и южных на юге) и дальнейшее поднятие Эльбурса: морские базальные (виндобонские) слои северной молассы залегают сейчас на высотах более 2000 м над уровнем моря.

Вулканическая деятельность в палеозое и раннем мезозое была незначительной. В мелу подводный вулканизм приобрел существенное значение в отдельных участках, а в эоцене мощные подводные излияния, главным образом андезитов, характерны для разрезов южного склона Эльбурса. В послеэоценовое время и вплоть до четвертичного известны периодически повторявшиеся излияния. Гора Демавенд, высочайший пик Западной Азии (5670 м), представляет собой потухший вулкан, располагающийся в центре Эльбурса, где хребет, изгибаясь, меняет свое направление с запад-северо-западного на восток-северо-восточное.

[135] **Эльбурсский складчатый пояс и его границы.** Эльбурсский пояс не представляет собой самостоятельного складчатого пояса, а является лишь частью обширной складчатой области, в которую входят все иранские хребты вместе с Кавказом, расположенные между Аравийским щитом на юге и Русской платформой на севере. Эльбурс занимает относительно центральное положение в пределах этой обширной области, и определение его границ весьма произвольно.

В рассматриваемом сегменте северное ограничение Эльбурса легко определяется как граница между складчатыми предгорьями и Каспийской прибрежной равниной. Последняя является частью относительно стабильного (но интенсивно погружавшегося в позднеи посторогенический периоды) «Южно-Каспийского блока». Однако «Южно-Каспийский блок» еще не относится к Русской платформе, так как отличается от нее структурой коры субокеанического типа. Он представляет собой типичный срединный массив, расположенный между Эльбурсом на юге и складчатой системой Большой Кавказ — Срединно-Каспийский хребет — Копет-Даг на севере. Этот массив на востоке резко упирается в западные «шпоры» Копет-Дага. Восточное продолжение Эльбурсского пояса с севера ограничивается не стабильной областью, а складчатой зоной Копет-Дага. Можно рассматривать Копет-Даг или как составную, фронтальную часть самого Эльбурса, или как структуру, не относящуюся к рассматриваемому сегменту. Во всяком случае, граница между восточным Эльбурсом и Копет-Дагом определяется не точно.

Южная граница Эльбурса еще более проблематична, но чисто орографически она хорошо выделяется на западе Тегеранской области. Невысокие хребты, развитые к югу от Тегерана, связаны со сложной системой хребтов центрального Ирана.

Подобно последним, этот район ранее относился к стабильным областям, не испытавшим третичного складкообразования (предполагалось существование Центрально-Иранского срединного массива [11, 30]), но по последним данным он представляет собой область даже более интенсивной складчатости, чем сам Эльбурс [18, 47]. Это ясно видно в южных фронтальных поднятиях Эльбурса (зона 6). Здесь, кроме интенсивного третичного складкообразования, отмечаются две фазы мелового возраста, которые не проявлялись в Эльбурсе, но обе устанавливаются в центральном Иране. По этой причине зона 6 так же должна рассматриваться как часть Центрально-Иранской складчатой области [1]. Подобным же образом мощная моласса, характерная для южной полосы, больше сближает зону 5 с центральным Ираном, чем с Эльбурсом, хотя орографически она представляет собой часть последнего.

Более высокая подвижность центрального Ирана становится еще более очевидной далее к востоку, в районе Себзевара (к востоку от рассматриваемого сегмента), где Эльбурс ограничен с юга очень сильно раздробленной тектонической зоной верхнемелового — палеоценового офиолит-радиоляритового комплекса, ширина которой более 100 км. Здесь южный край Эльбурса опять представляет собой границу не между складчатой и нескладчатой областями, а между

областью относительно спокойной складчатости (Эльбурс) и резко складчатой зоной эвгеосинклинального типа, принадлежащей к центральному Ирану.

Центральный Иран. По своим структурам и истории эта область имеет много общего с Эльбурсом; по характеру осадконакопления эти два региона столь сходны, что многие стратиграфические названия палеозойских, мезозойских и третичных формаций могут применяться как для Эльбурса, так и для большей части центрального Ирана (например, кембрийские песчаники Лалун, юрская формация Шемшак, эоценовый вулканический комплекс).

В третичное время оба региона с равной интенсивностью подвергались складчатости и образованию разломов в результате третичного альпийского диастрофизма. Однако в отдельных структурных зонах обоих регионов устанавливаются некоторые различия. Выше уже упоминалось о более высокой мобильности центрального Ирана в мезозое. Это доказывается гораздо более сильными изменениями фаций и мощностей мезозойских формаций; мощности юрских отложений центрального Ирана на коротких расстояниях могут изменяться от нуля до 7 км и более; подобные же колебания устанавливаются и в мелу. Мезозойские (позднетриасовые, позднеюрско-раннемеловые, позднемеловые) тектонические дислокации привели к резким угловым несогласиям во многих участках центрального Ирана, тогда как в Эльбурсе они выражались только в стратиграфических несогласиях. Сильно смятые офиолит-радиоляритовые комплексы, характерные для некоторых зон центрального Ирана, так же как позднеюрские гранитные интрузии и слабый метаморфизм мезозойского возраста, локально развитые в центральном Иране, совершенно отсутствуют в Эльбурсе (вместе с тем сравнительно недавно Р. Девисом в отчетах Геологической службы Ирана — *Geological Survey of Iran report*) был описан слабый послепермский, доюрский, метаморфизм, установленный в самой западной части Эльбурса, к западу от рассматриваемого здесь сегмента). Копет-Даг также следует отделять от Эльбурса и центрального Ирана на том основании, что в Копет-Даге отсутствует мощный эоценовый вулканизм и вообще какая-либо магматическая деятельность, складчатость имеет относительно простой характер, а складки по существу были образованы только в результате самых поздних альпийских движений в плиоцен-плейстоценовое время.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 3

[201] **Структурные зоны и элементы в сегменте**

Элементы	Зоны					
	1 Горганская «шпора»	2 Северная неогеновая	3 Северная часть Центральной зоны	4 Южная часть Центральной зоны	5 Южная третичная	6 Южные фронтальные поднятия
a «Моласса»		+	+	+	+	+
b Эоцен				+	+	+
c Меловой — верхнеюрский	+	+	+	+	+	+
d Формация Шемшак	+		+	+	+	+
e Палеозой			+	+	+	+
f Фундамент	+		+	+		

[202] Основания для корреляции элементов между зонами: *a* — литология, стратиграфическое положение, фауна в зонах 2, 5 и 6; *b* — непрерывность, морская фауна и литология; *c* — морская фауна, литология; *d* — непрерывность, литология, растительные остатки; *e* — морская фауна и литология; *f* — литология и метаморфизм.

В. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Горганская «шпора»

[303] *Края зоны.* Северный край зоны проводится по границе между предгорьями и прибрежной равниной; она резко очерчена топографически. Погребенные структуры прибрежной равнины здесь плохо изучены, но можно уверенно допустить, что северное крыло простой пологой антиклинали, расположенной в зоне 1, продолжает

очень полого погружаться под равнину и, таким образом, граница, вероятно, постепенная, шириной более 3 км. Южное ограничение зоны принимается по южному крылу антиклинали и также постепенное.

309–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: интрузивных — 5%; осадочных — 50%; метаморфических (породы фундамента) — 45%.

312–314 *Элементы*. Меловые и верхнеюрские отложения (элемент *c*) согласно лежат на формации Шемшак (*d*). Оба залегают в простом антиклинальном поднятии: деформации очень слабые и сокращение зоны незначительное. Несогласно под формацией Шемшак залегают сильно деформированные породы фундамента (элемент *f*).

315–316 *Площади выходов элементов*. Выходы элемента *c* имеются по всей зоне (длина — 80 км, ширина — до 15 км); выходы элементов *d* и *f* наблюдаются также повсюду, максимальная длина и ширина — 20 × 5 и 50 × 10 км соответственно.

326–332 *Магматизм*. Очень мелкие интрузии, состав которых варьирует от гранитов до сиенитов, секут породы фундамента, но не затронуты метаморфизмом. Контактов с более молодыми породами не наблюдалось, и поэтому о возрасте интрузивов известно только, что они моложе метаморфизма пород фундамента.

335–341 *Метаморфизм*. На породы фундамента воздействовал метаморфизм, имевший, возможно, докембрийский (несомненно, додевонский) возраст. Основные породы содержат эпидот-хлорит-амфиболовую ассоциацию, а пелитовые породы — кварц-серицит-хлоритовую.

344–348 *Деформации*. Фаза 1 — породы элемента *f* подвергались складчатости; формировалась сланцеватость в интервале от докембрия до додевонского времени (см. табл. 4, 320, обоснование возраста). Фаза 2 — породы элементов *c*, *d* и *f* были смяты в простые широкие антиклинали в интервале от дания до плейстоцена; наиболее молодыми породами, затронутыми складкообразованием, являются породы маастрихта, но складкообразование могло иметь плейстоценовый возраст для миоценовых и плиоценовых пород, смятых на севере зоны 2. Кроме того, могло проявиться складкообразование, связанное с одной или несколькими фазами воздымания: 1) с позднедокембрийской — породы от палеозойского до триасового возраста не отлагались и (или) были уничтожены дорэтской эрозией; 2) с позднетриасовой — маломощные рэт-лейасовые осадки лежат на породах фундамента; 3) с раннемеловой — верхнемеловые осадки становятся маломощными и фациально изменчивыми с приближением к зоне 1; 4) с палеоценовой — эоценовые и олигоценовые осадки не отлагались.

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	323 Элемент, в котором развиты эти породы
Мел	Маастрихт (фораминиферы) до «сеномана» ([42], не подтвержден)	Известняки Известняки и немного мергелей	300—500	*c*
Верхняя юра	Кимеридж до келловея; аммониты	Известняки с кремнями		*c*
Формация Шемшак	Лейас до рэта; по литологии близки к зонам 3 и 6; неопределимые растительные остатки	Песчаники и грубозернистые песчаники, небольшие прослои галечников, тонкие линзы углей	< 200	*d*
Фундамент	Додевонский, возможно докембрийский; в 30 км к востоку от сегмента перекрывается девоном, содержащим органические остатки. Нижнекембрийские отложения зоны 3 (в 20 км к югу) не метаморфизованы	Главным образом филлиты, небольшое количество метаморфизованных основных изверженных пород; возможно, имеются кислые интрузивные породы	> 1000	*f*

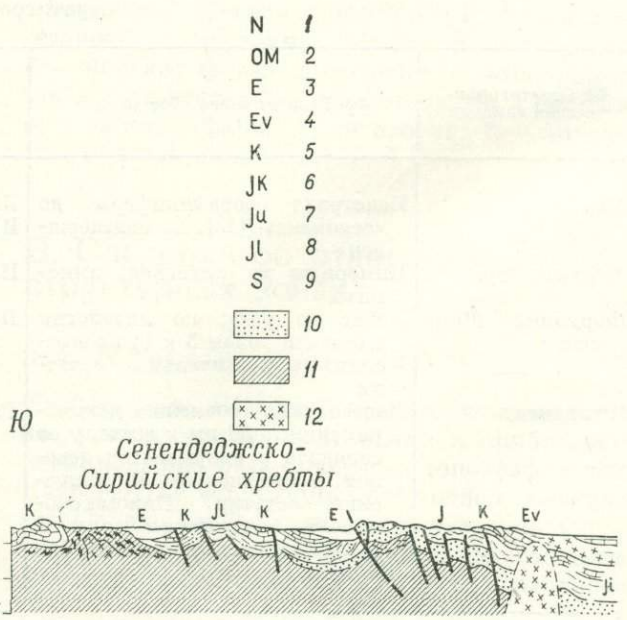
Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			минимальная	максимальная	средняя	
Акчагыльские слои	Верхний плиоцен; морская фауна хорошей сохранности	*Слабо консолидированные глинистые сланцы, песчаники, слои галечников*	*200*	*0*		Недеформированные постороген*ические*
Континентальная серия	Плиоцен (предположительно) до понта (редко пресноводные моллюски и кости млекопитающих)	Конгломераты, немного песчаников и глины	1500	300 (?)	500 (?)	*a*
Миоцен	Сарматский до виндобонского; морская фауна хорошей сохранности	Слабо сцементированные песчаники, сланцеватые глины, мергели, немного известняков, гипсов	1000	200	500 (?)	*a*
Мел	Маастрихт до сеномана (фораминиферы) и *древнее*	Мергелистые сланцы, мергелистые известняки, *массивные известняки*	1500 (?)		1000 (?)	***c***
		Граница неопределенна				
Верхняя юра	Оксфорд до кимериджа и моложе (?); аммониты Более древние слои не обнажены	Плотные, массивные известняки с кремнями	(?) Более 500 м			*c*

350–355 *Складки.* Детали складчатых структур, образованных в результате фазы 1, не известны; единственная складка фазы 2 имеет амплитуду и длину больше 1 км, апикальный угол 160° и широтное простирание оси, которая полого погружается к западу.

356 *Морфология складок*: складка фазы 2 относится к типу 1D. (Эта классификация,



ФИГ: 5. Схематизированные структурные профили через горы Эльбурс и западную часть центрального Ирана.

Положение отдельных профилей показано на фиг. 1: *AA′* — верхний профиль; *B — B′* — средний профиль; положение нижнего профиля показано на фиг. 1 в статье Фолкона в этой же книге, стр. 249. *1* — неоген; *2* — олигоцен — миоцен, морские *отложения (формация Ком, эквивалентная формация Азмари)*; *3* — эоцен, осадочные породы; *4* — эоцен, вулканогенные породы; *5* — мел; *6* — юра и мел, нерасчлененные; *7* — средняя и верхняя юра, морские отложения; *8* — верхний триас до средней юры, преимущественно континентальные отложения; *9* — соль; *10* — палеозой до нижнего и среднего триаса включительно; *11* — докембрийский фундамент; *12* — граниты.

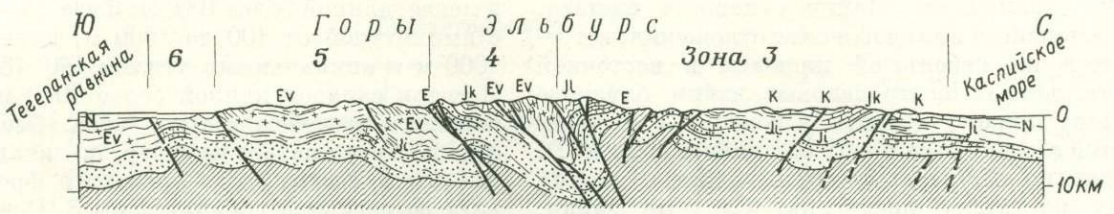
так же как и классификация складок в зонах 2—5, основана на построенных разрезах, эскизах и на запомнившихся автору наиболее важных характерных формах складок. Таким образом, ее следует рассматривать как основанное *на определенной информации предположение.*) [366-373] *Второстепенные разрывы.* В результате проводившихся только рекогносцировочных работ был описан один сброс, смещающий морские отложения и простирающийся по азимуту 290°, но, по-видимому, количество явных (молодых) разрывов ничтожно. Вероятно, образование значительного количества более ранних разрывов связано с поднятиями (см. выше, [348]).

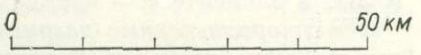
2. Северная неогеновая зона

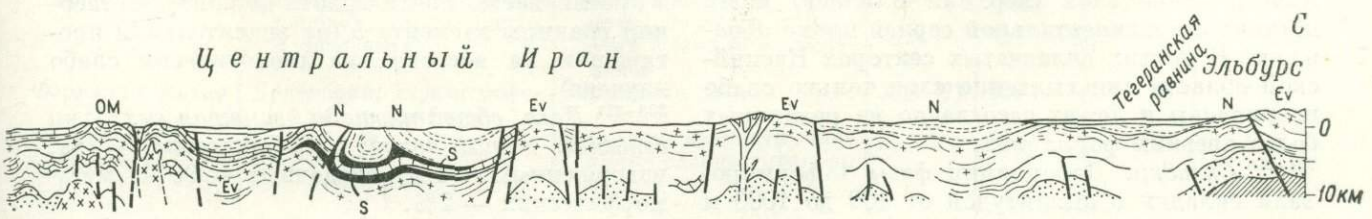
[02-304] *Края зоны.* Северная граница зоны как с зоной 1, так и с прибрежной равниной, очень постепенная (>3 км). Южная граница на востоке *резко очерчена* (<0,5 км) *надвигом*, который является также резким южным пределом распространения неогеновых пород. На западе эта граница довольно произвольна, так как не установлено ни надвига, ни южного предела *распространения неогеновых пород.* [308-310] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических 1%; осадочных — 99%.

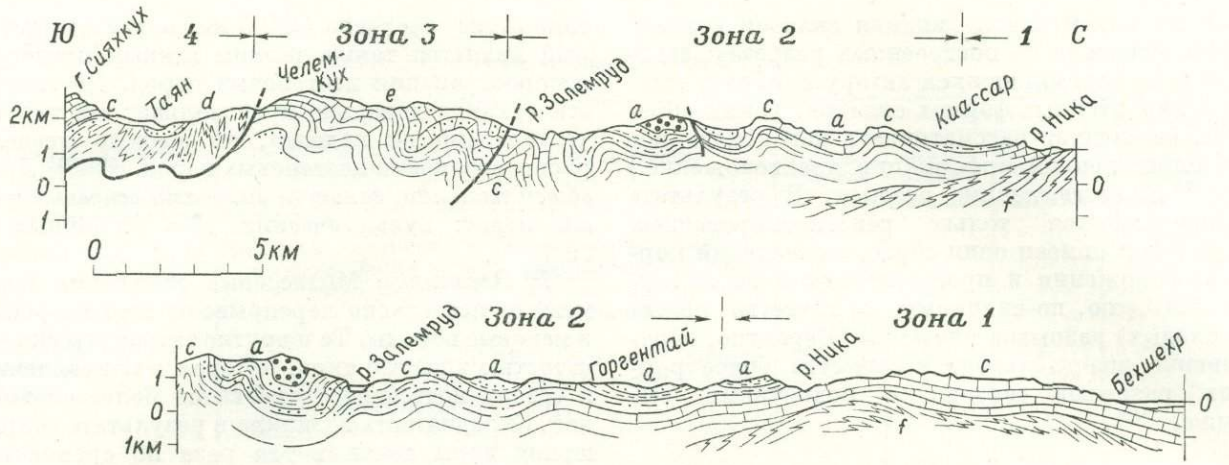
[312-314] *Элементы.* Молассовые отложения (элемент *а*) несогласно перекрывают верхнеюрские и меловые породы. Те и другие затронуты складчатостью юрского типа, которая в направлении к северу постепенно становится более спокойной. Складчатость возникла в результате сокращения зоны почти в два раза по сравнению с ее первоначальной шириной.

[315-316] *Площади выходов элементов.* Выходы обоих элементов занимают почти всю зону (длина — 220 км; ширина — до 40 км, средняя — 15 км).









ФИГ. 6. Профили через южную и северную части Центральной зоны (зоны 4 и 3), Северную неогеновую зону (зону 2) и Горганскую «шпору» (зону 1) на востоке Центрального Эльбурса [46].
Верхний профиль по линии D — D'; нижний профиль по линии C — C' на фиг. 1.

[326–332] *Магматизм.* Дайки основного состава, внедрившиеся в виндобонские отложения, встречаются на небольшой площади в восточной части зоны. Послеэоценовые дайки близкого состава широко развиты в зонах 5 и 6, и их общий объем в этих зонах составляет 500 км³(?). Дайки не обязательно принадлежат к одному тому же этапу внедрения. Сходные дайки, возможно, встречаются и в зонах 3 и 4, но не были обнаружены в связи со слабым распространением третичных отложений.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 предполагается на основании различного срезания элемента *c* и предполагаемого углового несогласия на контакте (плохо обнаженном) с элементом *a*. Эти складкообразовательные движения происходили в интервале от дания до раннего миоцена, возможно в палеоцене. Отложения маастрихта затронуты деформациями, эоценовые и олигоценовые осадки не отлагались, а среднемиоценовые не затронуты. Фаза 2 — складкообразование, захватившее элементы *a* и *c* в интервале от плиоцена до плейстоцена, вероятно в плиоценовое время. Наиболее молодыми, несомненно, деформированными породами является континентальная серия (понт-плиоценового возраста). Акчагыльские слои (верхний плиоцен) и их контакт с континентальной серией плохо обнажены. В других складчатых секторах Каспийской области акчагыльские слои только слабо искривлены и лежат несогласно на различных более древних формациях.

[350–355] *Складки.* Деформации фазы 1 формировали складки с амплитудой от 100 до 1000 м и менее, длиной более 1000 м. Фаза 2 — складки с амплитудой от 100 до 1000 м, длиной более 1000 м и апикальными углами 140° (80—160°). Десяток складок длиной более 1000 м обнаруживается в любом разрезе зоны. Осевая зона обычно круто падает на север, но складки опрокинуты к северу вдоль северного фронта надвига на северной границе зоны 3. Оси складок простираются в широтном направлении и погружаются к западу под углом 3—5°.

[356] *Классификация складок.* Складки фазы 2 в элементе *a* относятся к типам 1C — E, 2B — E и 3D; в элементе *c* — к типам 1D и 2D — E.

[366–373] *Второстепенные разрывы.* Развитие разрывов незначительно; известен только один разрыв — это взброс, круто падающий к северу и имеющий плиоценовый или более молодой возраст (смещает континентальную серию).

3. Северная часть Центральной зоны

[302, 305] *Края зоны.* На западе южная граница резко очерчена (<0,5 км) разломом; она, кроме того, является первичной (?) северной границей распространения эоценовых вулканических пород(элемент *b*). На востоке она нечеткая и протягивается почти вплоть до контура северной границы элемента *b* (на значительном протяжении на востоке она геологически слабо изучена).

[308–311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 7%; изверженных — 1%; осадочных — 90%; метаморфических — 2%.

[312-314] *Элементы.* Отложения молассы (элемент *a*) смяты в простые складки и несогласно лежат на более древних породах. Меловые и верхнеюрские отложения (*c*), формация Шемшак (*d*) и палеозойские толщи (*e*) — все смяты и разбиты разломами; они сокращены до 2/3 первоначальной ширины, сильнее на востоке и слабее на западе. Породы фундамента (*f*) сильно деформированы. Контакты элементов следующие: *c* и *d* — согласный, но неоднократно нарушенный разломами; *d* и *e* — со слабым угловым несогласием, но неоднократно нарушенный разломами; *e* и *f* — резко несогласный или с угловым несогласием (см. [81] и [126]), в настоящее время обычно нарушен разломами.

[315-316] *Площади выходов элементов.* Элементы *c*, *d* и *e* выходят на большей части зоны (длина — 330 км, средняя ширина — 25 км); *a* встречен только в нескольких мелких синклинальных структурах; *f* имеет максимальную длину и ширину выхода 25 × 10 км.

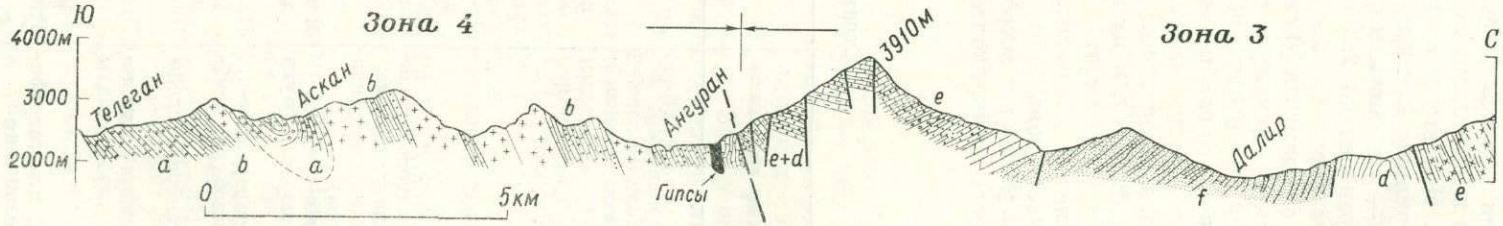
[326-332] *Магматизм.* Эпизод 1—основные лавы и туфы, вероятно, наземного происхождения встречены в виде прослоев в содержащих фауну гвадалупских отложениях на юге зоны [25]. Объем — 50 км³. Эпизод 2 — основные наземные лавы, встреченные в основании рэт-лейасовых отложений на южной границе зоны. Объем — 50 км³. Эпизод 3 — меловые наземные основные лавы и пирокластические породы встречены в северо-западной и центральной частях зоны, расширяются в южном направлении и выклиниваются в центре зоны 4. Тонко переслаиваются с содержащими фауну отложениями, имеющими возраст от готерива до сантона. Общий объем этой зоны и пород эпизода 3 в зоне 4 составляет 1000 км³. Дайки основного состава спорадически встречаются в каменноугольных и пе-

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м			[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			минимальная	максимальная	средняя	
Третичные	Миоцен-плиоценовый; по сопоставлению с зоной 2	Конгломераты	300	0		*a*
Меловые	Маастрихт-валанжиновый; морская фауна, главным образом фораминиферы	Известняки и мергели, местами вулканиты до 50%	1500	< 200(?)	1000 (?)	*c*
Средняя — верхняя юра	Кимеридж-батский; аммониты	Массивные известняки с кремнями, немного доломитов	400	0	200	*c*
Формация Шемшак	Рэт-лейасовый; флора	Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	3000 (?)	> 1000	2000 (?)	*d*
Пермо-триас	Доломиты мощностью до 1000 м, предположительно среднетриасовые, оленек-ассельский (морская фауна)	Доломиты, известняки, песчаники	2000	1000	1500	*e*
Каменноугольные до девонских	Визе-франско-среднедевонский; морская фауна	Известняки, немного глинистых сланцев	520	480	500	*e*
Формация Лашкерак	Нижне-среднеордовикский; трилобиты; кембрийский (?)	Известняки, мергели, глинистые сланцы, доломиты	250	0		*e*
Песчаники Лалун	Нижний кембрий; следы фауны	Песчаники, кварциты	500	100	300	*e*
Инфракембрий	Нижний кембрий или докембрий; строматолиты и литология	Преимущественно доломиты, немного глинистых сланцев и песчаников	700	500	600	*e*
Формация Кахар	Докембрий; стратиграфическое положение	Глинистые сланцы	2000 (?)	1000	1500 (?)	*f*
Метаморфиты Аламкух	Докембрий	Филлиты, кварциты, слюдяные сланцы, мраморы и т. д.		1000		*f*

ФИГ. 7. Профиль от Алам-Куха до Каспийской прибрежной равнины вдоль долины Схезар-Руд, иллюстрирующий строение северной части Центральной зоны (зоны 3) и отчасти южной части Центральной зоны (зона 4) на западе Центрального Эльбурса [23].
Разрез $E - E'$ на фиг. 1.



ФИГ. 8. Профиль через южную и северную части Центральной зоны (зоны 3 и 4) к западу от верховьев долины Чалус, Центральный Эльбурс [25].
Разрез $F - F'$ на фиг. 1.

рмских (?) отложениях, но имеют, вероятно, меловой или третичный возраст. Крупные интрузии кислого состава встречены на западе близ южной границы зоны; они прорывают меловые (и пермские?) отложения и, вероятно, имеют третичный возраст.

335–342 *Метаморфизм.* Докембрийский метаморфизм затронул породы фундамента, но не проявился в перекрывающих их отложениях (формации Кахар, «инфракембрия» и кембрия). Породы основного состава содержат хлорит-эпидот-биотитовые, а пелитовые породы — кварц-серицит-хлорит-биотит-альбитовые минеральные ассоциации.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — метаморфизм, сланцеватость и складкообразование (?) затронули породы элемента *f* в докембрийское время. Фаза 2 — простая складчатость (?) или образование разломов затронули породы элементов *e* и *f* в период от послесреднего триаса до дорэт-лейаса, возможно в позднем триасе: отложения среднего триаса затронуты, но рэтлейасовые не затронуты фазой 2. Фаза 3 — образование складок сбросов и надвигов, захватившее элементы *c* — *f* в раннетретичное (палеоценовое), а элементы *a* и *c* — *f* в плиоцен-плейстоценовое время. Установление и датировка этих двух фаз затруднены из-за ограниченного распространения третичных отложений: элемент *a* (миоцен-плиоценового возраста по аналогии с зоной 2) смят в пологие складки и с резким несогласием перекрывает маастрихтские и более древние породы. Вся зона в целом надвинута в северном направлении на датированные миоцен-плиоценовые слои зоны 2.

350–355 *Складки.* Детали складок, сформировавшихся в течение фаз 1 и 2, не известны. В фазу 3 образовались складки с амплитудой и протяженностью от >1000 м до 1 см в элементе *d* и >1000—100 м в элементах *c* и *e*; в любом из разрезов зоны 3 устанавливается 15 складок размером более 1000 м с апикальными углами 120°; осевые поверхности падают в разных направлениях. Некоторые складки опрокинуты к северу, интенсивность складчатости постепенно возрастает с севера на юг и с запада на восток. Фаза 3 создала складки в элементе *a* с амплитудой >1000 м и протяженностью от 1000 до 100 м; эти структуры слабо изучены.

356 *Морфология складок.* Складки фазы 3 относятся к следующим типам: в элементе *a*—1D и 2D; *c* — 1B — E, 2B—E и 3C—E; *d* — 1D — E и 3E — F; *e* — 1B — E, 2B — E и 3C — D.

357 *Карты складок.* См. [23, 2, 45].

366–372 *Разрывы.* На существование позднетриасовых разрывов может указывать варьирующее срезание дорэтских слоев, но прямые доказательства отсутствуют. Третичные разрывы затронули элементы *a* (?) и *c* — *f*. Взбросы и крутые надвиги более часты, а сбросы редки. Большинство разрывов протяженные и падают обычно в южном направлении на севере зоны и в северном направлении на юге. Общим результатом образования разрывов является относительное поднятие на юге (западная часть зоны) и на севере (центральная и восточная части). Главный надвиг, по которому зона 3 надвинута на зону 2, имеет плиоценовый возраст, поэтому образование большинства разрывов и надвигов в зоне 3 также могло происходить в плиоцене. Возможно, был и более ранний этап образования третичных разрывов, но они не могут быть выделены, потому что третичные отложения в зоне 3 развиты мало и плохо обнажены. В палеоценовое время зону 3 затронуло общее поднятие, возможно связанное с образованием разрывов.

374 *Карты разрывов* (только по южной части зоны). См. [25, 2, 45].

4. Южная часть Центральной зоны

302 *Края зоны.* На западе южная граница зоны резко очерчена (0,5 км) крупным надвигом. На востоке граница до некоторой степени произвольна вследствие неясной геологической ситуации и проводится вдоль отдельных разобщенных разрывов, которые вытянуты в одну линию с надвигом, расположенным на западе.

308,310 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканитов — 20%; туфогенных отложений — 20%; осадочных — 60%.

312–314 *Элементы.* Отложения молассы (элемент *a*) смяты в складки и несогласно перекрывают более древние породы. Эоценовые (*b*) и меловые — верхнеюрские (*c*) отложения, формация Шемшак (*d*), палеозойские толщи (*e*) и породы фундамента (*f*) — все смяты и разбиты сбросами и надвигами. Элемент *b* сокращен примерно до 2/3 своей первоначальной ширины; другие элементы сокращены почти наполовину. Контактовые соотношения элементов: *b* и *c* — несогласные; *c* и *d* — согласные, часты сбросы; *d* и *e*—слабо несогласные; *e* и *f* — по сбросу.

315–316 Площади выходов элементов. Элемент *a* обнажен только в отдельных останцах. Элементы *b*, *c*, *d* и *e* выходят на большей части зоны (длина—360 км, средняя ширина — 35 км);

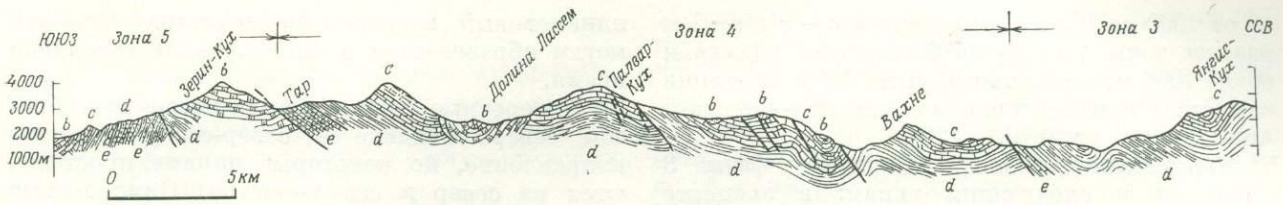
элемент *f* имеет максимальную площадь выхода 35 × 6 км.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — лавы и туфы основного состава, вероятно наземного происхождения, обнажаются в западной части зоны, где они переслаиваются с турнейскими или фаменскими отложениями, содержащими фауну. Объем — 100 км³. Эпизод 2 — наземные лавы и туфы основного состава, лежащие в основании разреза рэт-лейаса в центральном секторе вдоль границы между зонами 4 и 5. Общий объем вулканических пород обеих зон равен 50 км³. Эпизод 3 — нижнемеловые (доаптские) лавы основного состава в сочетании с гипсами протягиваются в зону 3, но выклиниваются к югу; обнажены в центре зоны 4, где их объем составляет 10 км³. Эпизод 4 — наземные лавы и туфы основного состава развиты локально в центральном секторе зоны, где переслаиваются с содержащими фауну отложениями сантона. Объем — 5 км³. Эпизод 5 — наземные лавы и туфы среднего состава (и подчиненное количество щелочного состава), а также дайки и силлы среднего состава встречаются по всей зоне, но количество их увеличивается в южном направлении. Эффузивы переслаиваются с нижнеэоценовыми — верхнеэоценовыми (главным образом со среднеэоценовыми) отложениями, содержащими фауну. Объем > 10 000 км³, общий для зон 4 и 5 (эпизод 2) и зоны 6 (эпизод 1); большая часть объема относится к зонам 5 и 6 примерно в соответствии с размерами зон. Эпизод 6 — лавы и туфы среднего состава выходят на запа-

Таблица 7

Стратиграфия зоны 4

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Неоген	Олигоцен (?) — миоцен — плиоцен; литология	Конгломераты, красные песчаники и илы, немного лав и туфов на западе зоны	500	0		*a*
Эоцен	*Олигоцен (?), до среднего и верхнего эоцена (для эоцена — фораминиферы)*	*Туфовые морские глинистые сланцы, пирокластические породы, лавы, некоторое количество известняков*	*3000*	*500 (?)*	*1000 (?)*	*b*
Мел	Кампан — апт; морская фауна	Известняки	800	0	300 (?)	*c*
Средняя — верхняя юра	Кимеридж — байос; аммониты	Преимущественно массивные известняки, немного мергелистых известняков	800	300	400	*c*
Формация Шемшак	Тоар — аален; аммониты; рэт — лейас; флора	Песчаники, глинистые сланцы, немного углей	2000	1000	1500	*d*
Пермо-триас	Среднетриасовый (предположительно); оленек-ассельский; морская фауна	Доломиты, массивные известняки, песчаники	1200		1000 (?)	*e*
Каменноугольный — девонский	Визе-франский; морская фауна	Известняки, немного глинистых сланцев и песчаников	800	100	500 (?)	*e*
Формация Мила	Нижний ордовик — средний кембрий; трилобиты	Глинистые сланцы, известняки, доломиты	600	0	300	*e*
Песчаники Лалун	Нижний кембрий; следы фауны	Песчаники, кварциты	> 600	< 600	600	*e*
Инфракембрий	Нижний кембрий или верхний докембрий; литология и строматолиты, «*Fermoria*»	Доломиты, глинистые сланцы, немного песчаников	1600	400	1000	*e*
Формация Кахар	Докембрий; стратиграфическое положение	Глинистые сланцы		1600		*f*



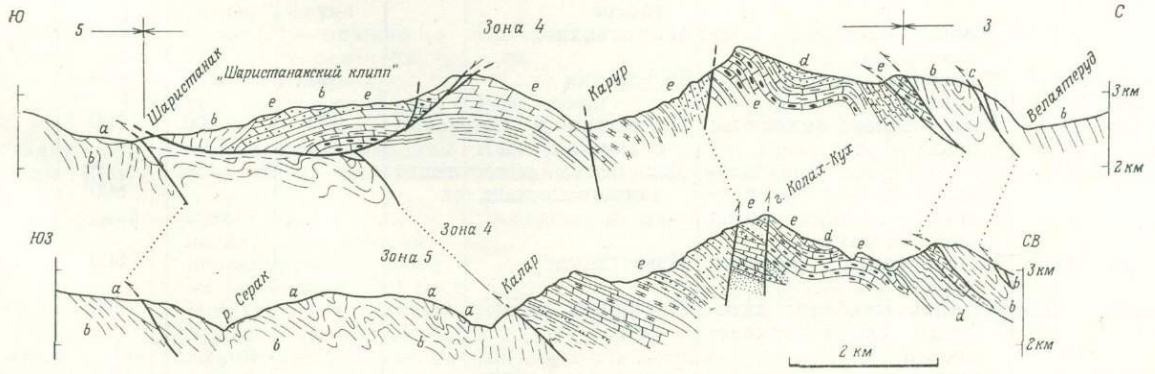
ФИГ. 8. Профиль к востоку от долины Хераза, Центральный Эльбурс, через южную и северную части Центральной зоны (зоны 4 и 3) и Южную третичную зону (зона 5) [2].
Разрез $G - G'$ на фиг. 1.

де зоны и имеют послеэоценовый возраст; они слабо складчаты. Объем — 500 км³. Эпизод 7 — лавы и туфы среднего состава, продукты излияния вулкана Демавенд, имеют возраст плейстоцен — голоцен (определено по ^{14}C [2]). Объем — 100 км³.

335–342 *Метаморфизм.* Очень слабым («начальным») метаморфизмом затронута формация Кахар, но перекрывающие ее породы инфракембрия не метаморфизованы. Пелитовые породы содержат кварц-серицит-хлоритовую минеральную ассоциацию. Послеэоценовый метаморфизм низкой стадии (как в зоне 5) может иметь место, но пока еще не выявлен.

344–348 *Деформации.* Фазы 1 и 2 — см. зону 3. Фаза 3 (I) — образование складок и сбросов (?) в период от маастрихта до палеоцена, возможно в палеоцене, захватило элементы c — f: кампанские отложения затронуты деформациями, а нижнеэоценовые не деформированы. Фаза 3 (II) — образование складок и сбросов в элементах $b - f$ в период от послеэоценового времени до миоцена; доказательства этого возраста получены в зоне 5. Фаза 3(III) — образование складок, сбросов и надвигов, затронувших элементы $a - f$ в интервале от послемиоцена до плейстоцена, вероятно в позднем плиоцене или плейстоцене: деформированы отложения миоцен-плиоценового возраста.

350–355 *Складки.* Деформации фазы 2 привели к образованию складок с амплитудами и протяженностью более 1000 м, но детали структур не изучены. Складки фазы 3 в различных элементах имеют следующие амплитуды и протяженность: e — >1000 м; d — от 1000 м до 1 см; c — амплитуды $>1000-100$ м, протяженность



ФИГ. 10. Профиль через южную часть Центральной зоны (зона 4) и часть примыкающей зоны к востоку от долины Кередж, Центральный Эльбурс (по неопубликованным данным Ассерето).
Ассерето [6] интерпретировал массив триасовых пород (e), расположенный непосредственно к северу от Шаристанака, как тектонический клипп от зоны 3. Верхний профиль по линии $K - K'$; нижний профиль по линии $L - L'$ на фиг. 1.

— от 1000 до 100 м. В элементах *c* — *e* в любом разрезе зоны имеется до 20 складок размером более 1000 м; апикальные углы 90° и виргация на востоке зоны северная, а на западе — южная. Апикальные углы 90—120°.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 3 относятся к следующим типам: в элементе *a* — 1D — E и 2D — E; *b* — 1D — E, 2D — E и 3D — E; *c* — 1C — E и 2B — E; *d* — 1E, 2E — F, 3D — F; *e* — 2D — E и 3B — D.

[357] *Карты складок.* См. [45, 2, 6].

[358–362] *Плоскостные текстуры.* Слабая сланцеватость, образовавшаяся в результате докембрийских деформаций, встречается в формации Кахар [34].

[366–372] *Разрывы.* Крутопадающие разрывы секут все элементы, к ним относятся сбросы, взбросы и надвиги. В восточной части зоны надвиги направлены к северу, а в западной части — к югу. Эти разрывы имеют преимущественно плиоценовый возраст, но некоторые из них могли образоваться в более раннее третичное время.

Поперечные разрывы имеют главным образом северо-западное и север-северо-западное направление, но некоторые из них простираются на север и северо-восток. Плиоценовые разрывы секут элементы *a*—*f*, но они редки. Донеогеновые (олигоценовые?) разрывы секут элементы *b* — *e*, но встречаются также не часто; доэоценовые разрывы, вероятно, палеоценовые, секущие элементы *c* — *d* встречаются наиболее часто.

В миоцен-плиоценовой молассе установлено несколько продольных разрывов и крутых надвигов, тогда как поперечные разрывы, несомненно, больше развиты в более древних, особенно в доэоценовых, формациях. Данные, относящиеся главным образом к западной части зоны, см. [6].

Таблица 8

Стратиграфия зоны 5

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м			[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Тегеранский аллювий формация Кахризак	Плейстоцен — голоцен [37]	Гравий, пески, илы	130	0		Не деформированы
Формация Хезардарре	«Плиоцен — плейстоцен» [37]	Преимущественно конгломераты	1200	< 100		*a*
Верхняя красная формация	Миоцен —плиоцен(?); литология	Красные слои, эвапориты	6000	< 1000		*a*
Нижняя красная формация и формация Ком	Верхний олигоцен — нижний миоцен; морская фауна	Известняки, красные слои, гипсы, конгломераты	700	0		*a*
Эоцен	Нижний олигоцен, верхний — нижний эоцен; фораминиферы	Туфы, туффитовые сланцы, лавы, агломераты, немного известняков, гипсов	5000	3000	4000	*b*
Мел	Кампан — сеноман; морская фауна	Известняки			600	*c*
Средняя — верхняя юра	Кимеридж —байос; аммониты	Известняки	550	350	450	*c*
Формация Шемшак	Тоар — аален; аммониты; лейас — рэт; флора	Песчаники и глинистые сланцы	800	< 400	500	*d*
Пермо-триас	Средний триас (предположительно), оленекский — нижняя пермь; морская фауна	Доломиты, известняки, немного песчаников			800	*e*
Формация Модарак	Визе — фамен; морская фауна	Известняки			300	*e*
Песчаники Лалун	Нижний кембрий; литология, следы окаменелостей	Песчаники, немного кварцитов			400	*e*
Инфракембрий	Нижний кембрий или докембрий; строматолиты, следы окаменелостей	Глинистые сланцы, доломиты, известняки			1500	*e*

5. Южная третичная зона

Южная граница была рассмотрена выше, в[135].

308–310 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 40%; туфогенных — 30%; плутонических <1%; осадочных — 30%.

312–314 *Элементы*. Все породы зоны были смяты и разбиты разрывами. Моласса (элемент *a*) и эоценовые отложения (*b*) сокращены за счет деформаций примерно на половину своей первоначальной ширины. Меловые и верхнеюрские отложения (*c*), формация Шемшак (*d*) и палеозойские породы (*e*) выходят только в одном крупном обнажении; общий результат воздействия на них деформаций не ясен. Контактовые взаимоотношения между отдельными элементами следующие: *a* и *b* — несогласие; *b* и *c* — несогласие, сейчас главным образом по разрыву; *c* и *d* — согласное налегание; *d* и *e* — слабое несогласие.

315–316 *Площади выходов элементов*. Элементы *a* и *b* обнажены на большей части зоны (длина — 350 км, средняя ширина — 40 км); элементы *c*, *d* и *e* обнажены в одном районе, на площади примерно 50 × 7 км.

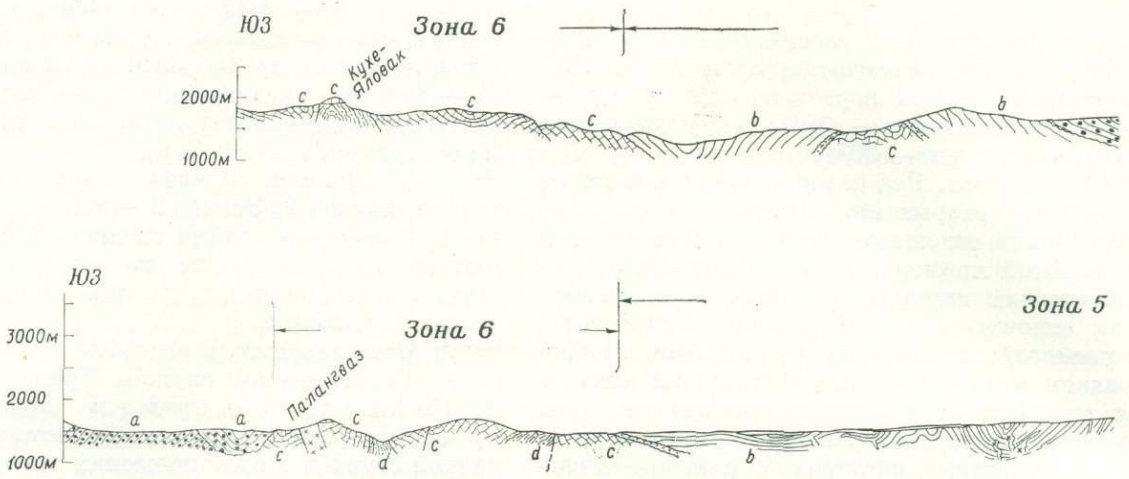
326–332 *Магматизм*. Эпизод 1 — см. описание зоны 4, эпизод 2. Эпизод 2 — см. зону 4, эпизод 5. Эпизод 3 — дайки среднего и основного состава распространены по всей зоне; они секут эоценовые и иногда плиоценовые отложения. См. зону 2.

335–342 *Метаморфизм*. В неопубликованных докладах Геологической службы Ирана (S. Iwao, A. Hushmand, 1965) приведено доказательство проявления регионального метаморфизма низкой ступени в вулканических породах эоценового возраста, выраженного следующими

Таблица 9

Стратиграфия зоны 6

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Формации Хезардарре и Верхняя красная	Миоцен-плиоцен-плейстоценовый (?); см. зону 5	Конгломераты, красные слои		> 1000		*a*
Формация Ком	Верхний олигоцен — нижний миоцен; морская фауна	Преимущественно известняки	150	0		*a*
Эоцен	Нижний олигоцен (?), нижний — верхний эоцен; фауна в нижнем и среднем эоцене; возможны включения послекампанских меловых пород	Лавы, агломераты, туфы, туфовые сланцы, немного известняков, конгломератов, иногда гипсы			4000 (?)	*b*
Мел	Кампан — сантон (?); морская фауна	Известняки			500 (?)	*c*3
	Сеноман(?) — нижний сенон (?); морская фауна спорного возраста	Конгломераты, песчаники	2000	400	> 1000	*c*2
	Апт — альб; морская фауна	Известняки		0	300 (?)	*c*1
Известняки Лар	Верхняя юра; аммониты	Известняки			500 (?)	*c*1
Формация Шемшак	Рэт — лейас; литология	Песчаники, глинистые сланцы			1000 (?)	*d*
Триас — верхний палеозой	Средний триас; литология; оленекский — пермский; морская фауна, возможно, также присутствуют нижний карбон и верхний девон	Доломиты и известняки			1200	*e*
Песчаники Лалун	Нижний кембрий; литология	Песчаники, кварциты			500	*e*
Инфракембрий	Нижний кембрий или верхний докембрий; строматолиты	Доломиты, глинистые сланцы			> 500	*e*



ФИГ. 11. Профили через Южные фронтальные поднятия (зона 6), Южную третичную зону (зона 5) и Верхний профиль по линии $H — H'$; нижний по линии $J — J'$ на фиг. 1.

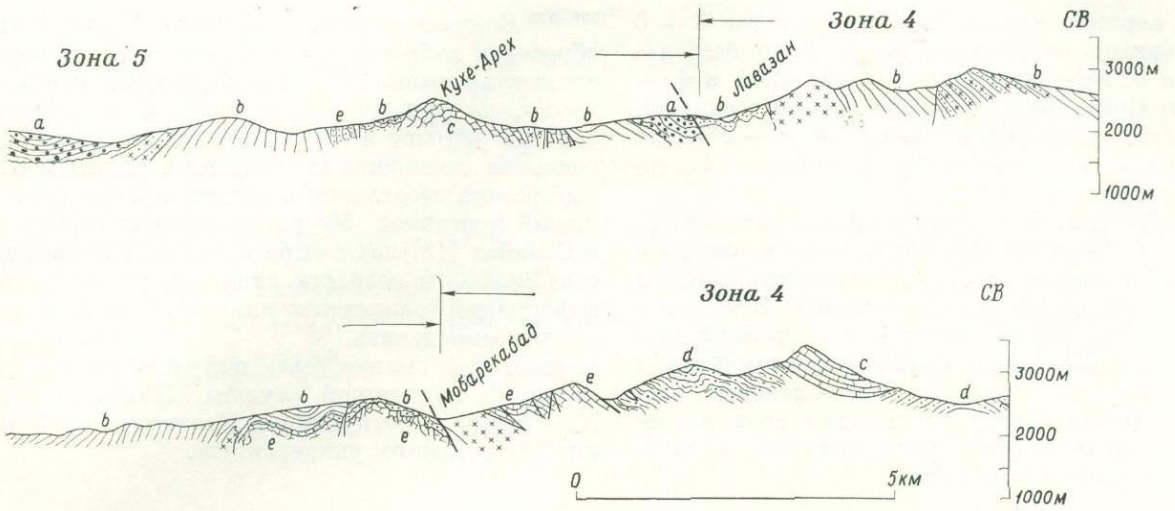
минеральными ассоциациями: эпидот-альбит-хлорит-пренитовой, альбит-хлорит-кальцитовой, ломонтит-хлорит-монтмориллонитовой, анальцим-опал-хлорит-монтмориллонитовой; установлено, что «степень метаморфизма повышается от более верхних к более низким стратиграфическим горизонтам».

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — слабая складчатость (?) или образование разрывов, затронувшие элемент *e* в послесреднетриасовое или дорэтское время, возможно в верхнем триасе: среднетриасовые отложения деформированы, но рэт-лейасовые не деформированы. Фаза 3 (I) — складчатые и разрывные деформации затронули элементы *c* — *e* в послекампанский или в доэоценовый период, вероятно в палеоцене: кампанские слои деформированы, а нижнеэоценовые — нет. Фаза 3(II) — образование складок и разрывов затронуло элементы *b* — *e* в интервал времени от конца эоцена до верхнего олигоцена: верхнеэоценовые породы подверглись деформациям, а верхнеолигоценовые — нет. Фаза 3(III) — образование складок, сбросов, надвигов и диапировых структур (соляных куполов); отмечается в эпизодах от *a* до *e* в период послемиоцен — плейстоцен, вероятно, деформации происходили в верхнем плиоцене или плейстоцене: формация Хезардарре деформирована, а формация Кахризак не деформирована.

[350–355] *Складки.* В результате деформаций фазы 2 были сформированы складки с амплитудами и протяженностью более 1000 м, но детали складчатых структур не известны. Фаза 3(I) привела к образованию складок в элементе *c* с амплитудами от 1000 до 100 м и протяженностью более 1000 м; детали складчатых структур не ясны из-за плохой обнаженности. Складки в элементах *d* и *e* также плохо обнажены; складки в элементе *b* имеют амплитуды и протяженность 1000 м, преимущественно от 1000 до 100 м и редко от 1000 м до 1 см; в любом разрезе, пересекающем элементы зоны, обнажается 10 складок размером более 1000 м с апикальными углами 90°. В элементе *a* складки имеют амплитуды и протяженность более 1000 м, а диапировые складки — от 100 м до 1 см; 3/4 складок имеют размеры более 1000 м, что видно в разрезах зоны, а их апикальные углы варьируют от 90 до 150°.

[357] *Карты складок.* См. [13, 12].

[366–374] *Второстепенные разрывы.* Имеются доэоценовые разрывы, но детали их строения не известны. Второстепенные послеэоценовые разрывы секут элементы *a* и *b*, но подчинены складчатости. Описаны два хорошо выраженных, хотя и локальных до- и послеэоценовых разрыва [13]. Небольшой направленный к югу надвиг смещает миоцен-плиоценовые формации над солями в основании Верхней красной формации. Плейстоценовый (?) южный надвиг доказывается погружением самых молодых гравийных слоев под фронтальный надвиг Эльбурса в районе Тегерана (разлом 4 на фиг. 1).



южную часть Центральной зоны (зоны 4) Центрального Эльбурса, к востоку от Тегерана [13].

Зона 6. Южные фронтальные поднятия

Зона состоит из двух больших поднятых участков. Из-за отсутствия данных по восточному участку[1] здесь рассмотрено только западное поднятие. [304] Границы зоны очень постепенны (более 3 км) и проходят примерно вдоль структурных и орографических поднятий.

[308–310] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород:* вулканических (включая туфогенные отложения) — 50%; плутонических — 5%; осадочных — 45%.

[312–314] *Элементы.* Моласса (элемент *a*) и эоценовые породы (*b*) смяты и разбиты разрывами. Породы элементов *c*3 (верхнемеловые известняки), *c*2 (верхнемеловые конгломераты), *c*1 (нижнемеловые до верхнеюрских), *d* (формация Шемшак) и *e* (палеозойские) — все были сильно смяты и разбиты разрывами. Все эти элементы в результате деформаций сократились более чем на половину своей первоначальной ширины. Контакты между отдельными элементами следующие: *a* и *b* — резко несогласные; *b* и *c*3 — резко несогласные; *c*3 и *c*2 — резко несогласные; *c*2 и *c*1 — резко несогласные; *c*1 и *d* — по разлому; *d* и *e* — не вполне согласные.

[315–316] *Площади выходов элементов.* Элементы *c*, *d* и *e* имеет общую площадь выходов 35 × 20км, они окаймлены выходами пород элементов *a* и *b*, внешние контуры которых не имеют четких границ.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — эоценовый вулканизм (возможно, включает также нижний олигоцен и верхи верхнего мела), выражен лавами и туфами (преимущественно подводными) основного и среднего состава и дайками, развитыми по всей зоне. Эпизод 2 — см. зону 5, эпизод 3. Эпизод 3 — интрузивы кислого состава размером 5 × 5 км, выходящие в северо-западном конце зоны. Они внедрены в породы элемента *c*3, но отсутствуют в обломках эоценовых конгломератов, что указывает на их послеэоценовый возраст.

[335–342] *Метаморфизм.* Может быть обнаружен метаморфизм низкой ступени, как в зоне 5, но пока не описан.

[344–348] *Деформации.* Фаза 2 — слабая складчатость (?) и образование разрывов (?) послесреднетриасового — дорэтского возраста, по-видимому, проявлялись в элементе *e* так же, как и в других зонах. Фаза 3 — складкообразование и интенсивное формирование разрывов в элементах *c*1 — *e* в интервале между альбом и сеноном [13]. Фаза 4 — складкообразование и интенсивное формирование разрывов в элементах *c*2 — *e* в интервале между сеноманом и кампаном, вероятно в позднесенонское время. Фаза 5 — складкообразование и интенсивное формирование разрывов в элементах *c*3 — *e* в период между сеноманом и нижним эоценом. Фаза 6 — образование складок и отчасти разрывов в элементах *b* — *e* в период между эоце-

[1] Когда настоящая статья уже находилась в печати, вышла в свет сводка [1], описывающая восточное поднятие («зона B»), но, исходя из фациального состава и мощности слагающих его пород, авторы трактовали эту зону как структурную зону центрального Ирана, а не Эльбурса (см. также выше,[135]).

ном и верхним олигоценом. Возраст фаз 3 — 6 определялся по морской фауне и по несогласиям в основаниях элементов *c*2, *c*3, *b* и формации Ком. Фаза 7 — образование складок и отчасти разрывов в элементах *a* — *e* после миоцена и до плейстоцена (формация Хезардарре деформирована).

350–355 *Складки.* В результате фаз 7 (элемент *a*) и 6 + 7 (элемент *b*) образовались складки размерами (амплитуды и протяженность) >1000 м и от > 1000 до 100 м соответственно. Эти складки отмечены вдоль северной и восточной границ зоны 6, но они плохо определяются и могут быть отнесены к зоне 5. В доэоценовых элементах устанавливаются складки всех размеров, но нельзя расчленить складки, относящиеся к различным фазам.

366–370 *Второстепенные разрывы.* Образование сбросов и взбросов происходило в фазы, перечисленные выше ([347]). Они затронули все элементы, но меньше распространены в элементе *b* и еще меньше в *a*, что подчеркивает важное значение доэоценовых разрывов. Установленные резкие несогласия в разрезе меловых отложений (например, 50° между элементом *c*3 и *c*2 в Сепайех [131]) дают определенные доказательства мелового возраста ряда фаз, но характер деформаций (разрывных или складчатых) часто трудно определить.

Ценная информация была получена от сотрудников Геологической службы Ирана, от д-ра Х. Афшара и сотрудников Института геофизики Тегеранского университета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alavi M., Flandrin J.*, La limite paléogéographique des domaines de l'Elbourz et de l'Iran central dans la région de Djam, département de Semnan, Iran, C.R. Acad. Sc. Paris, **270**, 1424—1426, 1970.
2. *Allenbach P.*, Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz), Iran, Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich n.s. 63, map 1 : 100 000 jointly with Steiger, 1966.
3. *Ambraseys N. N.*, Early earthquakers in north-central Iran, Bull. seism. Soc. Am., 58, 485—496, 1968.
4. *Амурский Г. И., Борисов А. А., Лыков В. И., Шелегова И. Ф.*, Глубинное строение земной коры Копет-Дага, *Бюл. МОИП, отд.* геол., **43** (6), 5—15, 1968.
5. *Assereto R.*, The Paleozoic formations in Central Elburz, Iran, Preliminary note, Riv. ital. Paleont. Stratigr., **69**, 503—543, 1963.
6. *Assereto R.*, Geological Map of Upper Djadjerud and Lar Valleys, Central Elburz, Iran, scale 1 : 50 000, with Explanatory Notes, Ist. Geol. Univ. Milano, G/232, 1966.
7. *Assereto R., Barnard P. D. W., Fantini Sestini N.*, Jurassic stratigraphy of the Central Elburz, Iran, Riv. ital. Paleont. Stratigr., 74, 3—21, 1968.
8. *Baier E.*, Ein Beitrag zum Thema Zwischengebirge, Zentbl. Miner. Geol. Paläont. (B), **11**, 385—399, 1938.
9. *Bailey E. B., Jones R. C. B., Asfia S.*, Notes on the geology of the Elburz Mountains, north-east of Teheran, Iran, Q.Jl. geol. Soc. Lond., **104**, 1—42, 1948.
10. *Bobek H.*, Die Takht-e-Sulaimangruppe im mittleren Alburzgebirge, Nordiran, Geog. Ges. Wien, Festsch. Hundertjahrfeier, 236—263, 1957.
11. *Boeckh H., de, Lees G. M., Richardson F. D. S.*, Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian ranges, In: *Gregory J. W., ed.*, The Structure of Asia, London, Methuen, 58—176, 1929.
12. *Dedual E.*, Zur Geologie des mittleren und untern Karaj-Tales, Zentral-Elburz, Iran, Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, n.s. 79, map 1 : 100 000 jointly with Meyer, 1967.
13. *Dellenbach J.*, Contribution à l'étude géologique de la région située à l'est de Téhéran, Iran, Thesis Univ. Strasbourg, with maps, scales 1 : 500 000, 1 : 25 000 and 1 : 10 000, 1964.
14. *Douglas J. A.*, A marine Triassic fauna from eastern Persia, Q. Jl. geol. Soc. Lond., **85**, 624—650, 1929.
15. *Falcon N. L.*, The geology of the north-east margin of the Arabian basement shield, Advmt. Sci., Lond., 24, 31—42, 1968.
16. *Furon R.*, Geologie du plateau iranien (Perse-Afghanistan-Béloutschistan), Mus. natl. Hist. nat. Paris, Mém. n.s., **7**, 177—414, 1941.
17. *Гальперин Е. И., Косминская И. П., Кракшина П. М.*, Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при глубинном сейсмическом зондировании центральной части Каспийского моря, Сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», Гостоптехиздат, М., 227—250, 1962.
18. *Gansser A.*, New aspects of the geology in Central Iran, Wld Petrol. Congr., **4**, 279—300, 1955.
19. *Gansser A.*, Geology of the Himalayas. London, Wiley, 1964.
20. *Gansser A.*, The Indian Ocena and the Himalayas, a geological interpretation, Eclog. geol. Helv., **59**, 831—848, 1966a.
21. *Gansser A.*, Catalogue of the active volcanoes and solfatara fields of Iran, In: International Association of Volcanology, Catalogue of the active volcanoes of the world, XVII-Appendix, 7—20, 1966b.
22. *Gansser A.*, The large earthquakes of Iran and their geological frame, Eclog. geol. Helv., **62**, 443—466, 1969.
23. *Gansser A., Huber H.*, Geological observations in the Central Elburz, Iran, Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 42, 583—630, 1962.
24. Geological Map of Iran, scale 1 : 2 500 000, with explanatory notes, Tehran, National Iranian Oil Company, 1959.
25. *Glaus M.*, Die Geologie des Gebietes nördlich des Kandevan-Passes, Zentral-Elburz, Iran, Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, n.s. 48, map 1 : 75 000, 1965.
26. *Hirayama K., Samimi M., Zahedi M. Hushmand-Zaden A.*, Geology of the Tarom district, western part (Zanjan area, north-west Iran), Rep. geol. Surv. Iran, no. 8, 1966.
27. *Huckriede R., Kürsten M., Venzlaff H.*, Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand, Iran, Geol. Jb., **51**, 1962.
28. Institute of Geophysics, Tehran University, from 1960, Various Publications, *1960.*
29. Международная тектоническая карта Европы, масштаб 1 : 2 500 000, Москва, АН СССР, Комиссия по тектоническим картам мира, 1962.
30. *Khain V. E.*, Elbourz occidental et dépression de l'Iran central, *In: Bogdanoff A. A., Mouratov M. V., Schatzky N. S., eds.* Tectonique de l'Europe, Moscow, Int. geol. Congr., Subcommission Tect. Map pf the World, 237—239, 1964.
31. *Khain V. E., Milanovski E. E.*, Structure tectonique du Caucase d'après les données modernes, In: Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, tome II, Soc. Géol. France Mém., 663—703, 1963.
32. *Lorenz C.*, Die Geologie des oberen Karadj-Tales, Zentral-Elburz, Iran, *Thesis Univ. Zürich, with map,* scale 1 : 100 000, 1964.
33. *Маловицкий Я. П.*, История геотектонического развития впадины Каспийского моря, Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 103—120, 1968.

34. *Meyer S. P.*, Die Geologie des Gebietes Velian-Kechire, Zentral Elburz, Iran, Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, n.s. 79, map. 1 : 100 000, jointly with Dedual, 1967.
35. *Peronaci F.*, Sismicità dell'Iran, *Annali Geofis.*, **11**, 55—68, 1958.
36. *Резанов И. А.*, Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор, Изд. АН СССР, Ин-т Физики Земли, 246, 1959.
37. *Rieben H.*, Geological observation on alluvial deposits in northern Iran, Rep. geol. Surv. Iran, no. 9, 1966.
38. *Rivière A.*, Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz, Perse, Revue Géogr. phys. Géol. dyn., **7**, 1—190, 1934.
39. *Rivière A.*, Contribution à l'étude géologique de l'Anti-Elbourz, Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 5, **6**, 277—298, 1936.
40. *Ruttner A., Nabavi M., Hajian J.*, Geology of the Shirgesht area, Tabas area, East Iran, Rep. geol., Surv. Iran, no. 4, 1968.
41. *Schröder J. W.*, Essai sur la structure de l'Iran, *Eclog. geol.* Helv., **37**, 37—81, 1944.
42. *Stahl A. F.*, Handbuch der regionalen Geologie, Persien, V. Band, 6. Abt., 1—46, 1911.
43. *Staub W.*, Postglaciale Spiegelschwankungen des Kaspischen Meeres, Schweizer Geogr., **14**, 113—121, 1937.
44. *Stehlin H. G.*, Une mandibule de Giraffidé de Tokoum, Eclog. geol. Helv., **24**, 275—279, 1931.
45. *Steiger R.*, Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentral Elburz/Iran), Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, n.s. 68, map 1 : 100 000 jointly with Allenbach, 1966.
46. *Stöcklin J.*, Ein Querschnitt durch den Ost-Elburz, Eclog. geol. Helv., **52**, 681—694, 1960.
47. *Stöcklin J.*, Structural history and tectonics of Iran, a review, *Bull.* Am. Ass. Petrol. Geol., **52**, 1229—1258, 1968a.
48. *Stöcklin J.*, Salt deposits of the Middle East, Spec. Pap. geol. Soc. Am., **88**, 157—181, 1968b.
49. *Stöcklin J., Ruttner A., Nabavi M.*, New data on the lower Paleozoic and pre-Cambrian of North Iran, Rep. geol. Surv. Iran, no. 1, 1964.
50. *Вальбе С. П.*, Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба, изд-во «Недра», 164, 1967.

АФГАНИСТАН—ПАКИСТАН

Дж. Б. Оден[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Афганистан располагается в важнейшем для тектонического изучения регионе, где главные хребты Центральной Азии сближаются и, по сути дела, заканчиваются, сменяясь по простиранию резко отличными тектоническими образованиями Ирана. Этот регион изучен хуже, чем смежные территории Ирана, советской Азии и Пакистана. Отдельные районы Афганистана характеризуются высокой сейсмичностью, но его центральная часть относительно асейсмична. Она пересечена несколькими крупными сдвигами, движение по которым еще продолжается. В последующее описание включены также молассовый прогиб и форланд долины Инда в Пакистане.

Сегмент. Длина сегмента по простиранию — 1300 км. Характер переходной полосы на северо-западе складчатой области (северная окраина зоны 1), вдоль Туранской плиты, не установлен из-за неясности тектонических и стратиграфических соотношений и из-за недостаточной обнаженности. Полоса перехода к Индо-Пакистанскому щиту (юго-восточная окраина зоны 7) очень широкая ($>$ 3 км). Система складчатых хребтов, составляющих пояс, расходится лучами от Гиндукушского узла, поэтому ширина пояса изменчива: в пределах сегмента она составляет в среднем около 1000 км.

Зоны. Описание складчатого пояса ведется раздельно по зонам с северо-запада на юго-восток. Герирудская зона (1) является областью развития метаморфических пород (предположительно докембрийских гнейсов, нижнепалеозойских сланцев и т. д.), перекрытых неметаморфизованными породами верхнего палеозоя. Она отделена разломом от мощных толщ флиша Фарахской зоны (2) с третичными вулканитами и молодыми батолитами. С другой стороны этот прогиб граничит с Логарской зоной (3), сложенной в основном палеозойскими породами, прорванными интрузиями гранитов, неогеновыми красноцветами и вулканитами, и зоной Дашти-Марго (4), в которой преобладают эруптивные породы. Третичный флишевый трог (5), включая Макранский прогиб, протягивается поперек сегмента и выполнен сорванными и деформированными породами неогена очень большой мощности, местами с офиолитами.

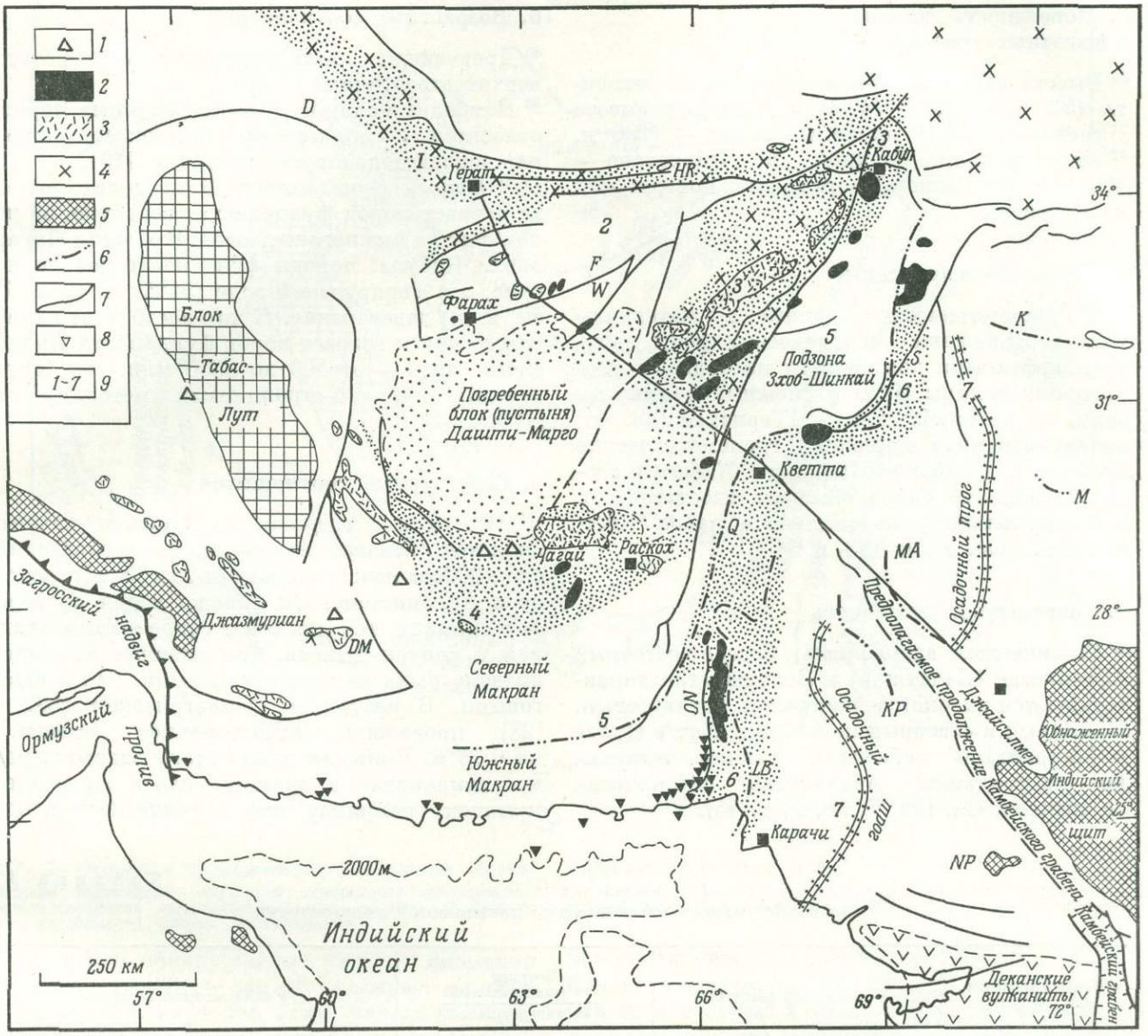
Осевая зона (6) представляет собой полосу, в которой смятые в напряженные складки осадки шельфового типа подстилают и перекрывают мощную толщу нижне- и среднемеловых вулканитов с интрузивными телами ультрабазитов; этот комплекс частично погребен под молассой главным образом неогенового возраста. Передовой прогиб (7) заполнен смятыми в складки меловыми и палеогеновыми шельфовыми осадками и неогеновым флишем; мощность этих пород уменьшается по направлению к краю щита Индостанского полуострова, представляющего собой форланд этого складчатого пояса.

Следует подчеркнуть крайнюю ограниченность геологических знаний о западном Афганистане. Здесь было выполнено мало региональных съемочных работ, и имеющиеся данные получены путем беглых разобщенных пересечений, дополненных геологическим дешифрированием аэрофотоснимков. Состояние изученности этой части сегмента, таким образом, аналогично тому, которое было в Альпах более 100 лет назад. Как видно из ограниченных литературных и картографических материалов, существуют большие противоречия в описании геологических свит и в проведении их границ. Для пакистанской части сегмента автор опирался в значительной мере на превосходную монографию, составленную по проекту «План Коломбо» [10]. Автор просит снисхождения читателей за явное несовершенство выводов в отношении значительных частей сегмента.

2. Форма складчатой области в плане

16–18 По простиранию пояс продолжается за пределы избранного сегмента. На юге он частично проходит по морскому дну вдоль побережья Макрана (к западу от Карачи). Включая продолжение пояса в западном направлении в Иран, комплекс в целом имеет форму перевернутой трапеции, внешние края которой заняты складчатыми хребтами. Предполагается, что афганская часть этого пояса содержит некий стабильный блок, погребенный под пустыней Дашти-Марго; он соответствовал бы

[1] *Auden J. B.*, 43 Thurloe Square, London SW7 2SR.



ФИГ. 1. Расположение зон (1—7) описанного сегмента в регионе Афганистан — Пакистан.

Зоны 1, 3, 4 и 6 покрыты более частым крапом. Сплошная линия показывает положение профиля фиг. 6. *1* — четвертичные вулканы; *2* — офиолиты; *3* — послепалеозойские интрузивные породы кислого и среднего состава; *4* — районы тектонической активизации докембрийских и нижнепалеозойских пород с гранитизацией и анатексисом, частично раннетретичного возраста; *5* — щит полуострова Индостан и метаморфические породы Аравии и Ирана; *6* — геоантиклинальные оси; *7* — разрывы; *8* — грязевые вулканы; *9* — номера зон. Буквами обозначены: *B* — Ваширский разлом; *HR* — Герирудские разломы; *DM* — метаморфические породы Джазмуриан; *D* — разлом Доруне; *K* — ось Кирана (Соляной кряж); *Q* — ось Кветта; *LB* — ось Ласбела; *M* — ось Мултан; *MA* —ось Мари-Кандхкот; *NP* — выход пород фундамента Нагарпаркар; *ON* — разлом Орнач-Нал; *S* — зона разломов Сулеймановых гор; *F* — Фарахский разлом; *KP* — ось Хайрпур — Джейкобабад; *C* — Чаманский разлом.

блоку Табас-Лут в центральной части восточного Ирана. Эти два блока были бы ядрами, или срединными массивами, определяющими положение окружающих складок.

[24] *Общее простирание.* На севере трапецию обрамляют хребты Эльбурса и Паропамиза, на юго-западе и юге — хребты Загрос и Макранский, а на востоке, вдоль передовой зоны Индостана, — Сулеймановы горы Белуджистана. В Бадахшане и Вахане, в пространстве между обрамляющими хребтами, внутренние горные цепи и региональные разломы сходятся на восток, в сторону Памиро-Гиндукушского узла. Чаманский разлом на восточном краю изогнут вместе с хребтами; радиус кривизны — около 1000 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Высота наиболее приподнятой части сегмента (5% площади) — 4000 м. Средняя высота [31] северо-западной окраины пояса — 1200 м, [32] юго-восточной окраины в Пакистане — 400 м. [33–36] Геоморфологические поверхности не выделены.

4. Геофизические данные

[38–39] Гравиметрические данные и материалы метода отраженных сейсмических волн получены нефтяными компаниями на больших территориях долины Инда и смежных холмистых гряд, но не опубликованы. Терлауей [43, 44] проанализировал одиночные гравиметрические профили для районов Макрана и Кветты и сделал вывод, что район Макрана изостатически приблизительно уравновешен, а район Кветты —нет. См. также [33] и [132].

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность.* Северо-восточный Афганистан (Бадахшан) и Белуджистан характеризуются высокой сейсмической активностью. Восточный и северный края блока Лут в Иране и Макранское побережье также активны, но центральный Афганистан сейсмически не активен. См. [24, 7, 38, 9, 8, 45].

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшие недеформированные породы верхнечетвертичные [10].

[83] Наиболее молодые деформированные породы относятся к молассовым комплексам миоцен-нижнеплейстоценового возраста [10].

[76–80] *Породы фундамента.* В пределах сегмента возраст пород фундамента, вероятно, от докембрия до нижнего палеозоя. В области Логар, около Кабула, породы фундамента доордовикские, а в Герирудской зоне (34°23′ с. ш. и 62° 50′ в. д.) додевонские. К юго-востоку от складчатого пояса возраст пород фундамента Индийского щита — от 800 до 2300 млн. лет (определения рубидий-стронциевым методом, см. [11]).

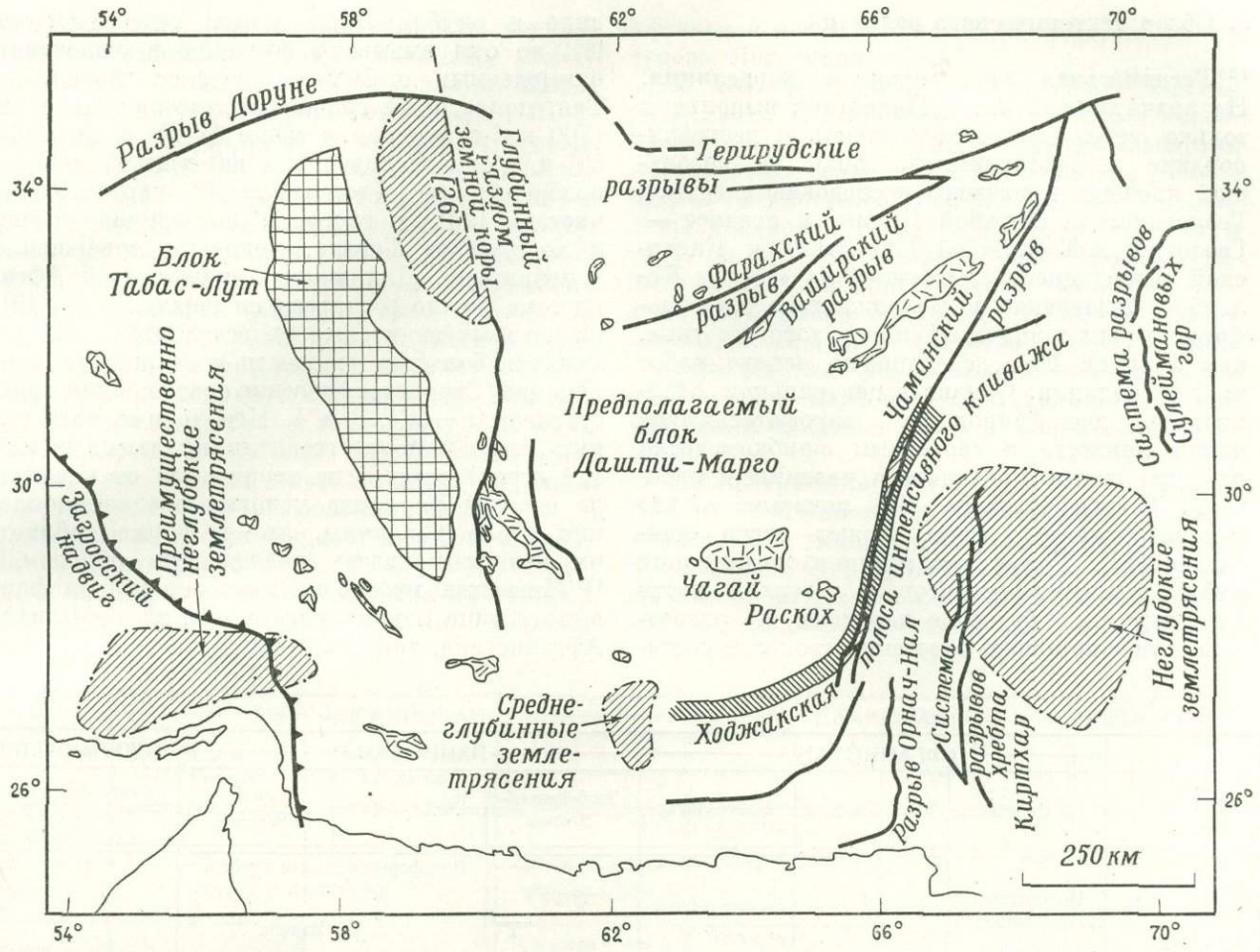
8. Структурные соотношения

[111–115] *Крупные разрывы.* 1. Наиболее важным является Чаманский разрыв, протягивающийся на 900 км между широтами 28 и 35° в Пакистане и Афганистане. Он хорошо виден на аэрофотоснимках, так как сечет современный аллювий и конусы выноса. Современные движения по нему были как вертикальными, так и сдвиговыми. В результате землетрясения 1892 г. [23] произошло левостороннее смещение на 0,75 м. Большая длина этого разрыва, резкое отклонение и срезание слоев на разных крыльях, например около точки 29° с. ш.,

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст [94] минимальный / [93] максимальный	[95] Обоснование возраста
4 Сивалик	Складкообразование	Ранний плейстоцен / Поздний плиоцен	Угловое несогласие между слоями, содержащими окаменелости
3 (*b*) Кабул	Синорогеническая гранитизация и метаморфизм	Миоцен / Олигоцен	Определение возраста K-Ar-методом
3 (*a*) Ходжак	Складкообразование, кливаж	Миоцен / Эоцен	Предполагается связь с продолжительным движением по сдвигам
2 Шинданд	Складкообразование, кливаж, размыв	Поздний мел / Средний мезозой	Угловое несогласие в слоях, погребенных под фарахскими вулканитами предположительно эоценового возраста
1 Герцинская			Показана на Тектонической карте Евразии [42] у 35° с. ш., 62°30′ в. д., но отсутствует на других картах



ФИГ. 2. Основные тектонические особенности Ирана, Афганистана и Пакистана.

Площади важнейших скоплений эпицентров землетрясений послепалеозойских интрузивных пород кислого и среднего состава. Ходжакская полоса интенсивного кливажа в породах эоцен-миоценового флиша заштрихована. Короткими штрихами обозначены площади развития затушеваны.

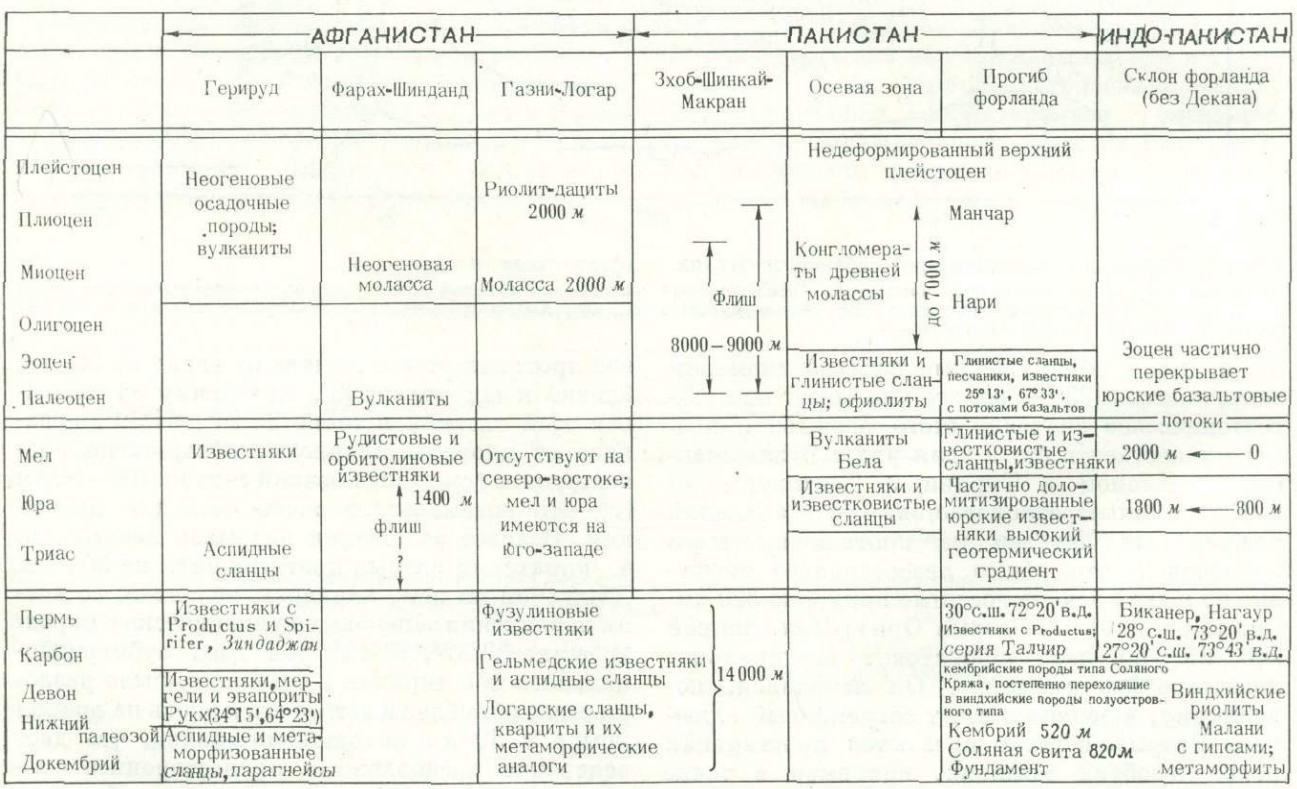
66° в. д.[1], и обнаруженные недавно аномалии силы тяжести [33] — все это указывает на мегатектоническое значение этого разрыва и позволяет поставить его в один ряд с Эрзинджанским разломом в Турции и Токтогульским в Киргизии. Предполагается, что Чаманский разрыв был активен на протяжении всего кайнозоя и что общее левостороннее смещение по нему с эоцена достигло примерно 300 км. См. также [10]. 2. Разрыв Орнач-Нал, длиной 200 км; по нему происходит вертикальное левостороннее смещение. Он зародился, повидимому, в эоцене и сечет современный аллювий. Разрывом резко срезаются простирания пород в обоих крыльях, например в точке 27°07′, 66°07′. 3. Система Герирудских разрывов протягивается с востока на запад на 500 км близко к широте 34°30′. По одному из разрывов этой системы в точке 34°26′, 64°59′, недалеко от плотины Асарисум, обнаружено правостороннее смещение речной сети на 700—800 м [7], что указывает на очень молодые движения. Возраст заложения разрывов неизвестен. 4. Фарахский разрыв протягивается на 300 км. Движения по нему начались, вероятно, во время накопления эоценовых вулканических пород. В точке 32°32′, 63°12′ рой даек субмеридионального простирания в северном крыле разлома резко обрублен и встречается вновь на южном крыле в 80 км на запад-юго-запад, что дает основание предположить правостороннее смещение такой же величины, но это необходимо подтвердить детальными исследованиями. 5. Ваширский разрыв имеет протяженность 250 км, но изучен слабо. См. [133].

[1] Далее в статье обозначения «с. ш.» и «в. д.» почти везде опущены.

9. Обзор тектонического развития

[126] **Региональная хронология и корреляция.** На значительной части Пакистана выполнены только очень редкие пересечения и дешифрирование аэрофотоснимков, лишь на небольшой площади проведены исследования единой Геологической службой Индии, а позднее — Геологической службой Пакистана и Канадской экспедицией, работавшей по «Плану Коломбо». Выделение в Белуджистане по аэрофотоснимкам складчатых пород того же типа, как в горах Юра, сделано на основе работ этой экспедиции. Однако в центральном Афганистане дешифрирование аэрофотоснимков может привести к серьезным ошибкам, если не будет строго проверяться наземными работами. Статья Уэлмэна [49] показывает, что фотоинтерпретатор здесь может легко ошибиться [14]. У нас нет материалов недавних работ советских геологов в северной части Афганистана. Афганское ведомство по разведке нефти с помощью советских геологов составило и опубликовало карты северной части [1], но они вызывают сомнение в отношении изверженных и метаморфических пород. Так, показанный гранитный массив площадью 1700 км² с центром в точке 34°40′ с. ш. и 63° 50′ в. д. почти наверняка не существует и не изображен на Геологической карте Афганистана [20], а граниты, выходящие к югу и востоку от Герата, показаны совершенно неправильно. Для южных двух третей Афганистана можно сослаться на карты [7, 20, 19], на которых видно, что по всему этому району имеются большие неясности в отношении корреляции. Стратиграфические соотношения представлены на фиг. 3 и 4. Необходимо подчеркнуть, что в районах геоантиклинальных поднятий осевой зоны и на территории от впадины до шельфа форланда условия осадконакопления столь различны, что в форме таблицы их нельзя показать надлежащим образом.

[127] **Миграция прогибов.** В мезозое осадки флишевого типа накапливались как на юго-западе Афганистана, так и в Индо-Пакистанской впа-



ФИГ. 3. Стратиграфическая корреляция отложений Афганистана и Пакистана.

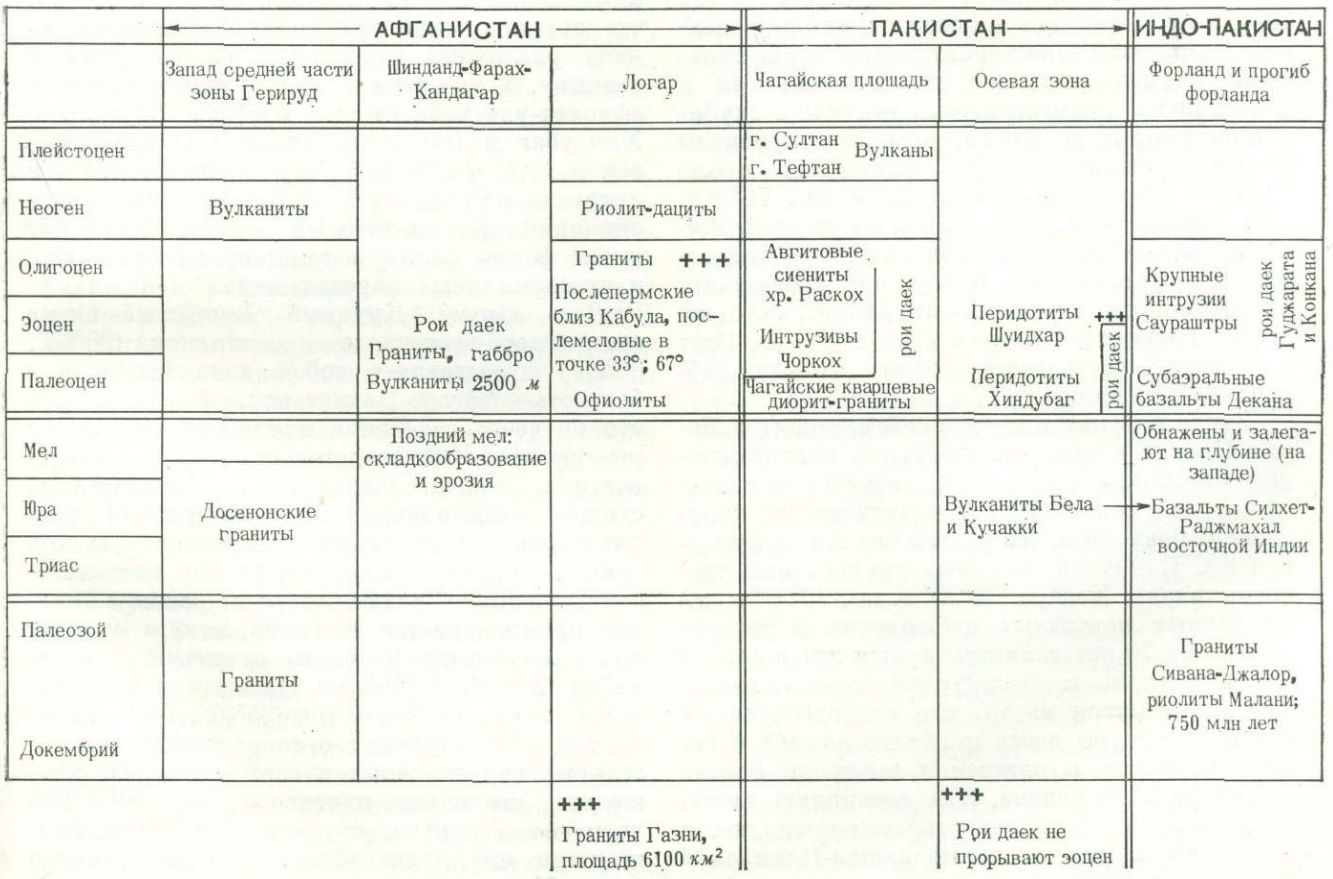
На такой обширной площади мощности осадочных пород меняются очень сильно. В таблице значения мощностей эоцена и мела в прогибе форланда представляют собой вероятные максимальные величины.

дине форланда, но главная область распространения третичного флиша находится между этими двумя более ранними бассейнами. Широко распространенные флишевые осадки Шинданд-Фарахской области (зона 2) в юго-западном Афганистане (33° с. ш., 62′ в. д.), вероятно, юрского и мелового возраста, так как они перекрыты среднемеловыми рудистовыми и орбитолиновыми известняками. Флиш предположительно мезозойского возраста и, возможно, большой мощности встречен также в Хашрудской зоне (32°25′, 63°45′), но устойчивые восточные падения в этой зоне указывают, по-видимому, на изоклинальную складчатость. В карте, составленной советскими геологами, [42] часть этой области обозначена палеозойским возрастом, но во всех других картах отмечено присутствие только мезозойских пород.

Флишевые осадки мощностью 8000 м в Зхоб-Шинкайском прогибе зоны 5 (32°, 68°30′) имеют, по-видимому возраст от эоцена до миоцена [19]. Источником флиша была в основном афганская часть той площади, которая занята теперь Логарской зоной.

В нефтяных скважинах по обоим берегам Инда (зона 7) встречены мощные пачки карбонатных сланцев, а также переслаивающихся карбонатных сланцев и песчаников. Такие отложения мощностью от 2400 до 2800 м найдены в меловой толще около точки 25° с.ш. и 68°30′ в. д. Эти флишеподобные породы указывают на наличие прогиба мелового времени на окраине форланда. В районе Карачи разрез палеоцена — среднего миоцена представлен частым чередованием тонких слоев известняков, карбонатных и глинистых сланцев также флишевого типа и общей мощностью до 4000 м.

На протяжении олигоцена к юго-востоку от Кветты сформировался значительный прогиб молассового типа, имеющий северо-западное простирание. В результате размыва окружающих мезозойских и нижнеэоценовых известняков накопились известняковые конгломераты



ФИГ. 4. Последовательность магматизма в Афганистане и Пакистане.

олигоцен-миоценового возраста, наибольшая мощность которых составляет 7000 м. Площадь той части прогиба, в которой мощность осадков превышает 1000 м, равна примерно 20 000 км². Прогиб располагается в пределах «синтаксиса» Кветты. В 900 км к юго-востоку находится Камбейский грабен Индии с мощностью третичных осадков до 5000 м, шириной всего 60 км. Возможно, эти прогибы были связаны между собой.

[132] **Геофизические данные о структуре складчатой области.** В центральном и южном Афганистане южнее 36° с. ш. расположена асейсмичная область площадью около 500 000 км², граничащая с важными сейсмически активными зонами. На западе, в Иране, сейсмическая зона Хахак проходит восточнее блока Лут. Южнее, в южной части Макранской зоны, в море в 1945 г. произошло землетрясение с магнитудой 8,25. На востоке, в районе выступа Кветта и свода Форт-Монро, с 1930 г. произошли четыре землетрясения с $M > 7$ и множество более слабых толчков. Все они относились к категории нормальных землетрясений, с глубиной очага 10—15 км. Лежащая на северо-востоке Бадахшан-Памирская зона характеризуется как сильными нормальными землетрясениями, так и целым рядом промежуточных толчков с глубиной очага от 70 до 300 км, которые приурочены к дугообразной области площадью около 100 000 км² с центром в точке 38° с. ш., 72° в.д.

Предполагается, что южная часть асейсмичной зоны в Афганистане обязана своим существованием устойчивому блоку, или срединному массиву, под пустыней Дашти-Марго, который можно сравнить с блоком Лут в Иране. Этот блок имеет, по-видимому, палеозойско-докембрийское основание.

Землетрясения в высоко сейсмических районах Кветты и свода Форт-Монро мелкофокусные и возникают, вероятно, в результате современных сколов в сильно складчатом и нарушенном разломами осадочном чехле над фундаментом. С другой стороны, выступ, или геоантиклиналь, Хазара (34°30′ с. ш., 73°30′ в. д.) по данным детальных наблюдений в течение последних 70 лет характеризуется лишь слабой сейсмичностью с магнитудой землетрясений до 4,5, несмотря на то, что подковообразный изгиб структуры здесь наиболее резкий. Причина различия в поведении выступов Кветта и Хазара не выяснена. Как говорилось выше, сейсмическая неустойчивость резко проявляется в 350 км к северу, в Бадахшан-Памирской зоне, где граница М расположена на глубине более 70 км и движение обусловлено тектонической плит. В случае выступов Кветты и Хазара нарушения складчатого осадочного чехла литосферы проходят на сравнительно небольшую глубину, и различный сейсмический режим этих двух поднятий, очевидно, не связан непосредственно с тектоникой плит.

Недавно была опубликована карта аномалий Буге Афганистана масштаба приблизительно 1 : 6 250 000 [33]. Ее автор сделал вывод, что западная часть Гиндукуша изостатически уравновешена, тогда как на востоке хребта отмечается значительный дефицит массы с отрицательным значением аномалий Буге к северу от Кабула, превышающим 350 мгл. Очень интересная зона длиной приблизительно 400 км и шириной 30 км протягивается от Кабула на юго-запад до 32° с. ш. Узкий гравитационный минимум соседствует здесь с максимумом при градиенте 3 мгл/км. Эта строго ориентированная аномалия силы тяжести явно связана с крупнейшим Чаманским сдвигом, который протягивается на 900 км от Чарикара (севернее Кабула) к восточному краю депрессии Харан (300 км к ЮЮЗ от Кветты). Предполагается, что эта аномалия обусловлена соприкосновением различных плит коры по Чаманскому разрыву. Хотя карта и не захватывает большие офиолит-ультрабазитовые массивы Шуидар и Хиндубаг в Пакистане (площадью соответственно 1500 и 900 км²), все же ясно, что эти интрузии не создают крупных положительных аномалий. Перидотитовый массив Хиндубаг имеет форму силла и залегает на осадочных и вулканогенных породах мела.

[133] *Роль сдвигов.* Крупный Чаманский сдвиг север-северо-восточного простирания (30°55′, 66°25′) представляет собой важнейшую особенность Афгано-Пакистанского пояса. То, что он сечет галечники предгорий и смещает речную сеть [10], свидетельствует о его активности в самое последнее время. Поразительно сходные данные получены по материалам аэрофотосъёмки центрального Афганистана: на снимках хорошо видно несогласие тектонических границ по разные стороны разлома. Разлом прослеживается до Газни, откуда он идет под выполняющими долину осадками за Шейхабад (34°06′, 68°48′), к Пагману и заканчивается западнее Чарикара (35°02′, 69°10′ [25], лист 8; [3]). Сведения о современных относительных вертикальных и горизонтальных движениях несколько противоречивы [10]. Тем не менее, вероятно, что этот сдвиг и продолжающий его кулисообразно на юге разлом Орнач-Нал общей протяженностью около 1100 км были активны на протяжении всего

третичного времени, а левостороннее смещение по ним имеет, возможно, величину порядка 300 км. С Чаманским разломом связана только умеренная сейсмичность, но она незначительна по сравнению с высокой сейсмической активностью районов Кветты и Форт-Монро.

[134] **История развития складчатого пояса.** По имеющимся данным [15] в области Логар (зона 3; 34°30′, 68°45′) за палеозой отложились осадки мощностью 14 000 м, прорванные затем донеогеновыми гранитами. Вирц [50] считал, что гранитизация и анатексис этих палеозойских и более древних пород произошли в раннеальпийскую, или «древнекимерийскую», фазу: между триасом и юрой. В северной части этой области мезозойские и нижнетретичные отложения отсутствуют. Вероятно, здесь находился источник сноса материала эоцен-миоценового флиша, заполнявшего прогиб Зхоб-Шинкай.

Широко распространенный в западном Афганистане между Шиндандом и Фарахом (зона 2) флиш имеет, вероятно, юрский — нижнемеловой возраст. Кливаж в этой флишевой толще возник в связи с мезозойской складчатостью, в результате которой западнее Бамиана (34°45′, 67°45′) и у Бадгаха (34°30′ с. ш., 65°30′ в. д.) внедрились досенонские граниты. Источником материала для этого флишевого прогиба был, по-видимому, Гиндукуш.

Массивные апт-сеноманские известняки юго-западного Афганистана (в зоне 2) охарактеризованы находками рудист, кораллов и орбитолин и достигают мощности 1400 м. По составу фауны они родственны меловым известнякам Ирана и Читрала (крайний северный район Пакистана) и относятся к иной биогеографической провинции, нежели меловые породы зоны Индо-Пакистанского форланда.

Напротив, меловые породы Белуджистана, по составу органических остатков, среди которых широко представлены морские ежи (например, *Hemipneustes*), пластинчатожаберные (*Venericardia beaumonti*), гастроподы, белемниты и аммониты, родственны породам Индо-Пакистанской провинции. Осевые зоны геоантиклиналей Кветты и Белы, выступавшие в роли островных дуг, оказывали значительное влияние на режим осадконакопления. Наименьшая мощность осадков приурочена к этим зонам.

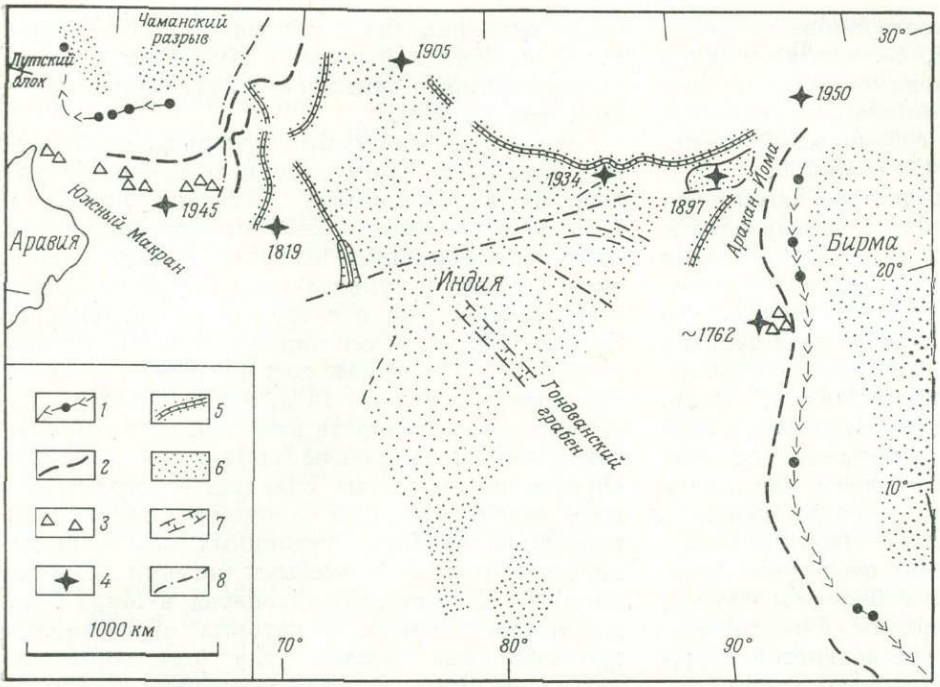
Среднемеловые вулканические породы Кучакки и Белы, по большей части подводные, были ограничены пределами островных дуг. Эти вулканиты осевых зон древнее платформенных траппов Декана, относящихся к самым верхам мела и палеоцену, главным образом наземных. Вулканиты осевых зон образовались почти одновременно с лавами Силхет-Раджмахала на восточной стороне Индийского щита, возраст которых считается сейчас скорее меловым, чем юрским.

Эоценовые базальные песчаники, карбонатные сланцы и газоносные известняки Белуджистана в районе Суи достигают мощности 1660 м, а севернее — 2450 м. Природный газ встречен в формациях Киртхар и Лаки в семи антиклиналях и куполах зоны 7, причем состав газа сильно меняется от структуры к структуре. Запасы сырого газа оцениваются примерно в $280 \cdot 10^9$ м^3 (средний состав: метана — 70%, двуокиси углерода — 16%, азота — 13%) [41]. Источник газа точно не известен, но предполагают, что углеводороды выделились главным образом из эоценовых сланцев, а сопутствующие азот и некоторое количество углекислоты поступили из более глубинных изверженных пород, связанных с осевыми частями геоантиклиналей Хайрпур-Джейкобабад и Мари-Суи. Дельтовые условия, в которых образовались промышленные залежи угля (оцененные запасы — 14 млн. т), господствовали в эоцене в районе Гхазиз, юго-восточнее Кветты, и в юго-западном Хайдерабаде.

Между зоной Индо-Пакистанского форланда и Афганской провинцией располагается флишевый прогиб, выполненный эоцен-миоценовыми осадками мощностью до 9000 м (зона 5). Считается, что на протяжении третичного времени вдоль этого прогиба происходили сдвиги. Более глинистые элементы флиша превращены на значительной площади в кливажированные филлитоподобные породы, например в районе перевала Тускан (28°21′, 65°41′). Более молодой, чем в мезозойском флише Шинданд-Фарахского района, кливаж развивался, по-видимому, на протяжении длительного времени в третичном периоде, когда происходили сдвиговые деформации. Эоцен-миоценовый флиш Макрана (южная часть зоны 5) имеет сложное строение и накапливался в двух подзонах, разделенных западным продолжением геоантиклинальной оси Кветты.

Складкообразование, поднятие и размыв мезозойских и эоценовых известняков в среднем эоцене привели к накоплению юго-восточнее Кветты олигоцен-миоценовой молассы мощностью до 7000 м, представляющей собой в основном известняковый конгломерат.

Олигоцен-миоценовая гранитизация и метаморфизм Гиндукуша в районе Кабула совпадают с подобной же активностью в Гималаях и с интенсивными движениями по Гималайским надвигам. Хотя складкообразование в более



ФИГ. 5. Распределение тектонических особенностей по отношению к стабильной области Индостана.

1 — цепи вулканов и отдельные вулканы; *2* — геоантиклинали; *3* — грязевые вулканы; *4* — землетрясения с магнитудой >8; *5* — прогибы с осадконакоплением; *6* — стабильные области; *7* — грабен; *8* — крупные зоны разломов.

молодом осадочном чехле Пакистана и северной Гангской области началось, вероятно, в среднем триасе, главная его фаза приходится на *поздний плиоцен и ранний плейстоцен. Это* соответствует главной фазе орогенеза в Пакистане и образованию молодых складчатых надвигов и секущих сбросо-сдвигов в сиваликских породах Индии, мощность которых составляет 7000 м.

Амплитуда вертикальных движений, *связанных с плиоцен-плейстоценовой орогенической* фазой, проявившейся между хребтами Белуджистана и Индским прогибом, определяется по высотным отметкам выходов юрских пород. В окрестностях Кветты выходы юры располагаются на высоте 3300 м над уровнем моря, а в разведочной скважине на западной окраине Индского прогиба, в 295 км к востоко-юго-востоку от Кветты, отложения юры встречены на отметке 3040 м ниже уровня моря. Таким образом, разность высот равна 6,3 км.

Такие же перепады высот, но на более коротком горизонтальном отрезке наблюдаются на расстоянии от 80 до 300 км к югу от Кветты, на западной стороне молассового прогиба Сиби. Так, скважина, пробуренная в 40 км к юго-западу от Сиби, на глубине 3965 м (примерно 3600 м ниже уровня моря) еще не вышла из миоценовых сиваликских пород, и между забоем скважины и кровлей юрских отложений должны лежать породы олигоцен-эоцен-меловой серии мощностью примерно 5000 м. Соседние выходы *юры расположены на высотах от 2200 до 2600 м* над уровнем моря, поэтому перепад высот между обнажениями и молассовым прогибом составляет около 11 км и средний градиент между экстремумами составляет приблизительно 1 : 4,3. В действительности этот градиент осложнен складками, развитыми между выходами *юры в горах и юрскими отложениями прогиба*, и представляет собой суммарный наклон, возникший в результате относительных вертикальных движений.

Конечным выражением орогенеза было формирование таких крупных впадин, как Дашти-Лут (33 000 км²) и Джазмуриан (24 000 км²) в Иране, Дашти-Марго (100 000 км²) в Афганистане и Харан (19 000 км²) в Пакистане.

[135] I. **Геотектоническое развитие.** Согласно Ле Пишону [31], в палеоцене мыс Кумари (на южной оконечности Индии) и восточный выступ Аравийского полуострова (мыс Эль-Хадд) располагались в точках с координатами соответственно 5° ю. ш., 70° в. д. и 18° с. ш., 57° в. д., будучи удалены друг от друга приблизительно на 2900 км. Сейчас их разделяет 2500 км; по предположению Ле Пишона, они сдвинулись за последние 60 млн. лет на 400 км.

Противоречивость многочисленных реконструкций положения древнего континента Пангея в конце палеозоя (Hurley, 1968; Dietz and Holden, 1970; McElhinny, 1970; Smith, 1971) ясно показывает, что все расчеты относительно дрейфа континентов, начавшегося с перми, должны приниматься с осторожностью.

Построения Дица и Холдена (1970), согласно которым воронкообразный океан Тетис расширяется на восток и при этом расстояние между Индийским и Ангарским щитами составляет по широте примерно 40°, или 4500 км, не выглядят сколько-нибудь правдоподобными и не учитывают существования стабильного блока фундамента, образующего восточную границу Бирмано-Малайской складчатой области. Тем не менее эти противоречивые реконструкции, основанные на все еще отрывочных палеомагнитных данных, не могут скомпрометировать саму идею перемещения континентов. *И надо, очевидно, принять, что Индийский* и Афро-Аравийский щиты переместились на север в направлении Ангарского щита Евразии, и при этом расстояние между ними уменьшилось примерно на 400 км.

Ле Пишон [31] и Дьюи и Берд [12] приводят следующие оценки скоростей движения различных блоков коры относительно Евразии: западная Аравия — 43 мм/год; восточная Аравия — 48 мм/год; Индия — 56 мм/год. Разница в 8 мм/год между скоростями перемещения Индии и восточной Аравии должна была бы повлиять на развитие геосинклинали Тетис между Аравийским и Индийским щитами и платформой Евразии. Между Индийским щитом, с одной стороны, и Аравийским щитом и связанными с ним срединными массивами Ирана и южного Афганистана — с другой, очевидно, происходило относительное левостороннее движение. Это движение было, вероятно, приурочено к разломам Чаман и Орнач-Нал на протяжении всего времени накопления третичного флиша в прогибе между современными Пакистаном и Афганистаном. Сдвиговым движением можно объяснить сужение флишевого прогиба около Чамана (к северо-западу от Кветты), где они имеет ширину всего 30 км, тогда как ширина Зхоб-Шинкайского пояса на севере составляет 200 км, а ширина Макранской зоны на юге — 250 км. Направление смещения по сдвигу контролировалось, по-видимому, положением предполагаемого блока Дашти-Марго в южном Афганистане на западе и Индийского щита на востоке.

[135] II. **Сходство прибрежных областей к востоку и западу от полуострова Индостан.** Макранский берег восточного Ирана и Пакистана по некоторым признакам можно сравнить с Араканским (Ракхайн) побережьем Бирмы (фиг. 5). Мощные флишевые отложения мел-эоценового возраста серии Негран в Аракане можно сопоставить с нижней флишевой толщей Ирана. Обе толщи содержат экзотические глыбы и обломки: метаморфические породы во флише Ирана, включения экзотических обломков кварцитов и сланцев в аквитанских слоях около населенного пункта Янбье (Конбве: 19°08′, 93°39′) на острове Янбье (Рамри), у побережья Бирмы.

Для обоих районов характерно развитие грязевых вулканов. В Макране на площади в несколько десятков квадратных километров было выброшено от 1 до 10 км³ грязи. Плотность распространения грязевых вулканов на территории 5000 км² в Макране составляет 1 : 170 км². На Араканской стороне грязевые вулканы располагаются на островах Янбье и Манаун (Чедуба). На площади 2000 км² с центром на острове Манаун (14°48′, 93°38′) находится 11 грязевых вулканов. Плотность их распространения 1 : 180 км². Радиус грязевых кратеров — от 500 до 1700 м.

Оба района подвержены редким сильным землетрясениям: например, толчок в ноябре 1945 г. в точке с координатами 24°45′, 63°15′, магнитуда 8,25 или землетрясение в апреле 1762 г. в восточной части Бенгальского залива, которое вызвало поднятие прибрежной полосы на протяжении 250 км с амплитудой до 6,7 м на острове Манаун. В то же время в районе Чатагама (Читагонга) часть суши была затоплена [32]. Магнитуда этого толчка была, вероятно, 8,25—8,5.

Распространение среди эоценовых аргиллитов, главным образом на острове Янбье, многочисленных несогласно залегающих экзотических линз песчаников (площадью до 120 км² и мощностью до 1500 м) составляет своеобразие Араканского побережья по сравнению с Макранским. Центр самой большой линзы располагается в точке 19°22′ с. ш., 93°52′ в. д. Эти линзы, по-видимому, соскользнули по аргиллитовому субстрату в среднетретичное время, когда шло воздымание песчанистых толщ Аракан-Йомы и возник градиент высот, превосходивший минимальный угол сопротивления скалыванию. Аракан-Йому можно сравнить с западным продолжением геоантиклинальной оси Кветты, которая разделяет северную и южную флишевые зоны Макрана, а четвертичные вулканы Тефтан и Султан в Иране и Пакистане аналогичны вулканам Бирманской дуги к востоку от Аракан-Йомы.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 2

[201] Зоны и элементы в сегменте

Элементы	Зоны							
	1 Герирудская	2 Фарахская	3 Логарская	4 Чагайская	5 Третичного флиша	6 Осевая	7 Прогиб форланда	8 Форланд
a Моласса (неоген в зонах 1—3; олигоцен — миоцен в зонах 6—7)	+	+	+			+	+	
b Флиш (юрский — нижнемеловой в зоне 2; эоцен-миоценовый в зоне 5; меловой в зоне 7)		+			+		+	
c Массивные известняки (палеозойские в зоне 1; среднемеловые в зоне 2; пермские в зоне 3; юрско-эоценовые в зонах 6—7)	+	+	+			+	+	+
d Мощные песчаники (мел-эоценовые в зоне 7; *c* и *d* — юрско-эоценовые в зоне 8)			+				+	+
e Вулканические породы	Неоген-плейстоценовые и эоценовые	Эоценовые	Неогеновые	Меловые; плейстоценовые (на юге)		Среднемеловые	Верхнемеловые	Верхнемеловые — палеоценовые
f Интрузивные породы	Мезозойские и древнее	Эоценовые	Донеогеновые и неогеновые	Позднемеловые, палеоценовые и эоценовые		Позднемеловые		Например, области интрузивов Саураштры (гора Горакхнатх, 21°30′, 70°30′), послелавовые проявления; рои даек

Продолжение табл. 2

Элементы	Зоны							
	1 Герирудская	2 Фарахская	3 Логарская	4 Чагайская	5 Третичного флиша	6 Осевая	7 Прогиб форланда	8 Форланд
g Активизированные палеозойские и докембрийские породы	+		+	Предполагается под пустыней		+	+	
h Фундамент щитов				Предполагается под пустыней				+

B. Сведения об отдельных структурных зонах

1. Зона Герируд

Зона получила свое название от реки Герируд, текущей здесь в западном направлении. В Лондоне имеется лишь очень бедная информация об этой области, хотя известно, что советские геологи провели там значительные исследования.

Приводимые здесь данные основаны на работах [1, 7, 13, 20, 37, 42] и на материалах неопубликованной сводки Хангера (P. Hunger, 1961), подготовленной по заданию ООН.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — гранитные докембрийские (?) породы встречаются обычно в виде интрузий среди метаморфических пород элемента *g* в районе около точки 34°24′, 63° и в 40 км южнее Герата. Эпизод 2 — недислоцированные и перекрытые с несогласием верхнемеловыми известняками гранитные породы встречаются к западу от Бамиана (34°50′, 67°30′) и у Бадгаха (34°33′, 65°30′). Эпизод 3 — дайки, секущие слои мелового возраста, и вулканические породы свидетельствуют о вулканической деятельности, вероятно, эоценового возраста, см. [320]. Эпизод 4 — молодые неоген-четвертичные вулканиты, занимающие площадь 4000 км² приблизительно в 110 км к северу от Герата, показаны на Тектонической карте Евразии [42], но не показаны на Геологической карте Афганистана [20]. Тем не менее молодые вулканиты встречаются между Гератом и Карохом (34°30′, 62°35′). Их возраст, по-видимому, верхненеогеновый или четвертичный.

[335–342] *Метаморфизм.* Фаза 1 — породы высокой ступени метаморфизма в элементе *g* найдены в тектонических окнах севернее и в 50 км западнее Герата. Они также образуют непрерывное обнажение между долготами 62°45′ и 64° и встречаются в районе точки 34°11′, 63°04′ непосредственно к западу от плотины Танги-Шах на реке Кавган, откуда прослеживаются в виде цепочки изолированных выходов на запад к точке 33°45′, 62°. Возраст этой фазы метаморфизма, а также гранитных интрузий к северо-западу и запад-северо-западу от Обы (34°22′, 63°09′), не известен. По-видимому, Сланцевая группа испытала метаморфизм во время второго эпизода, отличного от другого эпизода, в результате которого образовались упомянутые сильно метаморфизованные породы. Тем не менее известно, что метаморфизм, как вызвавший образование сильно измененных пород, так и тот, с которым связано формирование пород Сланцевой группы, произошел до раннего девона. Нижнедевонские эвапориты в Рукхе (34°15′, 64°23′), а также соленосные мергели и известняки не затронуты изменениями. В районе Осбак-Кох в Иране (34°25′, 57°15′), в 650 км к западу от Рукха, эвапориты верхнего силура и нижнего девона перекрывают слои, содержащие окаменелости среднего силура (лландоверийского яруса), в то время как в зоне 3, в районе Дашти-Навар в Афганистане, в 320 км к восток-юго-востоку от Рукха, девонские слои в других фациях согласно залегают на неметаморфизованных отложениях, содержащих окаменелости верхнего силура. Сланцы накопились, вероятно, в позднедокембрийское время, в результате чего образовалось основание, на котором отлагались эпиконтинентальные осадки от силурийских до пермских. С дру-

Таблица 3

Стратиграфия зоны 1
(Выведена из разрозненных наблюдений и не основывается на региональных съемках)

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	323 Элемент, в котором развиты эти породы
Вулканические породы (34°26′, 62°26′)	Неоген — четвертичный; внешний вид		?	*e*
Осадочные породы	*Неоген; внешний вид*	*Конгломераты, песчаники,* глины	?	*a*
Вулканические породы (34°30′, 64°55′—65°30′)	Эоцен; сопровождающие интрузии прорывают породы мела	Шаровые лавы, базальты, агломераты	?	*e*
Мел	Редкие окаменелости	Известняки	< 500 (?)	
Сланцы	Мезозой	Серые, зеленые и пурпурные сланцы	?	
Конгломераты	Мезозой (?)	Пурпурный конгломерат, песчаники, сланцы	2000 (?)	
Зиндаджан (34°17′, 61°45′)	Каменноугольный (окаменелости)и верхний девон [37]	Известняки, сланцы	~ 1200	*c*
Рукх (34°15′, 64°23′) [13, 48]	Верхний девон; окаменелости	Известняки, мергели	1900	*c*
	Средний девон; окаменелости	Известняки		
	Нижний девон	Эвапориты и соленосные мергели		
Сланцевая группа (от 34°10′, 64°10′ до 34°30′, 66°00′)	Нижний палеозой (?); предполагается, что представляет собой стратиграфическую единицу, отличную от метаморфических пород додевонского возраста	Сланцы, филлиты, кварциты	?	*g*
Метаморфические породы (34°20′, 63°49′; 34°11′, 63°04′; 34°25′, 62°15′)	Предположительно докембрийский	Мраморы, парагнейсы, ортогнейсы, роговообманковые сланцы, граувакки, граниты	?	*g*

гой стороны, имеются веские доказательства того, что девонские породы северо-восточного Афганистана были сильно метаморфизованы в процессе альпийской складчатости, затронувшей концентрические и сжатые складки восточного Гиндукуша и Памира [50, 3]. Фаза 2 — *сильно кливажированные и прорванные* базальтовыми дайками сланцы, вероятно, мелового возраста встречаются в Асарисуме (34°28′, 65°03′). Исходя из аналогии с подобными соотношениями, наблюдаемыми в зоне 2, можно считать, что кливаж образовался здесь в конце мела.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — то же, что метаморфическая фаза 1, описанная выше. Фаза 2 — пояс герцинской деформации, показанный на Тектонической карте Евразии [42], проходит в запад-северо-западном направлении через точку 35°, 62°20′, однако причины, позволяющие предположить здесь наличие герцинской складчатости, неизвестны. На Геологической карте Афганистана [20] не отмечено образований, которые были бы затронуты герцинской складчатостью. Фаза 3 — то же, что метаморфическая фаза 2, описанная выше. Фаза 4 — формирование складок и разрывов в третичное время затронуло молодые породы вплоть до осадков неогена. Фаза 5 — образование разрывов продолжается в четвертичное время (см. ниже).

[366–373] *Разрывы.* Широко развиты грабены и сдвиги широтного и восток-северо-восточного простирания от неогенового до четвертичного возраста. Неогеновые осадки залегают в узких грабенах и часто содержат меланж экзотических глыб известняков в глинистых и аспидных слан-

цах и конгломератах (например, от 63°20′ до 64° на северном борту Герируда). Около Асарисума (34°26′, 64°59′) отмечается правостороннее смещение современной речной сети на 700—800 м.

2. Флишевая и вулканическая зона Фарах

Геологическая изученность этой зоны опирается в основном на наблюдения по пересечениям, проводившиеся при проектировании водохранилищ. Корреляция данных в значительной степени неопределенна; стратиграфическая колонка (табл. 4) является интерпретацией автора.

326-332 *Магматизм.* Вероятный возраст фарах-шиндандских вулканитов от позднемелового до эоценового. Группа Шинданд замещается к западу, в Иране (32°53′, 59°08′), вулканогенной группой эоценового возраста. Фарахские вулканиты представлены базальтами, андезитами, трахитами, риолитами, локализованными кольцевыми интрузиями, агломератами, туфами, спекшимися туфами, переслаивающимися с мелководными осадками. Вдоль реки Фарахруд встречаются обширные, неправильной формы интрузии пород кислого состава, частично гранофиров, с плохо выраженными границами [7]. Распространены также многочисленные, более резко очерченные батолитообразные интрузии пород от гранитов до габбро с площадью, однако, <100 км^2, тогда как интрузии Кандахара (зона 3) и Чагая (зона 4) значительно больше по размерам. Широко развиты дайки, иногда в виде роев, с простиранием от север-северо-западного до север-северо-восточного.

344-348 *Деформации.* В районе Шинданда (33°18′, 63°03′) отмечается резкое несогласие между шиндандскими вулканитами и смятыми в складки и кливажированными флишевыми породами мезозоя. Такие породы распространены в Асарисуме, Чахчаран (34°28′, 64°59′) и прорваны базальтовыми интрузиями без кливажа. Такие же взаимоотношения на контактах наблюдаются с интрузиями габбро в 20 км к западу от города Фарах. Возраст кислых и основных интрузивов, по-видимому, эоценовый. Таким образом, имеется много доказательств того, что в некотором интервале времени, близком к концу мела, происходило складкообразование.

Таблица 4

Стратиграфия зоны 2

	Район Шинданда (33°17′, 62°09′)	Район реки Фарахруд (32°45′, 63°15′)
Неоген	Красноцветы мощностью 2000 м	
Эоцен — верхи мела	Вулканиты Шинданда (покрывают 18 000 км^2)	Вулканиты Фараха (2800 км^2) мощностью 2500 м
	Несогласие	Флишевые и известняковые конгломераты
Средний мел		Рудистовые и орбитолиновые известняки мощностью 1400 м
Нижний мел — юра	Мощная флишевая серия	Мощная флишевая серия
	Основание не вскрыто	Основание не вскрыто

3. Зона Логар

В этой зоне были проведены некоторые детальные работы. Наиболее крупный из обследованных [15] районов расположен к северо-западу от Газни, но и там еще остаются неясности. Например, вблизи от точки 34°07′, 67°54′ в 1969 г. закартирована синклиналь [30], сложенная породами юры и триаса, а раньше, в 1964 г., здесь была показана антиклиналь [15] в породах каменноугольного возраста.

326-332 *Магматизм.* Эпизод 1 — палеозойские и мезозойские отложения на востоке зоны прорваны интрузиями гранитов и пироксенитов, не проникающими в вышележащие слои предположительно неогенового возраста. На юге и западе Афганистана воздействие этих интрузий привело к несколько более сильным изменениям, чем контактовый термальный метаморфизм с образованием скарновых минералов во вмещающих карбонатных породах. В области Логар метаморфизм зашел дальше, и в результате образовались парагнейсы и слюдяные сланцы. Севернее и восточнее Кабула раннетретичные граниты пропитывают вмещающие породы, широко развит анатексис и образование мигматитов. Вирц [50] считает наиболее вероятным, что гранитизация и анатексис в Газни-Кабульском районе произошли на раннеальпийской (кимерийской) стадии, между триасом и юрой. Андрицкий [3], однако, опубликовал данные радиологического определения возраста: 49 млн. лет (средний эоцен) для синорогенических гранитов хребта Сиахкох (34°27′, 70°15′) и 20—25 млн. лет (поздний миоцен) для посттектонических пегматитов, залегающих юго-восточнее Сароби (34°36′, 69°45′). Эпизод 2—

Таблица 5

Стратиграфия зоны 3 [15]

Красноцветная серия	Неоген (?)	Красноцветные песчаники, конгломераты и риолит-дациты	2000 м
		Риолит-дацитовые лавы и туфы	2000 м
		Красноцветные песчаники и конгломераты	2000 м
	Пермь	Фузулиновые известняки	1000—2000 м
Серия Халманд	Пермокарбон	Обломочные слои	1000—2000 м
		Массивные известняки	0—4000 м
Серия Хаджигак	Верхний карбон	Обломочные слои	1000—2000 м
	Нижний карбон	Известняки, песчанистые известняки, карбонатные песчаники, сланцы	0—2500 м
	Девон + нижний карбон		
Серия Логар	Нижний девон, силур, ордовик	Сланцы, филлиты, кварциты	1200—1600 м
Серия Калу	Докембрий	Филлиты, серицитовые сланцы, мраморы, кварциты	?
Граниты, офиолиты	Послепермские — донеогеновые	Граниты, офиолиты, прорывающие пермь и не прорывающие неоген	

значительное развитие риолит-дацитовых лав и туфов, связанных с красноцветами предполагаемого неогенового возраста, мощностью до 6000 м отмечается в грабене в целом субмеридионального простирания, к западу от Газни.

335–348 *Метаморфизм и деформации.* Как было показано для сланцев зоны 1, метаморфизм серии Калу имел место в доордовикское, а вероятно в докембрийское, время. Как кливаж, развитый в сланцах Логар, так и метаморфические изменения палеозойских пород около гранитного батолита Газни возникли либо в позднем мезозое, либо в палеогене. Красноцветы и вулканиты предположительно неогенового возраста не метаморфизованы. К северу от Кабула, у Джабаль-ус-Сираджа и вдоль реки Горбанд, девон-каменноугольные породы, содержащие окаменелости, превращены в кристаллические сланцы и мраморы. Для этой стадии метаморфизма указывается послепалеозойский возраст, а на основе работы Андрицкого [3] вероятный возраст метаморфизма можно считать раннетретичным. В кристаллическом мраморе сланцевой группы Сват-Бунер около Турсака (34°31′, 72°22′) в Пакистане обнаружены палеозойские гастроподы, пелециподы и кораллы [39].

4. Чагайская эруптивная зона

Чагайская эруптивная зона получила свое название по Чагайскому интрузивному комплексу с центром в точке 29°15′, 64 в Пакистане. Границы и протяженность этой зоны не известны из-за того, что находящиеся в этой зоне пустыня Дашти-Марго (площадью несколько больше 10 000 км²), Каранская (19 000 км²) и другие депрессии к северо-западу от Фараха, лишены обнажений. Поэтому из-за недостатка протяженных коренных выходов эту эруптивную зону трудно сравнивать с соседними зонами в Иране, Афганистане и Пакистане. Тем не менее выходы послепалеозойских кислых и средних интрузий, нанесенные на карту, показывают дугообразное расположение магматических пород, обрамленных на юго-востоке полосой надвигов Загроса, на юге Макранскими хребтами, а на востоке Чаманским разрывом. Интрузии обнаружены и на южной окраине Лут-Табасского блока, выделяемого Штёклином [40]. На протяжении почти 2000 км между 54 и 69° в.д. располагается группа интрузий, суммарная площадь которых, по грубой оценке, составляет около 28 000 км².

Интрузии Чагай и Раскох являются двумя главными эруптивными центрами Чагайского комплекса. Массив Чагай (общая площадь — 5700 км², площадь обнаженной части — около 2700 км²) представлен биотитовыми гранитами, кварцевыми диоритами, габбро и многочисленными дайками. Магма внедрилась в толщу меловых вулканитов, сложенную агломератами, туфами, андезитами, карбонатными сланцами и известняками общей мощностью более 1000 м,

причем основание толщи не выходит на поверхность. По редким находкам фауны возраст считается верхнемеловым. Рои даек, пересекающие интрузивные породы Чагай и вулканогенную серию, протягиваются в основном в северо-восточном направлении, но на некоторых площадях к западу от 64° в. д. они заметно искривлены и образуют дугу, выпуклую к востоку. Главные разрывы, пересекающие крупные интрузии, идут под углом к простиранию даек, однако нет данных о том, что́ из них возникло раньше.

Интрузия Раскох (28°50′, 65°10′), обнаженная на площади 250 км², сложена сиенит-диоритами, авгитовыми сиенитами и диоритами. Фреденбург [46] сообщает о наличии в породах этой интрузии аномально больших количеств сфена и апатита. В массиве Раскох отсутствуют дайки, характерные для массива Чагай, но он рассечен той же системой разломов северо-западного простирания. Интрузия Раскох внедрилась в породы формации Ракшани (сланцы, песчаники, известняки, конгломераты, редко вулканиты с богатой фауной от датского до палеоценового возраста), вероятно, в эоцене. Конгломераты Ракшани содержат гальки диаметром до 0,3 м, состоящие из гранитов чагайского типа. Это доказывает, что массив Чагай древнее, чем Раскох.

В состав этой эруптивной зоны естественно включить крупные интрузивные тела между Кандагаром и Газни, а также более мелкие в районе Фараха. Единичная гранитная интрузия к западу от Мукура (32°50′, 67°47′) длиной 230 км и площадью 5900 км² внедрилась в меловые породы, но она древнее, чем неогеновые вулканиты и красноцветы. Кислая интрузия близ реки Малманруд (32°41′, 63°18′) площадью 55 км² удивительно похожа на аналогичную интрузию в Чагайском районе в точке 29°20′, 64°13′, в 380 км к югу, которая показана в докладе «Плана Коломбо» [10]. Обе интрузии связаны с одной вулканогенно-осадочной толщей, причем возраст одной интрузии меловой, а другой, вероятно, эоценовый.

Скарновый метаморфизм характерен для массивов Чагай, Майванд (31°42′, 65°15′) и Дехзак (32°35′, 62°31′), где интрузивные породы соседствуют с мезозойскими известняками. Значительные проявления гематита обнаружены близ Чагая и в районе Майванд-Кандагар. Некоторые проявления имеют промышленное значение.

Это частичное совпадение интрузивной Чагайской зоны с зонами Фарах и Логар указывает на то, что различия между зонами условны. Иначе и не может быть, пока район так слабо изучен. Однако важно установить существование более или менее систематически распределенной группы послепалеозойских интрузивных массивов, а также найти различия между осадочными комплексами Фарахской, Логарской зон и флишевого пояса в зоне 5.

Кроме того, неясно, в какой мере положение пустыни Дашти-Марго соответствует срединному массиву, подобному Лут-Табасскому блоку в Иране и образующему восточный центр трапеции, о которой говорилось в пункте [24]. Эта зона сейсмически стабильна в отличие от соседних, активных в сейсмическом отношении районов Макрана и Белуджистана.

Здесь необходимо заметить, что глубинный тектонический разлом север-северо-западного простирания длиной 1000 км, показанный Ишутиным [26], протягивается от западной части Центрально-Каракумского срединного массива в Средней Азии (СССР) до восточного края Лут-Табасского блока в Иране. Этот разлом был выявлен по данным ГСЗ и никак не выражен на поверхности. Он пересекает передовой прогиб в районе Ашхабада, проходит через Мешхед и идет восточнее Бирджанда. Если под пустыней Дашти-Марго находится стабильный блок, то, очевидно, он отделяется от Лут-Табасского срединного массива этим глубинным разломом земной коры. Ишутин отмечает концентрацию эпицентров землетрясений на западном крыле этого разлома, в районе Ашхабад — Мешхед, в то время как на восточном крыле распределение эпицентров случайно и толчки незначительны. Этот важный разлом явно отличается от Чаманского разрыва, который выражен на поверхности по всей длине.

5. Зона третичного флиша

Третичная флишевая зона простирается от района Газни на востоке центрального Афганистана на юг, в Пакистан, и на запад, в Иран. Разрез этой зоны представлен почти сплошь осадочными породами, хотя непосредственно к югу от Газни имеются редкие выходы офиолитов.

Эта зона может быть разделена на три единицы: Зхоб-Шинкай на севере, Северный Макран и Южный Макран. Она протягивается на расстояние 1200 км в пределах сегмента, но продолжается на запад и раздваивается на восточном окончании впадины Джазмуриан в Иране. Комплексы Южного Макрана протягиваются точно на запад от Джаска (25°40′, 57°45′). Мощность эоцен-миоценовых осадков во всех

Таблица 6

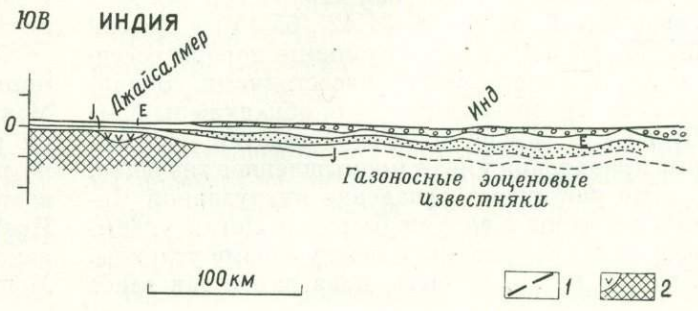
Стратиграфия зоны 5

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором, развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Зхоб-Шинкай						
Шайгалу	Олигоцен — миоцен; фораминиферы	Карбонатные песчаники, карбонатные сланцы	7500			*b*
Мургафакирзай	Эоцен — олигоцен	Карбонатные сланцы, карбонатные песчаники	1200		600	*b*
Нисай	Эоцен Основание не вскрыто	Известняки, сланцы			450	
Северный Макран						
Диз	Миоцен	Песчаники, сланцы	4500			*b*
Панжгур	Олигоцен	Песчаники, сланцы	2800			*b*
Сияхан-Хошаб	Эоцен — олигоцен	Сланцы, алевриты, песчаники	1800	1200		*b*
Вакай	Эоцен	Рифоидные известняки		30		
Испикан	Палеоцен	Конгломераты			200 (?)	*b*
Парх	Мел Основание не вскрыто	Сланцы, известняки				
Южный Макран						
Ормара	Плиоцен — плейстоцен	Песчанистые глины	1000	450		*b*
Джатти	Плиоцен	Аргиллиты		1200		*b*
Талар	Верхний миоцен — нижний плиоцен	Песчаники, аргиллиты, ракушечники		4500		*b*
Паркини	Нижний миоцен	Аргиллиты, песчаники	2500	1200		*b*
Панжгур-Турбат	Олигоцен Основание не вскрыто	Сланцы, песчаники		3000		*b*

трех районах составляет примерно 8000—10 000 м.

Ширина зоны меняется от 200 км на севере до 250 км на юге, но в центральной части, примерно на широте 28°30′, она уменьшается до 30 км. Предполагается, что сужение зоны в районе перевалов Тускан и Ходжак вызвано левосторонними сдвиговыми движениями по разрыву Чаман и по связанным с ним разрывам, активность которых на протяжении третичного времени выражалась в изменении формы и выклинивании бассейна осадконакопления между противоположными блоками земной коры.

Затвердевание и цементация пород обычны для многих участков Северного Макрана и Зхоб-Шинкайского района. Породы в Катавазе (32°20′, 68°20′), в 270 км к северо-востоку от Кветты, сильно кливажированы и пронизаны жилами кварца и кальцита. Они производят впечатление дотретичных, но лабораторные исследования (ФРГ) микрофораминифер показали, что возраст этих пород от эоценового до миоценового. Исследования Канадской экспедиции,



ФИГ. 6. Схематический геологический разрез через складчатый пояс Афганистана — Пакистана.

Положение профиля показано на фиг. 1.
1 — разрывы; *2* — риолиты Малани (750 млн. лет), докембрийский фундамент; *3* — палеозой и докембрий; *4* — дотретичные граниты; *5* — юрский и нижнемеловой флиш; *6* — юра; *7* — меловые рудистовые и *орбитолиновые известняки*; *8* — *меловой форланд*; *9* — морской эоцен; *10* — эоценовые вулканиты; *11* — офиолиты; *12* — эоценовый и миоценовый флиш; *13* — миоцен-плиоценовая моласса и плейстоцен; *14* — третичные граниты; *15* — неоген.

работавшей в Пакистане по «Плану Коломбо», показали олигоцен-миоценовый возраст пород этой же зоны к югу от границы.

Кроме того, существует зона, протягивающаяся на 600 км между хребтами Сиахан и Ходжаком, шириной примерно 30 км, в которой сильно развит кливаж осевой плоскости, местами выраженный ярче, чем поверхности напластования. Эпиметаморфизм низкой ступени, с развитием серицита, также создает впечатление дотретичного возраста, которое, однако, опровергается палеонтологическими данными. Эта зона кливажированных аргиллитов частично связана с Чаманским разрывом, который на своем южном окончании поворачивает на юго-запад и запад. Однако неясно, в какой мере изменения в породах Сиахана обусловлены их близостью к разрывам. Фреденбург обнаружил в 1901 г., что термальный метаморфизм вокруг гранитного массива Захедан наложен *на региональный кливаж в палеоценовом флише* (29°10′, 61°), пронизанном кварцевыми жилами. Поэтому для метаморфизма необходимо более общее объяснение, чем то, которое связывает его только с Чаманским разрывом.

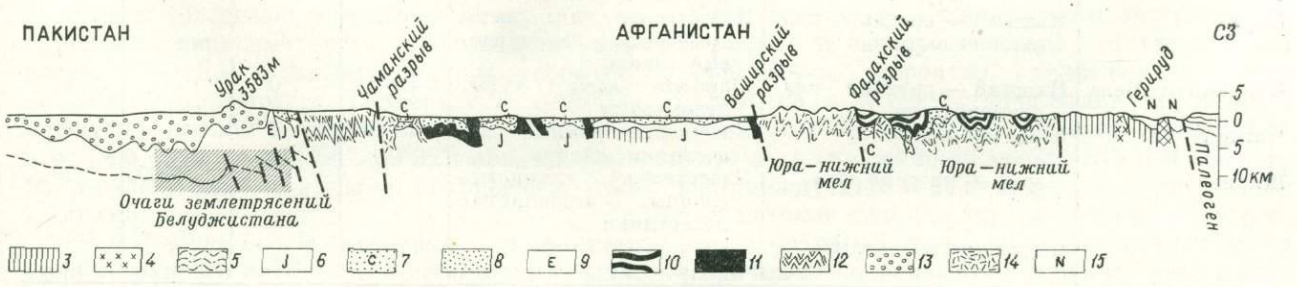
Районы Северного и Южного Макрана разделены западным, почти полностью погребенным продолжением антиклинальной оси Кветты. В этой антиклинали в небольшом обнажении у Испикана (26°15′, 60°14′) выходят на поверхность меловые сланцы, перекрытые палеоценовыми конгломератами. Эти конгломераты содержат валуны известняков, вулканитов, гранитов и жильного кварца диаметром до 1 м. Ближайшее обнажение магматических и метаморфических пород располагается на расстоянии 130 км к северо-западу от Испикана, в Иране. Вряд ли эти валуны перенесены на столь значительное расстояние, скорее они образовались при размыве поднятия, сложенного породами фундамента и меловыми вулканитами, которое существовало здесь в палеоцене и вплоть до миоцена продолжало оказывать влияние на скорость осадконакопления в районах, расположенных к северу и к югу.

В комплексах Южного Макрана кливаж или кварцевые жилы не обнаружены. Действительно, многочисленные грязевые излияния вдоль широтного хребта протяженностью 800 км в Иране и Пакистане, образовавшиеся в значительной мере из материала аргиллитов Паркини, указывают на недостаточную консолидацию.

326–332 *Магматизм.* Офиолиты, возраст которых предположительно верхний мел — эоцен, встречаются исключительно вдоль западной границы Зхоб-Шинкайского прогиба.

335–342 *Метаморфизм.* Третичный флиш (эоцен-миоценового возраста) затронут эпиметаморфизмом низкой ступени, особенно там, где зона наиболее узка: от перевала Тускан (28°21′, 65°41′) до района к северо-востоку от Чамана (30°55′, 65°26′), на участке длиной не менее 300 км. *Сильно развит кливаж. Возраст* метаморфизма не может быть древнее, чем олигоцен-миоценовый, учитывая возраст третичного флиша, содержащего фораминиферы.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — метаморфизм, описанный выше, сопровождается, вероятно, деформацией. Фаза 2 — продолжавшаяся деформация, обусловленная, вероятно, как давлением нагрузки, так и боковым сжатием, проявилась в развитии многочисленных грязевых вулканов на побережье Макрана. На площади 5000 км² около точки 26°, 66° находятся 29 грязевых вулканов, в среднем 1 на 170 км². Область максимальных грязевых излияний занимает площадь до 85 км². Один эруптивный центр в точке 25°34′, 65°55′ состоит из трех грязевых жерл на площади 13 км² и достигает высоты 450 м над окружающей равниной. Общий объем грязи составляет, по-видимому, 1,5—1,9 км³. После землетрясений 1945 г. (M = 8,25) в точке 25°18′, 65°41′ в 6 км от берега в океане появился грязевой остров. Это произошло примерно в 240 км к востоку от эпицентра.



350–355 *Складки.* Фаза 1 привела к возникновению крупных складок со средними амплитудами и длинами волн соответственно (км): 5 и 12; 6,5 и 11,5; 8,5 и 14,5 (Зхоб-Шинкай); 2—3 и 3—4 (Северный Макран) и 4 и 16 (Южный Макран).

6. Осевая зона

302–305 *Края зоны.* Северо-западная окраина выражена отчетливо (<0,5 км), характер юго-восточной окраины неясен. 308–310 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород:* вулканических — 5% (включая переслаивающиеся с ними осадочные породы); интрузивных — 6%; осадочных — 89% (включая некоторое количество прослоев вулканитов).

312–316 *Элементы.* Олигоцен-миоценовая моласса (элемент *a*) залегает в прогибе длиной 200 км, который пересекает зоны 6 и 7. Меловые вулканиты (элемент *e*) смяты в складки и залегают на площади 200 × 20 км.

Интрузии ультрабазитов (элемент *f*) распространены на площади размером 55 × 40 км (Шуидар: 32°45′, 69°45′), 48 × 25 км (Хиндубаг: 30°45′, 68°) и 120 × 20 км (Порали: 27°, 66°20′). Тип интрузии в Шуидаре не выяснен. Богатые хромитами перидотиты Хиндубага имеют форму силла мощностью до 1500 м, залегающего на меловых осадках. Интрузивы Порали имеют, по-видимому, форму лополитов.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — нижне-среднемеловые вулканиты Бела и их аналоги ближе к Кветте представлены подводными шаровыми лавами и вулканомиктовыми конгломератами. Мощность этих пород — около 1200—2000 м, а объем их оценивается в 4000 км³. В сопровождающих морских осадках встречается (как результат гидротермального замещения) марга-

Таблица 7

Стратиграфия зоны 6

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Бостан	Нижний плейстоцен; окаменелости	Глины, илы, конгломераты	750			*a*
Урак	Олигоцен — плиоцен; окаменелости	Конгломераты, песчаники, сланцы	7000			*a*
Нисай	Эоцен — олигоцен; окаменелости	Известняки, мергели, сланцы, песчаники, конгломераты	1200	100		*a*
Спитанги	Эоцен; окаменелости	Фораминиферовые известняки, сланцы	1800	0	45)	*a*
Газиз	Нижний эоцен; окаменелости	Сланцы, мергели, известняки, песчаники, угли	1500	0		*a*
Дунган	Палеоцен; окаменелости	Известняки с прослоями карбонатных сланцев и песчаников	800	100		*a*
Гидардхор (28°, 66°05′)	Верхний мел — эоцен; фораминиферы	Меланж, конгломераты с валунами гранитов, диоритов, вулканитов, яшм	1500	150		
Испикан (26°15′, 62°14′)	Палеоцен; фораминиферы	Конгломераты с галькой гранитов, гнейсов, кварца, вулканитов			100	*d*
Парх	Нижний — средний мел; окаменелости	Известняки типа литографских, белемнитовые сланцы	600	0		*c*
Вулканиты Бела	Нижний — средний мел; окаменелости	Шаровые лавы, туфы, агломераты	4000	0		*e*
Чилтан	Юра; окаменелости	Массивные темные известняки, сланцы	2000	0		*c*
Ширинаб	Пермь — нижняя юра	Известняки, глинистые сланцы, песчанистые известняки			> 1000	*c*
	Основание не вскрыто					

нец. Эти вулканические породы старше, чем верхнемеловые — палеоценовые деканские базальты форланда Индии. Эпизод 2 — ультрабазиты встречаются в виде силлов с суммарной мощностью до 1500 м, прорывающих нижне- и среднемеловые породы или лежащих на них. Встречаются саксониты, дуниты и пироксениты. С 1903 г. добыто 7 млн. т связанных с ними хромитов. Объем этих интрузивных пород составляет около 5000 км³. Интрузивные тела прорваны недеформированными долеритовыми дайками северо-западного и север-северо-западного простирания. На площади интрузива Хиндубаг дайковая серия имеет плотность *4 дайки на километр, причем мощность отдельных даек* 5—10 м. Как силлы, так и дайки несогласно перекрыты породами формации Нисай эоцен-олигоценового возраста. Эти ультраосновные породы, по-видимому, того же возраста, что и в интрузивах Саураштры (21°30′, 70°30′), но последние представлены кольцевыми комплексами, имеющими состав от нефелиновых сиенитов и гранофиров до пластовых габбро.

Советские геологи [36] указывают, что перидотиты Кветты (предположительно из района Хиндубага) внедрились 1300 млн. лет назад. Если это верно, то современное положение перидотитов, занимающих площадь 900 км², имеющих мощность до 1500 м и залегающих поверх меловых пород в виде горизонтального силла, надо объяснять как надвиг, в настоящее время бескорневой. Перекрывающие их эоценовые породы Нисай содержат гальки этих перидотитов, которые, таким образом, попали сюда в позднем мелу или в палеоцене в результате магматических явлений, что кажется нам наиболее вероятным, или тектоническим путем, *как предполагают советские геологи*. Дайковые серии, пересекающие перидотиты, не проникают в толщу пород Нисай и также должны рассматриваться как доэоценовые.

335–342 *Метаморфизм.* Фаза 1 — нижне-среднемеловые вулканические породы вызвали гидротермальные изменения ассоциирующихся с ними морских осадков с образованием пиролюзита, псиломелана и манганита. Фаза 2 — магнезитовые жилы связаны с основными интрузивными породами верхнемелового — эоценового возраста. Фаза 3 — флишевые породы, вероятно, мезозойского возраста подверглись эпиметаморфизму низкой ступени, в результате чего в районе Гулкача (31°56′, 69°32′) образовались филлитоподобные сланцы с кварцевыми прожилками.

344–348 *Деформация.* В интервале от раннего мела до раннего плейстоцена деформация была, по-видимому, непрерывной. Обнаружены следующие несогласия: 1) смятые в складки эоцен-олигоценовые формации Нисай и Урак несогласно перекрывают породы нижнего и среднего мела, смятые в более интенсивные складки; 2) сильно дислоцированные породы олигоцен-плиоценовой молассы выступа Кветта-Сиби несогласно перекрыты смятыми в более спокойные складки слоями нижнего плейстоцена; 3) в районе сочленения зон 5 и 6 смятые в складки породы формации Бостан (нижний плейстоцен) несогласно перекрыты недислоцированной толщей среднего и верхнего плейстоцена.

350–355 *Складки.* Породы от пермского до нижнемелового возраста смяты в сжатые складки с длинами волн и амплитудами до 500 м. В послеэоценовых слоях развиты более широкие складки с амплитудой 5000 м и длиной волны 5—10 км.

366–373 *Разрывы.* С более молодыми складками связаны взбросы послеплиоценового возраста. Они образуют часть дугообразной системы северо-западного падения. Смещения по двум крупным разрывам составляют 3 и 3,5 км.

7. Прогиб форланда

304–305 *Края зоны.* Ширина юго-восточной границы очень велика (>3 км), а характер северо-западной окраины не установлен из-за неопределенности тектонических и стратиграфических данных.

310 На всей территории зоны выходят на поверхность осадочные породы, но на глубине в нефтяных скважинах встречены базальты.

326–332 *Магматизм.* Покровы основных лав или силлы, переслаивающиеся с верхнемеловыми и палеоценовыми осадочными породами, обнаружены в разведочных скважинах в Синде на площади 15000 км². Потоки лав частью подводные, частью субаэральные; в некоторых случаях отмечаются латериты. Их объем составляет, возможно, 500—1000 км³, и они, очевидно, связаны с вулканитами, выходящими на поверхность в Каче (23°30′, 69°30′), и деканскими траппами Индостанского полуострова. В районе к северу от Кача отсутствие лав объясняется, вероятно, размывом в конце палеоцена, а не отсутствием излияний. В точке 25°13′, 67°33′, в 64 км к северо-востоку от Карачи, в скважине на уровне 815 м и в интервале между 2110 и 2925 м встречено семь лавовых потоков или силлов, слагающих 10% разреза, остальная часть которого представлена осадочными породами. Мощность лав посте-

пенно увеличивается по направлению к Индии; в Саураштре и далее к востоку они составляют 80—90% толщи вулканических пород, мощность которых вдоль западного Гхаца составляет около 3000 м. Они включают нефелиниты Амба-Донга близ точки 21°59′ и 74°03′, имеющие возраст 37,5 млн. лет.

344–348 *Деформации.* Поднятие вдоль оси Хайрпур — Джейкобабад (28°, 68°30′) развивалось с раннего мела до конца палеоцена; мощность всех формаций уменьшается по направлению к ней. В районе Суи (28°40′, 69°15′) в позднем эоцене существовал пологий свод, и движения продолжались вплоть до позднего миоцена. Движения в конце палеоцена вызвали размыв верхнемеловых и палеоценовых осадков на значительной территории передового прогиба и форланда Индийского щита. На отрезке 100 км между двумя разведочными скважинами в переходной области между этими двумя

Таблица 8

Стратиграфия зоны 7

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м			323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Манчар (Сивалик)	Плиоцен; окаменелости	Песчаники, сланцы, прослои конгломератов			3000	*a*
Нари	Верхний олигоцен —миоцен; окаменелости	Песчаники, сланцы, прослои конгломератов	2200		1800	*a*
Киртхар	Средний — верхний эоцен; окаменелости	Газоносные рифогенные известняки, карбонатные, гипсоносные, сланцеватые мергели	550	100		*c*, частично
Лаки	Нижний эоцен; окаменелости	Газоносные известняки, карбонатные сланцы, песчаники, местами латериты	1000	100		*c*, частично
Раникот	Палеоцен; окаменелости	Песчаники, известняки, сланцы, лигниты, потоки лав	1700	0		*d*, *e*
Паб	Верхний мел; окаменелости	Песчаники, сланцы	1700	0		*d*
Парх	Нижний — средний мел; окаменелости	Белемнитовые сланцы, карбонатные сланцы, известняки типа литографских	2800	400		*b*
	Юра	Известняки, глинистые известняки		1500		*c*
Продуктусовые известняки	Пермь; окаменелости	Известняки			470	
Талчир	Верхний карбон	Пласт валунов			7	
Магнезиальные песчаники	Кембрий; предположительно стратиграфическое положение	Песчаники, аргиллиты			380	
Соляная серия	Нижний кембрий (?) или поздний докембрий	Соль, мергель, ангидриты, доломиты, песчаники, алевриты			880	
Фундамент	Предположительно докембрийский	Метаморфические и интрузивные породы				

Примечание. В таблице данные по палеозою относятся к разведочной скважине в Карампуре, в 90 км к восток-юго-востоку от Мултана (30°12′, 71°27′), где фундамент встречен на глубине 3000 м (2860 м ниже уровня моря). Стратиграфия пермских и более древних отложений такая же, как в Соляном кряже, в 275 км к северу, где эвапориты имеют нижнекембрийский или самый поздний докембрийский возраст. У Нагаура (27°12′, 73°44′), в 320 км к юго-востоку от Карампура, на площади 74 км² в виндхийских породах Геологической службой Индии были разведаны запасы гипса объемом 930 млн. т. Виндхийские отложения с несогласием залегают на породах, возраст которых по радиологическим данным составляет 750 млн. лет. По-видимому, они аналогичны по возрасту кембрию Соляного кряжа.

Изменение мощности промышленно важных газоносных «главных» известняков Суи, которые являются карбонатным элементом формации Лаки, дается по работе [41], где приведена карта изопахит для площади примерно 160 тыс. км². Мощность в пределах этой площади меняется от 100 до 670 м, и градиент в направлении к участку максимальной мощности (запад-северо-западного простирания), расположенному на газовом поле Суи, в общем случае составляет около 9 м/км.

зонами в 120 и в 220 км к востоку от Карачи было обнаружено, что перед отложением пород эоцена были смыты верхнемеловые породы мощностью 1600 м, что соответствует градиенту 16 м/км. Широкая распространенность этих движений отмечается также в Каче и у Джайсалмера, где эоценовые слои полностью срезают породы мела и переходят на юру. В Соляном кряже, в 600 км к север-северо-востоку от Джайсалмера, среднеэоценовые слои срезают толщу мезозойских и палеозойских пород мощностью 850 м на широтном отрезке длиной 150 км, что соответствует градиенту 5,6 м/км.

В субмеридиональном Камбейском грабене (22°, 72°45′) конседиментационное развитие разрывов продолжалось, очевидно, в течение всего времени от эоцена до миоцена, при этом быстро менялась мощность; градиент изменения мощности для эоцена составил 40—80 м/км, а для миоцена — 17 м/км. Чрезвычайно быстрое нарастание мощности (300 м/км [34]) отложений в основном миоцен-плиоценового возраста отмечено в малассовом прогибе между Кветтой и Сиби; возможно, эти две структуры были связаны.

Главная складчатость на территории этой зоны произошла в плиоцен — плейстоцене. Она захватила не только хребты Белуджистана, но и вызвала формирование крутых разломов в Каче, по соседству с жестким стабильным массивом Нагарпаркар (24°20′, 70°46′).

Разрывный уступ в северном Каче (24°10′, 69°10′), известный под названием «Пояс Аллаха», возник в результате сильного землетрясения 1819 г., которое по хорошо обоснованным оценкам имело магнитуду около 8,25 по шкале Рихтера, и является свидетельством продолжающейся неустойчивости в этом районе.

350–355 *Складки.* В передовом прогибе на площади 40 000 км² с центром в точке 28°15′, 69° отмечаются увеличение амплитуды и уменьшение длины волн складок в направлении от шельфа, так что в районе горного пояса развиты сжатые и часто опрокинутые складки. Более внешние складки представляют собой широкие купола, а к северо-западу развита субширотная ориентировка осей. Структуры Хайрпура — Джейкобабада, а также структуры Мари, Кандхкота и Суи насажены на два поднятия фундамента север-северо-западного простирания. Конкретные складки характеризуются следующими амплитудами и длинами волн соответственно: Хайрпур — Мари (вдоль оси прогиба форланда) — 1,3 и 100 км; Уч — Зингар — 2,25 и 35 км; Суи — Восточный Зингар — 1,8 и 35 км; Дунган (29°52′, 68°17′) — 3,2 и 11,5 км.

366–373 *Разрывы.* Формирование разрывов сопровождало начиная с эоцена и до позднего миоцена развитие активных ярко выраженных антиклиналей на северо-западе зоны. Крупные складки-разрывы затронули даже верхнесиваликские отложения (плиоцен — плейстоцен) и протягиваются широкой полосой вдоль меридиана 67° от 26 до 30° с. ш. и вдоль меридиана 70° между 30° и 33°30′ с. ш. — в целом более чем на 800 км. Между этими двумя меридиональными зонами, на нагорье Бугти (восточная сторона выступа Кветты), распространены в основном складки и разрывы широтного простирания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Afghanistan Petroleum Exploration Department, Explanatory Notes to Sketch Map South Afghanistan, Sedimentary Basin Structure, ECAFE 1 & NR/PR, 2/153, Explanatory Notes for Geologic and Tectonic Maps of Northern Afghanistan, ECAFE 1 & NR/PR, 3/42, 1963.
2. *Ahmed S. S.*, Tertiary Geology of part of South Makran, Baluchistan, West Pakistan, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **53**, 1480—1499, 1969.
3. *Andritzky G.*, Bau- und Entstehungsgeschichte des Altkristallin-Keiles von Kabul (Afghanistan) und seiner Randzonen, Geol. Jb., **84**, 617—636, 1967.
4. *Auden J. B.*, Traverses in the Himalaya, Rec. Geol. Surv. India, **69**, 123—167, 1935.
5. *Auden J. B.*, Erosional patterns and fracture zones in Peninsular India, Geol. Mag., **91**, 89—101, 1954.
6. *Auden J. B.*, A geological reconnaissance of dam-sites in the former Frontier Province of Pakistan, F.A.O., Report No. 476, Rome, 1956.
7. *Auden J. B.*, Survey of Land and Water Resources, Afghanistan, 2, part 1, Geology, 1—154, F.A.O./S.F., 9 AFG, Rome, 1965.
8. *Auden J. B.*, *Gubin I. E.*, a. Geological Report on the Seismicity of parts of Western India, including Maharashtra; b. Seismic Zoning of the western margin of the Indian peninsula in Maharashtra State, UNESCO Report No. 1519/BMS.RD/SCE, Paris, 1969.
9. *Barazangi M.*, *Dorman J.*, World Seismicity Maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data 1961—1967, Bull. Seism. Soc. Am., **59**, 369—380, 1969.
10. Colombo Plan Cooperative Project, Reconnaissance Geology of part of Western Pakistan, Descriptive Volume together with 29 geological maps on the scale 1 : 253 440, Toronto, 1960.
11. *Crawford A. R.*, India, Ceylon and Pakistan, new Age Data and Comparisons with Australia, Nature, Lond., **223**, 382, 1969.
12. *Dewey J. F.*, *Bird J. M.*, Mountain Belts and the new Global Tectonics, J. geophys. Res., **75**, 2625—2647, 1970. (Имеется русский перевод: *Дьюи Дж.*, *Берд Дж.*, Горные пояса и новая глобальная тектоника, в кн. «Новая глобальная тектоника (тектоника плит)», изд-во «Мир», М., 1974.)
13. *Duerkoop A.*, *Mensink H.*, *Plodowski G.*, Devonian of central and western Afghanistan and southern Iran, International Symposium on the Devonian System, Calgary, Alberta, **1**, 529, 1967.
14. *Falcon N. L.*, The Geology of the North-East Margin of the Arabian Basement Shield, Advmt. Sci., **24**, 31—42, 1967.
15. *Fesefeldt K.*, Das Paläozoikum im Gebiet der oberen Logar und im östlichen Hazarajat, südwestlich Kabul, Afghanistan, Beih. Geol. Jb., **70**, 185—228, 1964.
16. *Freund R.*, Rotation of Strike-Slip Faults in Sistan, South-East Iran, J. Geol., **78**, 188—200, 1970.
17. *Ganss O.*, Geosynklinalbecken Tektonik, Granit und junger Vulkanismus in Afghanistan, Geol.

Rdsch., 54, 668—698, 1964.
18. *Ganss O.*, Zur geologischen Geschichte der Belutschistan-Indus-Geosynklinale, Geol. Jb., 82, 203—237, 1964.
19. Geological Map of Afghanistan, Central and Southern Part, Scale 1 : 1 000 000, Compiled by the German Geological Mission in Afghanistan, Hanover, Bundesanstalt fuer Bodenforschung, 1964.
20. Geological Map of Afghanistan, Scale 1 : 2 500 000, Afghanistan Geological Survey, 1969.
21. Geological Map of Pakistan, Scale 1 : 2 000 000, Geological Survey of Pakistan, 1964.
22. Geological and Tectonic Maps of India, Scale 1 : 2 000 000, Geological Survey of India, 1964.
23. *Griesbach C. L.*, Notes on the earthquake in Baluchistan on Dec. 20, 1892, Rec. Geol. Surv. India, 26, 57, 1893.
24. *Gutenberg B., Richter C. F.*, Seismicity of the Earth, Princeton University Press, 1964. (Имеется русский перевод: *Гутенберг Б., Рихтер Ч.*, Сейсмичность Земли, ИЛ, М., 1948.)
25. *Hess A.*, Geologie des Gebietes Kalat-i-Ghilzai und seine Stellung im südost-afghanischen Gebirgsbau, Geol. Jb., 84, 89—136, 1966.
26. *Ishutin V. V.*, Deep Structure of the southern slope of the Turanian Plate as indicated by regional geophysical investigation by refraction-wave Method, Int. Geol. Rev., 13, 403, 1971.
27. *Kaever M.*, Das Hadjar-Kreide-Tertiär-Profil und seine Stellung in der Ober-Kreide Zentral-*Afghanistans*, *Neues Jb. Geol.* Paläont Mh., 12, 669—677, 1963.
28. *Kaever M.*, Verbreitung und Fazies der oberkretazischen und tertiären Sedimente in Ost-Afghanistan, Neues Jb. Geol. Paläont. Mh., 4, 217—223, 1967.
29. *Ketin I.*, Notice explicative de la carte tectonique de Turquie au 1 : 2 500 000, Ankara, Institut d'Études et de Recherches Minières de Turquie, 1960.
30. *Lapparent A. F. de, Terminer G.*, Le Jurassique de Bum-e-Robat, Afghanistan central, Bull. Soc. Géol. Fr., 11, 98, 1969.
31. *Le Pichon X.*, Sea floor spreading and continental Drift, J. geophys. Res., 73, 3661—3697, 1968. (Имеется русский перевод: *К. Ле Пишон*, Спрединг океанического дна и дрейф континентов, в кн. «Новая глобальная тектоника (тектоника плит)», изд-во «Мир», М., 1974.)
32. *Mallet*, The Mud Volcanoes of Ramri and Cheduba, Rec. Geol. Surv. Ind., 11, 188, 1878.
33. *McGinnis L. D.*, Gravity Fields and Tectonics in the Hindu Kush, J. Geophys. Res., 76, 1894—1904, 1971.
34. *Movshovitch E. B., Azam Malik*, Thickness and Facies Variations of Molasse Sediments of the Sibi Re-entrant, West Pakistan, Geol. Bulletin Punjab University, 5, 31—42, 1965.
35. National Iranian Oil Company, Geological map of Iran, 1 : 2 500 000 with explanatory notes, 1959.
36. *Пейве А. В.*, Океаническая кора геологического прошлого, Геотектоника, 4, 1969.
37. *Popol S. A., Tromp S. W.*, The Stratigraphy and main Structural Features of Afghanistan, Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., 57, 370—394, 1954.
38. *Rothé J. P.*, The Seismicity of the Earth, 1953—1965, Paris, UNESCO, 1969.
39. *Stauffer K. W.*, Devonian of Indi[a] and Pakistan, In International Symposium on the Devonian System, 1, 545—556, Calgary, 1967.
40. *Stöcklin J.*, Structural History and Tectonics of Iran, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 52, 1229—1258, 1968.
41. *Tainsh H. R., Stringer K. V., Azad J.*, Major Gas Fields of West Pakistan, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 43, 2675—2700, 1959.
42. Тектоническая карта Евразии, масштаб 1 : 5 000 000, изд-во «Наука», М., 1966.
43. *Thirlaway H. I. S.*, Geophysical Investigations in West Pakistan, Geophys. J.R. astr. Soc., 2, 241—247, 1959.
44. *Thirlaway H. I. S.*, Appendix A, 502—510, in Colombo Plan Monograph, 1960.
45. U.S. Coast and Geodetic Survey, Map of World Seismicity 1961—1969, Washington, D.C., U.S. Department of Commerce, 1970.
46. *Vredenburg E.*, A Geological Sketch of the Baluchistan Desert and part of Eastern Persia, Mem. Geol. Surv. Ind., 31, pt. 2, 1901.
47. *Веденская А. В.*, Проблемы сейсмического районирования, Бюл. Сов. по сейсм., № 8, Изд-во АН СССР, 1960.
48. *Weipert D., Witterkindt H.*, Ein Vorkommen von palaeozoischem Salz im westlichen Zentralafghanistan Geol. Jb., 82, 99—102, 1966.
49. *Wellman H. W.*, Active wrench faults in Iran, Afghanistan and Pakistan, Geol. Rdsch., 55, 716—735, 1966.
50. *Wirtz D.*, Zur regionalgeologischen Stellung der Afghanischen Gebirge, Beih. Geol. Jb,. 70, 5—18, 1964.

КАРАКОРУМ

А. Дезио[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Каракорум входит в группу складчатых поясов, включающую Памир и Тянь-Шань на севере, Агыл и Куньлунь на востоке, Гиндукуш на западе и Кашмирские Гималаи на юге. Альпийский пояс включает, помимо Каракорума, южную и центральную тектонические зоны Памира, тектоническую зону Агыла с подзонами Чангченмо, Лингзитанг (Локзунг) и Аксайчин, большую часть Кашмира и восточный Гиндукуш. Альпийский складчатый пояс обрамлен с трех сторон областями герцинской складчатости; на севере герцинский пояс имеет форму дуги, параллельной границе альпийского пояса, и образован тектонической зоной северного Памира, а севернее — горной цепью Тянь-Шань; на востоке проходят горные хребты Куньлуня, а на западе — Гиндукуш. На юге, между Индийской платформой и Альпийским складчатым поясом, герцинских структур нет. Ближайшие нескладчатые области — это Таримский и Тибетский блоки (на востоке), относящиеся к праконтиненту Ангариды, и Индийская платформа (на юге), составлявшая часть Гондваны. На западе, в пределах Амударьинской депрессии Таджикистана (к западу от Памира), располагается платформа меньшего размера, скрытая под преимущественно меловыми и третичными осадочными породами, в которых развиты пологие складки.

Сегмент. Выбранный для описания сегмент Каракорума имеет ширину (измеренную по простиранию) 50 км и длину (вкрест простирания) 180 км (фиг. 1). Этот сегмент был выбран потому, что только он изучен более или менее детально и пересекает Каракорум от одного края до другого.

Ширина альпийской складчатой области. Расстояние между Ангаридой и Гондваной нельзя оценить точно из-за неправильных очертаний их границ и из-за сдавливания краевых образований складчатой области краями платформ. Условно мы считаем это расстояние равным 600 км, что приблизительно отражает общую среднюю ширину альпийского и герцинского складчатых поясов; однако максимальная ширина альпийского пояса вдоль меридиана 72° в. д. (Памир, Каракорум, Кашмирские Гималаи) гораздо больше.

Края сегмента. Сегмент собственно Каракорума ограничен на севере разрывами Верхней Хунзы и Музтагским и предполагаемым разрывом Тиричмир; на юге — разрывами Чалт и Шайок, которые прерываются в средней своей части северным выступом (шпорой) тектонической зоны Нангапарбат — Харамош. Эта зона простирается в меридиональном направлении перпендикулярно к Каракоруму и к общему направлению альпийского пояса. Она как бы «внедрена» в тектоническую дугу северного Кашмира, так что зона Кохистана располагается к западу от нее, а зона Ладакх-Деосаи — к востоку. Каракорумская тектоническая зона на своем западном окончании соприкасается с Восточно-Гиндукушской зоной; они разделяются предполагаемым разрывом Тиричмир. Из-за недостатка данных о северных районах (зона Карачукур) и южной территории (Кохистан) в сегмент нельзя включить с той же детальностью описания нескладчатые области.

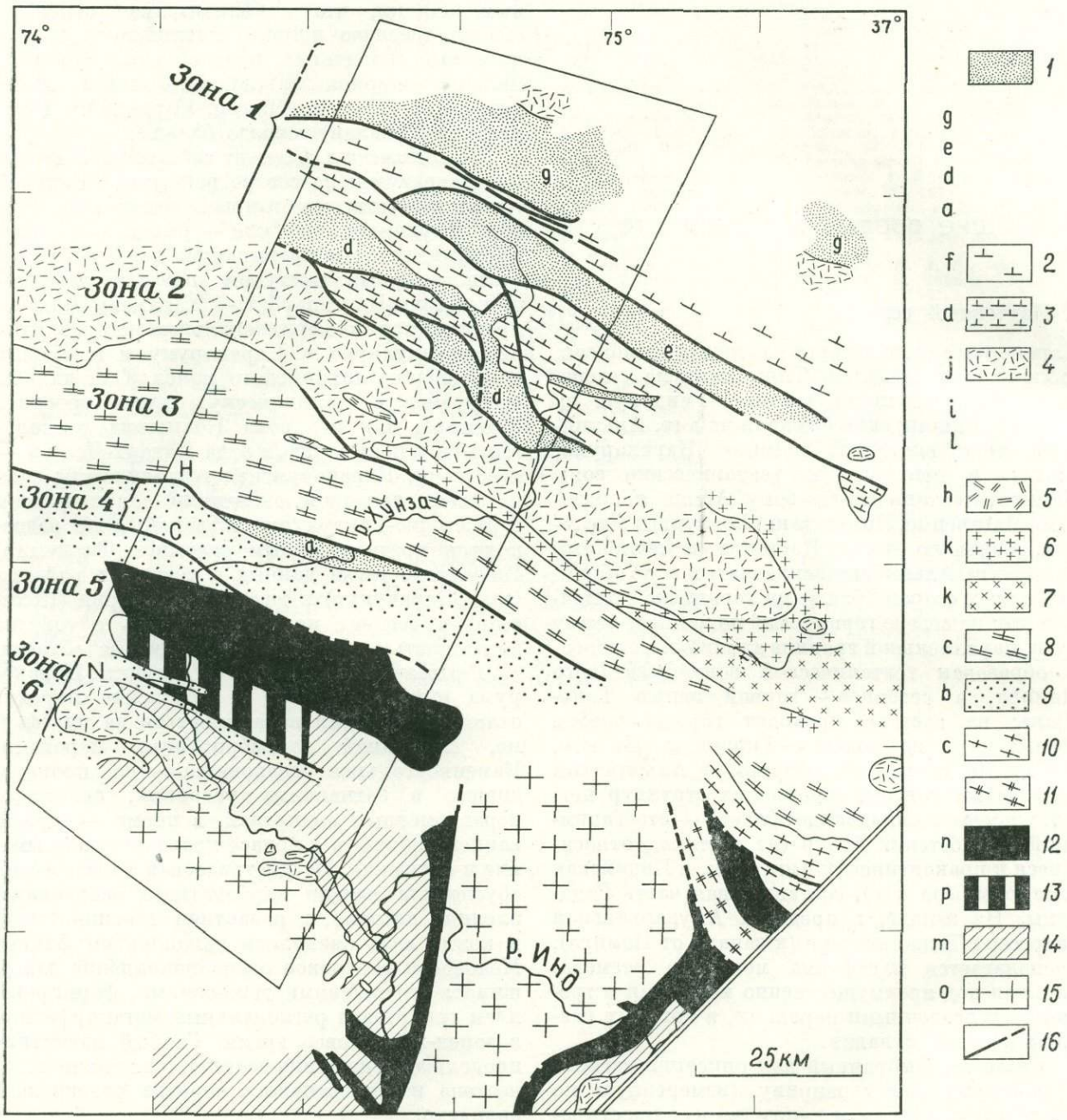
Геологическая история. В сегменте Каракорума силурийские (?) и девонские морские отложения начали накапливаться на платформе, сложенной докембрийскими породами. Каменноугольное осадконакопление, происходившее в батиальных условиях, сменилось неравномерным поднятием, в перми — образованием впадин, а в триасе произошло воздымание и осушение. Позднетриасовая трансгрессия обусловила начало карбонатного осадконакопления, которое с развитием геосинклинали в конце юры сменилось накоплением флиша. Меловое и эоценовое осадконакопление завершилось альпийскими движениями, формированием гранитов и региональным метаморфизмом в эоцен-миоценовое время. Слабый магматизм продолжался до конца неогена, и в течение всего неогена и четвертичного периода развивалось поднятие.

2. Форма складчатой области в плане

[16] Пояс простирается за пределы выбранного сегмента.

[24] *Общее простирание.* Пояс имеет дугообразную форму, и на отрезке длиной 650 км от Мастуджа (в Читрале) до района озера Пангонг радиус кривизны составляет 350 км.

[1] *Desio A.*, Istituto di Geologia, Università di Milano, Piazzale Gorini 15, Milano, Italia.



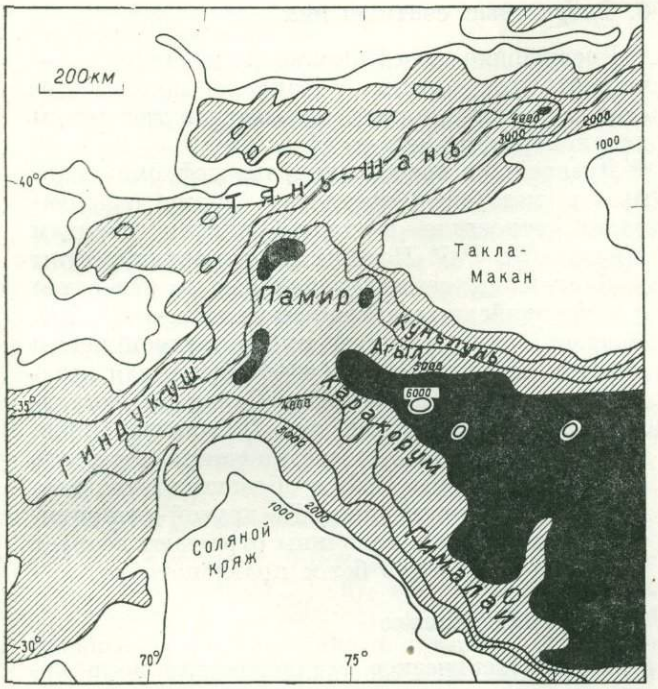
ФИГ. 1. Схематическая геологическая карта части западного Каракорума [6].

Описанный сегмент очерчен рамкой [6]. *1* — аспидные сланцы: Мисгар (*g*), формация Гирча (*e*), сланцы Пасу (*d*), Скоро-Лумба (?) (*a*); *2* — формация Килик; *3* — доломиты Гуджхал; *4* — гранодиориты осевой зоны Каракорума (*j*): роговообманковые граниты (*i*), сиениты Гираф (*l*); *5* — турмалиновые граниты; *6* — перибатолитовые плагиоклазовые гнейсы; *7* — гнейсы Фалчан; *8* — формация Думордо; *9* — формация Чалт; *10* — формация Ганчен; *11* — формация Ганто-Ла; *12* — амфиболиты Аскоре; *13* — основные агматиты; *14* — диориты Таар; *15* — метаморфические салкхальские породы: мигматизированные и гранитизированные гнейсы горы Нангапарбат и хребта Харамош; *16* — разрывы: *H* — Хини; *C* — Чалт; *N* — Номал.

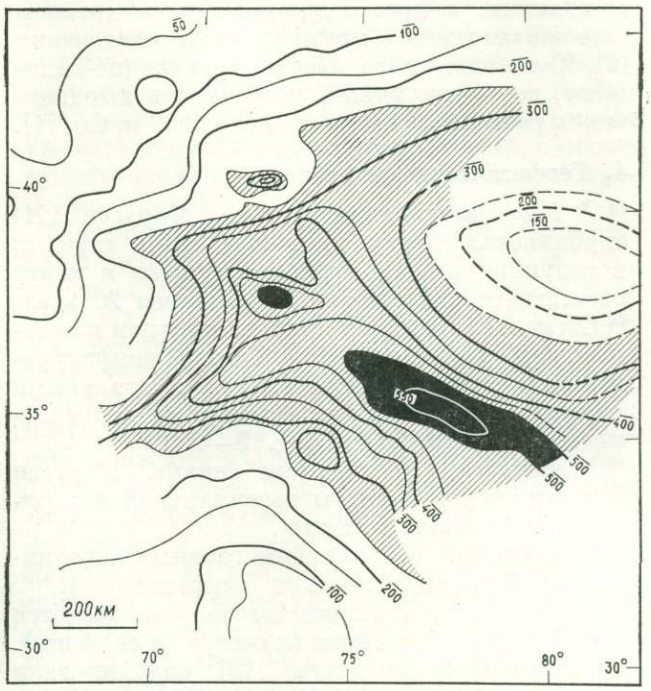
3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Высота наиболее приподнятых районов, составляющих 5% территории,— около 5000 м.

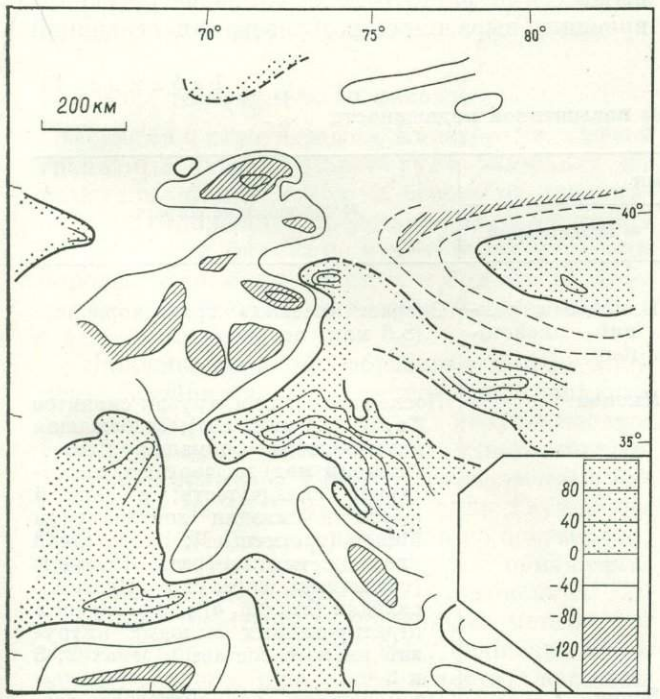
[33–35] В Каракоруме наблюдаются геоморфологические поверхности. По бортам главных долин видны эрозионные террасы. Наиболее высокие из них представляют собой остатки доледнико-



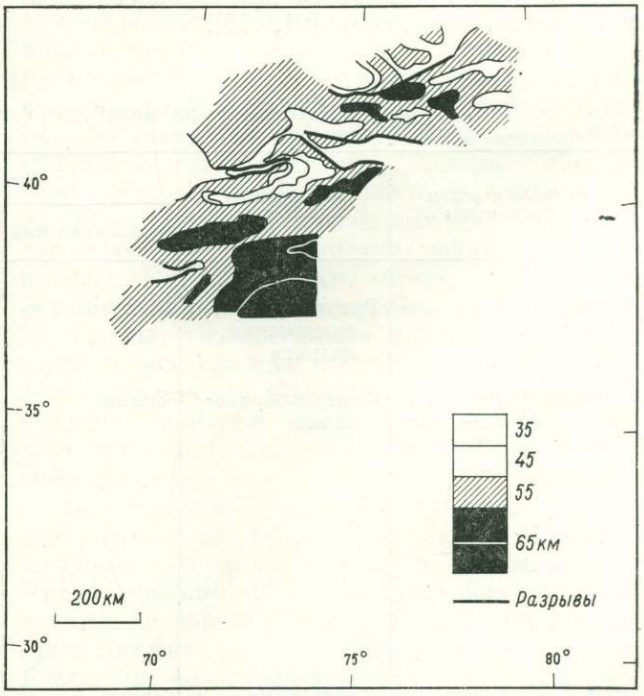
ФИГ. 2. Средние высоты (в м) Каракорума и окружающих районов [21].
Вычислены для трапеций 0,5° × 0,5°.



ФИГ. 3. Аномалии силы тяжести в редукции Буге в Каракоруме и окружающих районах [20, 21].



ФИГ. 4. Изостатические аномалии силы тяжести (схема Эри, глубина компенсации 30 км; мгал) в Каракоруме и окружающих районах [20, 21].



ФИГ. 5. Глубина поверхности раздела Мохоровичича на Памире и Тянь-Шане [18, 20].

вых долин, а другие приурочены к древним ледниковым трогам предпоследнего оледенения [2]. Южнее, на плато Деосаи, древние (по-видимому, верхнетретичные) поверхности выравнивания развиты на высотах около 4000 м. См. [1].

4. Геофизические данные

[38–39] *Гравиметрические данные.* Марусси [21] опубликовал карту аномалий силы тяжести в редукции Буге с сечением 50 мгал и карту изостатических аномалий с сечением 20 мгал. [41] Сегмент находится в приблизительном изостатическом равновесии. [42–43] Общая конфигурация поля силы тяжести согласуется с главными тектоническими и топографическими направлениями. См. [20, 21] и фиг. 2—4.

[45] *Региональные магнитные данные.* Марусси [21] опубликовал карты вертикальной и горизонтальной составляющих.

[47–48] Аномалии параллельны главным тектоническим и топографическим направлениям.

[50] *Региональные сейсмические данные* имеются для Памирского региона (к северу от сегмента). Крестников и Нерсесов [18] опубликовали карту глубин залегания поверхности М.

5. Современная активность

[69] В регионе проявляется некоторая сейсмическая активность, см. [21, 15].

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшие недеформированные породы — четвертичные морены. [83] Наиболее молодые деформированные породы относятся к третичным конгломератам Решун [16].

[81] Древнейшие породы, впервые деформированные в мезозойско-третичную эпоху складчатости, относятся к докембрийским сланцам Мисгар [5]. [76–78] Породы фундамента известны в близких к сегменту районах и относятся к докембрийским песчаникам Салкхала [29, 30]. Возраст, определенный рубидий-стронциевым методом (выполнено Р. Кроуфордом), для метаморфизованных песчаников Салкхала составляет 481, 597 и 602 млн. лет. По мнению Вадиа [32], сланцы Салкхала «редко можно отличить от сланцев Догра» [32], и образцы взяты, возможно, из сланцев Догра. По другой интерпретации упомянутые величины отражают возраст метаморфизма, и это более правдоподобно.

7. Осадконакопление

[97–98] Доорогеническое осадконакопление в период от позднего докембрия до поздней юры привело к образованию толщи пород с максимальной мощностью около 18 км (см. зона 1). Синорогеническое осадконакопление, продолжавшееся от раннего мела до позднетретичного времени, выразилось в образовании осадочной

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
3				
Осевая область, зона 2	Гранитизация, воздымание, надвиги	Миоцен	Плиоцен и ранний плейстоцен	Возраст «осевых» гранодиоритов (8,6 млн. лет)
2				
Области Ясин и Решун (Ясин = зона 4, т. е. зона Чалт), зона 1	Складкообразование	Эоцен	Миоцен	После внедрения интрузии сиенитов Гираф (53 млн. лет); содержащая окаменелости формация Ясин (нижний мел) подверглась интенсивной складчатости; в зоне 1 смяты в складки конгломераты Шаноз (третичные?); на соседней площади конгломераты Решун (третичные) образуют пологие складки (см. [16, 4]); до внедрения недатированных молодых интрузий кислого состава в зонах 2, 3 и 6
1				
Ясин (формация Чалт), зона 4	Прогибание и осадконакопление	Эоцен	Эоцен	Окаменелости раннемелового возраста

толщи мощностью до 10 км (формации Чалт и Хини, зона 4).

[102–104] Приблизительное процентное соотношение синорогенических пород: вулканические — 40 ± 10%; осадочные (с содержанием карбонатов более 90%) — 10%; осадочные (с содержанием кварца более 95%) — 50 ± 10%.

[106] При оценке мощности отложений (см. [98]) роль деформации не учитывалась в связи с недостатком данных. [107] Ни до-, ни синорогеническое осадконакопление не было непрерывным. [108] Отмечаются следующие главные эрозионные поверхности: под нижнемеловыми конгломератами в Читрале [4], под третичными конгломератами Решун (Читрал) с галькими известняков, содержащих окаменелости мелового возраста (*Orbitolina* и рудисты).

8. Структурные ссотношения

[111–114] *Крупные разрывы* развиты по границам зон 3 и 4 (разрыв Хини), 4 и 5 (разрыв Чалт), 5 и 6 (разрыв Номал). Все это — направленные на юг надвиги, движение по которым происходило с эоцена до плейстоцена. Еще один крупный разрыв проходит в зоне 1 (верхнее течение реки Хунза) и представляет собой надвиг, направленный на север. Осевой батолит (зона 2) разделяет области с разным направлением падения разрывов: к северу от него преобладает южное падение, а к югу — северное. См. [7, 8].

9. Обзор тектонического развития

Замечания о стратиграфии Каракорума. Осевой гранитный батолит Каракорума разделяет две различные фации пород. К северу от него осадочные отложения представлены в основном нормальными фациями, к югу распространены породы, метаморфизованные в фациях от мезо до эпизоны; степень метаморфизма уменьшается с запада на восток.

Наиболее древними образованиями Каракорума, содержащими окаменелости, являются породы формации Шакгам верхнекаменноугольного возраста, но породы одного обнажения были отнесены к силуру (известняки с цистоидеями на южном склоне пика Гашербрум [28]), хотя до сих пор никто это не подтвердил. Мраморы и кварциты из других обнажений, считавшиеся силурийскими и девонскими [2], оказались меловыми и эоценовыми метаморфическими образованиями [14]. Девонские отложения, содержащие окаменелости, известны западнее (формация Шограм, [10]), в районе Решуна (Читрал) и в западном Гиндукуше. В западном Каракоруме, в зоне Гилгит, фундамент представлен докембрийской формацией Салкхала, более или менее интенсивно метаморфизованной и гранитизированной в альпийскую эпоху складчатости. Мигматитовые гнейсы Нангапарбата и Харамоша содержат палеосомы кианита, граната и слюдистых сланцев, неосомы гранито-гнейсов с реликтами кианита и гранатов.

Севернее эти породы контактируют с меловыми метаморфическими породами [5, 6, 33], и только к северу от Осевого гранитного батолита залегает толща, возраст которой установлен. Эта толща известна под названием группы Даркот; она включает сланцы Мисгар, формации Килик и Гирча [5]. *Лежащие выше доломиты* Гуджхал (со сланцами Пасу) считаются самостоятельной формацией или группой. Только формация Гирча содержит определимые окаменелости, относящиеся к нижней перми. Эту формацию следует коррелировать с содержащей окаменелости пермской формацией (или группой) Шакгам, обнажения которой находятся на востоке Каракорума [5, 6]. Перекрывающие доломиты Гуджхал сходны с известняками Агыла, возраст которых предположительно верхнетриасовый — нижнеюрский, судя по окаменелостям, собранным в долине Шакгам и на хребте Агыл [5].

Нижняя пачка группы Даркот (формации Килик и Мисгар) не содержит окаменелостей, и возраст ее неизвестен. Первая формация может быть отнесена к карбону или к девону, вторая сложена очень однообразными черными сланцами Каракорума. С ними петрографически сходны сланцы Вахана, Сарыкола, Сарпо-Лагго, Сингхи и другие, но только некоторые из них сопоставимы со сланцами Мисгар, а другие относятся к иным стратиграфическим комплексам. Сланцы Сингхи, которые лежат ниже формации Шакгам, обычно считаются каменноугольными. Особая фация среди упомянутых выше черных сланцев и пород формации Шакгам — это гнейсы Фалчан и гнейсы пика К2, которые являются продуктами гранитизации упомянутых выше пород в прогибе Балторо и на соседних площадях [14].

В восточном Каракоруме известны породы двух триасовых формаций: сланцы Чикчири (средний — верхний триас) и конгломераты Урдок (верхний триас), которые местами замещаются первой формацией. В этой же области присутствуют юрские отложения формации Бдонго-Ла, содержащей окаменелости. В западном Каракоруме, к северу от осевого батолита (прогиб Балторо, долина Хунзы), распространены также меловые и эоценовые отложения:

в виде небольших полос и, как правило, метаморфизованные.

В восточном Каракоруме, в синклинальной структуре долины Инда [2], очень хорошо обнажены нормальные осадочные меловые и эоценовые породы, содержащие окаменелости; на северном склоне горной цепи (ледник Северный Риму) также выходит небольшая полоса меловых пород, но детальное изучение стратиграфии этого района все еще не проведено. В Каракоруме имеются также [27] пресноводные молассовые отложения (Ладакхская моласса).

К югу от батолита стратиграфический разрез представлен прежде всего формацией Думордо, которая является, по-видимому, метаморфическим аналогом формаций Гирча и Шаксгам и формации Ганчен неизвестного, но, вероятно, более молодого возраста (мел?). Отложения, расположенные южнее, относятся к мелу и эоцену (?) и представлены двумя фациями: нормальной с окаменелостями, получившей название группы Ясин, и метаморфической. В группе Ясин сверху вниз выделяются три формации: сланцы Таус, формация Гходжалти и песчаники Манич. Формация Гходжалти содержит окаменелости нижнего мела (*Orbitolina*, кораллы, *Nerinea* и рудисты); формация Манич состоит из песчаников, конгломератов и вулканических туфов.

Метаосадочные образования мела и эоцена многочисленны вследствие разнообразия литологического состава исходных осадков и различного уровня затронувшего их метаморфизма. Меловой метаосадочный комплекс на востоке, который представляет группу Ясин,— это формация (или группа) Чалт в долине Хунзы, а далее на восток — группа Стак, состоящая из формаций Ганто-ла и Турмик. В долине Шигар группа Шигар содержит некоторые породы предшествующих групп, такие, как сланцы Баумахарел в эпизоне и гнейсы Цордас, Скойо и Дассу в мезозоне, а также и более молодые метаосадочные образования: слюдяные сланцы Далтумборе (с известняками Гашупа), сланцы Скоро-Лумба и кварциты Нанг-Брок, относящиеся, как можно предполагать, к эоцену.

На востоке, в прогибе Балторо, песчаники Халхал и известняки Савоя — слабо метаморфизованные параосадочные меловые образования, подобные породам группы Чалт. Кварциты Вигне можно сравнить с упомянутыми выше кварцитами Нанг-Брок (эоцен?).

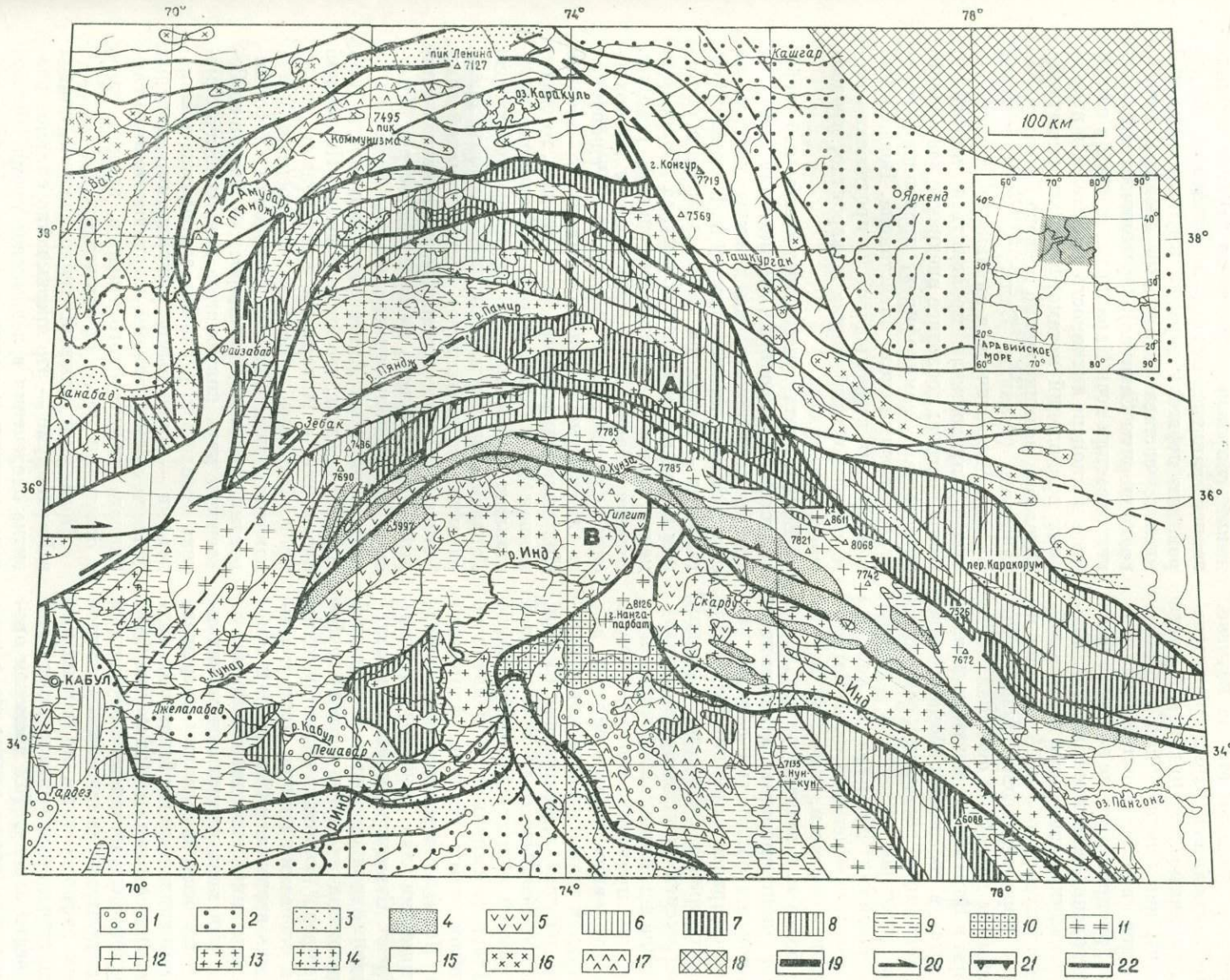
С меловыми и эоценовыми метаосадочными образованиями связаны амфиболиты Аскоре и основные интрузии (диориты Твар), которые обнажены на большой площади к югу от выходов более древних отложений, в районе Гилгита.

Наиболее древние послеэоценовые осадки представлены в соседней области Читрал конгломератами Решун, которые перекрывают с несогласием известняки Решун мелового возраста с окаменелостями, а также более древние породы. О возрасте конгломератов Решун можно судить по присутствию галек орбитолиновых и рудистовых известняков нижнего мела. Принадлежность этих конгломератов к третичным отложениям устанавливается не вполне уверенно, но очень вероятна. Конгломераты Шаноз отнесены Шнейдером [25] к третичным конгломератам Решун, но между ними имеется много различий. Породы, аналогичные конгломератам Шаноз, с разрушенными гальками кристаллического известняка, обнажены на южном борту долины Джого-Лунгма и представлены в основном меловыми образованиями.

[134] **История развития Каракорумского региона и окружающей территории.** В начале палеозоя докембрийский фундамент полуострова Индостан слагал континентальную область, распространявшуюся на северо-запад до самого Каракорума. Силурийское и девонское море простиралось на север, захватывая Памир, на восток в пределы области Лингзитанг (Локзунг) и на запад в Читрал, где развиты неритово-эпиконтинентальные осадки верхнедевонского возраста (формация Шограм, [10]).

Прогибание, ознаменовавшее начало каменноугольного периода, характеризовалось накоплением осадков батиального типа, подобных черным глинистым и аспидным сланцам (сланцы Синхи, Читрал и т. д.), обычно считающихся каменноугольными. Незадолго до окончания каменноугольного периода неравномерное поднятие морского дна привело к образованию нескольких бассейнов меньшего размера, в которых накапливался обломочный материал (формации Шаксгам и Гирча [5]); со временем осадконакопление постепенно приобрело карбонатный характер (фузулиновые известняки нижнепермского возраста широко распространены к западу и к юго-востоку от сегмента).

Стратиграфическая последовательность разреза и фаций верхнепалеозойских отложений Каракорума имеют много общих черт с соответствующими частями разреза Памира и существенно отличаются от отложений Соляного кряжа. Между этими двумя стратиграфическими зонами, принадлежавшими соответственно Ангарскому и Гондванскому континентам, расположена Кашмирская зона, которая



ФИГ. 6. Обзорная тектоническая карта Памира, Каракорума, Гиндукуша, Кашмира.

Сегмент Каракорума, описанный в этой статье, расположен между районами, обозначенными буквами *A* и *B*. *Альпийская складчатая область*: *1* — внутренние впадины с четвертичным заполнением; *2* — передовые прогибы с миоценовыми и плиоценовыми отложениями; *3* — холмистое обрамление передовых прогибов. Преимущественно меловые и третичные морские осадочные породы. Индский флиш и моласса. Юрско-меловые породы Ферганской депрессии; *4* — меловые и третичные параметаморфиты; *5* — меловые и третичные офиолиты; *6* — домеловые осадочные породы, преимущественно мезозойские; *7* — домеловые осадочные породы, преимущественно палеозойские; *8* — нерасчленённые осадочные породы палеозоя и мезозоя; *9* — домеловые метаморфиты, преимущественно палеозойские и архейские; *10* — осадочные докембрийские и кембрийские породы (формации Салкхала и Догра); *11* — синорогенические мигматитовые массивы, метаморфические докембрийские и нижнепалеозойские породы; *12* — осевой батолит Каракорума — Гиндукуша (неогеновый); *13* — палеогеновые гранитоиды; *14* — *кимерийские* гранитоиды. *Герцинская складчатая область* (15): *16* — гранитоиды; *17* — основные трапы. *Таримская платформа* (*18*): *19* — глубинные разломы; *20* — сдвиги; *21* — надвиги; *22* — крупные разрывы.

имеет, по-видимому, промежуточный характер, однако до сих пор детально это не изучено. В разрезе Пир-Панджал ископаемые растительные остатки, типичные для индийской части Гондваны, такие, как *Gangamopteris* и *Glossopteris*, встречаются вместе с остатками рода *Psygmophyllum*, распространение которого было ограничено Ангарским континентом [24]. Различия в стратиграфии сохраняются и в мезозойских разрезах этих двух областей, но они не столь велики. Верхнетриасовые известняки с *Megalodon* обычны для обеих областей, тогда как выходы юры в Каракоруме почти не известны, а встречаются в соседних районах Агыла и Депсанга; меловые и эоценовые осадочные породы имеют некоторое сходство с одновозрастными отложениями Кашмира и Хазары.

Начало мезозоя ознаменовалось в Каракоруме сокращением области, занятой морем, и появлением более или менее крупных полос суши (прослои конгломератов в доломитах Гуджхал). Такая же обстановка сохранялась в раннем и среднем триасе (формация Чикчири). Начало позднего триаса отмечается крупной морской трансгрессией (конгломераты Урдок), которая захватила всю страну. Медленное опускание морского дна проходило при устойчивых климатических условиях, благоприятных для накопления мощной толщи известняков и доломитов (доломиты Гуджхал, известняки Скамри и Агыла) на протяжении всего позднего триаса и, вероятно, ранней и средней юры. В конце юры образовалась геосинклиналь, и началось накопление обломочных осадков флишевого типа (группа Ясин), сопровождавшееся подводными излияниями лав основного состава (вулканиты Драс). Стратиграфическое несогласие в основании нижнемеловых отложений и значительная мощность (сотни метров) грубообломочных пород, богатых вулканическим материалом, в основании группы Ясин указывают на близость воздымающейся суши и отмечают начало тектонических движений [4].

На протяжении мела продолжалось накопление обломочных осадков, местами прерывавшееся короткими эпизодами карбонатного осадконакопления (известняки с *Orbitolina* [4]). В течение позднего мела на отдельных участках по краям геосинклинали развивались рудистовые известняки рифового типа, но накопление обломочного материала продолжалось и в течение большей части эоцена. Тем временем орогенические движения стали влиять не только на условия осадконакопления, но вызвали также деформацию во всей толще осадков, выполняющих прогиб. За прогибанием осадочного бассейна последовала фаза тектонических движений, сопровождавшаяся на глубине мобилизацией гранитной магмы, что привело к формированию первой генерации крупных интрузий кислого состава (кварцевые сиениты Гираф, гранодиориты Сатпура). Орогенические движения охватили весь Каракорум, причем в олигоцене и миоцене активность нарастала, и второй цикл проявлений метаморфизма и магматизма обусловил возникновение осевого батолита Каракорума (граниты Балторо, гранодиориты Биафо). Магматическая активность, постепенно угасая, продолжала проявляться вплоть до конца неогена; последнее внедрение даек основного состава (лампрофиров) произошло, вероятно, в самом начале плейстоцена. Воздымание горной цепи продолжалось на протяжении всего неогена и плейстоцена и, вероятно, продолжается до сих пор.

Если мы хотим учесть предполагаемый дрейф полуострова Индостан в соответствии с теорией дрейфа континентов, мы должны указать на странное положение структурной зоны Нангапарбат — Харамош. Зона сложена в основном породами формации Салкхала (более или менее сильно метаморфизованными), которые, согласно Вадиа [32], очень похожи на архейские (дхарварские) формации Раджпутана и Сингхбхума, принадлежащие к древней Индийской платформе. Если это так, то современная зона Нангапарбат — Харамош представляет собой как бы аванпост континента Гондваны, вдвинутый как клин в единый ареал развития меловых пород Каракорумской зоны Тетиса [6]. По теории дрейфа континентов в палеозое и частично в мезозое полуостров Индостан был расположен еще достаточно далеко от южной окраины Ангарского континента [19]. Из этого следует, что «столкновение» Индийской платформы с Ангарским континентом могло произойти здесь не раньше того времени, когда накапливались меловые отложения, деформированные клином Нангапарбат — Харамош. Сочленение двух континентов должно быть отмечено скоплением разломов, сопровождаемых меловыми — эоценовыми офиолитами, которые более чем сами разломы означают наличие глубинного структурного шва в земной коре с остатками пород океанического дна.

Последний важный геологический эпизод в Каракоруме — это чрезвычайно сильное развитие оледенения в ледниковое время. Четыре раза ледники наполняли долины Каракорума и окружающих стран и три раза отступали, оставляя в главных долинах огромные нагромождения моренных валунно-глинистых отло-

жений. Язык гигантского Индского ледника, который питался несколькими подчиненными ледниками Каракорума и Нангапарбата, достигал окрестностей Сазина, примерно в 260 км от конца долины Инда. Необычайное последниковое переуглубление долин следует связывать с быстрым региональным поднятием в четвертичное время.

Б. Подразделения сегмента

Таблица 2

[201] Зоны и элементы в сегменте

Элементы	Зоны					
	1 Северная осадочная	2 Осевая гранитная	3 Центральная метаморфическая	4 Зеленых сланцев Чалт	5 Основных интрузий	6 Гилгит
a Комплекс Хини (и сланцы Скоро-Лумба?), эоцен (?)				+		
b Формация Чалт, мел — эоцен (?)				+	+	+
c Формация Ганчен [мел (?) близ сегмента] и формация Думордо (пермь — верхний карбон)			+			
d Доломиты Гуджхал и сланцы Пасу (?), триас — юра	+					
e Формация Гирча, пермь	+					
f Формация Килик, карбон (?) — девон	+					
g Сланцы Мисгар, нерасчлененный палеозой	+					
h Турмалиновые граниты, плиоцен		+	+			
i Роговообманковые граниты, миоцен — плиоцен						+
j Гранодиориты Биафо, миоцен		+				
k Мигматитовые гнейсы, неоген		+				

Продолжение табл. 2

Элементы	Зоны					
	1 Северная осадочная	2 Осевая гранитная	3 Центральная метаморфическая	4 Зеленых сланцев Чалт	5 Основных интрузий	6 Гилгит
l Кварцевые сиениты Гираф, эоцен	+					
m Основные интрузии, мел и эоцен					+	+
n Амфиболиты Аскоре, эоцен					+	
o Мигматитовые гнейсы и гнейсо-граниты Нангапарбата и Харамоша (с докембрийскими палеосомами), олигоцен — неоген						+
p Основные агматиты, олигоцен — неоген					+	+

В. Сведения об отдельных структурных зонах

1. Северная осадочная зона

[302] *Края зоны* резко очерчены. [308–311] Доля общей площади, занятой выходами основных типов пород: вулканических — 0,5%, интрузивных — 4,5% (?); осадочных — 67%; метаморфических — 28%.

[312–314] *Элементы.* Встречающиеся в зоне породы относятся к элементам *d*, *e*, *f*, *g* и *l*. Все элементы сильно смяты в складки и нарушены разрывами, а также испытали сокращение в меридиональном направлении и образование надвигов; контакты между элементами *d*, *e*, *f* и *g* тектонические. Кварцевые сиениты элемента *l* внедрились в элемент *g* в виде силлов и даек.

[326–332] *Магматизм.* Возраст кварцевых сиенитов массива Гираф (*Rb-Sr*-метод) 53 млн. лет [13]. Этот интрузив прорывает сланцы Мисгар, в которых листоватость параллельна контактам интрузии близ скоплений сиенитов и ко-

Таблица 3

Стратиграфия зоны 1

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м: средняя	[323] Элемент, в котором развиты эти породы
Конгломераты Шаноз	Мел — третичные (?)	Конгломераты с галькой мраморов и алевритовым цементом	~50	*d*
Угловое несогласие				
Доломиты Гуджхал	Триас и, вероятно, юра; стратиграфическое положение выше формации Гирча	Толстослоистые доломиты и известняки с пластом конгломератов и прослойками черных сланцев	6000	*d*
Сланцы Пасу	В составе комплекса доломитов Гуджхал	Черные сланцы	?	*d*
Формация Гирча	Пермь; окаменелости [11]	Песчанистые сланцы с небольшими прослоями содержащих окаменелости известняков и песчаников	4600	*e*
Формация Килик	?	Мощные известняки и сланцы, один прослой кремнистого известняка	2500	*f*
Сланцы Мисгар	Нижний карбон (?); без окаменелостей; предшествует формации Гирча	Песчанистые сланцы с кварцитами и силлы порфиритов	5000	*g*

торые метаморфизованы сиенитами. В сланцах Мисгар имеются силлы и дайки кварц-сиенитовых и амфиболовых порфиров, а также габбро. Дайки гранодиоритов, аплитов и порфиритов прорывают кварцевые сиениты Гираф.

[344–348] *Деформация* и [366–371] *разрывы*. Альпийская складчатость и разрывы затронули по крайней мере породы элементов от *d* до *g*. Об их возрасте можно сказать только, что это интервал от раннего мела до неогена. Конгломераты Шаноз содержат гальки деформированных пород из более древних комплексов элемента *d*, перекрытых ими с угловым несогласием. Шнейдер [25] отмечал, что они также смыты в складки и относил их по возрасту к третичным (или верхнемеловым) по аналогии с конгломератами Решун, но последние не метаморфизованы, не содержат разрушенных галек и имеют другой состав. На территории зоны имеется один надвиг и развиты многочисленные очень крутые разрывы северо-западного или север-северо-западного простирания.

2. Осевая гранитная зона

[302] *Края зоны*. Резко очерчены (<0,5 км). [309–311] Доля общей площади, занятой выходами основных типов пород: интрузивных — 90%; метаморфических — 10%.

[312–314] *Элементы*. Турмалиновые граниты и лампрофировые дайки (элемент *h*) внедрились после окончания тектонических движений и не деформированы; они прорывают элементы *j* и *k*. Гранодиориты Биафо (элемент *j*) катаклазированы, перекристаллизованы и испытали воздействие альпийской деформации. Мигматитовые гнейсы (элемент *k*) являются синтектоническими и имеют постепенные переходы с элементом *j*.

[326–342] *Магматизм и метаморфизм*. Гнейсы элемента *k* образовались в результате анатексиса и мигматизации. Затем последовало внедрение гранодиоритов, биотитовых гранитов и местами роговообманковых гранитов (элемент *j*) с абсолютным возрастом 8,6 млн. лет (определен *Rb-Sr* -методом [13]). Общий объем этих гранитных тел в пределах сегмента превышает 1000 км³. Дайки и силлы турмалиновых гранитов прорывают элементы *j* и *k* и имеют объем <10 км³. Дайки лампрофиров прорывают все более древние породы и имеют объем < 0,5 км³.

3. Центральная метаморфическая зона

[302] *Края зоны* резко очерчены (< 0,5 км). [309–311] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: интрузивных — 5%; метаморфических — 95%.

[312–322] *Элементы и стратиграфия*. Породы элемента *c*, содержащего формацию Думордо (мраморы с гранатовыми карбонатными сланцами) и в соседней области формацию Ганчен (биотитовые амфиболиты, эпидотовые гнейсы и мраморы), встречаются на всей территории зоны, интенсивно смяты в складки и нарушены разрывами. Первоначальная мощность осадков формации Думордо была, вероятно, около 3000 м.

Возраст этой формации, возможно, верхнепалеозойский, так как западнее, в долине Ясин, распространена менее метаморфизованная толща, которая содержит окаменелости предположительно пермского возраста [17].

326–332 *Магматизм.* Дайки и силлы микродиоритов, турмалиновых пегматитов и аплитов прорывают формацию Думордо и имеют, вероятно, плиоценовый возраст (установлено по аналогии с зоной 2).

335–348 *Метаморфизм и деформации* имеют в этой зоне, очевидно, неогеновый возраст по аналогии с площадью Балторо [14]. Пелитовые породы содержат гранат, альмандин и мусковит и относятся к кианит-альмандин-мусковитовой субфации метаморфизма. См. [25].

4. Зона зеленых сланцев Чалт

302 *Края зоны* резко очерчены (< 0,5 км). 308–311 Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 15%; осадочных — 15%; метаморфических — 70%.

312–322 *Элементы и стратиграфия.* В зоне распространены два комплекса пород: комплекс Хини (элемент *a*) и формация (или группа) Чалт (элемент *b*). По-видимому, сланцы и песчаники комплекса Хини перекрывают формацию Чалт. Мощность комплекса Хини составляет несколько сот метров; по литологическому составу эти породы похожи на эоценовые (?) сланцы Скоро-Лумба. Мощность формации Чалт — около 3000 м; в ее состав входят зеленые песчаники, песчанистые кварциты, «зеленые сланцы», некоторое количество кристаллических известняков и конгломератов. Считается, что их возраст меловой, так как они литологически сходны с меловой группой Ясин, которая залегает западнее по простиранию [5, 22]. Однако Шнейдер [25] сравнивал формацию Чалт с трапповой серией Панджал (верхний палеозой — триас) южного Кашмира, но для этого нет никаких доказательств. Стратиграфия южного Кашмира отличается от стратиграфии Каракорума и окружающих областей.

326–332 *Магматизм.* В верхней части формации Чалт развиты подводные лавы и туфы среднего состава [26].

335–342 *Метаморфизм.* Зеленосланцевая фация метаморфизма затронула породы элементов *a* и *b*. Возраст метаморфизма третичный, так же, вероятно, как и возраст складчатости [23].

344–347 *Деформации.* Возраст альпийского складкообразования и разрывов в породах элементов *a* и *b* может быть указан здесь только в широких пределах: от раннего мела до неогена.

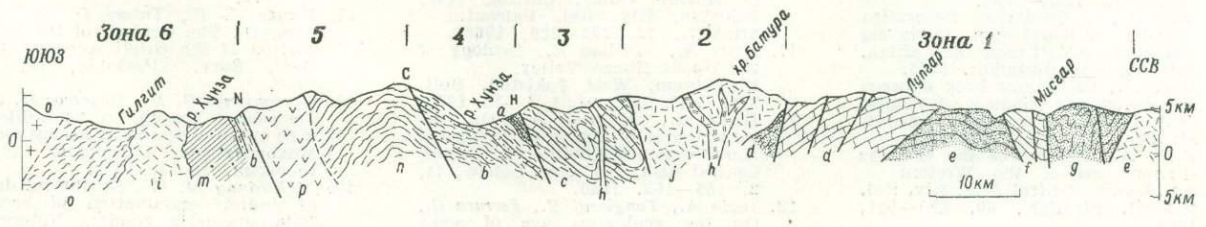
5. Зона основных интрузий

302 *Края зоны* резко очерчены (<0,5 км). 308–311 Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 6%; интрузивных — 11%; осадочных — 4%; метаморфических — 79%.

312–314 *Элементы.* Формация Чалт (элемент *b*) надвинута на другие элементы; сведения об этой формации приводятся в разделе о зоне 4. Нориты и гиперстеновые диориты, относящиеся к элементу *m* (интрузии основного состава), имеют крутые контакты с гранатовыми или эпидот-амфиболовыми гнейсами амфиболитового комплекса Аскоре (элемент *n*). Основные агматиты (элемент *p*) содержат полосы основных пород в гранито-гнейсах; агматиты имеют постепенные переходы к элементам *n* и *m*. Все эти элементы испытали во фронтальных частях укорочение в меридиональном направлении, обусловленное надвигами и складкообразованием.

326–332 *Магматизм.* В формации Чалт встречаются основные эффузивные и интрузивные породы от мелового до эоценового возраста. В олигоцене и миоцене мигматизация затронула породы элементов *b* и *m*. Более детальное описание см. в разделе о зоне 6.

335–342 *Метаморфизм.* Альпийский метаморфизм затронул все породы этой зоны. Основные породы содержат амфибол, андезин и гранат. Пелитовые породы содержат кианит, гранат и калиевый полевой шпат. Отмечается мета-



ФИГ. 7. Геологический разрез через Каракорум примерно по средней линии сегмента (см. фиг. 1).

морфизм от альбит-эпидот-биотитовой до кианит-альмандин-мусковитовой субфации.

344–348 *Деформации.* Альпийское складкообразование и разрывы затронули все породы. Возраст деформаций можно датировать только в широких пределах: от раннего мела до неогена по сопоставлению с соседними областями [31].

6. Зона Гилгит

302 *Края зоны.* Северный край очерчен резко, характер южной окраины неизвестен. 308–311 Доля общей площади, занятой выходами основных типов пород: вулканических — 1%; интрузивных — 63%; осадочных — 1%; метаморфических — 35%.

312–314 *Элементы.* Роговообманковые граниты (элемент *i*) прорывают элементы *b*, *m* и *o*. Гнейсы и гранито-гнейсы Нангапарбата и Харамоша (элемент *o*), нориты и гиперстеновые диориты элемента *m* и формация Чалт (элемент *b*) подверглись тектоническому сжатию в меридиональном направлении. Гнейсы и граниты элемента *o* имеют взаимные переходы и интрудировали породы элемента *m*.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — меловые подводные вулканиты основного состава встречаются в виде прослоев в формации Чалт [31, 26]. Эпизод 2 — основные интрузивные породы (элемент *m*) внедрились во время отложения формации Чалт [31, 26]. На плато Деосаи, к юго-востоку от Гилгита, также имеется гранодиоритовая интрузия (гранодиориты Сатпура) эоценового возраста (определен *Rb-Sr*-методом [13]); отложения верхнемелового возраста (турон), содержащие окаменелости, были метаморфизованы этой интрузией около перевала Бурджила (Скарду) [9]. Эпизод 3 — синорогеническая гранитизация докембрийских песчаников Салкхала, образующих элемент *o*, произошла в олигоцен-миоценовое время, судя по постепенному переходу от мел-эоценовых образований к мигматитам соседней территории [23]. Эпизод 4 — роговообманковые граниты (элемент *i*) внедрились в миоцене — плиоцене. Эпизод 5 — недеформированные дайки диоритов сформировались в плиоцене (см. зона 2). Эпизод 6 — недеформированные дайки лампрофиров пересекают дайки турмалиновых гранитов и, вероятно, внедрились в плиоцене.

335–342 *Метаморфизм.* На песчаники Салкхала, вероятно, воздействовал докембрийский и кембрийский (?) эпиметаморфизм, так как на юге индийского штата Кашмир эти песчаники несогласно перекрыты верхнеалгонкскими сланцами Догра, которые в свою очередь перекрыты кембро-силурийскими отложениями [29]. Породы элементов *b*, *m* и *o* затронуты альпийским метаморфизмом в интервале от олигоцена до миоцена еще до внедрения пород элемента *i*. Основные породы содержат амфибол, андезин и гранат; пелитовые породы — кианит, гранат и калиевый полевой шпат. Это указывает на метаморфизм от альбит-эпидот-биотитовой до кианит-альмандин-мусковитовой субфации.

344–348 *Деформации.* Альпийское складкообразование, разрывы и, возможно, надвиги развивались на протяжении интервала от раннего мела до неогена. Деформированные породы пересечены гранитами предположительно плиоценового возраста (элемент *i*).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Burrard S. G., Hayden H. H.*, A sketch of the Geography and Geology of the Himalaya Mountains and Tibet, Delhi, Survey of India, 1933.
2. *Dainelli G.*, La serie dei terreni, In: Spedizione Italiana De Filippi nell'Himalaya, Caracorùm e Turchestàn Cinese, Risultati geologici e geografici, II, 3, Bologna, Zanichelli, 1933—1934.
3. *Desio A.*, La Spedizione Geografica Italiana nel Karakorum, Storia del viaggio e risultati geografici, Milan, Arti Grafiche Bertarelli, 1936.
4. *Desio A.*, Cretaceous beds between Karakorum and Hindu Kush ranges, Central Asia, Riv. ital. Paleont. Stratigr., **65**, 221—229, 1959.
5. *Desio A.*, Review of the geologic «Formations» of the Western Karakorum, Central Asia, Riv. ital. Paleont. Stratigr., **69**, 475—501, 1963.
6. *Desio A.*, Geological Tentative Map of the Western Karakorum 1 : 500 000, Milan, Istituto di Geologia, 1964a.
7. *Desio A.*, Tectonic relationship between Karakorum, Pamir and Hindukush, Central Asia, Int. geol. Congr., **22**, 11, 192—213, 1964b.
8. *Desio A.*, Sulla struttura tettonica dell'Asia Centrale, Atti Accad. naz. Lincei Rc., **38**, 780—786, 1965a.
9. *Desio A.*, Sulla presenza del Cretaceo fossilifero nel vallone del Burji-la, presso Skardu, Baltistan, Asia Centrale, Atti Accad. naz. Lincei Rc., **37**, 360—364, 1965b.
10. *Desio A.*, The Devonian sequence in Mastuj Valley, Chitral, NW. Pakistan, Riv. ital. Paleont. Stratigr., **72**, 293—320, 1966.
11. *Desio A., Martina E.*, Geology of the Upper Hunza Valley, Karakorum, West Pakistan, Boll. Soc. Geol. Ital., **91**, 1, 1—32, 1972.
12. *Desio A., Marussi A.*, On the geotectonics of the granites in the Karakorum and Hindu Kush Ranges, Central Asia, Int. geol. Congr., **21**, 2, 156—162, 1960.
13. *Desio A., Tongiorgi E., Ferrara G.*, On the geological age of some granites of the Karakorum, Hindu Kush and Badakhshan, Central Asia, Int. geol. Congr., **22**, 11, 479—496, 1964.
14. *Desio A., Zanettin B.*, Italian expeditions to the Karakorum (K^2) and Hindu Kush, III Geology-Petrology, 2, Geology of the Baltoro Basin, Leiden, Brill, 1970.
15. *Fitch T. J.*, Earthquake mechanisms in the Himalayan, Burmese and Andaman regions and continental tectonics in Asia, J. geophys. Res., **75**, 2699—2709, 1970.
16. *Hayden H. H.*, Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs, Rec. Geol. Surv. India, **45**, 4, 1916.
17. *Ivanac J. F., Traves D. M., King D.*, The Geology of the N.W. portion of the Gilgit Agency, Rec. Geol. Surv. Pakistan, **8**, 2, 1956.
18. *Крестников В. Н., Нерсесов И. Л.*, Тектоника Памира и Тянь-Шаня и ее связь с рельефом поверхности Мохоровичича, Советская геология, № 11, 1962.
19. *McElhinny M. W.*, Northward drift of India, examination of recent Palaeomagnetic results, Nature, Lond., **217**, 342—344, 1968.
20. *Marussi A.*, Le anomalie della gravità lungo la catena del Karakorum-Hindu Kush, Atti

Accad. naz. Lincei Rc., **35**, 198—210, 1963.
21. *Marussi A.*, Italian Expeditions to the Karakorum (K^2) and Hindu Kush, II Geophysics, 1. Geophysics of the Karakorum, Leiden, Brill, 1964.
22. *Matsushita S., Huzit K.*, Geology of the Karakorum and Hindu Kush, Results of Kyoto Univ. Sci. Exped., 1955, **VII**, Kyoto, 1965.
23. *Misch P.*, Metasomatic granitization of batholithic dimensions, Am. J. Sci., **247**, 209—245, 673—705, 1949.
24. *Pascoe E. H.*, A manual of the geology of India and Burma, II, New Delhi, Government of India, 1959.
25. *Schneider H. J.*, Tektonik und Magmatismus im NW-Karakorum, Geol. Rdsch., **46**, 426—476, 1957.
26. *Schneider H. J.*, Geosynclinale Entwicklung und Magmatismus an der Wende Paläozoikum-Mesozoikum in NW-Himalaya und Karakorum, Geol. Rdsch., **50**, 334—352, 1960.
27. *Tewari A. P.*, On the Upper Tertiary deposits of Ladakh Himalayas and correlation of various geotectonic units of Ladakh with those of the Kumaon-Tibet region, Int. geol. Congr., **22**, 11, 37—58, 1964.
28. *Verchère A. M.*, Kashmir, the Western Himalaya and the Afghan Mountains, A geological paper, J. Asiatic Soc. Bengal, **34**, 2, 47—50, 1867.
29. *Wadia D. N.*, The Syntaxis of the North-West Himalaya; Its Rocks, Tectonics, and Orogeny, Rec. Geol. Surv. India, **65**, 2, 189—220 1931.
30. *Wadia D. N.*, Note on the geology of Nanga Parbat, Mt. Diamar, and adjoining portions of Chilas, Gilgit district, Kashmir, Rec. Geol. Surv. India, **66**, 212—234, 1933.
31. *Wadia D. N.*, The Cretaceous Volcanic series of Astor-Deosai, Kashmir, and its Intrusions, Rec. Geol. Surv. India, **72**, 151—161, 1937.
32. *Wadia D. N.*, Geology of India, London, Macmillan, 1957.
33. *Zanettin B.*, Italian Expeditions to the Karakorum (K^2) and Hindu Kush, III Geology-Petrology, 1. Geology and Petrology of Haramosch-Mango Gusor Area, Leiden, Brill, 1964.

ГИМАЛАИ

А. Гансер[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Гималаи представляют собой крупнейшую на Земле горную цепь; в складчатом поясе Гималаев несомненно произошло сокращение земной коры на сотни километров, связанное с движением Индостанского полуострова на север. Это классический регион для изучения орогенического развития, но его отличительной чертой является отсутствие геосинклинальных прогибов (в обычном понимании). Гималаи целиком состоят из пород щита и платформенных отложений, за исключением узкого офиолитового пояса на севере региона.

Сегмент. Длина сегмента по простиранию — 2400 км. Южный край складчатого пояса (одновременно это северный край Индо-Гангской равнины) представляет собой узкую переходную полосу (0,5—3 км). Северный край, по границе с Тибетским блоком,— это широкая полоса перехода (>3 км). Ширина пояса — от 230 до 320 км, в среднем — 270 км.

Зоны. Описание сегмента проводится раздельно по зонам с севера на юг. Самая северная зона (1) — надвинутая на палеогеновую моласу (в северном направлении) масса мелового флиша с экзотическими включениями основных и ультраосновных пород. Южнее находится Офиолитовая зона (2) с юрскими и меловыми радиоляритами, флишевыми и ультраосновными породами, прорванными одновозрастными с ними интрузиями и нарушенными надвигами и скольжением в южном направлении. Тибетские Гималаи (зона 3) — широкая, находящаяся в надвинутом положении полоса осадочных пород большой мощности в нормальном залегании (мезозой на частично метаморфизованном палеозое). В Высоких Гималаях (зона 4), вдоль линии наибольшего вертикального поднятия, существовавшие ранее осадочные породы почти полностью удалены, и зона состоит из доордовикских метаморфических пород, прорванных гранитами. Низкие Гималаи (зона 5), находящиеся южнее,— полоса двигавшихся на юг тектонических покровов, сложенных породами от докембрийского до мезозойского возраста; метаморфизованы только докембрийские породы. Наконец, Субгималаи (зона 6), обращенные к Индо-Гангской равнине, сложены неогеновыми и более молодыми породами, смятыми в складки и нарушенными надвигами, причем движения продолжаются до настоящего времени.

Геологическая история. Породы фундамента Гималаев — докембрийские метаморфические породы, образующие северное продолжение Индийского щита. Залегающие на них в южных Гималаях верхнепалеозойские и мезозойские породы имеют гондванский облик. Севернее палеозойские и мезозойские породы имеют средиземноморский облик; в зоне 3 сохранился почти полный разрез этих пород от кембрия до нижнего мела. Орогенические движения начались в интервале между средним и поздним мелом на той площади, где сейчас располагаются зоны 1 и 2: в результате подводного оползания во флишевую толщу попали экзотические глыбы, образовались комплексы ультрамафических пород. Главные фазы развития крупных надвигов в Гималаях, складкообразования и некоторого метаморфизма происходили в интервале после эоцена до плейстоцена; они проявились сначала на севере региона, а затем на юге. Вероятно, именно в это время произошло суммарное сокращение коры на 500 км. В плейстоцене процесс складкообразования и последовавшее за ним развитие надвигов затронули миоцен-плейстоценовые молассовые отложения южного края Гималаев. Главное поднятие Гималаев также, вероятно, началось в плейстоцене и продолжается в современную эпоху.

2. Форма складчатой области в плане

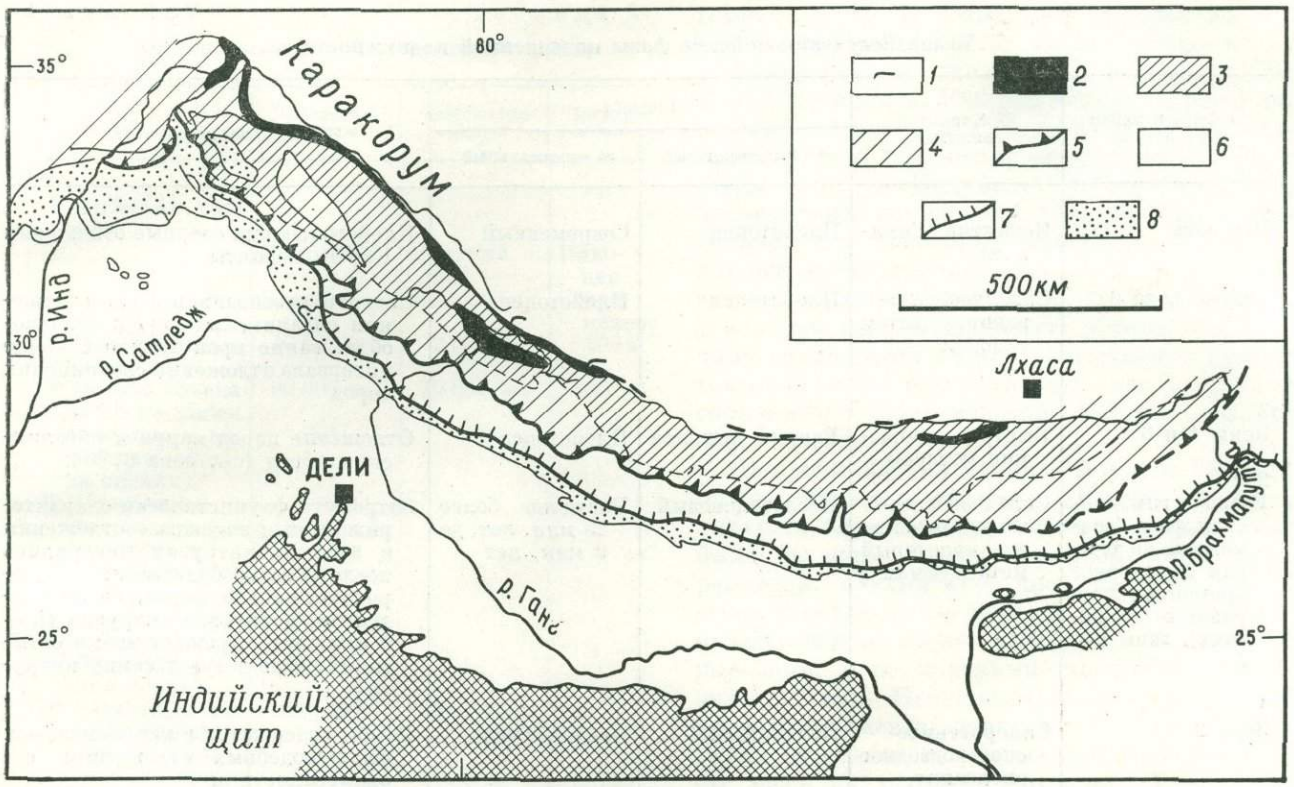
[16] Пояс продолжается по простиранию за пределы выбранного сегмента.

[23] *Общее простирание.* Пояс имеет дугообразную форму; на отрезке длиной 2400 км радиус его кривизны составляет 1700 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Высота наиболее приподнятых участков, составляющих 5% территории,— 6000 м. Средняя высота [31] южной окраины пояса — 100 м, [32] северной окраины — 4500 м.

[1] *Gansser A.*, Eidg. Technische Hochschule Zürich, Sonneggstrasse 5, CH-8006 Zürich, Switzerland.



ФИГ. 1. Структурные зоны Гималаев (в пределах площади, описанной в статье).

1 — Трансгималаи (зона 1); *2* — Индская шовная зона, а также осадочные породы и офиолиты складчатой области (зона 2); *3* — Тибетские Гималаи (зона 3); *4* — Высокие Гималаи (зона 4); *5* — Главный центральный надвиг; *6* — Низкие Гималаи (зона 5); *7* — Главный пограничный разлом; *8* — Субгималаи (зона 6).

[33] *Геоморфологические поверхности* изучены слабо, но, по всей видимости, они имеются на высотах около 6000, 5000, 3000 и 1000 м. Профили рельефа Гималаев см. в работах [12, 16, 24, 10, 3].

4. Геофизические данные (опубликованные)

[39] *Гравиметрические данные* имеются для кашмирской части Каракорума [25].

[40] *Региональные магнитные данные* имеются для Гангской равнины, к югу от сегмента [26].

5. Современная активность

[69] Регион сейсмически активен. См. [12, 9].

[79] *Движения в историческое время.* Повторная триангуляция показала, что в районе Джомолунгмы происходит поднятие. В Кашмире слои Карева, содержащие продукты человеческой деятельности, подняты и наклонены. См. [30]. Свидетельства современного опускания имеются на Гангской равнине (остатки джунглей под почвенным слоем в районе Калькутты).

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшие недеформированные породы — гравийные террасы позднеплейстоценового — современного возраста, перекрывающие верхнесиваликские отложения. [83] Наиболее молодые деформированные породы относятся к верхнесиваликским конгломератам, содержащим кости млекопитающих, которые указывают на раннеплейстоценовый возраст [34].

[81] Древнейшие породы, впервые деформированные в мезозойско-третичную эпоху складчатости,— это нижнепалеозойские отложения зоны 4. [76–79] Возраст пород фундамента Гималаев не моложе верхнего докембрия. На породах фундамента с угловым несогласием залегают кембрийские породы. Аналогичные породы фундамента встречены в пределах полу-

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район проявления	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
5 Все зоны	Поднятие Гималаев	Плейстоцен	Современный	Плейстоценовые озерные отложения Карева подняты
4 Только зона 6	Складкообразование, затем надвиги	Плейстоцен	Плейстоцен	Надвиги развивались после отложения сиваликских пород; складкообразование происходило в конце интервала отложения сиваликских пород
3 Зоны 1 и 6	Быстрое отложение молассы	Ранний миоцен	Плейстоцен	Отложение пород марри и сиваликских пород (см. зона 6, [326])
2 Главная гималайская фаза (возможно, не единая и не одновременная в разных местах), зоны 2—5	Складкообразование, надвиги и некоторый метаморфизм	Послеэоценовый	Частично более 15 млн. лет, до 9 млн. лет	Затронуты фаунистически охарактеризованные эоценовые отложения в зоне 5; интрузии внедрились после складкообразования, но, вероятно, раньше формирования надвигов. Датировка интрузий (15—9 млн. лет) отражает время остывания, а не возраст самих интрузий
1 Зона 2	Синорогеническое подводное оползание, приводящее к появлению экзотических глыб	Поздний мел	Поздний мел	Глыбы содержатся в верхнемеловых флишеподобных отложениях с окаменелостями

Примечание. Фазы повышенной подвижности выделены условно, так как их трудно отделить одну от другой; в пределах всей горной цепи возраст и роль каждой из них различны.

острова Индостан, их абсолютный возраст — от 3000 до 600 млн. лет (см. [7]).

7. Осадконакопление

[106] Роль деформации в изменении мощности отложений учтена путем использования обычных геологических разрезов; исправленные величины мощности показаны в табл. 2 ([98]).

[107] До- и синорогеническое осадконакопление не было непрерывным. [108] Встречены следующие крупные эрозионные поверхности: на юге поверхность гондванской трансгрессии (которой предшествовал среднемеловой и более ранний размыв) и предэоценовая эрозионная поверхность; на севере Гималаев пермские породы залегают трансгрессивно на девонских.

8. Структурные соотношения

[111–117] Структурный шов Инда, между зонами 1 и 2,— это глубинный разлом, от которого надвиги идут на север и на юг. Смещение по ним достигает 80 км на юге и 10 км на севере; движения начались, вероятно, в олигоцене, а прекратились, возможно, в миоцене — плиоцене. Главный центральный надвиг, между зонами 4 и 5, направлен на юг, смещение по нему превышает 80 км; движения начались, вероятно, в миоцене и прекратились в плиоцене.

Направленное на юг смещение по надвигу Низких Гималаев составляет около 100 км; движения начались, вероятно, в миоцене и прекратились в плейстоцене.

Главный пограничный разлом, между зонами 5 и 6,— это крутой надвиг, смещение по которому превысило 30 км; движения начались, вероятно, в плиоцене и прекратились в четвертичное время.

Ультрамилониты связаны с первыми тремя разрывами. Предполагаемое смещение оценивалось по построенным разрезам [12, 13].

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Доорогеническое	Синорогеническое	Посторогеническое
[97] Интервал возраста			
от	Кембрий	Верхний мел	Плиоцен
до	Нижний мел	Миоцен	Современное
[98] Максимальная мощность	12 000 м	2 000 м	300 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента; вероятная ошибка оценки	90 000 км³ 30%	10 000 км³ 40%	30 км³ 50%
[100] Преобладающие фации (если имеются)	—	—	—
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки			
[102] Вулканические породы	10±5%	40±10%	
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	30±10%	10±10%	
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	30±10%	40±10%	30±30%

9. Обзор тектонического развития

[134] **История развития складчатого пояса.** Гималайское орогеническое развитие началось в позднем мелу после длительного периода осадконакопления на севере, продолжавшегося с позднего докембрия и прерывавшегося только эпейрогеническими движениями. Надвиги стали активно развиваться, очевидно, к концу третичного времени и в раннем плейстоцене: по Главному пограничному разлому Низкие Гималаи надвинуты на верхнесиваликские породы, возраст которых соответствует нижнему плейстоцену. Позже, в плейстоцене, фаза формирования рельефа началась преимущественно с вертикального поднятия и образования современной горной цепи, что вызвало интенсивную эрозию. Эта фаза продолжается в настоящее время.

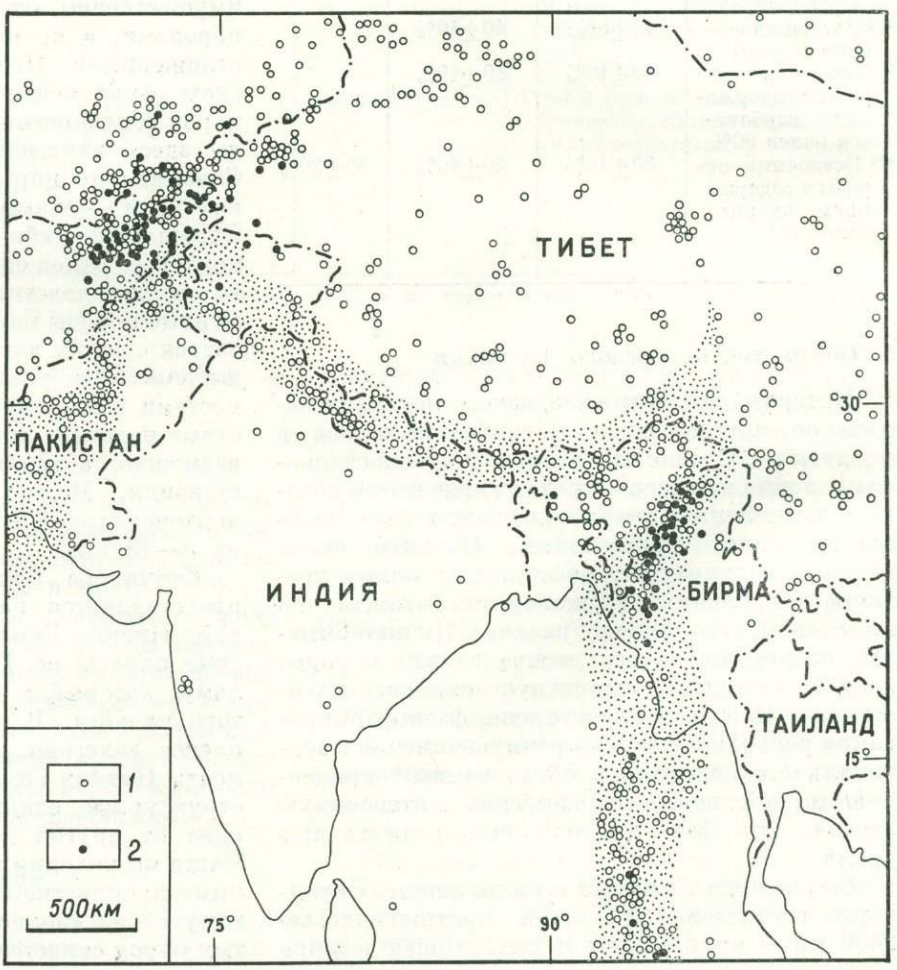
Структура Гималаев и их развитие. Складчатое сооружение Гималаев протяженностью 2400 км — крупнейшая и высочайшая в мире горная цепь. В Гималаях устанавливаются очень крупные надвиги, направленные на юг, развитие которых связано с северным дрейфом Индийского щита. Каждый геолог, хорошо знакомый с геологией Гималаев, должен согласиться с тем, что между южным краем Тибетского блока и Индийским щитом произошло значительное сокращение земной коры. Удивительно, что некоторые авторы, несмотря на хорошо установленные факты, упорно отказываются признать это [29]. В этом кратком обзоре мы пытаемся оценить возможную величину сокращения коры и сопоставить историю тектонического развития Гималаев с главными событиями геологической истории Индийского океана.

Вопреки общему мнению, форланд Гималаев (более обширная область долины Ганга) не является передовым прогибом, который можно было бы ожидать перед горной цепью таких размеров. Индийский щит погружается на север и переходит в прогиб, заполненный преимущественно очень молодыми обломочными породами, а не морскими геосинклинальными отложениями. Непосредственно на докембрийском фундаменте залегают только реликты пород гондванского облика (виндхийские породы здесь включены в комплекс фундамента). Сиваликские породы — южная «моласса» горной цепи — слагают узкую зону Субгималаев. Обращает на себя внимание отсутствие флишеподобных отложений. Свами Натх [33] описал как «флиш» подстилающие красноцветные и пурпурные породы марри, но автор не может согласиться с таким допущением. Сиваликские породы смяты в узкие асимметричные складки; местами в этих породах развиты приповерхностные надвиги, которые на глубине переходят, возможно, в надвиги по поверхностям напластования. Можно предположить сокращение первоначальной ширины отложившихся пород на 5—10 км.

Структура Низких Гималаев до сих пор представляется наиболее сложной и загадочной. Низкие Гималаи надвинуты на сиваликские породы по Главному пограничному разлому, который у поверхности имеет вид крутого надвига. В основании надвинутого комплекса залегают различные структурные элементы Низких Гималаев, причем эти различные структурные единицы опять-таки отделяются одна от другой дополнительными надвигами. Часто мы находим гондванские породы с отдельными пропластками угля, непосредственно надвинутые на «моласса», причем облик надвинутых пород свидетельствует о напряженных тек-

тонических условиях: породы рассечены множеством вторичных разрывов и надвигов, что указывает на сильное сдавливание. На гондванские породы в свою очередь надвинуты более древние, типа осадочной формации Далинг, и даже кристаллические породы. Тектонических окон, в которых обнажались бы породы молассы, не найдено, но выходы гондванских и даже эоценовых пород, залегающих под следующими (более верхними) надвигами, действительно существуют [окно Шали в районе Симлы (Шимлы), окно Рангит в районе Дарджилинга и др.]. Надвиги на сиваликские отложения и на гондванские породы Дамуда часто параллельны и, как правило, выполаживаются с глубиной; это хорошо видно в соответствующих тектонических окнах. Анализируя структурное положение этих хорошо оконтуренных окон, мы должны допустить большое перемещение по надвигам: для надвигов на сиваликские породы перемещение составляет по наименьшей оценке 30 км, а для более верхних надвигов (на породы Дамуда) — значительно больше. Надо думать, что остатки эоценовых пород залегают и намного севернее, под мощными кембрийскими (?) и верхнедокембрийскими отложениями Низких Гималаев, и оценка общего перемещения по надвигам величиной около 100 км представляется правдоподобной.

Другая особенность, которую необходимо учитывать,— исключительно широко развитый во многих кристаллических пластинах Низких Гималаев обратный порядок возрастания степени метаморфизма. Существуют крупные перевернутые пачки осадочных пород, и, возможно, они перекрываются пластинами кристаллических пород, в которых степень метаморфизма увеличивается кверху. Однако такие пластины с тем же обращенным метаморфизмом встречаются и над нормально залегающими осадочными породами. Блюдцеобразные клиппы кристаллических пород распространяются далеко



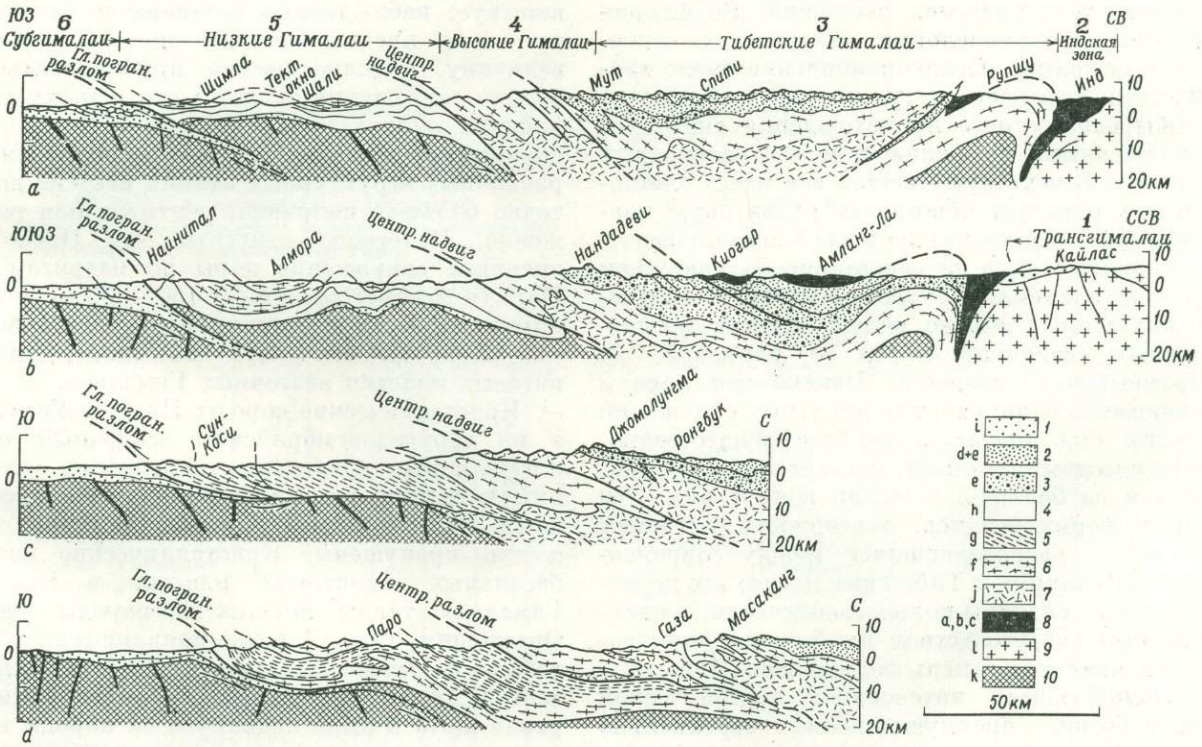
ФИГ. 2. Эпицентры землетрясений в южной части центральной Азии.

С карты «Сейсмичность мира, 1961—1969 гг.», опубликованной Национальным центром сейсмических данных США (National Earthquake Information Centre, Washington, D.C.). Крапом показана область мезозойско-третичной складчатости. Глубина очага: (*1*) 0—70 км; (*2*) 71—300 км.

на юг и встречаются в кровле неметаморфизованных осадочных пород; какие породы лежали на них раньше, неизвестно. По-видимому, здесь надо предполагать дополнительное развитие надвигов. Даже если предположить, что обращенный метаморфизм объясняется развитием гигантских лежачих надвинутых складок (т. е. тектонических покровов в подлинном смысле слова), перекрывающих мощные осадочные толщи, то и тогда необходимо допустить, что произошло большое сокращение земной коры. В Низких Гималаях сокращение коры на 150—200 км представляется правдоподобной величиной, оцениваемой по структурным особенностям, известным в настоящее время.

Далее к северу на Низкие Гималаи надвинуты Высокие Гималаи; слагающий их огромный структурный комплекс резко отличается от комплекса Низких Гималаев. В основании почти непрерывного разреза морских осадочных пород, охватывающего интервал от верхнего докембрия до верхнего мела, залегает пластина кристаллических пород мощностью 15—20 км. Облик морских осадочных пород говорит о том, что они образовались в условиях, характерных для Тетиса, и резко отличается от облика осадочных пород, сохранившихся в Низких Гималаях. Метаморфизм в пластине кристаллических пород не обращенный, а нормальный, причем выражены все градации: от мигматитов высоких ступеней метаморфизма до слабо метаморфизованных глинистых отложений верхнего докембрия. В некоторых случаях гранитизация и соответствующая мобилизация привели к местному внедрению типичных молодых (третичных) турмалиновых гранитов.

Главный центральный надвиг, образующий подошву этой пластины кристаллических пород, хорошо виден, когда он проходит над осадочными отложениями Низких Гималаев, но его трудно различить над кристаллическими породами, как это часто бывает в восточных Гималаях. Предположение о большом перемещении по Главному центральному надвигу основано на различии структурных стилей, типов кристаллических пород в разных крыльях надвига



ФИГ. 3. Структурные разрезы через складчатую область Гималаев [13].

1 — третичные породы. *Тетис* (*2—3*): *2* — мезозой и верхний палеозой, *3* — нижний палеозой и верхний докембрий, *4* — осадочные породы Низких Гималаев, преимущественно нижний палеозой и древнее; *5* — сланцы типа сланцев Низких Гималаев; *6* — гнейсы — мигматиты; *7* — гранитизация (турмалиновые граниты); *8* — офиолиты; *9* — трансгималайские граниты; *10* — преимущественно докембрийский фундамент.

и особенно на резкой смене фаций Тетиса другими. Предположение о перемещении пород по надвигу (или по поддвигу) на 80—100 км можно обосновать существованием широкой монотонной зоны кристаллических пластин в восточных Гималаях и отсутствием структурных данных о существовании автохтонных кристаллических массивов, например, таких, как внешние массивы в Альпах. Кроме того, в некоторых областях величина общего сокращения коры может, по-видимому, увеличиваться за счет пологих надвигов внутри кристаллических пород, однако некоторые из вторичных надвигов и асимметричных складок в более молодых отложениях развивались независимо от кристаллического фундамента.

Самая крупная и важная структура Гималаев располагается далее к северу, вдоль реки Инд в ее верхнем течении. Между северными хребтами Гималаев и Трансгималаями (южным краем огромного Тибетского массива) мы наблюдаем резкое корнеобразное погружение вдоль структуры, которая имеет кардинальное значение и называется Индской линией, или структурным швом Инда [12]. Среднемеловые морские отложения представляют здесь первое свидетельство тектонических движений. Во флишеподобных верхнемеловых отложениях содержатся офиолиты. Осадконакопление имело хаотический характер, и громадные экзотические глыбы неизвестного происхождения оказались заключенными во флише и в ультраосновных породах. В некоторых местах вся масса олистостромов образует обширную надвиговую пластину, выходящую из шва Инда и покрывающую отложения Тетиса на расстоянии больше 90 км к югу от знаменитого хребта Кайлас. В экзотических глыбах можно видеть остатки перемешанных осадочных пород от пермского до верхнеюрского возраста. Однако эти породы совершенно отличны от нормальных отложений Тетиса они представлены преимущественно пелагическими фациями, неизвестными в Гималаях и на большой площади вокруг них. Эти фации формировались, очевидно, в глубоких впадинах, располагавшихся между современными Гималаями и Тибетским плато; эти первоначальные впадины полностью исчезли, и единственным свидетельством их былого существования является теперь только шов Инда.

Подвергшиеся интенсивной тектонической переработке, преимущественно вертикально залегающие пласты осадочных пород, офиолитов и экзотических глыб отмечают вдоль верхнего течения Инда и к югу от хребта Кайлас ту площадь, где исчез в результате опускания и поглощения громадный участок земной коры. Начало этого процесса относится к эпизоду раннего орогенеза в Гималаях в позднем мелу. Огромные массы ультраосновных пород выдавливались последовательно на поверхность и перемешивались с широко распространенным перемещенным материалом экзотических глыб. Крупная пластина перидотитов Амланг-Ла представляет собой, возможно, мантийный материал, поступавший из зоны глубинного первичного разлома, по которой проходит структурный шов Инда. Некоторые массы олистостромов и связанных с ними ультрабазитов надвинуты в северном направлении на грубообломочные молассоподобные отложения Трансгималаев (вероятно, нижнетретичные), резко отличающиеся от материала экзотических глыб. Все это показывает, что вдоль Индской линии должен был исчезнуть крупный участок земной коры. Сокращение коры при опускании и поглощении, очевидно, объясняет резкое различие фаций осадочных пород и присутствие верхнемеловых офиолитов, которые больше нигде в Гималаях не известны. По-видимому, это сокращение было значительным, и величина 200 км представляется правдоподобной и соответствует наблюдаемым соотношениям. Суммируя наши предварительные оценки, получаем величину, конечно весьма приблизительную, общего сокращения земной коры в эпоху гималайской складчатости, равную 500 км. При оценке величины перемещения по надвигам для различных структурных единиц введена достаточно большая поправка, учитывающая растяжение. Интересно отметить, что Ивенс [8] оценивал сокращение коры по надвигам гор Нага (в Ассаме) величиной 150—300 км и принимал такую же величину, которую он называл «почти определенно преуменьшенной», для надвиговых пластин восточных Гималаев.

Кристаллические породы Низких Гималаев и их верхнедокембрийский осадочный чехол с отдельными остатками гондванских отложений (тиллитов) напоминают породы Индийского щита. Более молодые, геосинклинальные, отложения пропущены. Кристаллические породы базальных надвиговых пластин в Высоких Гималаях также похожи на породы щита. Отложения типа Тетиса появляются только дальше на севере. Это показывает, что большая часть Гималайского хребта состоит из материала щита и была надвинута на породы щита или скорее здесь произошло поддвигание, обусловленное северным дрейфом основной части Индийского щита. Таким образом, большая часть крупнейшего в мире горного сооружения

не является геосинклинальным хребтом, и его развитие происходило не по схеме «классической геосинклинальной истории». Только вдоль Индской линии в «геосинклинальном» прогибе накапливались глубоководные морские отложения. Во время складчатости этот прогиб полностью исчез.

[135] **Природа Тибетского блока.** Северные Гималаи (зоны 1 и 2) граничат с Тибетским блоком — крупнейшим массивом на поверхности нашей планеты. Бóльшая часть этого обширного пространства изучена слабо. Тибетский блок был консолидирован в палеозойское — предмезозойское время; океан Тетис наступал на него с юга и с юго-запада. На юрских и меловых морских отложениях, в которых развиты пологие складки, лежат третичные континентальные породы. Юго-западная и южная граница Тибетского блока образована блоковыми хребтами с широким развитием гранитных интрузий (хребет Ладакх и Трансгималайские хребты). При воздымании этих хребтов в раннетретичное время накопились молассовые отложения (моласса Ладакха и Кайласа, вероятно, послеэоценового возраста), которые были затем перекрыты направленным на север контрнадвигом северных Гималаев (зона 1).

Б. Подразделения сегмента

Таблица 3

[201] Зоны и элементы в сегменте (в зонах 1—4 палеозойские и мезозойские породы относятся к отложениям типа Тетиса)

Элементы	Зоны					
	1 Контрнадвиг на Трансгималаи	2 Офиолитовая	3 Тибетские Гималаи	4 Высокие Гималаи	5 Низкие Гималаи	6 Субгималаи
Аллохтонные (в порядке структурной последовательности)						
a Пластина ультраосновного состава (верхний мел)	+(?)	+				
b Экзотические глыбы (верхний мел)	+(?)	+				
c Флиш (мел — юра)	+(?)	+				
d Мезозойские отложения (триас — нижний мел)			+			
e Палеозойские отложения (в зоне 3: кембрий — пермь; в зоне 4 — нижний палеозой)			+	+		
f Гнейсы и мигматиты (метаморфизованы главным образом в докембрии и в третичное время)			+	+	+	
g Сланцы (типа сланцев Низких Гималаев) докембрия (?)				+	+	
h Осадочные породы (поздний докембрий + + докаменноугольные + от каменноугольных до эоценовых)					+	
Автохтонные и параавтохтонные						
i Моласса (нижний миоцен — плейстоцен)					?	
j Граниты (миоцен — плиоцен), поздне- и посторогенические			+	+		
k Фундамент на юге (продолжение Индийского щита)					(?)	(?)
l Фундамент на севере (мезозойские граниты Трансгималаев, граниты Кайлас и граниты Джи-Чу района Лхасы)	+	(?)				

Продолжение табл. 3

Обозначения. ? — предполагается на глубине; + (?) — предполагается (по литологическому сходству), что породы имеют тот же возраст, что и породы данного элемента в зоне 2.

B. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Контрнадвиг на Трансгималаи

[302] *Края зоны* резко очерчены (< 0,5 км) базальным надвигом (*на севере*) и швом Инда (*на юге*).
[308–310] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 10%; интрузивных — 30%; осадочных — 60%.
[312–332] *Элементы, стратиграфия и магматизм.* Основные и ультраосновные породы, экзотические глыбы и флиш, принадлежащие по аналогии с зоной 2 элементам *a*, *b* и *c*, встречаются на всей территории зоны (максимальные размеры выходов 100 × 10 км). Они образуют надвиговую пластину мощностью до 300 м и содержат серпентиниты, радиоляриты, известняки, доломиты, глинистые сланцы и песчаники. Тела перидотитов (серпентинитов) и диабазов сформировались во флишевой толще в период ее накопления.
[344–348] *Деформации.* Экзотические глыбы попали во флиш в позднем мелу. Все породы зоны в миоцен-плиоценовое время (гималайская фаза) были надвинуты в северном направлении на нижнетретичную молассу Трансгималаев. Образовались крутые изоклинальные складки, и породы были сильно сжаты, рассечены сколами и будинированы. Надвигание в северном направлении развивалось от крутых разрывов в «корневой» зоне.

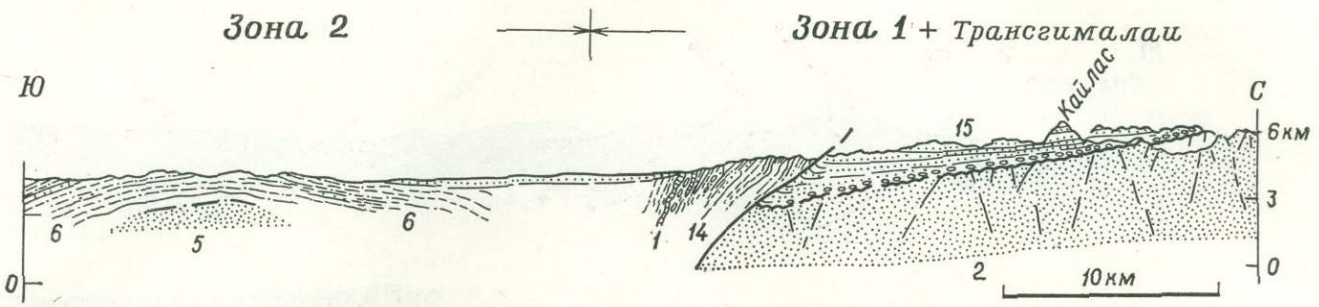
2. Офилитовая зона

[302] *Края зоны* очерчены резко (< 0,5 км).
[308–311] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 15%; интрузивных — 15%; осадочных — 65%; метаморфических — 5%.
[312–316] *Элементы.* Пластина ультраосновных пород (элемент *a*), экзотические глыбы (*b*) и флиш (*c*) распространены на площадях с максимальными размерами 1200 × 80, 400 × 50 и 1200 × × 90 км соответственно. Экзотические глыбы представляют собой олистолиты в олистостромовом флише.
[326–332] *Магматизм.* В зоне имеются дайки, силлы, крупные интрузии, лавы и туфы, относящиеся к средне- и позднемеловому эпизоду магматизма, который развивался одновременно с осадконакоплением. Встречаются порфириты, диабазы и монцониты; общий объем перидотитов достигает 1000 км³.
[335–342] *Метаморфизм* в меловых отложениях отмечается локально в южном Тибете, к северу от Джомолунгмы.
[344–348] *Деформации.* Подводное оползание обусловило в позднем мелу образование комплекса с экзотическими глыбами. В результате надвигов и (или) гравитационного скольжения образовались плоские надвиговые пластины. Под действием сжатия в зоне возникли крутые, типа «корневых», разрывы. Характерны складки в некомпетентных породах, связанные частично с подводным оползанием. Имеются проявления более позднего сжатия и будинажа.

Таблица 4

Стратиграфия зоны 2

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м: максимальная	[322] Мощность, м: средняя	[323] Элемент, в котором развиты эти породы
Группа ультраосновных пород	Поздний мел; окаменелости в окружающих флишевых породах	Перидотиты, диабазы	600	200	*a*
Группа экзотических глыб	Возраст формирования группы — поздний мел; материал глыб имеет возраст от перми до юры	мраморы, кремнистые сланцы, доломиты, известняки, порфириты, диабазы, монцониты	400	200	*b*
Флиш и базальная группа	Мел—юра; окаменелости	Окремненные радиоляритовые сланцы, песчаники, тонкослоистые известняки в основании — филлиты	1000	400	*c*
	В основании — надвиг				



ФИГ. 4. Структурный разрез через зону 1 (Контрнадвиг на Трансгималаи) и зону 2 (Офиолитовая зона) ([12], лист III).

Расшифровку цифр см. в подписи к фиг. 5.

Зона 3. Тибетские Гималаи

[304] *Края зоны.* Северный край резко ограничен поверхностью надвига, а южная окраина представляет собой широкую полосу перехода (> 3 км), в которой палеозойские отложения с собственной тектонической структурой переходят вниз, в толщу компетентных докембрийских пород со структурными особенностями зоны 4. [309, 310] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: интрузивных — 5%; осадочных — 95%.

[312–323] *Элементы и стратиграфия.* Мезозойские (элемент *d*) и палеозойские (*e*) отложения распространены по всей длине и ширине зоны (максимальные размеры — 2000 × 120 км). Мезозойская группа содержит окаменелости от триасового до раннемелового возраста и состоит из известняков и глинистых сланцев, перекрытых песчаниками (мощность: максимальная — 4000 м, минимальная — 500 м, средняя — 2000 м). В палеозойскую группу входят отложения от кембрия до перми (возраст установлен по окаменелостям); группа состоит из филлитов, алевритов, известняков и кварцитов (мощность: максимальная — 6000 м, минимальная — 500 м, средняя — 3000 м).

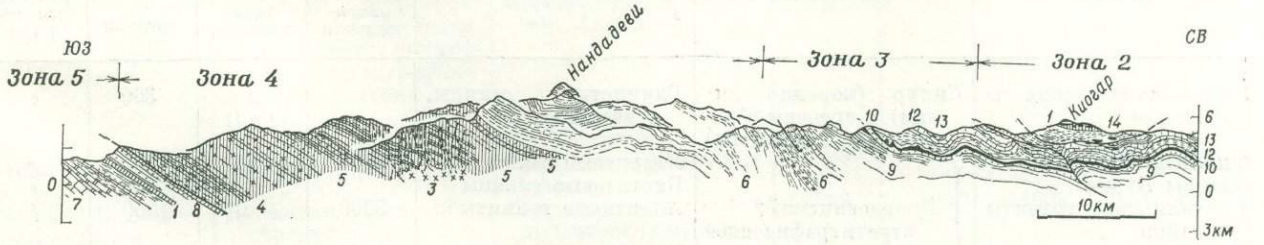
[326–332] *Магматизм.* Крупные гранитные интрузивы неправильной формы, и дайки неогенового возраста прорывают мезозойские отложения на севере Непала. Их объем — 1000 км³. Абсолютный возраст таких же гранитов в районе Джомолунгмы (в зоне 4) составляет 15—16 млн. лет.

[335–342] *Метаморфизм.* Региональный метаморфизм затронул породы верхнего докембрия и кембрия (нижняя часть кембрийских отложений представлена филлитами), но породы ордовика, содержащие окаменелости, не метаморфизованы. Вблизи неогеновых гранитов отмечается контактовый метаморфизм.

[344–348] *Деформации.* Во всех породах зоны развиты складки и небольшие надвиги, образовавшиеся в интервале от раннего мела до плиоцена во время гималайской фазы деформации. Имеются позднe- и послескладчатые поперечные (меридиональные) разрывы, возникшие, вероятно, в плиоцене. Общее смещение по ним в пределах зоны превышает 2 км. [374] Карты зоны см. [6, 10, 12].

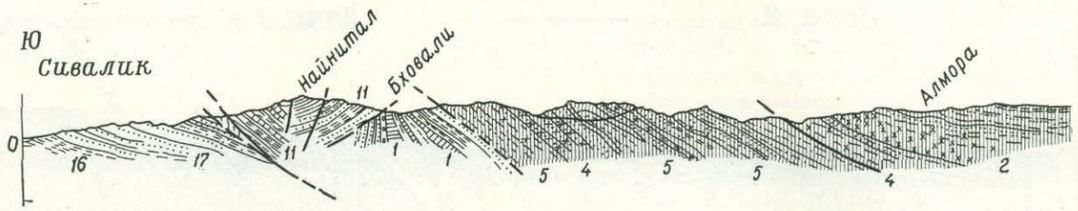
Зона 4. Высокие Гималаи

[302, 304] *Края зоны.* Южный, или нижний, край резко очерчен (< 0,5 км) Главным центральным



ФИГ. 5. Структурный разрез через зону 2 (Офиолитовая зона), зону 3 (Тибетские Гималаи) и зону 4 (Высокие Гималаи) ([12], лист III).

1 — основные и ультраосновные породы; *2* — граниты (домиоценовые); *3* — граниты (послемиоценовые); *4*, *5* — гнейсы (*4*) и сланцы (*5*) с кварцитами, мраморами и пегматитами (докембрий); *6* — Мартоли — Гарбианг, включая конгломераты Ралам (кембрий?); *7*, *8* — верхний докембрий — кембрий: известняки, глинистые и шиферные сланцы Теджам (7), кварциты Чамоли (8); *9* — кварциты Шиала и Мут (ордовик — девон); *10* — продуктусовые сланцы (пермь); *11* — Инфра-Крол, Крол, Тал; *12* — Калапани — Киото (триас — юра); *13* — сланцы Спити (верхняя юра — низы мела); *14* — песчаники и флиш Гуимал (мел) с экзотическими глыбами (черное); *15* — конгломераты Кайлас (эоцен?); *16—17* —Марри — Сивалик (миоцен — плиоцен).



ФИГ. 6. Структурный разрез через зону
Расшифровку цифр см.

надвигом. Северный, или верхний, край представляет собой широкую переходную полосу (>3 км). [309-311] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: интрузивных — 10%; осадочных — 10%; метаморфических — 80%.

[312-314] *Элементы.* Нижнепалеозойские отложения (элемент *e*) лежат на докембрийских метаморфических породах элемента *f* в основном конформно; контакты с угловыми несогласиями встречаются только локально. Оба элемента распространены на всей площади зоны (2400 × × 150 км) и прорваны неогеновыми гранитами (элемент *j*).

[326-332] *Магматизм.* Деформированные кристаллические породы этой зоны прорваны недеформированными кислыми дайками, силлами и крупными интрузивами. Их возраст считается миоцен-плиоценовым, так как они петрологически сходны с датированными гранитами Джомолунгмы. Общий объем интрузивных пород в пределах всей зоны — около 250 000 км³.

[335-348] *Метаморфизм и деформации.* Докембрийский метаморфизм и деформации захватили породы элемента *f*, причем у основания этого элемента породы метаморфизованы сильно, у кровли — слабо. Вышележащие нижнепалеозойские отложения не метаморфизованы. Абсолютный возраст 15—16 млн. лет, полученный для гранитов и мигматитов Джомолунгмы, свидетельствует о метаморфизме в неогене [21]. Неогеновые деформации выражены главным образом надвигами и в отдельных местах нормальными и изоклинальными складками.

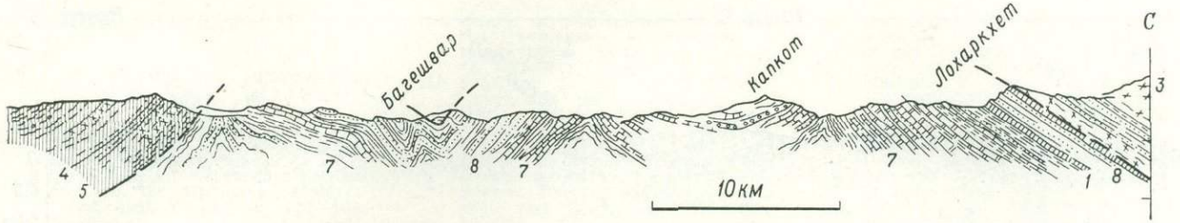
Зона 5. Низкие Гималаи

[302] *Края зоны* резко очерчены (<0,5 км) Главным центральным надвигом (на севере) и Главным пограничным надвигом (на юге). [308-311] Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 5%; интрузивных — 5%; осадочных — 40%; метаморфических — 50%.

Таблица 5

Стратиграфия зоны 4

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м			[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Нижнепалеозойские отложения	Силур (морские лилии) и ордовик (брахиоподы, трилобиты)	Глинистые сланцы, известняки			300	*e*
Филлиты Гарбианг	Доордовикский; стратиграфическое положение: залегают с угловым несогласием под ордовикскими отложениями	Кварцевые филлиты	3000	300	1500	*g*
Сланцы Будхи		Биотитовые сланцы			500	*f*
Турмалиновые граниты и дайки		Аплитовые граниты	5000	0	1000	*f*
Кварциты		Кианитовые кварциты	3000		800	
Зона известковистых силикатов		Мраморы, известковистые силикаты			500	*f*
Гранатовые сланцы		Сланцы			1000	*f*
Базальные гранитогнейсы		Гнейсы			2000	*f*



5 (Низкие Гималаи) ([12], лист III).
в подписи к фиг. 5.

[312-316] *Элементы.* Отложения от верхнего докембрия до эоцена (элемент *h*) встречаются на площади около 2400 × 120 км. В значительной своей части они структурно перекрыты надвигами кристаллических пород элементов *f* и *g*, которые занимают площадь 2400 × 100 км.

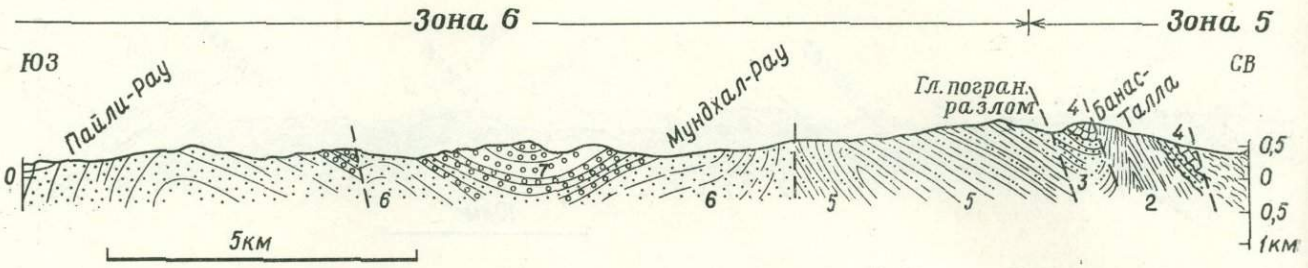
Стратиграфический разрез. Состав пород Низких Гималаев сильно меняется от места к месту. В табл. 6 приведены данные для центральной части Гималаев. Так как некоторые образования имеют надвиговый характер, а положение их верхнего и нижнего контактов меняется, в табл. 6 использован термин «покров».

[335-348] *Метаморфизм и деформации.* Докембрийским метаморфизмом и деформациями захвачены породы элементов *f* и *g*; палеозойские отложения не затронуты. В надвиговых пластинах развит обращенный метаморфизм: например, в Сиккиме силлиманитовые гнейсы залегают в верхней части надвиговой пластины, ставролитовые сланцы — в середине, а хлорит-серицитовые филлиты — у подошвы. Неогеновый метаморфизм низких и средних ступеней затронул только кристаллические породы, для которых определения абсолютного возраста дали в среднем 15 млн. лет [21]. Неогеновая фаза образования надвигов и складок, вероятно, предшествовала этой фазе метаморфизма.

Таблица 6

Стратиграфия зоны 5

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м			[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
Субату	Эоцен (лютетский век); нуммулиты	Глинистые сланцы, известняки	200	0	100	*h*
Тал	Мезозой; разрозненные окаменелости, не имеющие большого стратиграфического значения	Известковые песчаники, кварциты			900	*h*, покров
рол	Пермо-триас	Известняки, глинистые сланцы			1000	*h*, покров
Блайни	Карбон	Тиллиты, валунные слои	200	0	50	*h*, покров
Чамоли — Бадолизера — Шали	Докаменноугольный; строматолиты	Кварциты, известняки и доломитовые сланцы	5000	100	1000	*h*, покров
Симла (Шимла)	Верхний (?) докембрий	Черные сланцы, кварциты			1000	*h*, автохтон и покров
Метаморфические породы	Докембрий	Кристаллические сланцы, гнейсы, граниты	Непостоянная; породы встречаются в надвиговых пластинах			*f*, *g*



ФИГ. 7. Структурный разрез через предгорья Сивалика (зона 6, Субгималаи) [12].

1 — метаморфические породы; *2* — пурпурные сланцы; *3* — кварциты Тал; *4* — нуммулитовые известняки; *5* — Нахан, Нижний Сивалик; *6* — среднесиваликские песчаники; *7* — верхнесиваликские конгломераты.

Таблица 7

Стратиграфия зоны 6

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м	[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			средняя	
Верхний сивалик	Плиоцен — плейстоцен; млекопитающие	Песчаники, конгломераты	1000	*i*
Средний сивалик	Плиоцен; млекопитающие	Песчаники, известковые песчаники, в подчиненном количестве конгломераты, алевриты	1200	*i*
Нижний сивалик	Верхний миоцен; окаменелости	Пестрые глины и алевриты, песчаники	1500	*i*
Марри	Нижний и средний миоцен; стратиграфическое положение Основание не вскрыто	Глины, алевриты, бурые песчаники	2000	*i*

Зона 6. Субгималаи

[302] *Края зоны* очерчены резко ($<0{,}5$ км).
[310] Осадочные породы элемента *i* обнажаются на всей территории зоны размером 2400×100 км.
[344–348] *Деформации.* Различаются две фазы деформации. Складкообразование в раннем плейстоцене затронуло верхнесиваликские и более древние породы. Затем в позднем плейстоцене эродированные сиваликские породы были нарушены надвигами и крутыми взбросами. В Непале сиваликские отложения надвинуты на четвертичные конгломераты, а в предгорьях Сикким и Бутана аллювиальные конусы смяты в складки; таким образом, развитие надвигов продолжается, по-видимому, и в современную эпоху.
[350–355] *Складки* имеют крупные размеры: средняя амплитуда >1 км, средняя длина волны до 5 км. Поперечный разрез через зону содержит в среднем четыре таких складки, имеющих южную вергентность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Argand E.*, La tectonique de l'Asie, Int. geol. Congr., **13**, 171—372, 1924.
2. *Auden J. B.*, Traverses in the Himalaya, Rec. geol. Surv. India, **69** (2), 123—167, 1935.
3. *Berthelsen A.*, A geological section through the Himalaya, Meddr. dansk geol. Foren., **12**, 102—104, 1951.
4. *Bohlin B., Norin E.*, Zentralasiatische Gebirgszusammenhänge, Geol. Rdsch., **50**, 325—334, 1960.
5. *Bordet P.*, Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Makalu, Centre Nat. Rech. Sci. Paris, 275, 1961.
6. *Bordet P., Colchen M., Lefort P., Mouterde R., Remy M.*, Données nouvelles sur la géologie de la Thakkhola, Bull. Soc. géol. Fr., ser. 7, **9**, 883—896, 1967.
7. *Crawford A. R., Compston W.*, The age of the Vindhyan System of Peninsular India, Q. Jl. geol. Soc. Lond., **125**, 351—371, 1970.
8. *Evans P.*, The tectonic framework of Assam, J. geol. Soc. India, **5**, 80—96, 1964.
9. *Fitch T. J.*, Earthquake mechanisms in the Himalayan, Burmese and Andaman regions and continental tectonics in central Asia, J. geophys. Res., **75**, 2699—2709, 1970.
10. *Fuchs G.*, Zum Bau des Himalaya, Denkschr. öst. Akad. Wiss., **113**, 1967.
11. *Ganss O.*, Zur geologischen Geschichte der Belutschistan-Indus-Geosynklinale, Geol. Jb., **82**, 203—242, 1964.
12. *Gansser A.*, Geology of the Himalayas, London, Interscience, 1964. (Имеется русский перевод: *А. Гансер*, Геология Гималаев, изд-во «Мир», М., 1967.)
13. *Gansser A.*, The Indian Ocean and the Himalayas — A geological interpretation, Eclog. geol. Helv., **59**, 831—848, 1966.
14. *Gattinger T. E.*, Geologischer Querschnitt des Karakorum von Indus zum Shakagam, Jb. geol. Bundesanst. Wien Sonderbd., **6**, 118, 1961.
15. *Gill W. D.*, The stratigraphy of the Siwalik series in the northern Potwar, Punjab, Pakistan, Q. Jl. geol. Soc. Lond., **107**, 375—394, 1951.
16. *Hagen T.*, Ueber den geologischen Bau des Nepal-Himalayas, J. St-Gall naturw. Ges., **76**, 1959.
17. *Hagen T.*, Report on the Geological Survey of Nepal, Denkschr. schweiz. naturf. Ges., **86**, 2, 1968.
18. *Heim Arn., Gansser A.*, Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936, Denkschr. schweiz. naturf. Ges., **73**, 1, 1939.
19. *Huang T. K.*, Die geotektonischen Elemente im Aufbau Chinas, Geologie, **9**, 715—733, 841—866, 1960.
20. *Krishnan M. S.*, Geology of India and Burma, Madras, Higginbothams, 1960.
21. *Krummenacher D.*, Déterminations d'âge isotopique des roches de l'Himalaya du Népal par la méthode potassium-argon, Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **41**, 2, 273—283, 1961.
22. *Latreille M.*, Les grands traits de la structure géologique de l'Himalaya, Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, **35**, 193, 1959.
23. *Leuchs K.*, Geologie von Asien, Geologie der Erde, 1, 2, Berlin, Borntraeger, 1937.
24. *Lombard A.*, Un itinéraire géologique dans l'Est du Népal, Massif du Mont Everest, Denkschr. schweiz. naturf. Ges., **82**, 1958.
25. *Marussi A.*, Italian expeditions to the Karakorum (K^2) and Hindu Kush, II Geophysics, 1 Geophysics of the Karakorum, Leiden, Brill, 1964.
26. *Mathur L. P., Kohli G.*, Exploration and development for oil in India, Wld Petrol. Congr., **6**, 633—658, 1963.
27. *Pascoe E. H.*, A manual of the Geology of India and Burma, 3rd edn. vol. 2, Calcutta, Government of India Press, 1912.
28. *Pilgrim G. E., West W. D.*, The structure and correlation of the Simla rocks, Mew. geol. Surv. India, **53**, 1928.
29. *Резвой Д. П.*, Тектоника Гималаев (развитие представлений и современное состояние проблемы), в кн. «Складчатые области Евразии», изд-во «Наука», М., 1964.
30. *Sahni B.*, The Himalayan uplift since the advent of Man, its cult historical significances, Curr. Sci., **5**, 2, 57, 1936.
31. *Schneider H. J.*, Geosynklinale Entwicklung und Magmatismus an der Wende Paläozoikum-Mesozoikum in NW.-Himalaya und Karakorum, Geol. Rdsch. **50**, 334—352, 1960.
32. *Snelgrove A. K.*, The Indus lineament, In: *Roy B. C.*, ed., Abstracts of papers on the International Indian Ocean Expedition, Int. geol. Congr., 22, 9, 1964.
33. *Swami Nath J.*, Himalayan orogeny and sedimentary cycles, Proc. Indian Acad. Sci., B, **53**, 111—124, 1961.
34. *Wadia D. N.*, The transitional passage of Pliocene into the pleistocene in the North-western Sub-himalayas, Int. geol. Congr., **18**, 11, 43—48, 1951.
35. *Wadia D. N.*, Geology of India, 3rd edn. London, Macmillan, 1957.
36. *Wadia D. N., West W. D.*, Structure of the Himalayas, Report, Int. geol. Congr., **22**, 10 1964.

ИНДО-БИРМАНСКИЕ ХРЕБТЫ

Р. О. Брунншвайлер[1]

А. Общие сведения о сегментах

1. Изученные сегменты

Бирма — единственный участок третичной складчатой области Дальнего Востока, целиком расположенный над уровнем моря и поэтому доступный для изучения по всей ширине. Геологическое изучение Бирмы проводилось эпизодически в течение многих лет, главным образом в связи с поисками нефти, однако интенсивно дислоцированный комплекс в ее западной части и выходы фундамента на востоке описаны очень фрагментарно. Этот регион имеет важнейшее значение для изучения движения плит и истории Индийского океана. В настоящее описание включены также краевые тектонические зоны, расположенные в Бангладеш и Индии.

Сегменты. Для описания третичной складчатой области Бирмы выделено три субмеридиональных сегмента длиной около 400 км каждый. С севера на юг — это сегменты Нага, Чин и Аракан-Йома. В пределах узкого сегмента Нага средняя ширина складчатой области — около 250 км. Здесь есть офиолиты, но флиш не содержит экзотических блоков. Миоценовые слои также не содержат экзотических глыб, имеют меньшую мощность и более простое строение, чем в южных сегментах. Сегмент Чин значительно шире 700 км. Офиолитов здесь нет, а экзотические блоки известны во флише, но отсутствуют в миоценовых слоях. В узком сегменте Аракан-Йома ширина той его части, которая поднята над уровнем моря, составляет 300 км. Офиолиты здесь отсутствуют, а экзотические блоки распространены как во флише, так и в миоценовых толщах.

Характер внешнего западного и внутреннего восточного краев складчатой области весьма изменчив. Восточный край сегмента Нага либо представлен широкой переходной зоной ($>$ 3 км), либо его характер остается неясным из-за неопределенности тектонических и стратиграфических данных и слабой обнаженности. В сегменте Чин этот край либо является узкой зоной постепенного перехода (шириной от 0,5 до 3 км), либо характер его также неясен. В сегменте Аракан-Йома — это широкая переходная зона. Западный край в сегменте Нага — либо четкая граница ($<$0,5 км), либо узкая зона постепенного перехода, а в сегменте Чин этот край выглядит как узкая зона постепенного перехода либо его характер неизвестен. В сегменте Аракан-Йома западный край складчатой области не обнажен (располагается под абиссальной равниной Ганга).

Зоны. Складчатый пояс описывается по зонам с востока на запад. Зона 1, поднятие Пегу-Сикайн,— молассовые отложения подстилаются преимущественно палеозойскими породами. Эта зона постепенно переходит в молассовый прогиб центральной Бирмы (зона 2), в пределах которого послеэоценовая моласса залегает на флише (частично аллохтонном), смятых в складки неритовых отложениях мела и эоцена и на более древних метаморфитах. Далее следует внутренняя зона надвигов (зона 3), сложенная близкими по возрасту и сходными по строению, но более деформированными породами, а также глубоко эродированными доальпийскими метаморфитами. Здесь также известны офиолиты приблизительно мелового возраста. Зона 4 — флишевый трог,— сложена мощными, преимущественно флишевыми толщами верхнего мела — миоцена, залегающими на мезозойских отложениях, мощность которых, по-видимому, невелика. В их состав входят абиссальные осадки верхнего мела с офиолитами. Зона 5 — Рамри-Андаманский хребет, протягивающийся вдоль побережья, сложенный сходными по составу, но более дислоцированными породами мела и эоцена, значительная часть которых находится в аллохтонном залегании; основание зоны не обнаружено. Западнее располагается внешний молассовый прогиб (зона 6) — область интенсивного осадконакопления, где третичные породы в молассовых фациях и фациях «мачиньо» [1] достигают мощности 20 000 м, смяты в складки и осложнены (умеренно) надвигами. В пределах Индии и Бангладеш расположены зона 7 — передовой прогиб Сурма, выполненный дислоцированными флишевыми и молассовыми отложениями, и сходная по геологической истории Внешняя зона надвигов (зона 8). Наконец, Бенгальско-Ассамский перикратонный прогиб (зона 9) является относительно ненарушенным форландом, где значи-

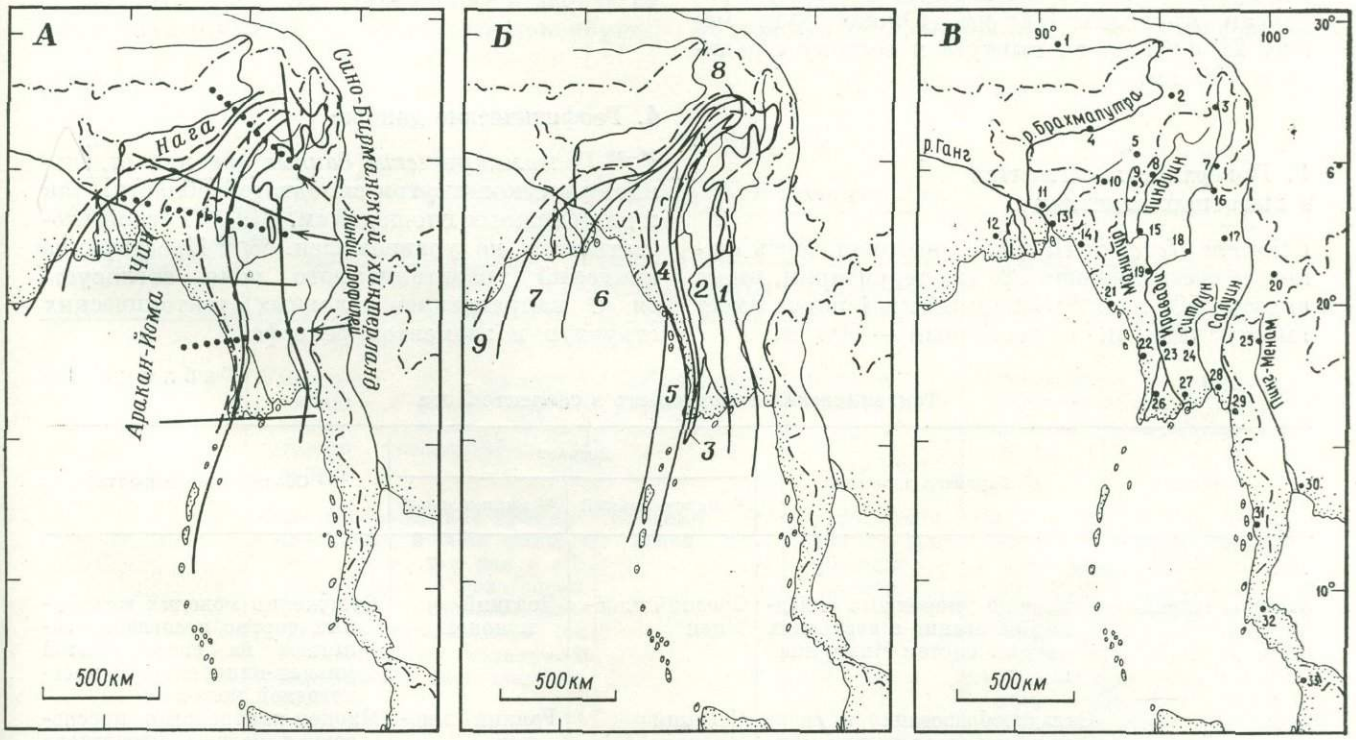
[1] *Brunnschweiler R. O.*, United Nations Development Project B.P. 862 Niamey, Republic of Niger.

[1] Песчаная флишоидная формация. См. статью Дж. Сестини «Северные Апеннины» в этой книге, стр. 88.

тельных мощностей достигают только плиоценовые отложения.

Геологическая история. Почти ничего не известно о домеловой истории региона, на месте которого в третичное время выросли Индо-Бирманские хребты. Экстраполяция доальпийских палеогеографических условий Сино-Бирманских возвышенностей Лавразии по направлению к гондванской Индии или от нее невозможна из-за резкого различия геологической истории этих регионов.

Пермские отложения восточной Бирмы и южного Таиланда не содержат гондванских фаций. Присутствие в них тепловодной артинской фузилиновой фауны и несколько более позднего рифового комплекса, широко распространенного в районе докембрийского или нижнепалеозойского ядра полуострова Малакка, так же как и отсутствие флоры с *Glossopteris*, делает ее совершенно отличной от гондванской системы Индии, содержащей горизонты тиллитов и холодноводную фауну беспозвоночных. Вероятно, Бирма являлась частью Лавразии, и альпийская складчатость вначале охватила в этом регионе главным образом лавразийский внешний шельф. В начале мелового периода, сразу после эпейрогенического поднятия Сино-Бирманского региона (вдоль флексуры Шан) или одновременно с ним, большие площади в бирманской части шельфа Лавразии были охвачены погружением, имеющим, возможно, компенсационный характер. В течение позднемеловой эпохи приближающаяся Индийская плита начала деформировать эту опущенную область, превращая ее в типичную геосинклиналь, в которой накапливались терригенные толщи: абиссальные на юге и флишевые на севере. В начале третичного времени непосредственно к западу от современного положения хребтов поднялась островная дуга, после чего флишевая седиментация из северных районов распространилась на юг, в первую очередь непосредственно к востоку от островной дуги.



ФИГ. 1. Расположение сегментов (*А*) и зон (*Б*) складчатого пояса. Контурная карта Бирмы и сопредельных стран (*В*).

На фиг. *А* показаны линии профилей, изображенных на фиг. 5.
На фиг. *В* города обозначены цифрами: *1* — Лхаса; *2* — Садийя; *3* — Путао; *4* — Тезпур; *5* — Кохима; *6* — Куньмин; *7* — Мьичина; *8* — Хомалин; *9* — Импхал; *10* — Силчар; *11* — Дакка; *12* — Калькутта; *13* — Чандпур; *14* — Чатагам (Читтагонг); *15* — Калемьо; *16* — Бамо; *17* — Лашо; *18* — Мандалай; *19* — Пакхоуку; *20* — Ченгтун; *21* — Ситуэ (Акьяб); *22* — Синдингале; *23* — Пьи; *24* — Таунгу; *25* — Чиангмай; *26* — Бассейн; *27* — Рангун; *28* — Татхоун; *29* — Моламьяйн; *30* — Бангкок; *31* — Мьей (Мергуи); *32* — Суратани; *33* — Алор-Стар.

В олигоценовую эпоху на месте этого флишевого трога, смыкаясь с островной дугой, необычайно быстро образовались Индо-Бирманские хребты. По обе стороны этих молодых хребтов сформировались прогибы, выполненные породами мачиньо и молассой. Фазы сжатия, сужавшего эти прогибы, продолжались до четвертичного времени. Сейсмичность, особенно на севере центральной части хребтов, а также поднятые морские четвертичные террасы указывают на то, что тектоническая деятельность продолжается и в настоящее время.

2. Форма складчатого пояса в плане

[16] На северо-востоке складчатый пояс ограничивается стабильным блоком (зона Мишми-Миджу Сино-Бирманского хинтерланда), а на юге погружается в море, появляясь вновь на Андаманских и Никобарских островах. [24] *Общие очертания в плане.* На протяжении 1400 км пояс слегка S-образно изогнут. Северная дуга между 27 и 21° с. ш. выгнута к западу с радиусом кривизны 800 км. Южная дуга между 21 и 15° с. ш. выгнута к востоку с радиусом 700 км.

3. Поверхность сегментов в высотных отметках

Сегмент Нага. [30] Наиболее высокая часть сегмента, составляющая 5% его территории, имеет высоту 3500 м. [31–32] Западный край пояса имеет высоту 1000 м, а восточный — 500 м. [33–35] По вершинным уровням (реликтовым пенепленам) геоморфологические поверхности не выявлены, но две или три поверхности известны на более низких уровнях. Это широко распространенные межгорные террасы, имеющие послеплиоценовый возраст; их точные соотношения и происхождение изучены недостаточно [2].

Сегмент Чин. [30] Наиболее высокая часть сегмента, составляющая 5% его территории, имеет высоту 3000 м. [31–32] Как западный, так и восточный края пояса имеют высоту 500 м. [33–34] Геоморфологические поверхности не установлены.

Сегмент Аракан-Йома. [30] Наиболее высокая часть сегмента, составляющая 5% его территории, имеет высоту 1500 м. [31–32] Западный и восточный края пояса имеют высоту 500 м. [34] Известно три уровня морских террас: 25—30-метровая терраса близ 19° с.ш. (район острова Янбье) [2], две или три террасы высотой до 45 м над уровнем моря на западном берегу острова Манаун (Чедуба) и поднятые абразионные поверхности близ 18° с.ш. [19, 20].

4. Геофизические данные

[38–39] *Гравиметрические данные* как для отдельных участков внутри складчатой области, так и для смежных площадей см. [10]. [41] Регион изостатически не уравновешен. [42–43] Простирание аномалий гравитационного поля согласуется с направлением главных тектонических структур и элементов рельефа.

Таблица 1

Тектоническая подвижность в сегменте Нага

[91] Фаза	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
4 Заключительная	Слабое до умеренного складкообразование в верховьях речных систем Чиндуина и Иравади	Средний плиоцен	Поздний плиоцен	Отложения молодых межгорных террас несогласно залегают на слабо смятой миоцен-плиоценовой пресноводной молассе
2	Складкообразование в районах, непосредственно примыкающих к восточному краю сегмента (например, в западной части автономного государства Качин, к западу от реки Мали-Хка)	Поздний эоцен — олигоцен	Ранний миоцен	Миоцен-плиоценовая пресноводная моласса несогласно залегает на смятых в складки нижне-среднемиоценовых слоях

5. Современная активность

[68] Регион сейсмически активен. Есть сводки по землетрясениям за периоды с 1829 по 1958 г. [11] и с 1961 по 1967 г. [1].

6. Возрастные соотношения

Сегмент Нага. [85] Древнейшие недеформированные породы — аллювиальные отложения верхнеплиоценового и четвертичного возраста [12, 14, 5].

[83] Наиболее молодые деформированные породы принадлежат к миоцен-плиоценовой пресноводной молассе Чиндуин [2].

[81] Наиболее древние из пород, впервые деформированных в рассматриваемую тектоно-магматическую эпоху, относятся к девону. [76] В пределах сегмента есть выходы пород фундамента, имеющих возраст от докембрия до среднего палеозоя.

[79] Породы фундамента, выходящие к западу от пояса (плато Шилонг), относятся к докембрию.

[80] Восточнее пояса возраст пород фундамента колеблется от докембрийского до среднепалеозойского.

Сегмент Чин. [85] Древнейшие недеформированные породы — аллювиальные отложения, относящиеся к самым верхам плиоцена и к четвертичной системе [12].

[83] Наиболее молодые деформированные породы принадлежат к плиоценовой формации «Иравади» [12].

[81] Считалось, что наиболее древние из пород, впервые деформированных во время третичной складчатости, принадлежат к верхнемеловой свите Лунгран-Клан [2], но теперь в глинистых сланцах, залегающих ниже флиша, найдены триасовые двустворки.

[76] В пределах сегмента есть выходы пород фундамента, относящихся к докембрию и нижнему палеозою (хотя сообщение о находке ордовикских граптолитов [2] подтверждено не было).

[79] Породы фундамента, выходящие к западу от пояса (плато Шиллонг и его погребенное продолжение), относятся к докембрию.

[80] К востоку от пояса возраст пород фундамента колеблется от докембрийского до среднепалео-

Таблица 2

Тектоническая подвижность в сегменте Чин

[91] Фаза	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
4 Заключительная	Умеренное до сильного складко- и разрывообразование, интенсивность которого увеличивается к западу	Средний плиоцен	Поздний плиоцен	Четвертичные отложения несогласно залегают на плиоценовой пресноводной молассе
2	Складкообразование преимущественно в зоне флишевого трога, так как в обрамляющих молассовых прогибах осадконакопление не прерывалось (за исключением локальных перерывов и даже несогласий)	Средний эоцен	Аквитанский век (?) или ранний миоцен	Породы флиша не древнее нижнего эоцена (возраст экзотических блоков нуммулитовых известняков) смяты в складки; верхнеэоценовые слои несогласно залегают на палеоцен-нижнеэоценовых слоях в наиболее западных обнажениях молассы; олигоцен-миоценовые слои зоны 2 несогласно залегают на эоценовых в наиболее западных обнажениях молассы

Примечание. Дополнительные тектонические фазы, известные в сегменте Аракан-Йома, могли иметь место и здесь, по крайней мере на юге. Однако доказательства этих фаз скрыты под покровом более молодых образований.

Таблица 3

Тектоническая подвижность в сегменте Аракан-Йома

[91] Фаза	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
	Умеренное складкообразование на побережье и прибрежных островах Аракана (Ракхайна)	Средний плиоцен	Поздний плиоцен	Отложения молодых морских и аллювиальных террас залегают с несогласием на молассе или мачиньо нижнего плиоцена
4 Заключительная	Умеренное (на востоке) до сильного (на западе) складкообразование в молассовом прогибе центральной Бирмы	Средний плиоцен	Поздний плиоцен	Молодой аллювий с несогласием перекрывает смятую в складки нижнеплиоценовую дельтовую формацию «Иравади»
3	Умеренное складкообразование в южной части острова Рамри	Средний миоцен	Средний миоцен	Несогласие между мачиньо нижнего миоцена и верхнемиоцен-плиоценовой молассой и мачиньоподобной молассой
2 Главная	Сильное складкообразование в районе Таунгоу (например, в районе ручья Телеку)	Ранний олигоцен	Ранний миоцен	Угловое несогласие между эоценовым флишем и «мачиньо» верхнего миоцена
1	Сильное складкообразование в прибрежной части района Синдингале	Маастрихт — палеоцен	Ранний эоцен	Нуммулитовые слои среднего эоцена с несогласием залегают на сенонских и маастрихтских слоях

зойского (на территории автономного государства Шан).

Сегмент Аракан-Йома. [85] Древнейшие недеформированные породы — аллювиальные отложения, относящиеся к самым верхам плиоцена или к четвертичной системе [12].

[83] Наиболее молодые деформированные породы принадлежат к плиоценовой формации «Иравади» [12].

[81] Наиболее древние из пород, впервые деформированных во время третичной эпохи складчатости, имеют альб-сеноманский возраст [2], но на глубине, вероятно, присутствуют и более древние мезозойские породы. [76] В пределах сегмента есть выходы пород фундамента, имеющих возраст от докембрия (?) до нижнего палеозоя.

[80] К востоку от пояса породы фундамента имеют возраст от докембрия до среднего палеозоя (в автономном государстве Шан).

7. Осадконакопление

[106] Изменения мощности в результате деформаций не были учтены из-за недостатка данных.

[107] В доорогенический и синорогенический периоды в осадконакоплении были перерывы.

[108] Ниже перечислены имеющиеся стратиграфические несогласия.

Сегмент Нага. В зонах 1 и 2 есть большой перерыв между эоценовыми и миоцен-плиоценовыми слоями; в зоне 4 — непостоянный перерыв между эоценом и олигоценом, а на востоке — отсутствие осадконакопления после раннего олигоцена; в зонах 6, 7, 8 и 9 стратиграфические перерывы есть между олигоценом и нижним миоценом, между средним и верхним миоценом (между нижним и верхним миоценом в зоне 9) и между нижне- и верхнеплиоценовыми слоями.

Сегмент Чин. В зоне 1 осадконакопление началось только в раннем миоцене; в зоне 2 локальные перерывы в осадконакоплении происходили со среднего эоцена до среднего миоцена; в зоне 3 осадконакопление прекратилось в среднем или позднем эоцене; в зонах 4—7 перерывы в осадконакоплении происходили между эоценом и олигоценом (не отмечены в зоне 7), между олигоценом и миоценом, в начале позднего миоцена и в среднем плиоцене.

Сегмент Аракан-Йома. В зоне 1 осадконакопление началось только в раннем миоцене; в зоне 2 непостоянные перерывы в осадконакоплении происходили между средним эоценом и средним миоценом; в зонах 3 и 4 осадконакопление прекратилось в эоцене; в зонах 5 и 6 перерывы в осадконакоплении происходили между маастрихтским веком и средним эоценом, между ранним и поздним олигоценом и приблизительно в середине миоцена. См. табл. 4.

8. Структурные соотношения

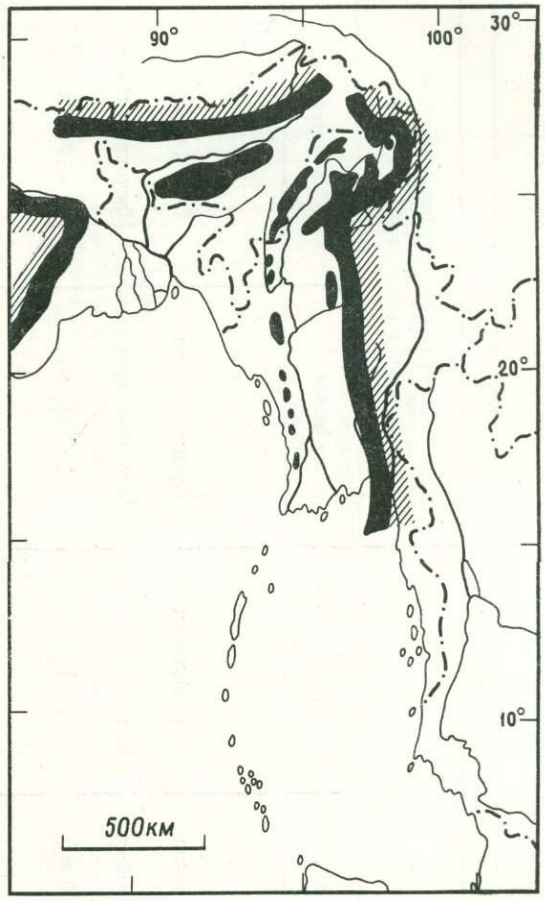
[111–116] *Крупные разрывы.* Разрыв 1а ограничивает с востока сегмент Нага. Это надвиг со смещением на северо-запад, амплитуда которого превышает 2 км. Движения по нему происходили в интервале от среднего эоцена до раннего миоцена. Разрыв 1б, ограничивающий с востока сегмент Чин, — надвиг или местами только складко-надвиг со смещением на запад. Движения по нему происходили в интервале между средним эоценом и аквитанским веком. Его суммарная амплитуда — свыше 2 км; известны тектонические брекчии и зеркала скольжения вдоль него. Разрыв 1в, ограничивающий с востока сегмент Аракан-Йома, — серия надвигов, взбросов или местами только складко-надвигов; движения по нему происходили в интервале между средним эоценом и аквитанским веком. Разрыв 2 — надвиг, ограничивающий с запада сегмент Нага. Смещение имело северо-западное направление и амплитуду до 30 км.

[117] *Данные, использованные для определения амплитуды разрывов*: 1а, 1б — надвигание комплексов фундамента на флишевую серию; 2 — профили, построенные Раджу [14].

[119–125] *Мегатектоника.* Предполагается относительное перемещение противоположных сторон складчатого пояса [17, 4].

9. Обзор тектонического развития

[126] **Региональная хронология и корреляция.** *Фундамент и дофлишевые образования.* Известны только две толщи, содержащие окаменелости: глинистые сланцы с триасовыми двустворками, развитые во внутренней зоне надвигов сразу к западу от Калемьо, и известняки с *Orbitolina* (альбский ярус?) к востоку от верхнего Чиндуина. Метаморфический комплекс Нага и его предполагаемые аналоги в южной части внутренней зоны надвигов (район Калемьо, сланцы Каппетлет и т. д.), так же как и неметаморфизованные дофлишевые толщи (районы Пансат, Лахе, Мол-Лем), не содержат определимых окаменелостей. Приписываемая им здесь стратиграфическая позиция является лишь рабочей гипотезой [2].



ФИГ. 2. Доальпийские элементы в складчатой области и вокруг нее.

Флишевые толщи. Развитие флиша в зоне 4 и его возраст требуют пояснения [2].

На юго-западе складчатой области (Араканское побережье) песчано-конгломератовые краевые литоральные фации флиша содержат наряду с автохтонными лютетскими *Nummulites* аллохтонные фрагменты офиолитов из слегка смятой в складки абиссальной меловой (сенонской) толщи, на которой флиш залегает с несогласием. Нефлишевые верхнемеловые разрезы известны также в восточных частях хребта Аракан-Йома (Ракхайн) и возвышенности Чин (неритовая свита Лунгран-Клан с *Globotruncana* к югу от Калемьо и выходы аналогичных пород далее к югу до широты Пьи), и считается, что они были отложены в том же морском бассейне, что и абиссальная серия Араканского побережья, но в других фациальных условиях.

Таблица 4

Сводка данных об осадконакоплении

	Сегмент Нага				
	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента	
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	на западе	на востоке
97 Интервал возраста					
от	Поздний палеозой	Средний эоцен	Плейстоцен	Средний эоцен	Миоцен
до	Ранний эоцен	Поздний плиоцен	Настоящее время	Настоящее время	Настоящее время
98 Максимальная мощность	<4000 м	$>12\,000$ м	?	>5000 м	<200 м
99 Оценка объема на 100 км длины сегмента; вероятная ошибка оценки	?	15×10^4 км^3 50%		4×10^4 км^3 50%	
100 Преобладающие фации (если есть)	Мраморизованные известняки и глинистые сланцы	Флиш и моласса	Аллювий	Песчаники	Речные и озерные отложения
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки					
101 Преобладающие фации	60%	100%	100%	70 ± 10%	100%
102 Вулканические породы	?	5%	2%		
103 Осадочные породы с содержанием карбоната более 90%	20%	0	0		
104 Осадочные породы с содержанием кварца более 90%	10%	10%	?		

	Сегмент Чин					Сегмент Аракан-Йома				
	Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента		Осадконакопление в складчатом поясе в пределах сегмента			Син- и посторогеническое осадконакопление в пределах 50-километровой полосы, прилегающей к складчатой части сегмента	
	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	на западе	на востоке	доорогеническое	синорогеническое	посторогеническое	на западе	на востоке
[97] Интервал возраста										
от	Поздний палеозой (?)	Позднемеловая эпоха	Плейстоцен	Палеоцен	Миоцен	Поздний палеозой (?)	Сенон (?) или маастрихт	Плейстоцен	?	Средний миоцен
до	Альбский ярус (?)	Поздний плиоцен	Настоящее время	Настоящее время	Настоящее время	Поздняя юра	Поздний плиоцен	Настоящее время		Настоящее время
[98] Максимальная мощность	?	$>12\,000$ м	?	6000 м	<200 м	?	$>12\,000$ м	<300 м	?	<100 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента;	?	60×10^4 км^3	?	2×10^4 км^3	<20 км^3	?	25×10^4 км^3	<500 км^3	?	<20 км^3
вероятная ошибка оценки		50%		50%	50%		50%	50%		50%
[100] Преобладающие фации (если есть)	?	Флиш, моласса и мачиньо	Речные и дельтовые отложения	Прибрежная моласса	Речные и озерные отложения	?	Флиш, моласса и мачиньо	Дельтовые и речные континентальные отложения	?	Озерные и речные отложения
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки										
[101] Преобладающие фации	?	100%	80%	60%	100%	?	100±10%	80%	?	100%
[102] Вулканические породы	?	2% (?)	7% (?)			?	2±2%, главным образом сенонские офиолиты	5±50%		
[103] *Осадочные породы с* содержанием карбоната более 90%	?	5±?%	*0*			?	5±5%	*0*		
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 90%	?	5±?%	?			?	5±5%	?		

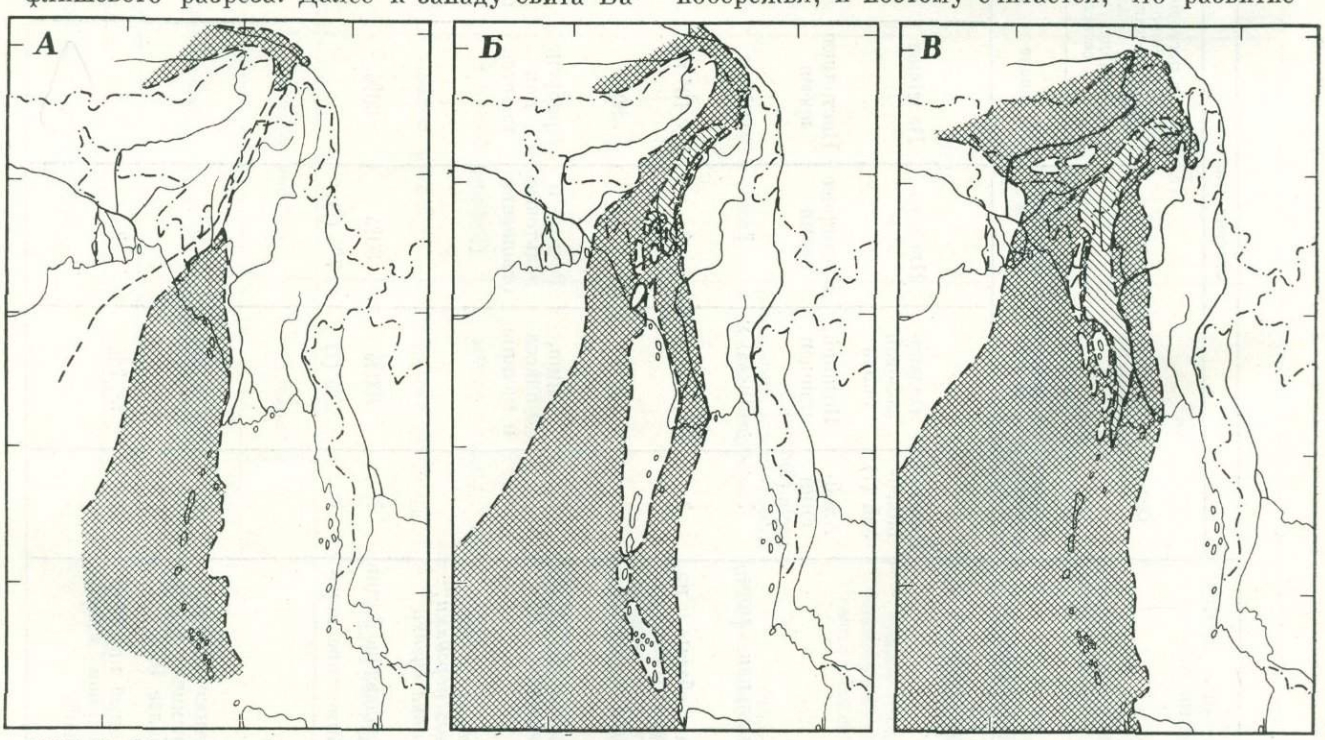
Верхнемеловые известняки с *Globotruncana* часто встречаются в виде экзотических блоков на разных стратиграфических уровнях во флише хребта Аракан-Йома и возвышенности Чин. Наиболее молодые из надежно датируемых экзотических блоков сложены битуминозными известняками с нижнеэоценовой фауной, включающей мелкие *Assilina*. Эти блоки распространены в районе Форт-Уайт в центральной части возвышенности Чин.

Во флише хребта Аракан-Йома и возвышенности Чин отсутствуют автохтонные офиолиты, но обычны их аллохтонные блоки.

Вдоль Араканского побережья смятый в складки флиш погружается под покров глин с обломками (block clays) (чешуйчатых глин) и молассы типа мачиньо, см. стр. 352. Эта толща (свита Бубан в понимании большинства авторов) содержит фораминиферы и моллюски нижнего миоцена и протягивается на север в Ассам (она образует нижнюю часть свиты Сурма).

К северу от возвышенности Чин в Бангладеш и Ассаме флиш обычно разделяется снизу вверх на свиты Дисанг и Бараил. Считается, что последняя представляет олигоценовую часть флишевого разреза. Далее к западу свита Бараил с несогласием перекрывается миоценовой свитой Сурма. Как в свите Дисанг, так и в свите Бараил руководящие ископаемые отсутствуют, а контакт между этими свитами одними исследователями описывается как постепенный переход, а другими — как несогласие; возможно, имеются контакты обоих типов. Таким образом, достоверно лишь то, что флишевый разрез свит Дисанг и Бараил древнее миоцена и, поскольку последний залегает трансгрессивно, часть олигоцена (или весь олигоцен?) должна отсутствовать в разрезе. Следовательно, здесь принципиально та же ситуация, что и в хребте Аракан-Йома: в обоих случаях критическая олигоценовая фаза складчатости проявилась перед началом накопления миоценовых моласс.

В самой северной части сегмента Чин и в сегменте Нага немые песчаные нижние части флиша часто перемежаются с офиолитами. В то же время в этих разрезах отсутствуют экзотические блоки. Эти отличия от преимущественно эоценового флиша двух южных сегментов объясняются разницей в возрасте. Разрезы с офиолитами относятся к верхнему мелу, так же как и офиолиты абиссальной серии Араканского побережья, и поэтому считается, что развитие



ФИГ. 3. Палеогеографические карты.

Области, покрытые морем, заштрихованы. *А* — палеогеография доорогенического этапа (сенон). *Б* — палеогеография после начальной фазы (поздний маастрихт — ранний эоцен); ранний флишевый трог в сегменте Нага показан редкой косой штриховкой. *В* — палеогеография непосредственно перед второй фазой (средний эоцен — ранний олигоцен); максимальное развитие флишевого трога (редкая штриховка).

флишевых фаций началось здесь раньше, чем в южных сегментах.

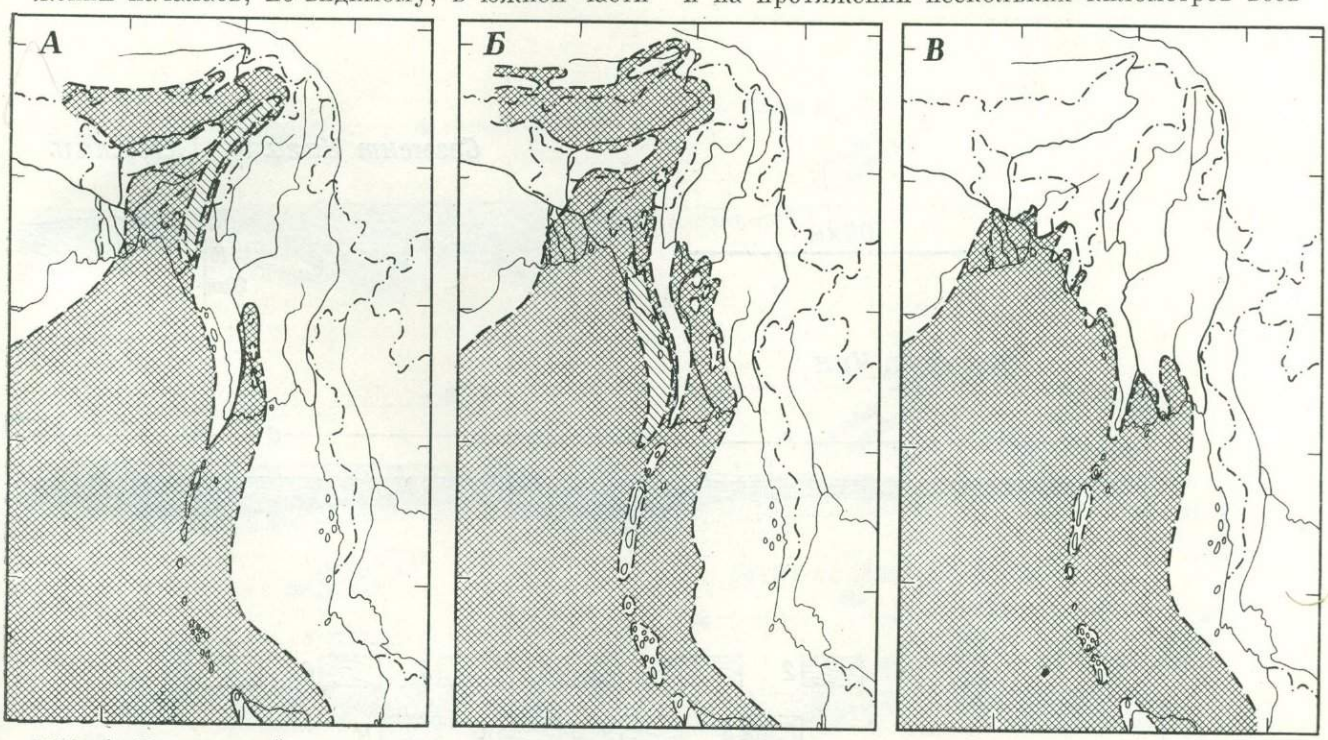
В пределах возвышенности Нага (хребет Паткай) флиш с офиолитами несогласно перекрывает, вероятно, относящиеся к нижнему мезозою известняки и глинистые сланцы серии Пансат, подошва которой не наблюдалась. Эти породы не содержат окаменелостей. Здесь пресноводная моласса (с остатками миоцен-плиоценовых растений) трансгрессивно перекрывает породы метаморфического комплекса Нага и южные останцы флиша.

Стратиграфические рамки, определяющие возраст флишевого разреза, меняются вдоль простирания подвижной зоны. На севере накопление флиша вместе с офиолитами началось не позднее позднего мела, т. е. в то время, когда на юге условия осадконакопления оставались неритовыми или абиссальными. В самом начале третичного времени одновременно с прекращением образования офиолитов флишевое осадконакопление постепенно начало распространяться на юг, так что к среднему эоцену оно распространилось на всю длину сужающейся к югу подвижной зоны.

Критическая вторая фаза альпийских движений началась, по-видимому, в южной части трога. Отсюда, становясь все интенсивнее, движения смещались к северу, сминая в складки всю центральную флишевую зону и выводя ее из-под уровня моря. Этим можно объяснить, почему на севере флишевые фации (свита Бараил) в олигоцене присутствуют, в то время как на юге в главных хребтах породы этого возраста отсутствуют, но известны во внутреннем (Бирманском) молассовом прогибе.

Послефлишевые толщи. Региональная хронология и корреляция осадков в обрамляющих внутреннем и внешнем молассовых прогибах не может здесь рассматриваться [9, 18], и следует лишь подчеркнуть, что по обе стороны подвижной зоны существуют более или менее широкие пояса латерального перехода от внутренних флишевых к внешним молассовым фациям (прежде всего это относится к эоцену). Восточная зона интенсивно дислоцирована взбросами фундамента, в то время как большая часть западной перекрыта молассовыми отложениями передового прогиба.

Важно напомнить, однако, что к западу от Рамри-Андаманского хребта такой переходной зоны нет. Флиш хребта Аракан-Йома здесь быстро становится песчанистым, литоральным, и на протяжении нескольких километров весь



ФИГ. 4. Палеогеографические карты.

Области, покрытые морем, заштрихованы. *А* — палеогеография во время второй фазы (олигоцен); редкой косой штриховкой показана поздняя стадия флишевого трога в области Люшаи — Нага. *Б* — палеогеография после второй фазы (ранний миоцен); редкой косой штриховкой показан трог вдоль Араканского побережья, в котором накапливались глины с обломками (чешуйчатые глины); видны также обрамляющие молассовые бассейны. *В* — палеогеография после третьей фазы (поздний миоцен — плиоцен).

разрез выклинивается, очевидно, по направлению к суше (островной дуге). Нет переходной зоны от флиша к молассе и в пределах возвышенности Нага в синклинали Верхний Чиндуин (моласса здесь значительно моложе флиша и залегает трансгрессивно). Только близ северного окончания Бирманской складчатой области между Путао и Мьичина снова наблюдается этот переход. На этот раз не к молассе, а к морской литорально-неритовой толще (осадки шельфа), содержащей крупные *Assilina* и *Discocyclina* [2].

[134] История развития складчатого пояса.

В отличие от большинства других частей глобальной альпийской системы Индо-Бирманская складчатая область сложена главным образом третичными образованиями. Только в узких границах внутренней зоны надвигов и в обнаженных северных частях дотретичного основания бирманской молассы могут быть найдены разрозненные следы осадконакопления, происходившего до начала альпийской эпохи. И хотя нет сомнений в том, что эти следы свидетельствуют о существовании морских условий в досеноманское мезозойское и, возможно, позднепалеозойское время (свита Пансат, слои Мол-Лем, известняки с *Orbitolina* из района верхнего Чиндуина), ничего неизвестно о первоначальном распространении этих условий: были ли это самостоятельные бассейны осадконакопления, или части гималайского отрезка океана Тетис, или части древнего Индийского океана и т. д.

Известно, что начиная с поздней юры или самого раннего мела, когда плато Шан было поднято и местами сильно смято вдоль меридиональной флексуры Шан, Сино-Бирманские возвышенности не подвергались морским трансгрессиям. Следовательно, эти возвышенности являлись хинтерландом в ходе альпийской складчатости, тектоническая энергия которой высвобождалась далеко к западу от флексуры Шан. Таким образом, в настоящее время история Индо-Бирманской складчатой области может быть восстановлена только начиная с позднего мела (сенона).

Осадки наиболее раннего из прогибов, устанавливаемых в пределах Индо-Бирманской складчатой области, представлены сенонской абиссальной серией к югу от Акьяба (Ситуэ)

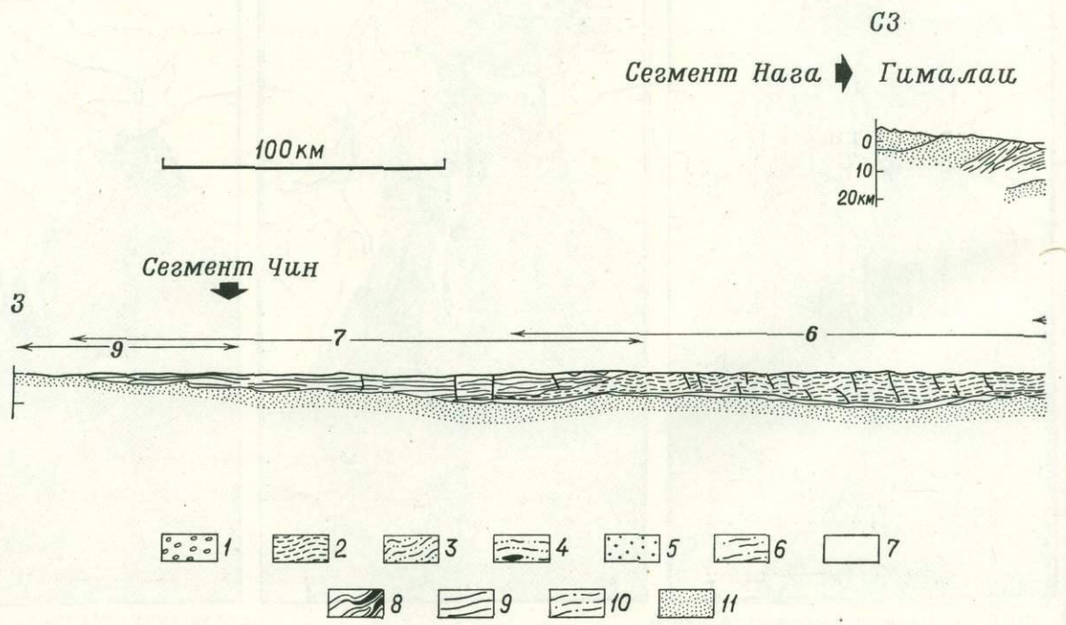
(сегмент Аракан-Йома), которая была смята в конце мела при образовании Рамри-Андаманского хребта (фиг. 3,*А*). Ни границы распространения, ни мощности накопившихся здесь осадков неизвестны, но есть признаки того, что этот прогиб на севере доходил по крайней мере до 23° с.ш. (экзотические глыбы во флише возвышенности Чин). Возможность соединения этого бассейна с гималайской частью океана Тетис сомнительна.

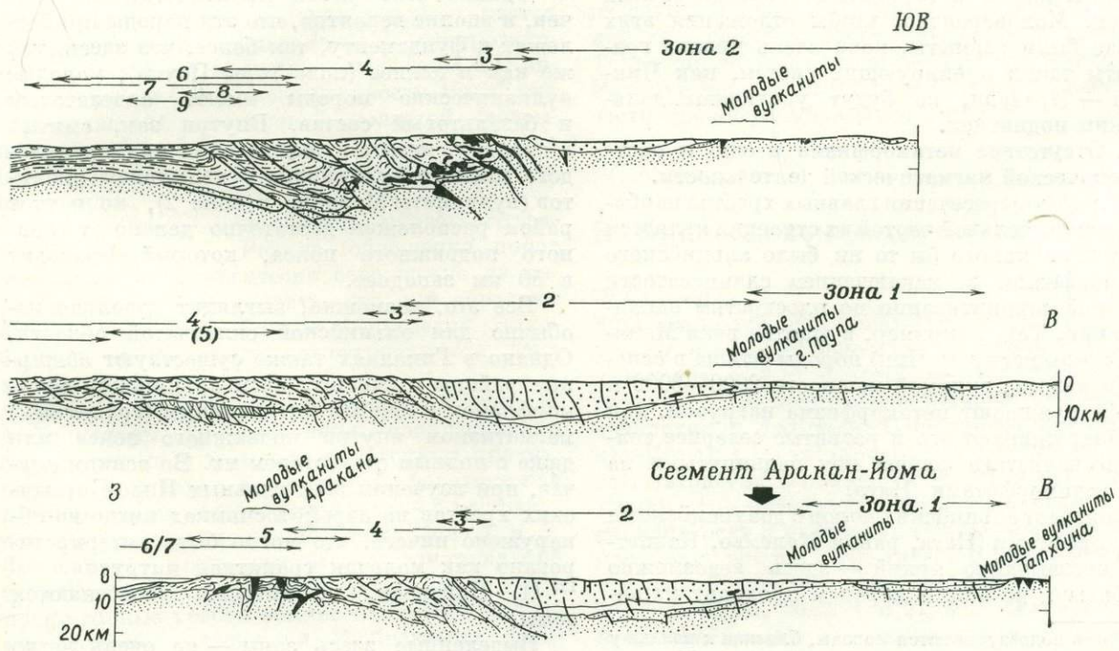
Наиболее ранний из флишевых прогибов образовался в самой северной, в основном входящей в сегмент Нага, части складчатой области в конце мела, т. е. одновременно с начальными фазами движений, образовавших Рамри-Андаманский хребет на юге (фиг. 3,*Б*).

Приблизительно в середине эоцена вдоль крутого восточного склона островной дуги, образованной Рамри-Андаманским хребтом, этот флишевый прогиб распространился на всю длину складчатого пояса (фиг. 3,*В*); его глубина уменьшилась на востоке вблизи береговой линии (по мнению большинства авторов, совпадающей с линией горы Поупа), проходившей заведомо западнее древней флексуры Шан. Эта флексура становится береговой линией только после олигоцена.

Основные олигоценовые складко- и надвигообразовательные движения превратили большую часть эоценового флишевого прогиба в главную горную цепь, причленившуюся с востока к устойчивому Рамри-Андаманскому хребту. Только на севере (сегменты Чин и Нага, свита Бараил) продолжалось накопление флиша в постепенно мелеющем прогибе, расположенном к северо-западу от эоценового трога (фиг. 4,*А*). В это же время началось формирование молассовых прогибов как к западу от флишевого прогиба Бараил (Восточно-Бенгальский передовой прогиб), так и к востоку от образовавшихся хребтов, сложенных флишем (Бирманский молассовый прогиб). В восточном из этих бассейнов седиментация на данной стадии была в значительной мере континентальной и дельтовой, особенно севернее 18° с. ш.

Раннемиоценовое время характеризуется дальнейшим ростом «флишевых» хребтов (поднятие без складчатости), который был сопряжен





ФИГ. 5. Обобщенные профили через Индо-Фирманские хребты.

Линии профилей показаны на фиг. 1, *А*. *1* — посторогенические образования; *2* — мачиньо и глины с включениями; *3* — эоце *7* — неритовые отложения эоцена и верхнего мела; *8* — моласса передового и перикратонного прогибов; *10* — олигоценовый новый флиш Дисанг; *4* — верхнемеловой флиш и офиолиты; *5* — бирманская моласса; *6* — олигоценовая моласса Бараил; флиш Бараил; *11* — доорогенические образования.

с опусканием обрамляющих молассовых прогибов (фиг. 4,*Б*). Опускание было особенно интенсивным на западе сегмента Аракан-Йома, где образовался прогиб флишевого типа, в котором накапливались толщи глин с обломками[1] (чешуйчатых глин).

Однако к востоку и к северу от хребтов продолжали накапливаться типичные, в значительной степени морские, молассы и толщи мачиньо (Бирманский молассовый прогиб, моласса-мачиньо передового прогиба Сурма). В более позднее миоценовое и плиоценовое время после заключительных фаз складчатости молассовые прогибы быстро заполнились и стали областями континентального (аллювиального и лимнического) осадконакопления (фиг. 4,*В*).

Континентальные осадки весьма значительной мощности (несколько километров) накопились в областях, которые оставались тектонически активными до самого раннего плейстоцена (например, в Верхнем Ассаме). Аллювиальное и дельтовое осадконакопление продолжается с тех пор главным образом в южных приморских частях обрамляющих молассовых прогибов (дельты Ганга и Иравади), хотя значительная часть материала, снесенного с хребтов, остается на широко распространенных высоких террасах в верховьях главных речных систем. Маловероятно, чтобы отложения этих террас были размыты, пока очень низкие градиенты таких дренирующих систем, как Чиндуин — Иравади, не будут увеличены дальнейшим поднятием.

[135] I. **Отсутствие метаморфизма и син- и посторогенической магматической деятельности.**

В любом пересечении главных хребтов наиболее примечательной чертой их строения является отсутствие какого бы то ни было альпийского метаморфизма, за исключением сланцеватости и легкой серицитизации по плоскостям напластования. Так, например, в ущелье реки Манипур (возвышенность Чин) породы флиша в основании разреза видимой мощности 2000—3000 м не обнаруживают метаморфизма нагрузки, как не обнаруживают его и развитые севернее толщи песчанистого флиша под надвинутыми на них метаморфитами Нага.

Контраст альпийских пород с доальпийскими метаморфитами (Нага, район Калемьо, Каппетлет) чрезвычайно яркий — здесь невозможно ошибиться, по каким породам проходит маршрут. Тем не менее следует признать, что специального (с точки зрения их метаморфизма) изучения самого флиша и более древних метаморфических пород не проводилось. Поэтому точная степень слабого метаморфизма пород флиша с указанием минеральных парагенезисов и т. п. остается неизвестной.

Если в пределах подвижной зоны имеются проявления какого-либо син- или посторогенического магматизма (за исключением офиолитов, базальтов и андезитов, упомянутых при описании деталей строения области), то они пока еще не найдены. Клегг [6] и позднее Сирли и Ба Тан Хак [16] высказали мнение, что кислые интрузии в районах Могоу и Боудвин (северный Шан) имеют меловой и (или) третичный возраст. Представляется более вероятным, что они относятся к верхней юре или нижнему мелу и по возрасту сопоставимы с поднятием плато Шан; во всяком случае, они являются существенно доорогеническими, а также внеорогеническими, так как в действительности эти районы принадлежат к Сино-Бирманскому хинтерланду альпийского подвижного пояса. Гранитные интрузии известны также на водоразделе Чиндуина и Иравади, где они обнажены в результате размыва верхнечиндуинской молассы.

Однако этот район практически не изучен, и вполне вероятно, что эти породы принадлежат к фундаменту, тем более, что здесь, так же как и южнее (пояс горы Поупа), молодые вулканические породы имеют андезитовый и базальтовый состав. Внутри зон, смятых в складки, известен только один пример молодого кислого вулканизма с излиянием риолитов (вулканиты Монойва в зоне 2), но и этот район расположен достаточно далеко от главного подвижного пояса, который проходит в 50 км западнее.

Все это, возможно, выглядит довольно необычно для альпийской складчатой области. Однако в Гималаях также существуют обширные районы с очень слабым альпийским метаморфизмом и слабым интрузивным (гранитным) магматизмом внутри подвижного пояса или даже с полным отсутствием их. Во всяком случае, при изучении всех главных Индо-Бирманских хребтов на аэрофотоснимках нигде не обнаружено ничего, что могло быть интерпретировано как молодая гранитная интрузия.

[135] II. **Признаки, по которым распознаются зоны.**

Выделенные здесь зоны — не очень четко разграниченные географические части Индо-Бирманского региона; они различаются по па-

[1] Здесь подразумеваются породы, близкие к меланжу или дикому флишу, состоящие из пелитовой массы с включенными в нее обломками местных или экзотических пород.— *Прим. ред.*

леогеографическим и (или) тектоническим признакам и в какой-то мере геоморфологически.

Например, зона 1 (поднятая платформа) хотя в широком смысле и геоморфологически является частью зоны 2, тем не менее отличается отсутствием палеогеновых и меловых отложений под довольно тонким неогеновым чехлом, а ее западная граница маркируется молодым вулканическим поясом горы Поупа. Однако к северу от хребта Сикайн разделение этих двух зон не может быть обосновано, так как главное продолжение зоны 2 (Бирманского молассового прогиба) приурочено к долине Чиндуина, в то время как на водоразделе между Чиндуином и Иравади развиты третичные и четвертичные континентальные осадки, залегающие на относительно приподнятой поверхности фундамента. Фундамент обнажен на обширных площадях, а вдоль тектонической [сдвиговой (?)] зоны, частично унаследованной долиной Иравади, он сопрягается с Сино-Бирманскими возвышенностями.

Зоны 3 и 8 имеют чисто структурное значение, однако местами они заметно, хотя и косвенно, выражены в локальной морфологии рельефа, например в резком переходе от ландшафта сглаженных молассовых холмов к горным флишевым хребтам вдоль некоторых частей восточного подножия возвышенности Чин и хребта Аракан-Йома. Однако в других местах внутренняя зона надвигов (зона 3) может отклоняться в сторону краевых частей зоны 4 (Канпетлет, район Сомра возвышенности Нага) или перекрываться миоценовой молассой (возвышенности Нага), и в этих случаях она редко может быть опознана по геоморфологическим признакам.

Зона 5 имеет существенно палеогеографическое значение. Редкие обнажения пород этой зоны морфологически совершенно не выражены, и нельзя сказать, что они образуют особый ландшафт. Только в пределах Никобарских и Андаманских островов эта зона хорошо выражена в рельефе.

Зоны 4, 6 и 7 отражают палеогеографические и фациальные представления, подкрепленные структурными и геоморфологическими признаками. Существует заметная морфологическая разница между ландшафтами зоны 4 в их типичном выражении и ландшафтами зон 6 и 7. Флиш с его преимущественно изоклинальной структурой образует хорошо выраженные вытянутые горные хребты обычно с острыми гребнями, глубоко врезанными V-образными долинами и впечатляющими поперечными ущельями, в то время как в зонах 6 и 7 с их относительно правильным и простым стилем складчатости и мягкими породами развиваются гряды сглаженных холмов и речная сеть, контролируемая структурой.

Хотя обнажения пород зоны 6, насколько нам известно, ограничены архипелагом к югу от Акьяба и узкой береговой полосой района Таунгоу, характерные для нее мягкие холмистые формы, усыпанные хаотической массой крупных и мелких экзотических блоков, что отражает сложные черты структуры (крупные оползни), позволяют безошибочно отделять этот ландшафт от обычных флишевых и молассовых ландшафтов. К северу от Акьяба, в холмах Люшаи, существует широкая область перехода от зоны 4 к зоне 7, образованная благодаря тому, что молассовая свита Сурма (миоцен), залегающая на эоцен-олигоценовом флише свит Дисанг и Бараил, выклинивается к востоку. Эта переходная зона характеризуется «изоклинальными» (флишевого типа) горными хребтами, гребни которых, однако, сглажены, так как в большей или меньшей степени перекрыты молассой. К западу, по мере того как флиш погружается под свиту Сурма и (или) выклинивается, постепенно начинают преобладать более сглаженные морфологические черты, характерные для молассы передового прогиба (зоны 7). Представление о зоне 9 взято непосредственно из работы Раджу [14], чтобы завершить описание складчатой области как единого целого. Точно так же было использовано представление Раджу о передовом прогибе Сурма как важной части внешнего молассового прогиба.

Б. Подразделения сегментов

[201] См. табл. 5.

[202] *Основания для сопоставления элементов между зонами*: *a* — окаменелости; *b* — литология; *c* — литология; *d* — литология; *e* — литология и окаменелости; *f* — литология и окаменелости (Чин), литология и физическая непрерывность (Аракан-Йома); *g* — литология; *h* — литология (Нага), литология и окаменелости (Чин и Аракан-Йома); *i* — окаменелости и литология; *j* — окаменелости и литология (Нага), предполагаемое локальное развитие триаса и юры и юрских отложений того же типа, что и на плато Шан (Аракан-Йома, зоны 1 и 2); *k* — окаменелости и литология (Нага), возможное продолжение палеозоя плато Шан и автономного государства Карин (Аракан-Йома).

Таблица 5

[201] Структурные зоны и элементы в сегментах (элементы *a — d* аллохтонные, *e — k* автохтонные)

Элементы	Зоны								
	Внутренний молассовый прогиб		Внешний молассовый прогиб						
	1 *Поднятие* Пегу — Сикайн	2 Молассовый прогиб центральной Бирмы	3 Внутренняя зона надвигов	4 Флишевый трог	5 Рамри-Андаманский хребет	6 Прогиб мачиньо	7 Передовой прогиб Сурма	8 *Внешняя* зона надвигов	9 *Перикратонный* прогиб
Сегмент Нага									
a Неритовые отложения верхнего мела и эоцена			+					+ (плюс моласса)	
b Флишевая группа			+	+				(+?)	
c Палеозойские отложения			+						
d Кристаллический фундамент			+						
e Моласса		+	+			+	(+?)	+	+
f Группа мачиньо и глин с обломками						+ (моласса)			
g Флиш		+	+	+		+	+	+	
h Неритовые отложения верхнего мела и эоцена		+	+	+			(+?)		+
i Абиссальные отложения верхнего мела				(+?)	+	(+?)			
j Реликты мезозойских досеноманских отложений		+	+	+					
k Палеозойские отложения и кристаллический фундамент		+	+	+					+
Сегмент Чин									
a Неритовые отложения верхнего мела и эоцена			+						
b Флиш			+	+	+				

Продолжение табл. 5

Элементы	Зоны								
	Внутренний молассовый прогиб		Внешний молассовый прогиб						
	1 Поднятие Пегу — Сикайн	2 Молассовый прогиб центральной Бирмы	3 Внутренняя зона надвигов	4 Флишевый трог	5 Рамри-Андаманский хребет	6 Прогиб мачиньо	7 Передовой прогиб Сурма	8 Внешняя зона надвигов	9 Перикратонный прогиб
c Палеозойские отложения			+						
d Кристаллический фундамент			+						
e Моласса	+	+			Эродировано	+	+		+
f Мачиньо и глины с обломками				+	+	+			
g Флиш			+	+	+	(+?)	(+?)		
h Неритовые отложения верхнего мела и эоцена		+	+	+			(+?)		(+?)
i Абиссальные отложения верхнего мела				(+?)	+	(+?)			
j Реликты мезозойских досеноманских отложений	(+?)	(+?)		(+?)	(+?)	(+?)	(+?)		(+?)
k Палеозойские отложения и кристаллический фундамент	+	(+)					(+?)		(+?)
Сегмент Аракан-Йома									
a Чешуи неритовых отложений верхнего мела и эоцена			+						
b Покровы флиша			+	+					
c Покровы палеозоя			(+?)						
d Покровы кристаллического фундамента			+	Экзотические глыбы		Экзотические глыбы			

Продолжение табл. 5

Элементы	Зоны								
	Внутренний молассовый прогиб		Внешний молассовый прогиб						
	1 Поднятие Пегу — Сикайн	2 Молассовый прогиб центральной Бирмы	3 Внутренняя зона надвигов	4 Флишевый трог	5 Рамри-Андаманский хребет	6 Прогиб мачиньо	7 Передовой прогиб Сурма	8 Внешняя зона надвигов	9 Перикратонный прогиб
e Моласса	+	+				+			
f Мачиньо и глины с обломками			+		+	+			
g Флиш			+	+	+	+ (только на севере)			
h Шельфовые и неритовые отложения верхнего мела и эоцена		+	+	+					
i Абиссальные отложения верхнего мела				+	+	+			
j Реликты мезозойских досеноманских отложений	(+?)	(+?)		Экзотические глыбы					
k Палеозойские отложения (кристаллический фундамент)	(+?)	(+?)	+	Экзотические глыбы		Экзотические глыбы			

Примечание. (+ ?) — предполагается существование элемента на глубине.

B. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Поднятие Пегу-Сикайн

302–305 *Края зоны* либо являются четкими границами (<0,5 км), либо их характер неясен. 308–311 Доля общей площади, занятой выходами основных типов пород: вулканических — 5%; осадочных — 92%; метаморфических — 3%. 312–314 *Элементы.* Молассовая группа (элемент *e*) на юге слегка нарушена складками и куполами, а на севере сильно смята в складки и осложнена разрывами; на юге деформации дали только небольшой эффект, но на севере, возможно, произошло некоторое сокращение площади зоны. Этот элемент выклинивается на востоке близ флексуры Шан и продолжается на запад, переходя в молассу зоны 2. Считается, что моласса несогласно залегает на элементах *j* и *k*. Реликты мезозойских отложений (элемент *j*), если они присутствуют на глубине, вероятно, представлены угленосными фациями юрских отложений, аналогичными тем, что выполняют грабены на плато Шан. Палеозойские породы и кристаллический фундамент (элемент *k*) залегают на глубине, за исключением хребта Сикайн, где метаморфические породы выходят на поверхность.

Таблица 6

Стратиграфия зоны 1 [7, 18]

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
«Пегуан»	Миоцен — плиоцен; окаменелости	Прибрежная моласса; прибрежные фации: песчаники, глинистые сланцы, алевролиты; много озерно-аллювиального материала на поздних стадиях	<2000		*e*
Мезозойские отложения (их присутствие на глубине предполагается)	Юра	Угленосная серия	Вероятно, <500		*j*
Палеозойские отложения и кристаллический фундамент	Верхнепалеозойские окаменелости к востоку от Мандалая; возраст метаморфических пород неизвестен	Пермские — девонские карбонатные отложения	<500	>100	*k*
		Ордовик и силур	>2000	>500	
		Сланцы, мраморы, гнейсы, эпидозиты		>1000	

315–316 *Площади выходов элементов.* Элемент *e* обнажается по всей зоне, площадь выходов приблизительно 850 × 100 км; максимальная площадь выходов элемента *k* 45 × 10 км.

326–332 *Магматизм.* В элементе *e* вулканические породы встречаются на нескольких уровнях. Эоценовые и олигоценовые силлы и подводные потоки основного состава встречаются на севере зоны. Известны миоценовые подводные экструзии и силлы основного состава. Основные пиллоу-лавы плиоценового возраста развиты в Пегу-Йома. Основные туфы, некки и купола кислых лав плейстоценового возраста известны в районе Татхоуна. Плейстоценовые и голоценовые щелочные, средние и основные лавы и туфы объемом 10 км^3 слагают гору Поупа.

344–348 *Деформации.* Движения главной альпийской фазы (фаза 2) затронули элемент *e* на севере зоны, образуя незначительные складки и разрывы и подчеркивая неровности фундамента. Вероятно, они происходили в интервале между средним эоценом и аквитанским веком, скорее всего в олигоцене, но прямых доказательств этого нет; возраст устанавливается по аналогии с зоной 2. Деформации заключительной альпийской фазы (фаза 4), вызвавшие образование пологих складок и куполов и усилившие неровности фундамента, происходили в интервале от среднего плиоцена до конца плиоцена; смятые в складки миоцен-плиоценовые слои несогласно перекрыты плейстоценовым и современным аллювием.

Зона 2. Молассовый прогиб центральной Бирмы

302–304 *Края зоны.* Либо это четкие границы ($<0{,}5$ км), либо широкие полосы постепенного перехода (>3 км).

308–311 Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 5%; осадочных — 87%; метаморфических — 8%.

312–314 *Элементы.* Молассовые слои (элемент *e*) сильно смяты и нарушены разрывами, особенно на западе; смятие отложений, выполняющих молассовый прогиб, обусловлено субширотным сокращением порядка нескольких километров. Флишевые слои (*g*), развитые только в сегменте Нага, смяты в складки и надвигами разделены на чешуи; они сильно переработаны тектоническими процессами и перемещены с места первоначального распространения. Неритовые слои, имеющие возраст от верхнего мела до эоцена (*h*), смяты в складки и в некоторых районах нарушены надвигами. Досеноманские мезозойские слои (*j*) распространены только в сегменте Нага. Элементы *h* и *j* сильно смяты, но не везде перемещены из области первоначального распространения; форма сложенных ими тел сильно изменена. Палеозойские и кри-

Таблица 7

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Моласса	Послеэоцен	Песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, редко известняки	< 4000 (но очень изменчива)		*e*
Флиш	Верхний мел — эоцен; прямых данных о возрасте нет	Песчаники, глинистые сланцы, известковистые песчаники		> 1000	*g*
Неритовые отложения верхнего мела и эоцена	На возвышенности Нага — нижний эоцен; фауна [2]	Глинистые сланцы, известняки		> 1000	*h*
	На возвышенности Чин: верхний сенон—средний эоцен [2]	Известняки, песчаники, сланцы, мергели, кварциты		> 1000	*h*
	В восточной части Аракан-Йома: палеоцен — нижний эоцен	Известняки, сланцы, известковистые песчаники, кварциты		> 300	*h*
Верхнечиндуинские известняки с *Orbitolina*	Альб (сеноман?); фораминиферы	Известняки		> 200	*j*
Метаморфиты Нага	Додевонский; девонские слои к востоку от зоны 2 не метаморфизованы	Сланцы, гнейсы, филлиты, интрузивные породы и т. п., офиолиты			*k*

сталлические породы фундамента (*k*) сильно смяты, нарушены надвигами и метаморфизованы (до альпийской складчатости); они испытали значительные изменения первоначальной формы залегания и часто перемещены с места своего образования. Взаимоотношения элементов следующие: *e* и *g*, *h* и *j*, *j* и *k* разделены несогласиями; *g* и *h* связаны постепенным переходом.

315–316 *Площади выходов элементов.* Элемент *e* распространен по всей зоне (длина — 1400 км, ширина 50—200 км, в среднем — 150 км); остальные элементы обнажены на площади (в км) (приблизительно): *g* — 20 × 5, *h* — 500 × 20, *j* — 20 × 2, *k* — 200 × 100.

326–332 *Магматизм.* Дайки и силлы основного состава прорывают элемент *k* севернее 24° с. ш. Они являются послепермскими и доальбскими, так как на востоке зоны прорывают содержащие окаменелости верхнепалеозойские слои, и несогласно перекрываются верхнечиндуинскими известняками с *Orbitolina*. Простирание интрузий ЮЗ — СВ; они, вероятно, образовались под дном моря и имеют объем порядка 5—10 км³.

Встречаются континентальные вулканические конусы, купола и некки среднего и основного состава. Они моложе миоцен-плиоценовой молассы и имеют объем около 5—8 км³.

344–348 *Деформации.* Движения главной альпийской фазы (фаза 2) охватили элементы *g*, *h*, *j* и *k*, а на юге — и нижнюю часть элемента *e*. В интервале от среднего эоцена до аквитанского века, вероятно в олигоценовое время, имели место складчатость (от сильной до умеренной), развитие надвигов и сбросов; этот возраст доказывается несогласиями, например несогласием между эоценовыми и миоцен-плиоценовыми слоями в верховьях Чиндуина. Деформации заключительной альпийской фазы (фаза 4) охватили элементы *e*, *g*, *h*, *j* и *k*, вызвав складчатость от умеренной до сильной и образование разрывов на юге, незначительную складчатость и образование куполов на севере, а также общее поднятие. Движения происходили в интервале между средним плиоценом и концом плиоцена, так как отложения древнейших аллювиальных террас несогласно залегают на формации «Иравади» (плиоценовой пресноводной молассе).

350–355 *Складчатые структуры.* Во время фазы 2 образованы складки с амплитудами и длинами волн порядка 100—1000 м, с осевыми плоскостями, параллельными простиранию складчатой области и наклоненными на восток под углами 20—40°. Фаза 4 на севере зоны привела к обра-

Таблица 8

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Верхнечиндуинская моласса	Миоцен — плиоцен; окаменелости	Песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, конгломераты	<500		*e*
Флиш	Верхний мел — эоцен; возраст экзотических глыб	Песчаники, глинистые сланцы, известковистые песчаники, кварциты		>500	*g*, *b*
Неритовые отложения верхнего мела и эоцена	От верхнего сенона до нижнего эоцена, окаменелости	Известняки, песчаники, мергели, глинистые сланцы, кварциты	<2000		*h*, *a*
Дофлишевая серия в районе Лахе и слои Мол-Лем	Мезозой (?) или нижний эоцен (?); стратиграфическое положение	Известняки	<300		*j*
Палеозойские отложения и кристаллический фундамент					
Метаморфиты горы Виктория	Домезозойские образования; структурное и стратиграфическое положение; метаморфизм обусловлен доальпийскими событиями	Сланцы, гнейсы, интрузивные породы, кварциты		>2000	*c*, *d*
Комплекс Вебула-Таунг-Бхопи-Вум		Рубеллитовые сланцы, основные изверженные породы		>1000	*c*, *d*
Метаморфический комплекс Нага		Сланцы, гнейсы, кварциты с мелкими телами офиолитов		>3000	*c*, *d*, *k*

зованию в элементе *e* складок с амплитудами 100—1000 м, длинами волн 1000 м и апикальными углами 120°; две или три складки крупнее 1000 м имеются в любом разрезе зоны. Осевые плоскости складок параллельны простиранию складчатой области и наклонены на восток под углами 70—90°. См. также [18].

366–373 *Разрывы*. См. [18].

Зона 3. Внутренняя зона надвигов

303–305 *Края зоны* либо являются узкими полосами постепенного перехода (от 0,5 до 3 км), либо их характер не ясен. 309–311 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: интрузивных — 10%; осадочных —50%; метаморфических — 40%.

312–314 *Элементы*. Молассовые слои (элемент *e*) смяты в пологие складки и купола. Флишевые слои (в элементе *g*, там, где они автохтонны, и в элементе *b*, там, где аллохтонны) сильно смяты и разбиты на надвиговые чешуи; первоначальная форма залегания сильно нарушена, и они часто перемещены с места своего образования. Неритовые верхнемеловые и эоценовые слои (в элементе *h*, там, где они автохтонны, и в элементе *a*, там, где аллохтонны) сильно смяты и местами нарушены надвигами.

Первоначальная форма залегания элементов *h* и *a* и мезозойских слоев (элемент *j*) сильно нарушена, но вряд ли они перемещены из области своего образования. Палеозойские слои и кристаллические породы фундамента (в элементе *k*, там, где они автохтонны, в элементах *c* и *d*, там, где аллохтонны) сильно нарушены складками и надвигами; первоначальная форма залегания сильно изменена, частично они перемещены с места своего образования. Взаимоотношения элементов следующие: *e* и *g*, *h* и *j*, *j* и *k* разделены несогласиями; *g* и *h* связаны постепенным переходом.

315–316 *Площади выходов элементов* (в км). Автохтонных: $e - <30 \times 10$, $g - >1200 \times 10$, $h - >100 \times (<10)$, $j - >10 \times 0{,}5$, $k - >>5 \times (<1)$; аллохтонных: $a - <100 \times 15$, $b - >1200 \times 10$, c и $d - 500 \times (<20)$.

326–332 *Магматизм*. Офиолиты развиты по всей зоне. Основные и ультраосновные подводные

потоки распространены во флише, а силлы и дайки прорывают метаморфический комплекс Нага. Объем этих пород порядка 5—10 км³. Им приписывается верхнемеловой возраст, так как южнее в эоценовом флише изверженные породы отсутствуют; таким образом, проявления магматической деятельности происходили либо до деформации, либо одновременно с ее эмбриональными стадиями.

335–342 *Метаморфизм.* Весь метаморфизм существенно доальпийский. См. [2].

344–348 *Деформации.* Движения главной альпийской фазы (фаза 2), охватившие элементы *g*, *h*, *j*, *k* и *a* — *d*, привели к образованию складок и надвигов в интервале между средним эоценом и аквитанским веком, скорее всего в олигоцене; доказательством такого возраста является надвигание пород фундамента на нижнеэоценовые слои и отсутствие в пределах основной, восточной, части складчатой области послеэоценовых слоев (с запада и с востока они выклиниваются по направлению к хребтам). Деформации заключительной альпийской фазы (фаза 4) охватили все элементы и вызвали поднятие и образование многочисленных куполов в интервале от среднего плиоцена до конца плиоцена; доказательствами этого возраста являются морфология глубоко врезанных V-образных долин, прорезающих хребты, например ущелье реки Манипур, и несогласное залегание галечников молодых террас на нижнеплиоценовой молассе в восточной части хребтов.

350–355 *Складчатые структуры.* В течение фазы 2 в элементе *h* были сформированы складки с амплитудами и длинами волн порядка 100—1000 м и более и апикальными углами от 20—40° до 50—100°; большинство структур является складко-надвигами с осевыми поверхностями, наклоненными на восток. В этом элементе в среднем встречается одна складка крупнее 1000 м в любом разрезе зоны. В элементах *g* и *b* деформации фазы 2 сформировали складки с амплитудами и длинами волн от 100 до 2000 м и апикальными углами 20—40° (складко-надвиги); их осевые поверхности параллельны общему простиранию складчатой области и наклонены на восток. В разрезе через зону в каждом из этих элементов встречаются одна-две складки крупнее 1000 м. Движения фазы 4 образовали в элементе *e* складки с амплитудами и длинами волн $>$ 1000 м и апикальными углами порядка 120—150°; их осевые поверхности почти вертикальны. В любом разрезе зоны в этом элементе отмечаются одна или две складки крупнее 1000 м.

356 *Морфология складок.* В складках фазы 2 развиты формы 3D — E, 4D и 5E в элементе *h* и 4E и 5E в элементах *b* и *g*. В складках фазы 4 в элементе *e* — 1E. Заметим, что эта классификация, так же как классификация складок в зонах 4, 5 и 6, основана на беглых и полевых наблюдениях и опубликованных данных. Ее надо рассматривать только как предположение.

366–374 *Разрывные нарушения.* Движениями фазы 2 были сформированы надвиги и складко-надвиги в элементах *b*, *c*, *d*, *g* и *k*, часто локализованные вдоль офиолитовых силлов [2]. Надвиги развиты также в некомпетентных палеогеновых глинистых сланцах в элементах *h* и *a*.

Зона 4. Флишевый трог

302–305 *Края зоны* либо являются четкими границами ($<$ 0,5 км), либо характер их не ясен.

308–310 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических (офиолиты в северном сегменте) — 5%; интрузивных — 2%; осадочных — 93%.

312–314 *Элементы.* Слои элемента *f* (мачиньо и глины с обломками) умеренно смяты и нарушены разрывами. Флишевые слои (элементы *g* и *b*) смяты в складки и нарушены надвигами; первоначальная форма залегания их сильно изменена, и они часто перемещены с места отложения. Неритовые верхнемеловые и эоценовые слои (*h*) смяты в складки и частично нарушены надвигами; они также испытали значительное изменение первоначальной формы залегания, но обычно не перемещены с места своего накопления. Абиссальные верхнемеловые слои (*i*) подверглись интенсивному смятию и надвигообразованию и часто перемещены с места первоначального залегания. Мезозойские слои (*j*) смяты в складки и складко-надвиги; первоначальная форма их залегания существенно нарушена, и частично они перемещены с места их накопления. Наблюдаются обнажения пород фундамента (*k*). Взаимоотношения элементов следующие: *f* и *g*, *g* и *i*, *g* и *j*, *g* и *k*, *h* и *k*, *i* и *k*, *j* и *k* разделены несогласиями; *g* и *h* связаны постепенным переходом; контакты *i* и *j* не обнажены.

315–316 *Площади выходов элементов* (в км): *f* — $>$ 800 $\times$ ($>$300); *g*, *b* — $>$ 1200 $\times$ ($<$ 120); *h* — $>$ 40 $\times$ ($<$10); *i* — $>$ 400 $\times$ ($<$0,5); *j* — $>$ 3 $\times$ 0,5; *k* — $<$ 100 $\times$ 5.

326–332 *Магматизм.* Вдоль восточного края этой зоны развиты верхнемеловые офиолиты. По большинству признаков они аналогичны офиолитам зоны 3, но их объем достигает здесь 20—40 км³.

Таблица 9

Стратиграфия зоны 4

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м		[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Серия Типам	Миоцен; окаменелости	Моласса, песчаники и глины	4000	1500	*f*
Серия Сурма	Миоцен; окаменелости	Песчаники мачиньо, глины и кусковатые глины	> 7000	200	*f*
Серия Бараил	Олигоцен; стратиграфическое положение	Песчанистый флиш	> 6000	1200	*g*, *b*
Серия Дисанг	Верхний мел — эоцен; стратиграфическое положение	Типичный флиш	> 3000	1000	*g*, *b*
Нуммулитовый флиш краевой фации	Нижний эоцен; окаменелости	Известняки, песчаники, глинистые сланцы		2000	*h* → *g* (на севере
Серия Лунгранг-Клан	Верхний сенон — палеоцен; окаменелости	Известняки, песчаники, глинистые сланцы		400	*h*
Абиссальные отложения верхнего мела (Араканское побережье)	Сеноман — сенон; окаменелости	Известняки, песчаники, сланцы, радиоляриты, офиолиты, туфы		500	*i*
Слои Мол-Лем	Мезозой (?)	Известняки (?), конгломераты (?)		300	*j*
Серия Пансат	Мезозой или верхний палеозой	Известняки, мергели, песчаники		300	*j*
Метаморфический комплекс Нага (присутствует только на севере зоны)	Палеозой или древнее	Сланцы, гнейсы, кварциты, изверженные породы			*k*

[335–342] *Метаморфизм.* Легкий эпизональный метаморфизм проявился в породах элемента *g* в центральной части флишевого трога. Пелитовые породы слегка сланцеваты и серицитизированы; породы основного состава серпентинизированы. Наиболее молодые из содержащих окаменелости слоев, затронутые этими процессами, принадлежат к верхнеэоценовому нуммулитовому флишу краевой фации. Перекрывающие их несогласно миоценовые слои метаморфизму не подверглись, так что последний происходил в интервале между средним эоценом и аквитанским веком, вероятно одновременно с деформациями фазы 2.

[344–348] *Деформации.* Движения главной альпийской фазы (фаза 2) затронули элементы *g*, *b*, *h*, *j*, *k*, (*i*), сформировав в них складки и надвиги в интервале между средним эоценом и аквитанским веком, скорее всего в олигоцене; послеэоценовые слои отсутствуют повсеместно, за исключением северо-запада, где в передовом прогибе олигоценовые слои (свита Бараил) перекрывают эоценовые отложения (серия Дисанг). Движения заключительной альпийской фазы (фаза 4) в интервале между средним плиоценом и концом плиоцена охватили элементы *g*, *b*, *h*, *j*, *k* (*i*); они вызвали общее поднятие, а в передовом прогибе — складкообразование. В области флишевого трога нет прямых доказательств возраста этой фазы, но в передовом прогибе смятые в складки породы мачиньо (миоцен — нижний плиоцен) несогласно перекрыты среднеплиоценовой молассой.

[350–355] *Складчатые структуры.* Во время фазы 2 в элементах *g* и *b* были сформированы складки с амплитудами и длинами волн от 10 мм до 1000 м и более и апикальными углами от 10 до 80°; от четырех до десяти (?) складок крупнее 1000 м встречается в любом разрезе этой зоны. Движения фазы 4 образовали в элементе *f* складки с амплитудами от 100 до 1000 м и более, длинами волн 100—2000 м и апикальными углами от 30 до 100°. Эти складки параллельны общему простиранию складчатой области и опрокинуты на запад.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 2 в эле-

менте *g* содержат формы 3A, 3E, 4B—D и 5C—F. Складки фазы 4 — от 2E до 4E в элементе *f* и 1C в элементе *g*.

366–373 *Разрывные нарушения.* Межформационные складко-надвиги и надвиги развивались одновременно с фазой 2 в породах элементов *g* и *b* главным образом вдоль некомпетентных горизонтов глинистых сланцев. Образование надвигов во время фазы 4 охватило породы элемента *f* в западной части зоны в пределах возвышенности Нага (пояс чешуй Нага). См. [14, 2].

Зона 5. Рамри-Андаманский хребет

302–306 *Края зоны*, местами это четкие границы (<0,5 км), а на остальных участках их характер не ясен из-за неопределенности тектонических и стратиграфических данных и плохой обнаженности. 308–310 *Доля общей площади, занятой выходами основных типов пород*: вулканических — 1%; интрузивных (офиолиты?)—4%; осадочных—95%.

312–314 *Элементы.* Слои мачиньо (элемент *f*) умеренно смяты и нарушены разрывами. Флиш (*g*) и абиссальные верхнемеловые слои (*i*) сильно смяты и рассечены надвигами; нередко они перемещены с места первоначального залегания. Элементы разделены либо несогласиями, либо поверхностями надвигов. Кроме того, небольшое несогласие разделяет верхнюю и нижнюю части мачиньо.

315–316 *Площади выходов элементов* (в км): *f*— < 100 × 80, *g* — >450 × 1, *i* — > 150 × 0,5.

326–332 *Магматизм.* Позднемеловые офиолиты, приуроченные к элементу *i*, по большинству признаков аналогичны офиолитам в зонах 3 и 4. Отложенные в морских условиях кислые туфы образуют прослои в содержащих окаменелости нижнемиоценовых породах мачиньо. Встречаются послеплиоценовые некки и купола лав и агломератовых пород основного и среднего состава объемом до 1 км³.

341–348 *Деформации.* Фаза 1 — сильное смятие и образование надвигов, затронувшие элемент *i* в интервале между маастрихтом и ранним эоценом, вероятно в палеоценовую эпоху, так как смятые в складки верхнемеловые слои несогласно перекрыты эоценовым флишем. В течение фазы 2 — главной альпийской тектонической фазы — интенсивное образование складок и надвигов затронуло элементы *g* и (*i*) в интервале между концом эоцена и аквитанским веком, так как смятый в складки эоценовый флиш несогласно перекрывается миоцен-плиоценовыми слоями мачиньо. Фаза 3 — слабое смятие, затронувшее нижнюю часть элемента *f* (а также элементы *i* и *g*) в интервале между ранним миоценом и началом позднего миоцена, так как смятые в складки миоцен-плиоценовые слои мачиньо несогласно перекрываются плиоценовой молассой. Фаза 4 — заключительная альпийская тектоническая фаза, которая выразила

Таблица 10

Стратиграфия зоны 5

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	323 Элемент, в котором развиты эти породы
Верхняя часть мачиньо (серия Дуни-Тила?)	Миоцен — плиоцен; окаменелости	Мягкие песчаники, переслаивающиеся с глинами, местами глины с обломками	> 400	*f*
Нижняя часть мачиньо	Нижний миоцен; фораминиферы [2]	Песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами, конкреционные известняки	> 200	*f*
Кусковатые глины	Нижний миоцен; фораминиферы	Глины, песчаники с экзотическими блоками, среди которых есть эоценовые породы с окаменелостями	> 200	*f*
Флиш Аракан-Йома	Средний эоцен (лютетский ярус) — конец эоцена; окаменелости только в лютетском ярусе	Глинистые сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты	> 300	*g*
«Серия Мазин» «Серия Кьяукнимау»	Сеноман — маастрихт; фауна Основание не вскрыто	Известняки, песчаники, глинистые сланцы, радиоляриты, офиолиты	> 300	*i*

лась в умеренном складкообразовании, затронувшем элементы *f*, *g* и *i* в интервале между средним плиоценом и концом плиоцена: смятые в складки верхнеплиоценовые слои несогласно перекрыты четвертичным аллювием и отложениями террас.

[350–355] *Складчатые структуры.* Складки, образованные в течение фазы 1, имеют амплитуды от 1 см до 500 м, длины волн от 1 см до 300 м и апикальные углы 10—30°. Складки, образованные в течение фазы 2 в элементе *g*, имеют амплитуды и длины волн от 1 см до 1000 м, апикальные углы 60—100° и вертикальные или наклоненные на запад осевые плоскости, параллельные общему простиранию складчатой области. Складки фазы 3 в элементе *f* имеют амплитуды 100—300 м, длины волн 100—1000 м и апикальные углы 80—130°, а складки фазы 4—аплитуды 100—2000 м, длины волн 100—3000 м и апикальные углы 50—100°. Они параллельны общему простиранию складчатой области (хотя местами возможны отклонения до 20°), а их осевые плоскости приблизительно вертикальны или слегка наклонены на запад.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 1 в элементе *i* содержат формы 3*D*, 4*D*—E, 5*D*—E; складки фазы 2 в элементе *g* — 3D—E,4B—D, 5C—F и 4B в элементе *f*; складки фазы 3 в элементе *f* — 1C, 1E, 2D, складки фазы 4 в элементе *f* — 2C—D, 3B—E и 4E.

[366–373] *Разрывы.* Надвиги и складко-надвиги, возникшие одновременно с фазой 2, затронули породы элементов *g* и *i*. Поперечные и продольные сдвиги развивались, по-видимому, в конце тектонической фазы 4 или сразу после нее, нарушая залегание пород элементов *f* и *g* [2]-

Зона 6. Внешний молассовый прогиб (прогиб мачиньо)

[303–305] *Края зоны* либо являются узкими полосами постепенного перехода (от 0,5 до 3 км), либо их характер не ясен из-за неопределен-

Таблица 11

Стратиграфия зоны 6

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м		[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Серия Дихинг	Плиоцен; окаменелости	Континентальные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	2000	400	*e*
Серия Дупи-Тила	Миоцен — плиоцен; окаменелости	Континентальные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	3500	600	*e*
Серия Типам	Миоцен; окаменелости	Морские и континентальные песчаники и глинистые сланцы	3500	1500	*e*
Серия Сурма	Миоцен; окаменелости	Морские слабо сцементированные песчаники, глины, глины с обломками	7000	200	*f*
Серия Бараил	Олигоцен (нижний?); стратиграфическое положение	Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, известковистые песчаники, угли	6000	1200	*g*
Серия Дисанг	Палеоцен — эоцен; стратиграфическое положение	Песчаники, аспидные сланцы, глинистые сланцы, гравелиты, кварциты, известковистые песчаники	> 3000	1500	*g*
«Серия Мазин» «Серия Кьяукнимау»	Сеноман — маастрихт; окаменелости	Песчаники, глинистые сланцы, известняки, радиоляриты, офиолиты		300	*i*
	Основание не вскрыто				

ности тектонических или стратиграфических данных.

310 Вся зона сложена осадочными породами.

312–314 *Элементы.* Молассовые слои (элемент *e*) *смяты умеренно или довольно сильно, в результате* чего занимаемая ими площадь слегка сократилась. Породы элемента *f* (мачиньо и кусковатые глины) умеренно смяты и нарушены разрывами; первоначальная форма их залегания несколько изменилась, а местами они перемещены с мест своего накопления подводными оползнями. Флишевые слои (*g*) смяты в складки и частично разбиты надвигами. Абиссальные породы верхнего мела (*i*) сильно смяты в складки и нарушены надвигами. Первоначальная форма залегания элементов *g* и *i* существенно изменена, иногда они перемещены с места своего образования. Взаимоотношения элементов следующие: *e* и *f* разделены несогласием или связаны постепенным переходом, *f* и *g*, а также *g* и *i* разделены несогласиями.

315–316 *Площади выходов элементов* (в км): *e* — $>800 \times (<300)$, *f* — $>400 \times (<150)$, *g* — $< 400 \times 70$, *i* — 80×40.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — сильное смятие и надвигообразование, затронувшее элемент *i* (только на юге прогиба) в интервале между маастрихтом и ранним эоценом, скорее всего в палеоцене, так как верхний мел и средний эоцен разделены несогласием в Рамри-Андаманском хребте. Фаза 2 — главная альпийская фаза интенсивного складко- и надвигообразования, охватившего элементы *g* и *i* в интервале между концом эоцена и средним олигоценом или аквитанским веком; смятые в складки породы серий Бараил и Дисанг несогласно перекрыты серией Сурма. Фаза 3 — слабое складкообразование, затронувшее нижнюю часть элемента *f* (а также элементы *g* и *i*) в интервале между ранним миоценом и началом позднего миоцена, о чем свидетельствует несогласие между серией Типам (верхний миоцен) и серией Сурма (нижний миоцен). Фаза 4 — заключительная альпийская фаза умеренного смятия и образования фронтальных надвигов охватила элементы *f*, *g* и *i* в интервале между средним и поздним плиоценом; это доказывается надвиганием более древних третичных отложений на миоцен-плиоценовую серию Дупи-Тила [14] и несогласием между сериями Типам и Дупи-Тила. Фаза 5 — завершающие альпийские деформации, выразилась в умеренном смятии и образовании фронтальных надвигов в элементах *e*, *f*, *g* и *i* в интервале между поздним плиоценом и ранним плейстоценом. Это доказывается надвиганием более древних третичных пород на

Стратиграфия зоны 7

Таблица 12

(обоснование возраста см. [9])

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст	321 Литология	322 Мощность, м		323 Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Серия Дихинг	Плиоцен	Континентальные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	2000 (?)	900	*e*
Серия Дупи-Тила	Миоцен — плиоцен	Континентальные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	3000	800	*e*
Серия Типам	Миоцен	Морские и континентальные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	3000	1500	*e*
Серия Сурма	Миоцен	Морские, слабо сцементированные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	5000	200	*e* и *f* (?)
Серия Бараил	Олигоцен	Морские и континентальные песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, угли	6000	1200	*g*
Серия Дисанг	Палеоцен — эоцен	Песчаники, глинистые сланцы и т. п.	На поверхность не выходит		
Серия Джайнтия	Нижний эоцен	Известняки, песчаники, глинистые сланцы	На поверхность не выходит		
		Основание не вскрыто			

верхнеплиоценовую серию Дихинг [14] во фронтальных частях и несогласием между серией Дихинг и молодым горным аллювием.

[350–355] *Складчатые структуры.* Складчатость фаз 1 и 2 см. в описании зоны 5. Движения фазы 3 сформировали в элементе *f* складки с амплитудами 100—300 м, длинами волн 100—3000 м и апикальными углами 80—130°. Деформации фазы 4 привели к образованию в элементе *f* складок с амплитудами 100—2000 м, длинами волн 100—3000 м и апикальными углами 50—100°; в любом разрезе зоны можно насчитать свыше 20 складок крупнее 1000 м. Осевые плоскости складок, параллельные общему простиранию складчатой области (отклонения не превышают 30°), ориентированы почти вертикально или наклонены на запад.

[356] *Морфология складок.* Складки фазы 3 в элементе *f* содержат формы 1C, 1E и 2D. Складки фазы 4 в элементе *f* содержат формы 2C—D, 3B—E, 4B и 5E.

[357] *Карта складок*: [14, фиг. 2].

[366–373] *Разрывные нарушения.* Направленные на северо-запад движения по надвигам, затронувшие породы элементов *e* и *f*, происходили в течение фазы 4, но сами надвиги могли быть заложены раньше. Дальнейшее надвигание на северо-запад приурочено к фазе 5. См. [14, 15, 9].

Зона 7. Передовой прогиб Сурма

[304–306] *Края зоны* либо являются широкими полосами постепенного перехода (>3 км), либо характер их не ясен из-за неопределенности данных и плохой обнаженности. [310] Вся зона сложена осадочными породами.

[312–314] *Элементы.* Молассовые слои (элемент *e*) на юге умеренно осложнены складками и разрывами, а на севере вовлечены в надвиги; первоначальная форма залегания этого элемента умеренно изменена на юге и сильно на севере. Там же эти слои были перемещены из области своего образования. Флишевые слои (*g*) смяты, нарушены надвигами, на севере перемещены из области накопления; первоначальная форма залегания этого элемента сильно изменена. Неритовые слои верхнего мела и эоцена (*h*) не выходят на поверхность. Элементы *e* и *g*, а также *g* и *h* разделены несогласиями.

[315–316] *Площади выходов элементов* (в км): *e* — $>1000 \times 250$, *g* — $<500 \times (>7)$, *h* — не обнажен.

[344–348] *Деформации.* Фаза 2 — главная альпийская фаза, во время которой умеренное и сильное складкообразование и образование надвигов охватили элементы *g* и *h* в интервале от конца эоцена до аквитанского века; это доказы-

Таблица 13

Стратиграфия зоны 8

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м		[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Серия Дихинг	Плиоцен	Континентальные песчаники, конгломераты, глинистые сланцы	2000	400	*e*
Серия Дупи-Тила	Миоцен — плиоцен	Континентальные песчаники, конгломераты, глинистые сланцы	3000 (?)	800	*e*
Серия Типам	Миоцен	Морские и континентальные песчаники, конгломераты, глинистые сланцы	3000	1500	*e*
Серия Сурма	Миоцен	Морские и в меньшей степени континентальные песчаники, конгломераты, глинистые сланцы	2000	500	*e*, *f*
Серия Бараил	Олигоцен	Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, угли	6000	1200	*g*
Серия Дисанг	Палеоцен — эоцен	Песчаники, глинистые сланцы, кварциты, известковистые песчаники	?	2000	*g*
Нуммулитовый флиш краевой фации (флиш Кадим)	Нижний эоцен; окаменелости	Известняки, глинистые сланцы, песчаники	?	2000	*h*
		Основание не вскрыто			

вается несогласием между эоцен-олигоценовыми сериями Дисанг и Бараил и серией Сурма. Сильное смятие, образование сбросов и надвигов охватили элементы *e*, *g* и (*h*) во время заключительной альпийской тектонической фазы (4) в интервале от среднего до позднего плиоцена; это доказывается несогласиями между сериями Дупи-Тила, Дисанг и Типам. Фаза 5, завершающая альпийские деформации, включает умеренное смятие и образование фронтальных надвигов в элементах *e*, *g* и (*h*) в интервале от позднего плиоцена до раннего плейстоцена; об этом свидетельствуют надвигание во фронтальных частях складчатой области более древних третичных слоев на серию Дихинг, а также несогласие между молодым аллювием и этой серией.

[350–355] *Складчатые структуры* аналогичны структурам зоны 6.

[366–373] *Разрывные нарушения*. См. [15, 9].

Зона 8. Внешняя зона надвигов

[302–305] *Края зоны* либо четкие (<0,5 км), либо их характер не ясен из-за неопределенности данных. [310] Вся зона сложена осадочными породами.

[312–314] *Элементы*. См. зоны 6 и 7.

[315–316] *Площади выходов элементов*: *e* — < 450 × × 20, *g* — < 450 × 12, *h* (если имеется) — < 50 × 50.

[344–348] *Деформации фаз* 2, 4, 5 и, возможно, 3, развитые в зоне 6, затронули и эту зону.

[350–355] *Складчатые структуры*. См. зону 6.

[357] *Карты складок*. См. [15, 9].

[366–373] *Разрывные нарушения*. Породы элементов *e* и *f* вовлечены в надвиги с северо-западным направлением перемещения, одновременные с деформациями фазы 4. См. [14, 9].

Зона 9. Бенгальско-Ассамский перикратонный прогиб

[302–306] *Края зоны* либо являются четкими границами (<0,5 км), либо широкими полосами постепенного перехода (>3 км), либо характер их не ясен из-за неопределенности данных и плохой обнаженности.

[310] Осадочные породы слагают всю зону, за исключением плато Шиллонг, сложенного докембрийскими образованиями.

[312–314] *Элементы*. См. зоны 6 и 7.

[315–316] *Площади выходов элементов* (в км): *e* — > 1000 × 5, *h* — 200 × 3.

[344–348] *Деформации*. Движения фазы 2 — главной альпийской тектонической фазы, — выразившиеся в образовании куполов (?) и сбросов, затронули нижнюю часть элемента *e* (так же как и верхнюю часть элемента *g*) и элемент *h* в интервале от позднего олигоцена до среднего миоцена, скорее всего в раннемиоценовое время, о чем свидетельствует небольшое несогласие внутри палеогеновых отложений на платформе

Таблица 14

Стратиграфия зоны 9

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст	[321] Литология	[322] Мощность, м		[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Серия Дихинг	Плиоцен	Континентальные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы	> 3000	1000	*e*
Серия Дупи-Тила	Миоцен — плиоцен	Континентальные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы	600		*e*
Серия Типам	Миоцен	Морские и континентальные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, глины	1500		*e*
Серия Сурма	Миоцен	Морские и континентальные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы	200		*e* (*f*)
Серия Бараил	Олигоцен	Морские песчаники, глинистые сланцы	1200		*e* (*g*)
Серия Джайнтия	Эоцен — плиоцен	Морские известняки, песчаники, глинистые сланцы	1100		*h*
Породы фундамента	Докембрий				

Верхнего Ассама [14]. Заключительные альпийские движения фазы 4, выразившиеся в образовании куполов (?) и сбросов, затронули среднюю и нижнюю части элемента *e* и элемент *h* в интервале от позднего миоцена до раннего плиоцена, о чем свидетельствует небольшое несогласие внутри неогеновых отложений на платформе Верхнего Ассама [14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barazangi M., Dorman J.*, World seismicity maps 1961—1967, Bull. seismol. Soc. Am., **49**, 369—380, 1969.
2. *Brunnschweiler R. O.*, On the geology of the Indoburman Ranges, J. geol. Soc. Aust., **13**, 137—194, 1966.
3. *Brunnschweiler R. O.*, Contributions to the post-Silurian Geology of Burma, Northern Shan States and Karen State, J. geol. Soc. Aust., **16**, 2, 1970.
4. *Carey S. W.*, A tectonic approach to continental drift, In: *Carey S. W.*, Convener, Continental Drift, A Symposium, Hobart, University of Tasmania, 118—355, 1958.
5. *Chhibber H. L.*, Geology of Burma, London, Macmillan, 1934.
6. *Clegg E. L. G.*, The Cretaceous and associated rocks of Burma, Mem. geol. Surv. India, **74**, 1, 1941.
7. *Evans P.*, The geology of the British oilfields, 3. The oilfields of Burma, Geol. Mag., **78**, 321—350, 1941.
8. *Evans P.*, The oilfields of Assam and Burma, In: E.C.A.F.E. Symposium, New Delhi, Bangkok, United Nations, 170, 1958.
9. *Evans P.*, The tectonic framework of Assam, J. geol. Soc. India, **5**, 80—96, 1959.
10. *Evans P., Compton W.*, Geological factors in gravity interpretation illustrated by evidence from India and Burma, Q.Jl. geol. Soc. Lond., **102**, 211—249, 1946.
11. *Горшков Г. П.*, Вопросы сейсмотектоники и сейсмическое районирование Бирманского Союза, Бюлл. Сов. по сейсм., № 12, 1961.
12. *Holland T. H., Krishnan N. S., Jacob K.*, Birmanie-Burma, In: Lexique Stratigraphique International, III, 6d., 1956.
13. *Khin U. A., Win U. K.*, Geology and hydrocarbon prospects of the Burma Tertiary geosyncline, Union of Burma Jl. Sci. Technol., **2** (1), 53—82, 1969.
14. *Raju A. T. R.*, Geologic evolution of Assam and Cambay Tertiary Basins of India, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **52**, 2422—2437, 1968.
15. *Sale H. M., Evans P.*, The Geology of British Oilfields, 1. The Geology of the Assam — Arakan Oil Region, India and Burma, Geol. Mag., **77**, 337—363, 1940.
16. *Searle D. L., Ba Than Haq*, The Mogok Belt of Burma and its relationship to the Himalayan Orogeny, Int. Geol. Congr., **22**, 11, 132—161, 1964.
17. *Staub R.*, Der Bewegungsmechanismus der Erde, Berlin, Borntraeger, 1927.
18. *Tainsh H. R.*, Tertiary geology and principal oilfields of Burma, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **34**, 823—881, 1950.
19. *Theobald W.*, The axial group in western Prome, British Burma, Rec. geol. Surv. India, **35**, 2, 1871.
20. *Theobald W.*, On the geology of Pegu, Mem. Geol. Surv. India, **10**, 2, 1873.

ПОЛУОСТРОВНОЙ ТАИЛАНД

С. К. Бёртон[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Таиланд представляет собой особый геосинклинальный комплекс, лежащий между четко выраженными обычными складчатыми поясами. В нем сформировалась несколько нетипичная складчатая область, характерная довольно умеренной складчатостью отложений, прорванных большим количеством интрузий гранитов. Описанная здесь складчатая область является частью триас-юрской Юньнань-Малайской складчатой области и представляет собой единственный пример раннемезозойской складчатой области Восточной Азии, описанный в этой книге.

Приведенное ниже описание основано на данных лишь по полуостровному Таиланду, но данные по поискам углеводородов (не доступные пока для публикации) показывают, что выводы распространяются также и на расположенный восточнее Сиамский залив.

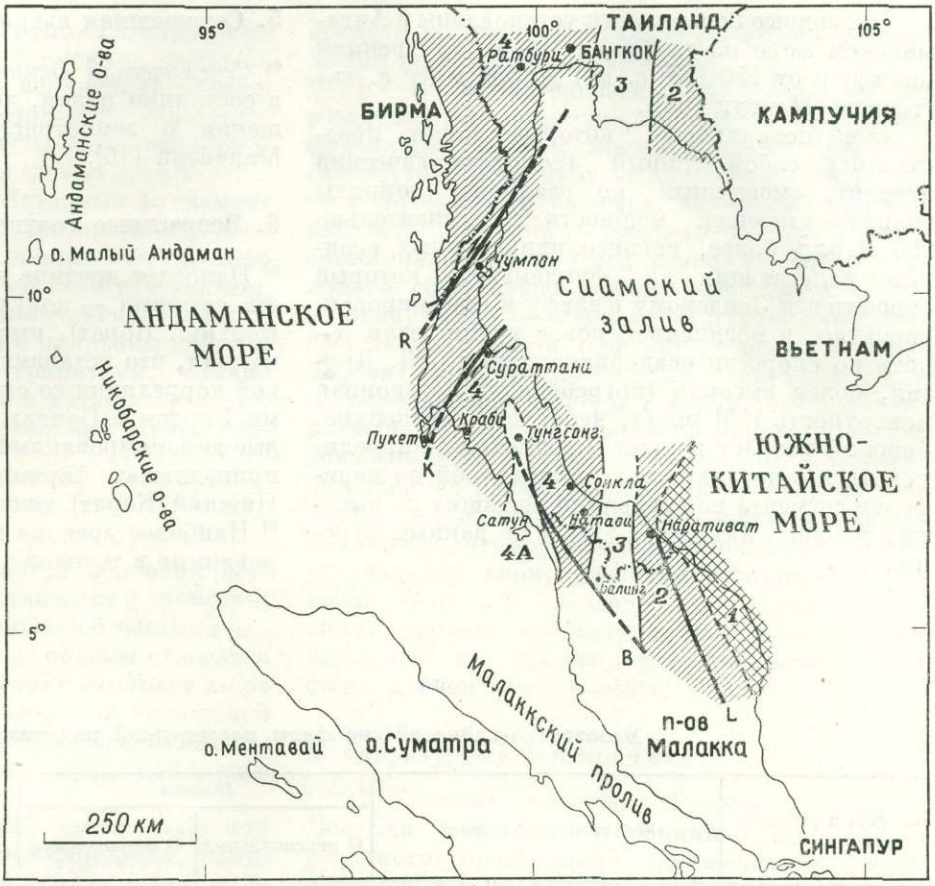
Сегмент. Длина сегмента, измеренная в направлении с севера на юг вдоль простирания, составляет 1080 км. Как западная, так и восточная части складчатой области на значительных площадях скрыты водами моря. На востоке Юньнань-Малайская складчатая область должна примыкать к Камбоджийскому щиту («Индосиний»). К востоку от последнего лежит Аннамитская кордильера — другой древний геосинклинальный пояс, который, вероятно, смыкается с Юньнань-Малайской геосинклиналью в районе границы Китая и Индокитая. На западе Юньнань-Малайская складчатая область перекрыта более молодыми отложениями Андаманского моря, которое в свою очередь ограничено линейно вытянутой складчатой областью Андаманских — Никобарских островов. Западная граница описанного здесь складчатого пояса неизвестна, так что ширина его не может быть измерена: она может составлять около 700 км, из которых лишь 150 км лежит выше уровня моря.

Зоны. Внутри сегмента выделяется четыре зоны с востока на запад: (1) зона внутреннего поднятия палеозойских пород, прорванных гранитами; (2) зона эвгеосинклинали, в которой толщи палеозойско-мезозойских отложений с вулканитами интенсивно смяты и перекрыты более поздними мезозойскими породами; (3) зона миогеоантиклинали, в которой распространены лишь слабо метаморфизованные палеозойские геосинклинальные отложения, и (4) зона миогеосинклинали, примыкающая к Индийскому океану. Деформированный палеозой здесь перекрыт маломощными мезозойскими отложениями; часть этой зоны, в которой наблюдаются условия, сходные с условиями шельфа, выделена как подзона 4А.

Геологическая история. В пределах сегмента запечатленная в горных породах геологическая история начинается с накопления толщи кварцитов и карбонатов, которые отлагались начиная с кембрия до силура в стабильных шельфовых условиях подзоны 4А. Миогеосинклинальные условия в зоне 4 установились, очевидно, в позднеордовикское время и, по-видимому, несколько опередили начало эвгеосинклинального развития зоны 2. Интрузии гранитов и складкообразовательные движения проявились, вероятно, локально во второй половине каменноугольного периода. Зона 1, кажется, поднялась в это время и, возможно, никогда более не погружалась.

В перми на широких площадях накапливались мелководные известняки (зоны 2, 3, 4); в зоне 2 в это время отмечается вулканизм. В триасе на большей части пояса возобновились геосинклинальные условия, и в зоне 2 вновь проявился вулканизм. К концу триаса произошли орогенические движения, включающие в себя деформации и внедрение крупных гранитных интрузий. Осадконакопление вновь началось в самом конце триаса и продолжалось до поздней юры; в это время накапливалась красноцветная моласса. Затем к концу юры произошли складчатость и поднятие, которые сопровождались, вероятно, внедрением небольших гранитных интрузий. Приблизительно в это же время происходило образование сдвигов. В зоне 2 с конца юры до раннего мела продолжались осадконакопление в мелководных условиях и вулканизм. Впоследствии пояс находился в состоянии покоя, когда существовали лишь ограниченные по площади кайнозойские осадочные бассейны и спорадические проявления вулканизма.

[1] *Burton C. K.*, Cities Service International, Inc., 60 Wall Tower, New York, N.A., 10005, U.S.A.



ФИГ. 1. Структурные зоны и главные разломы в Таиланде и прилежащих областях.

Разломы обозначены буквами: *L* — Лебир; *B* — Бок-Бак; *K* — Кхлонг-Маруи; *R* — Ранонг.

2. Форма складчатой области в плане

[16] Юньнань-Малайская складчатая область непрерывно тянется по простиранию на расстояние не менее 3300 км, от пояса Оловянных островов Индонезии до Юньнани. Ее северный конец выражен нечетко, поскольку в Китае она расщепляется на две или три ветви, включающие часть анастомозирующей системы складчатых поясов, которые составляют восточную часть Тетиса. На юго-востоке пояс проходит под Яванским морем и молодыми отложениями острова Калимантан.

[24] *Общее простирание.* От Оловянных островов до северного Таиланда пояс образует асимметричный обращенный сигмоид, изгибающийся *почти на 90°, с радиусом кривизны около* 600 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Наиболее высокая часть (5%) территории лежит на высотах 1500—2000 м. Средние высоты: [31] западный край пояса — 2670 м ниже уровня моря (*глубоководная терраса, ограничивающая* Центрально-Андаманский желоб [53]); [32] восточный край пояса — 60 м ниже уровня моря (в Сиамском заливе).

[33] *Геоморфологические поверхности.* На полуострове Малакка, *по-видимому, имеется полого* наклонная плоская поверхность, поднимающаяся от 190 м у берегов Сингапурского пролива до 1380 м. Подобный же геоморфологический элемент достигает высоты 1318 м в северо-восточном Таиланде, но на большей части сегмента он не выделяется. Поверхность сформирована главным образом верхнеюрскими — нижнемеловыми слоями и расположена значительно выше кайнозойских отложений (миоценового? — плейстоценового возраста); поэтому полагают, что поверхность имеет позднемеловой — раннетретичный возраст. Другая поверхность осадконакопления или эрозии существует, вероятно, на высотах 70—90 м; палеогеографические реконструкции позволяют предполагать, что она имеет приблизительно раннеплейстоценовый возраст [15, 22].

Подводные поверхности установлены в Андаманском море на глубинах 100 м (внутренний шельф) и от 150 (13° с. ш.) до 539 м (8° с. ш.) (терраса Мергуи [53]).

Обе поверхности, которые могут представлять собой единый геоморфологический элемент, смещенный по разломам, покрыты толщей, имеющей мощность приблизительно 200 м или более, неконсолидированных осадков, залегающих на фундаменте, который относится к Зондскому шельфу и сформирован, вероятно, в позднемиоценовое время, если судить по скорости осадконакопления [53]. Другая, более высокая (погребенная) эрозионная поверхность [53] имеет, вероятно, позднеплиоценовый возраст и может, возможно, коррелироваться с поверхностью, выделяемой по периферии сегмента на основании лежащих на высоких уровнях латеритов [11] и по данным бурения [1].

5. Современная активность

[68] *Сейсмическая активность.* Регион находится в состоянии покоя, хотя имеются устные сообщения о землетрясениях в северо-западной Малайзии [16].

6. Возрастные соотношения

[85] Наиболее древние не деформированные породы сегмента — конгломераты Сапанг (группа Верхний Корат), имеющие, вероятно, меловой возраст, что устанавливается на основе их четкой корреляции со слоями, детально описанными Уордом и Баннагом [65]. [83] Наиболее молодые деформированные слои в пределах сегмента принадлежат формации Фанг-Данг (группа Нижний Корат) юрского возраста [31, 65]. [81] Наиболее древние породы, впервые деформированные в течение триас-юрской эпохи склад-

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
3 Позднеюрская; Паханг (Малайзия) и северный полуостровной Таиланд	Значительное поднятие местами и пологая складчатость позднегеосинклинальной красноцветной молассы; возможное внедрение поздних штоков гранитов	Поздняя юра		Фауна показывает, что деформированная красноцветная моласса верхнетриасовая — верхнеюрская, а перекрывающие недеформированные песчаники верхнеюрские — нижнемеловые
2 Позднетриасовая; северо-западная Малайзия, Сонкла (Таиланд)	Значительное поднятие, внедрение гранитов, поднятие на широких площадях (смена морского осадконакопления континентальным)	200 млн. лет (норийский ярус)	180 (?) млн. лет (геттангский? ярус)	Фации флиша карнийские — норийские (?); 4 определения Rb-Sr-методом возраста поздних интрузивных гранитов, прорывающих карнийские и норийские (?) отложения, и K-Ar-определения [62] возраста позднеорогенных слоев, вероятно, позднетриасового — позднеюрского возраста
1 Раннетриасовая; Келантан, северо-восточная Малайзия; Нарatиват (?), Таиланд	Поднятие на больших площадях, образование гранито-гнейсов, гнейсов и кристаллических сланцев	Вероятно, оленёкский		K-Ar-определения показывают 210—220 млн. лет для сланцев и линз гранита в сланцах [60]; сланцы образовались, вероятно, из пермских пород; оленёкские слои, по-видимому, повсеместно отсутствуют

чатости, принадлежат или группе Ратбури нижне(сакмарский век)-верхнепермского возраста [54, 55, 56, 57, 58], или верхнекембрийским кварцитам Терутау [40], которые на отдельных участках не были затронуты позднекаменноугольными орогеническими движениями.

[76–80] *Породы фундамента.* Истинный фундамент (доверхнекембрийский) полного орогенического цикла развития области не найден. «Фундамент» триас-юрской эпохи лишь местами представлен верхнекембрийскими — нижнекаменноугольными толщами, которые, хотя и прорваны местами верхнекаменноугольными гранитами, обычно лишь слабо деформированы и метаморфизованы в течение позднекаменноугольной орогенической эпохи.

7. Осадконакопление

Цифры, приведенные в табл. 2, основаны (особенно относящиеся к вулканическим породам) на величине погружения большей части эвгеосинклинальной зоны. Полные объемы относятся только к области суши, которая занимает лишь 150 км из общей 750-километровой возможной ширины складчатой области. Максимальные мощности также сводные, их нельзя наблюдать в какой-либо одной точке.

[106] При оценке приведенной выше мощности слоев приняты во внимание деформации. Оценка проведена главным образом на основе наблюдений в миогеосинклинальной зоне, где деформации не слишком значительны.

[108] До- и синорогеническое осадконакопление в ряде случаев, очевидно, прерывалось на широких площадях. Так, предполагается существование (хотя и не наблюдалось) позднесилурийской поверхности размыва, поскольку в толще верхнего ордовика — нижнего девона миогеосинклинального прогиба северо-западной Малайзии, содержащей довольно обильную фауну, не обнаружено окаменелостей лудлова. Формация Кхлонг-Капон (средний девон — нижний карбон) перекрывает нижний — средний девон и более древние породы с несогласием. Эпоха размыва в конце каменноугольного времени доказывается угловым несогласием в основании нижней перми, отложения которой на широких площадях залегают непосредственно на нижнекаменноугольных отложениях. Нижнетриасовые слои, очевидно, отсутствуют на очень большой площади, что предполагает эпоху эрозии: среднетриасовые слои обычно залегают на средне(верхне?)-пермских или более древних отложениях.

8. Структурные соотношения

[111–116] *Крупные разрывы.* Разрыв 1, разрыв Бок-Бак [16],— левосторонний сдвиг северо-западного простирания; движения по нему начались в интервале времени от рэта до мела,

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Доорогеническое	Синорогеническое	Посторогеническое
[97] Интервал времени *от*	Поздний или, возможно, средний кембрий	Анизийский	Поздняя юра
до	Индский ярус	Поздняя юра	Настоящее время
[98] Максимальная мощность	12 600 м	4000 м	4560 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента;	77 000 км^3	1250 км^3	1000 км^3
вероятная ошибка оценки	50%	50%	30%
[100] Преобладающие фации	Флишоидные породы (связаны с каменноугольной складчатостью)	Флиш	Отложения потоков и эстуариев (прогиб Чао-Прайя)
Доля общего объема, занятого породами, и ошибка оценки			
[101] Преобладающие фации	36±5%	55±20%	70±20%
[102] Вулканические породы	4±2%	7±5%	2±1,5%
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	23±5%	8±5%	3±2%
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	15±4%	Небольшая	Умеренная

вероятно в позднеюрское время, и закончились в интервале времени от поздней юры до раннечетвертичного времени, вероятно в среднем мелу. Боковое смещение по разлому достигает 52—58 км и сопровождается милонитами. Этот разрыв является, вероятно, более древним обновленным нарушением. Разрывы 2 и 3, Кхлонг-Маруи и Ранонг [28], являются левосторонними сдвигами северо-восточного простирания; движения по ним начались в интервале от рэта до позднетретичного времени, вероятно в поздней юре, и закончились в интервале от ранней юры до раннечетвертичного времени, вероятно в позднемеловое — раннетретичное время. Смещения достигают по крайней мере 150 км (Кхлонг-Маруи) и 20 км (Ранонг), о чем свидетельствуют смещения гранитных батолитов и связанного с ними пояса оловянного оруденения. Оба разлома сопровождаются милонитами. Разрыв 4, разлом Лебир,— левосторонний сдвиг [21] север-северо-западного простирания с последующим смещением вниз по падению сместителя восточного крыла. Возраст движений по этому разлому не вполне ясен: они начались по крайней мере к началу рэта и закончились незадолго до перми. Смещения значительны и сопровождаются милонитами.

[117] *Данные для оценки смещений.* Разрыв 1 — смещение маркирующих стратиграфических горизонтов; разрыв 2 — смещение гранитных батолитов; разрыв 3 — резкие внезапные ограничения географических элементов, например горных хребтов и многочисленных литостратиграфических подразделений.

[124] *Мегатектоника.* Разрыв Кхлонг-Маруи пересекает весь полуостров и, возможно, весь складчатый пояс и сопровождается смещением на 200—220 км.

9. Обзор развития складчатого пояса

[126] **Региональная хронология и корреляция.** В последние годы достигнут значительный успех в геохронологических исследованиях в Таиланде и Малайзии. Эти работы показывают, что Юньнань-Малайская складчатая область дифференцирована лишь в ограниченной степени и что литостратиграфические подразделения сохраняют свой характер и временные соотношения на значительных площадях.

Ордовик-силурийский известняк Тан-Сон, по-видимому, представляет собой регионально выдержанную фацию шельфа на западном краю геосинклинали; он распространен в северо-западной Малайзии и отмечен в северном Таиланде [8]. Западнее, в бирманской провинции Шань, синхронные известняки переслаиваются с песчаниками и песчанистыми сланцами [48, 13, 14].

Два маломощных горизонта известковистых аргиллитов залегают в верхней части известняков Тан-Сон и над ними. Нижний содержит раннесилурийские граптолиты, в то время как верхний содержит ранне-среднедевонские тентакулиты, граптолиты и трилобиты. Эти маркирующие пласты встречены также в северо-западной Малайзии, в южной части провинции Шань [13, 14] и в северной части провинции Шань под названием граптолитовый пласт Пангса-пье (Panghsa-pyé) и ярус Зебинджи [48]. На полуострове Малакка они образуют вклинивающиеся на запад (то есть в направлении шельфа) части крупного тела граптолитовых и тентакулитовых черных сланцев — группа Банан-Сата (Bannang Sata), формация Маханг (Mahang) и группа Балинг в Малайзии [19]),— которые, как полагают, отложились в миогеосинклинальном бассейне. Их фациальные разновидности

Таблица 3

Корреляция подразделений группы Пукет

Малайя		Таиланд		Бирма	
Группа Синга [46]	Формация Кубанг-Пасу	Группа Пукет	Формация Патиу	Серия Мергуи [12]	Нижние «слои Моулмейн» (исключая известняки [51])
	Формация Кампонг-Сена [19]		Формация Кхлонг-Капон		«Серия Мергуи» [51]

представлены сланцами Бан-На (Ban Na) в Си-Савате на севере сегмента и сланцами Фанг (Fang) в северном Таиланде [20, 36]. Таким образом коррелируются также серия Иенхочиао (Jenhochiao) (граптолитовые сланцы) и формация Ваших (Washih) (желтые сланцы, глинистые и кремнистые известняки с граптолитами, тентакулитами и раковинами) в западной Юньнани [64]. Окаменелости лудлова, по-видимому, отсутствуют в регионе, за исключением Юньнани [66].

Группа Баннан-Сата в Таиланде перекрыта группой Пукет, которая имеет флишоидный облик и охарактеризована фауной *Posidonia becheri* var. *siamensis* в нижней части, в то время как верхняя ее часть напоминает молассу и охарактеризована петельчатыми мшанками. Те же био-литофации могут быть выделены далее к югу, западу и северу (табл. 3).

В перми на территории региона преобладали шельфовые или «квазиплатформенные» условия, и на обширных площадях отложились мелководные известняки: в Таиланде известняки Сарабури группы Ратбури, в северной Малайзии известняки Чупинг (Chuping), выделенные Джонсом [см. 46]; формация Га-Музан (Gua Musang), выделенная Йином [см. 34]; в Бирме известняки Моулмейн, выделенные Рао [52], а также в юго-западном Китае и Индокитае [59].

Средне-верхнетриасовая формация Натави представляет второй этап накопления флиша и распознается по наличию слоистых кремней и различных видов *Halobia*, *Daonella*, *Posidonia* и нескольких видов аммонитов. В северо-западной Малайзии эта толща известна под названием формации Семангол [45]; к западу она замещается известняками. К востоку обломочные породы в сходных фациях, содержащие те же виды окаменелостей, вновь появляются в эвгеосинклинали, но слоистые кремни в них отсутствуют, а вместо них в толще залегают вулканические породы. Отложения, сходные в фаунистическом и литологическом отношениях с формацией Натави, известны также в районе Лампанга в северном Таиланде, но здесь в них возрастает роль известняков.

Данные по радиологическому определению возраста пород Малайзии свидетельствуют, что главными интрузивными породами, внедрившимися в ходе тектоно-магматической революции в конце триаса, были крупнопорфировидные адамеллиты. Однако некоторые подобные адамеллиты являются, по-видимому, верхнекаменноугольными [62], в то время как в Ранонге в южном Таиланде некоторые интрузивные породы датированы Rb-Sr-методом как среднемеловые.

Главным посторогеническим подразделением является группа Корат, представленная подвергшимися окислению отложениями молассы. Они залегают с угловым несогласием на большинстве более древних образований, занимая обычно возвышенные участки местности. Эти критерии используются при сопоставлении группы Корат с формацией Тембелинг [47] и группой Гагау (Gagau) в Малайзии, а также с красноцветными слоями Мергуи в Бирме [52]. Группа Корат далее непрерывно прослеживается в восточном направлении и замещается средним и верхним индосинием Индокитая [65]. На большей части площади кайнозойские толщи сегмента представлены частично морскими угленосными осадками, которые отлагались в ограниченных разломами бассейнах и известны под названием серии Краби или, точнее, группы Краби. В северной половине Таиланда многие сходные разрезы на основании отсутствия в них морских компонентов были отдельно выделены как серия Мэ-Сот (MaeSot) [11]. Бассейн Мэ-Сот простирается в Бирму, где известны также и другие изолированные кайнозойские угленосные бассейны; подобные бассейны имеются и в Малайзии.

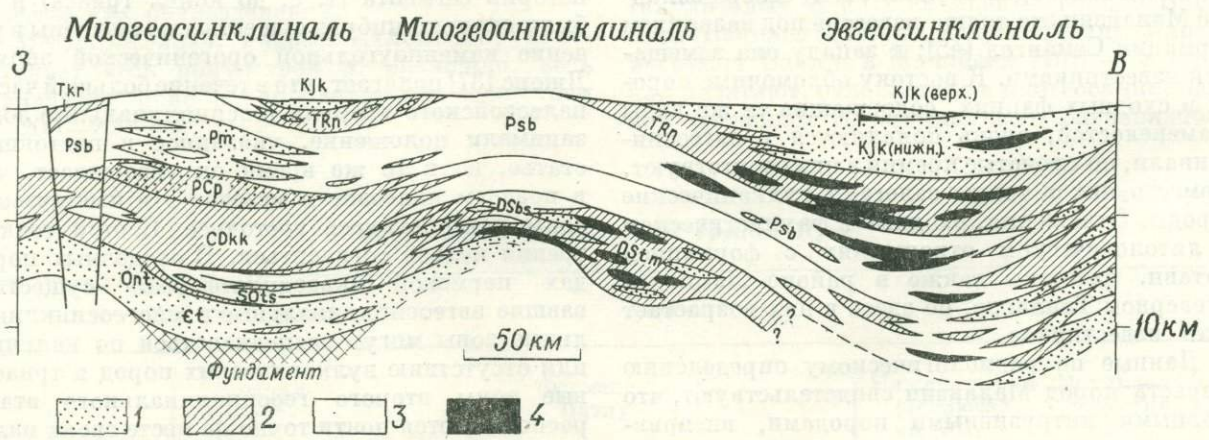
[127] **Миграция прогибов.** Миогеосинклинальные (зона 4) и эвгеосинклинальные (зона 2) прогибы, устанавливаемые для ордовикского, силурийского и девонского времени, явно сохраняли свое географическое положение с удивительным постоянством на протяжении геосинклинальной истории сегмента (т. е. до конца триаса) и не были сколько-нибудь существенно смещены в течение каменноугольной орогенической эпохи. Джонс [37] полагает, что в течение большей части палеозойского времени геосинклинальные зоны занимали положение, указанное в настоящей статье, но в то же время он утверждает, что в позднем палеозое и мезозое эти изопические зоны располагались восточнее. С этой точкой зрения нельзя согласиться. В осадочных породах пермской «квазиплатформы» существовавшие эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны могут распознаваться по наличию или отсутствию вулканических пород и триасовые зоны второго геосинклинального этапа располагаются почти точно на месте своих палеозойских предшественников. Это постоянство явно является функцией общего пространственного консерватизма геосинклинального пояса в целом, в то время как более конкретная устойчивость эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибов может быть связана с долго-

вечностью ограничивающих их геоантиклиналей, которые, вероятно, стабилизировались при внедрении в них каменноугольных гранитов. На фоне этого прочного тектонического каркаса время от времени происходило расширение или сужение областей осадконакопления.

Верхнеордовикские — нижнедевонские эвксиничные фации (фации бассейнов с ограниченной циркуляцией вод.— *Прим. перев.*) приурочены главным образом к миогеосинклинальному желобу, но в двух случаях, в раннем силуре и в раннем — среднем девоне, они распространялись на запад в пределы шельфа и образовали два четко выделяющихся горизонта черных аргиллитов внутри толщи известняков. Аналогично осадконакопление в эвгеосинклинали началось, очевидно, в раннем девоне или ранее в узком поясе, рассматриваемом как геотектоклиналь на внутреннем восточном краю миогеоантиклинали. Впоследствии бассейн седиментации расширился и охватил к раннему карбону всю эвгеосинклинальную зону. Флишевые фации среднего девона — нижнего карбона трансгрессировали из миогеосинклинального прогиба далеко на запад в пределы шельфа, но последующие орогенические движения, очевидно, ограничили накопление среднекаменноугольных (?) — нижнепермских отложений формации Патиу (Pathiu) в пределах северной половины полуостровного Таиланда и в районе таиланд-малайской границы (фиг. 3). Однако в перми бассейны осадконакопления, возможно, вновь расширились и объединили эв- и миогеосинклинали. Тектонические движения раннего триаса возродили миогеоантиклиналь, вновь разделившую миогеосинклиналь и эвгеосинклиналь, желоба которых занимали в это время то же положение, что и перед каменноугольной орогенической эпохой.

[133] **Сдвиги.** Показано, что сдвиги широко распространены в Малайзии [16]; впоследствии их стали выделять и в Таиланде [18, 29]. В Малайзии эти разрывы образуют две дополняющие друг друга системы сдвигов, соответствующие типичной схеме Андерсона, но смещения по ним противоположны тем, которые должны были бы иметь место, судя по расположению разломов. Так, смещение по главным плоскостям север-северо-западного и северо-западного простирания являются левосторонними, в то время как смещения по второстепенным сдвигам север-северо-восточного и северо-восточного простирания — правосторонними. Поэтому предполагалось, что эти смещения соответствуют поздним юрско-меловым движениям по существовавшим ранее плоскостям разрывов, сформировавшихся под воздействием других сил. Позднее было высказано мнение, что [18, 24] более молодые смещения могли являться следствием скорее растяжения, нежели сжатия, и произошли при распадении Гондваны и движении полуострова Малакка вслед за Австралией по направлению от Индийского щита.

Однако кажется, что тенденция растяжения не затрагивала северной части полуострова. Два крупных сдвига северо-восточного простирания



ФИГ. 2. Схематический разрез через полуостровной Таиланд и северную Малайзию, показывающий изменения первичной мощности осадочных пород.

Миогеосинклиналь изображена точно, а эвгеосинклиналь — весьма схематично. *Литология*: *1*—преимущественно песчаные породы; *2* — преимущественно глинистые породы; *3* — преимущественно известковые породы; *4* — вулканические породы. *Tkr* — формация Краби; *Kjk* — группа Корат; *TRn* — формация Натави. *Группа Ратбури*: *Psb* — известняки Сарабури; *Pm* — формация Матси. *Группа Пукет*: *PCp* — формация; Патиу; *CDkk* — формация Кхлонг-Капон. *DSbs* — формация Баннан-Сата; *DStm* — формация Тан-Йонг-Мат. *Группа Сатун*: *SOts* — известняки Тунгсонг; *Ont* — формация Наи-Так; *Є t* — кварциты Терутау.

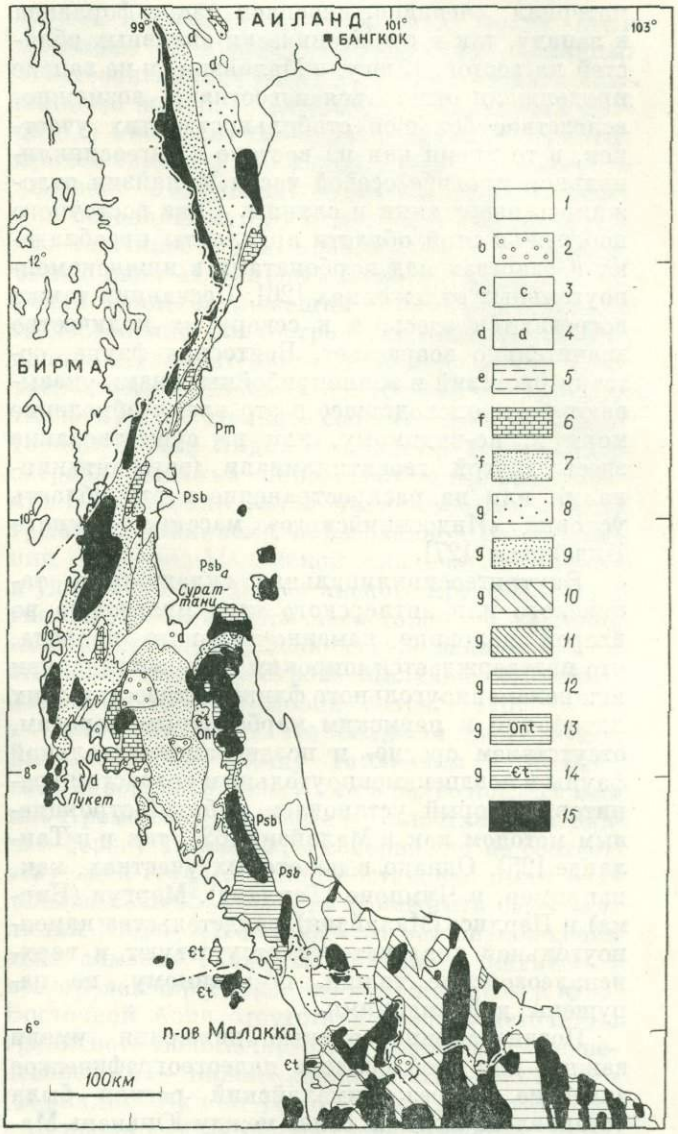
(фиг. 1) были недавно описаны в южном Таиланде [28, 29]. Оба они демонстрируют «нормальное» (левостороннее) смещение — сдвиг соответственно на 150 км (минимально, Кхлонг-Маруи) и на 20 км (разрыв Ранонг). Эти разрывы объяснялись в свете тектоники плит как трансформные разломы, возникшие вследствие дифференцированных движений внутри континентальной плиты Зондского шельфа в связи с разрастанием Индийского океана в северо-восточном направлении.

По времени образование сдвигов близко к внедрению оловоносных гранитов поздней фазы и по крайней мере в ряде случаев плоскости разрывов являлись, по-видимому, подводящими каналами для поднимающейся гранитной магмы.

[134] **История развития складчатого пояса.** Полуостровной Таиланд является частью Юньнань-Малайской складчатой области, которая протягивается от Оловянных островов Индонезии через Малайзию, южный и западный Таиланд и восточную Бирму в Юньнань. Утверждается, что в северной части складчатого пояса присутствуют докембрийские породы. Однако внутри выбранного сегмента и вблизи от него геологическая летопись начинается с кембро-силурийских ортокварцит-карбонатных толщ, представляющих с очевидностью довольно стабильные шельфовые условия, которые предшествовали геосинклинальной стадии развития области.

Геосинклиналь образовалась, очевидно, во второй половине ордовика и на протяжении своего существования включала миогеосинклинальную зону на западе и эвгеосинклинальную зону на востоке. Самыми ранними из известных компонентов геосинклинального разреза области являются ордовик-нижнедевонские эвксиничные фации, наилучшим образом представленные в миогеосинклинали северо-западной Малайзии и наблюдающиеся в различных участках полуострового и западного Таиланда [20]. К югу эти черные сланцы замещаются известняками, а на востоке они переслаиваются с известняками и песчаниками, которые, как полагают, являются индикаторами мелководных условий с лучшей аэрацией, наблюдающихся близ миогеоантиклинали, поднятие которой могло явиться непосредственной причиной ограниченной циркуляции вод в эвксиничном бассейне.

Древнейшими датированными породами геосинклинали являются нижнедевонские сланцы, кремни и офиолиты, возникшие, возможно, в тектоклинали, образование которой могло



ФИГ. 3. Упрощенная геологическая карта полуостровного Таиланда и прилегающих областей Малайзии.
1 — древний и современный аллювий; *2* — осадки кайнозойских бассейнов, формация Краби; *3* — группа Верхний Корат; *4* — группа Нижний Корат (красноцветная моласса); *5* — вторая геосинклинальная последовательность толщ, формация Натави. *Пермский шельф, или квазиплатформа* (*6*—*7*): *6* — известняки Сарабури, *7* — формация Матси. *Главная геосинклинальная и догеосинклинальная последовательность толщ* (*8*—*14*): *8* — формация Патиу, *9* — формация Кхлонг-Капон, *10* — формация Баннан-Сата, *11* — формация Тан-Ионг-Мат, *12* — известняки Тунгсонг, *13* — формация Наи-Так, *14* — кварциты Терутау. *15* — граниты.

совпадать с распадом миогеоантиклинали на цепь островов. С этого времени в миогеосинклинали от северо-западной Малайзии до северо-западного Таиланда широко представлены флишоидные фации среднедевонского — нижнекаменноугольного возраста, причем обломочный

материал, очевидно, сносился как с форланда к западу, так и с тектонически активных областей на восток. К югу, в Малайзии, и на западе продолжали отлагаться известняки, возможно, вследствие большей стабильности этих участков, в то время как на востоке в эвгеосинклинальном прогибе осевой части Малайзии отложились известняки и сланцы. Близ восточного побережья этой области аргиллиты преобладают в разрезах над карбонатами в нижнекаменноугольных отложениях [26]. Песчаники также встречаются здесь, а к северу их количество значительно возрастает. Бентосная фауна, остатки растений и волноприбойные знаки указывают на происходившее в это время обмеление моря и, по-видимому, или на существование здесь другой геоантиклинали (эвгеоантиклинали), или на распространение в эту область условий «Индосинийского» массива южного Индокитая [27].

Внутригеосинклинальная складчатость таконского или антлерского типа произошла во второй половине каменноугольного периода, что подтверждается широким распространением нижнекаменноугольного флиша, близостью этих литофаций к пермским карбонатным породам, отсутствием средне- и позднекаменноугольной фауны и позднекаменноугольным возрастом гранитов, который установлен рубидий-стронциевым методом как в Малайзии [62], так и в Таиланде [25]. Однако в некоторых участках, как, например, в Чумпоне (Таиланд), Мергуи (Бирма) и Перлисе (Малайзия), свидетельства каменноугольной складчатости отсутствуют и верхнепалеозойские толщи, по-видимому, не нарушены деформациями.

Позднекаменноугольные движения имели важное для всей области палеогеографическое значение. Через Гималайский регион была установлена прямая связь между Юньнань-Малайской геосинклиналью и европейским Тетисом; ранее эта связь осуществлялась через центральный Китай. Кроме того, большая часть Юго-Восточной Азии была, по-видимому, консолидирована, так как в пермское время на большей части Таиланда и примыкающих районов Бирмы, Лаоса, Кампучии и Малайзии отлагались мелководные известняки. Эти известняки простирались, по-видимому, без перерывов через миогеоантиклиналь, хотя зона эвгеосинклинали все еще выделялась по наличию вулканического материала, переслаивающегося с карбонатными породами, что является указанием на ослабление геосинклинального режима, но не прекращение его.

В восточной и южной Малайзии пермские известняки замещаются черными сланцами; это, вероятно, связано с тем, что бассейны осадконакопления были отшнурованы положительными тектоническими элементами, возникшими, как полагают, в начале карбона и являющимися участками внедрения верхнекаменноугольных гранитов. Об устойчивости этих тектонических элементов свидетельствуют растительные остатки пермского возраста. Пермская флора и мелководные слои в районах Петчабуна и Лоеи на севере центрального Таиланда указывают, что и здесь суша располагалась поблизости.

В начале триаса на большей части территории пояса восстановились геосинклинальные условия, причем это событие сопровождалось возобновлением тектонической и магматической активности в эвгеосинклинальном желобе. Тесная приуроченность триасовых вулканических пород к эвгеосинклинали, а слоистых кремней к миогеосинклинали позволяет предполагать, что миогеоантиклиналь в это время вновь существует как физический барьер, разделяющий эти зоны. В обоих желобах триасовые осадки имели флишевый характер, а к концу триаса орогеническая и магматическая активность геосинклинальной области достигает кульминации: вдоль границы эвгеосинклинали и миогеосинклинали, а также в пределах миогеосинклинали внедрилось огромное количество гранитов.

Позднеорогеническое осадконакопление началось в самом конце триаса с отложения на ограниченных площадях морских слоев, которые вскоре сменились более широко распространенными «континентальными» (неморскими) породами, представленными по большей части фациями красноцветной молассы. Эти слои четко выражены в пределах бывшей эвгеосинклинали и простираются на Индосинийский щит (восточный Таиланд); они должны быть встречены также в пределах древнего миогеосинклинального пояса. В восточной Малайзии имеются свидетельства того, что часть этого обломочного материала принесена с востока; это указывает на существование зоны поднятий в районе Южно-Китайского моря. Осадконакопление сменилось образованием широких складок и общим поднятием приблизительно в конце юры, что могло совпадать с внедрением поздних гранитных штоков, включая и те, с которыми связана оловянная минерализация. Приблизительно в это же время произошло образование многочисленных сдвигов, связанных, возможно, с вращением полуострова Малакка против часовой стрелки и удалением его от Индии в результате распада Гондваны (см. ниже).

Позднее в древней эвгеосинклинальной зоне возобновилось накопление мелководных осадков; здесь же происходили излияния базальтов посторогенического этапа вулканизма. В конце мезозоя произошло эпейрогеническое коробление и поднятие. Впоследствии пояс пребывал в состоянии покоя, хотя положение ограниченных кайнозойских бассейнов (с аллювиально-озерными и частично морскими отложениями) и поздних вулканических пород свидетельствует о блоковых движениях по разрывам и магматической активности, которые проявлялись время от времени.

[135] **Геотектоническая эволюция Юньнань-Малайской складчатой области.** Юньнань-Малайская складчатая область некогда представляла собой простую пару эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь в понимании Обуэна [7], поскольку она включала две параллельные зоны осадконакопления. Одна из этих зон — эвгеосинклиналь — включает офиолиты, содержит значительные количества вулканических пород, затронута более интенсивными складчатостью и метаморфизмом и перекрыта преимущественно посторогеническими отложениями или морем. Другая зона — миогеосинклиналь — не содержит офиолитов, содержит очень незначительное количество вулканических пород, затронута относительно слабой складчатостью и метаморфизмом и заполнена поздним флишем.

Однако Юньнань-Малайская геосинклиналь отличается от модели Обуэна тем, что один геосинклинальный цикл (позднеордовикский — пермский) непосредственно продолжается на том же месте другим циклом (пермско-позднетриасовым). Кроме того, слабо выражена контрастность, что иллюстрируется следующими фактами: начало образования миогеосинклинали, по-видимому, предшествует образованию эвгеосинклинали; во внутренних зонах каждого геосинклинального цикла не отмечается значительных накоплений раннего флиша; складчатость и флиш во внутренних зонах развиты не лучше, чем во внешних; гранитный магматизм не ограничен внутренними зонами, но хорошо развит также на месте миогеоантиклинального поднятия и в миогеосинклинальном желобе. Далее, хотя контрастность метаморфизма и наблюдалась, степень метаморфизма в Юньнань-Малайской складчатой области в общем невелика, и в противоположность «типичным» складчатым поясам, видимо, полностью отсутствуют тектонические покровы.

Предполагаемое объяснение различий. С востока на запад на полуострове Малакка с различной степенью достоверности могут быть выделены следующие тектонические единицы: 1) эвгеоантиклинальный хребет; 2) эвгеосинклинальный желоб; 3) миогеоантиклинальный хребет; 4) миогеосинклинальный желоб; 5) шельф; причем единицы 2, 3 и 4 выделяются достаточно уверенно. Это расположение тектонических единиц позволяет автору с уверенностью полагать, что континент или кратон лежит к западу; ближайшим стабильным блоком в этом направлении является лежащий в 2000 км к западу Индостанский полуостров. Треугольная форма залива и значительные глубины массы воды, разделяющей Индию и полуостров Малакка, а также приблизительное соответствие формы восточного берега Индии и западного берега полуострова Малакка порождают предположение, что Бенгальский залив является клиновидной трещиной (зиянием), образованной при вращении Юньнань-Малайской складчатой области и удалении ее от Индостанского кратона. С этой гипотезой согласуется левосторонний характер сдвигов преимущественно северо-западного простирания на полуострове Малакка, имеющих, очевидно, юрско-меловой возраст [16, 18], а а также тот факт, что большая часть суши, расположенная между Таиландом и Индией, сформировалась в мелу или в более позднее время. Кроме того, в Пукете и Пангнгне, на западном берегу Таиланда, в совершенно не соответствующей геологической обстановке были найдены алмазы [5, 63]; если совместить береговые линии Индии и Таиланда, то местонахождения этих алмазов окажутся вблизи от индийских месторождений Голконды. В то же время в Юго-Восточной Азии отсутствуют явные источники гранитного обломочного материала для среднедевонского — нижнекаменноугольного флиша (формация Кхлонг-Капон и ее эквиваленты), в то время как на полуострове Индостан находятся крупные массы докембрийских гранитных пород. Юньнань-Малайская складчатая область, возможно, составляла в прошлом часть геосинклинальной системы, расположенной по периферии древнего материка Гондваны [23]. Это обстоятельство может быть причиной некоторых различий между Юньнань-Малайской геосинклиналью и идеальной моделью Обуэна.

Если, что кажется вероятным, Гондвана начала распадаться, когда геосинклиналь достигла орогенной стадии развития, то интенсивный магматизм и слабая тектоническая активность, наблюдаемые в Юньнань-Малайской складчатой области, также могут быть объяснены. Силы, расколовшие Гондвану, стремились бы

в таком случае отделить складчатую область от форланда и, следовательно, действовали бы в направлении, противоположном «геосинклинальным» силам, стремящимся поддвинуть форланд под геосинклиналь. Это взаимодействие уменьшало бы сжатие коры и интенсивность тектогенеза. В то же время крупные трещины коры, *связанные с разрушением континента*, могли явиться подводящими каналами внедряющегося гранитного материала на этой кульминационной *стадии геосинклинального цикла*.

Поздние стадии тектонической эволюции региона. Концепция автора, заключающаяся в том, что геосинклинальные стадии развития Юньнань-Малайской складчатой области протекали при расположении геосинклинали вдоль края Гондваны, не соответствует мнению предыдущих исследователей, которые рассматривали тектоническую эволюцию полуострова Малакка как часть обычного процесса разрастания азиатской суши («Катазии», «Лавразии») в юго-западном направлении. Однако кажется, что вслед за отделением складчатой области от Индийского щита на Суматре тектоническая эволюция продолжалась в условиях миграции геосинклинального процесса в направлении к Бенгальскому заливу, о чем писал Ван Беммелен [9,10]. *Другие свидетельства такого процесса имеются* на Андаманских и Никобарских островах, расположенных на линии простирания островов Ментавай западнее Суматры. Мощная доверхнемиоценовая толща в районе Андаманских островов накопилась при сносе обломочного материала с северо-востока. Родольфо [53] полагает, что «... область континентального края Малайзии располагалась выше уровня моря и служила источником сноса» для этих осадочных пород. В настоящее время Андаманские и Никобарские острова отделены от континентального склона полуострова Малакка Андаманским бассейном, образование которого Родольфо объясняет позднемиоценовым — современным рифтогенезом, являющимся, очевидно, продолжением тафрогенеза, предполагаемого в связи с образованием Бенгальского залива.

Таблица 4

[201] **Зоны и элементы в сегменте**

Элементы	Зоны				
	1 Внутреннего поднятия	2 Эвгеосинклинальная	3 Миогеоантиклинальная	4 Миогеосинклинальная	4А Подзона шельфа
a Древний аллювий (нижний плейстоцен?)				+	
b Отложения кайнозойских бассейнов (миоцен? — нижний плейстоцен?)				+	
c Группа Верхний Корат (верхняя юра—мел)		+		(?)	
d Группа Нижний Корат (красноцветная моласса, верхний триас — верхняя юра)		+	(?)	+	
e Вторая геосинклинальная толща (оленекский — норийский или рэтский ярусы)		+	(?)	+	+
f Пермская шельфовая или квазиплатформенная толща; сакмарский ярус—верхняя пермь или нижний триас (индский ярус)		+	(?)	+	+
g Главная геосинклинальная (и догеосинклинальная) толща (верхний или средний кембрий — сакмарский ярус)	+	+	+	+	+

Б. Подразделения сегмента

[202] Основания для корреляции элементов различных зон: элемент *c* — породы, сходные по литологии и структуре с типичными породами зоны 2, встречены в некоторых местах в зоне 4; *d* — породы сходных фаций и стратиграфического положения с породами зоны 2 встречены также в зоне 4; *e* — палеонтология, литофации *и сходное тектоническое положение*; *f* — сходные лито- и биофации, возможно непрерывно распространенные от зоны 2 через зону 3 в зоны 4 и 4А; *g* — непрерывно прослеживается от зон 4 и 4А до флангов зоны 3; в зоне 2 выделяются на основании фауны и положения под пермской квазиплатформенной толщей; в зоне 1 выделяются на основании фаунистических данных.

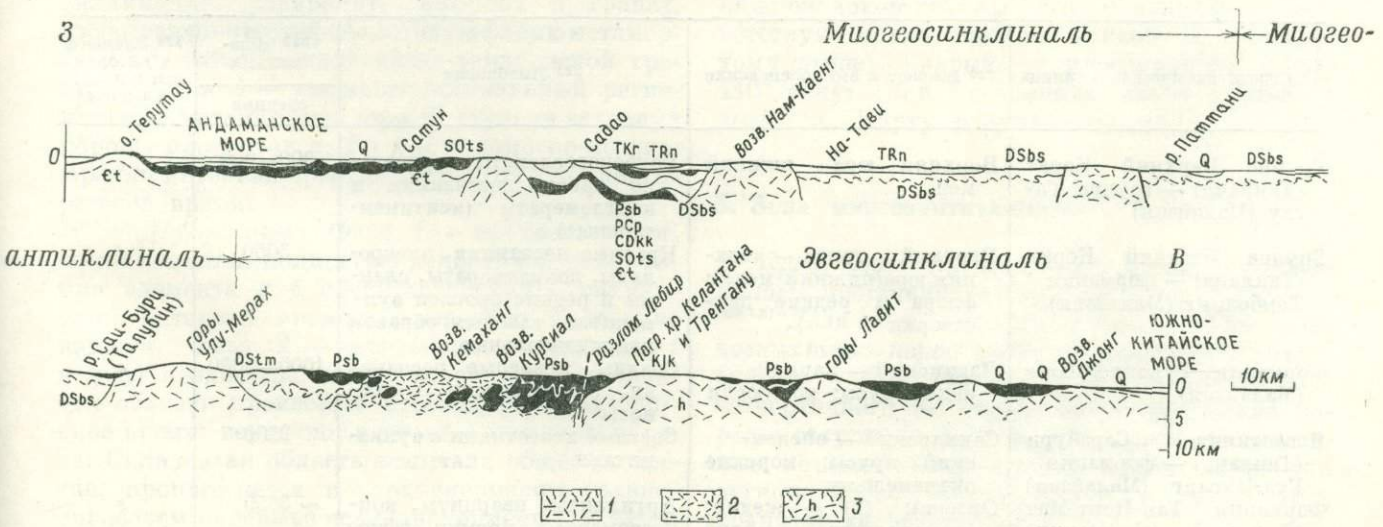
В. Сведения об отдельных структурных зонах

1. Зона внутреннего поднятия

На крайнем востоке южной части сегмента выделяется ограниченная полоса, занимающая лишь несколько сот квадратных километров в Таиланде, но более обширная на юге, в Малайзии; об этой полосе известно очень мало: на протяжении длительного периода здесь преобладали положительные тектонические движения и с некоторыми оговорками она выделена как зона. Она сложена гранитами, прорывающими осадочную толщу, в пределах сегмента очень плохо обнаженную. На юге толща включает аргиллиты и песчаники (которые иногда преобладают) с линзами карбонатных пород. Фауна свидетельствует о визейском возрасте этой толщи [26]. Бентосный характер фауны, наличие остатков растений, довольно грубый состав обломочного материала и волноприбойные знаки указывают на обмеление у восточного края эвгеосинклинали. В Малайзии также три определения абсолютного возраста гранитов, проведенные рубидий-стронциевым методом для валовых проб, указывают на верхнекаменноугольной возраст.

Поскольку эти гранитные интрузии по размерам являются батолитами, а по тектоническому положению — позднеорогеническими, напрашивается вывод, что зона испытала позднекаменноугольную складчатость. Последующая тектоническая активность и метаморфизм в этой зоне не установлены, хотя незначительная магматическая деятельность юрско-мелового возраста могла проявляться в этой области. Здесь не установлено также никаких более молодых осадочных пород, кроме четвертичного аллювия, и кажется, что после каменноугольной складчатости зона представляла собой стабильный блок суши. По направлению к нему пермские известняки эвгеосинклинали замещаются черными сланцами, которые, возможно, имеют эвксинический характер из-за того, что полоса поднятий на востоке ограничивала циркуляцию вод в бассейне. В этих сланцах найдены остатки растений. Данные по палеотечениям, полученные для аналогов верхнетриасовой — верхнеюрской группы Нижний Корат в южной Малайзии [47] и Сингапуре [2], указывают на снос обломочного материала с древней суши, расположенной к востоку от полуострова.

Природа внутренней зоны поднятий не вполне ясна. Огромные объемы гранитов и их кислый характер по сравнению с гранитами эвгеосинклинального желоба заставляют предполагать здесь мощный сиалический субстрат. Возможно, эта положительная структура являлась эвгеоантиклинальным хребтом в понимании Обуэна [7]. Ее географическое положение допускает возможность того, что эта зона представляла южное продолжение древнего Индосинийского массива, служившего тыловой обла-



ФИГ. 4. Геологический профиль от Андаманского моря до Южно-Китайского моря.

1 — граниты, главным образом биотитовые или двуслюдяные; *2* — меланократовые граниты; *3* — граниты с роговой обманкой. Объяснение буквенных обозначений см. в подписи к фиг. 2.

стью для Юньнань-Малайской складчатой области или срединным массивом между Таиланд-Малайским и Аннамитским подвижными поясами.

2. Зона эвгеосинклинали

[304-306] *Края зоны.* Восточный край нечеткий; он лежит преимущественно под водами Сиамского залива, а в других местах представляет собой широкую полосу постепенного перехода к зоне 1. Западный край — зона постепенного перехода (>3 км). [308-311] *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических — 5—10%; интрузивных — 25%; осадочных — 62% (включая 26% четвертичного аллювиального покрова); метаморфических — 6% (исключая 13% гнейсо-гранитов и слабо метаморфизованных древних отложений).

[312-314] *Элементы.* Недеформированные породы группы Верхний Корат (элемент *c*) несогласно залегают на слоях группы Нижний Корат (элемент *d*). Последняя испытала пологую складчатость и поднятие и поэтому слегка сжата; группа Нижний Корат перекрывает слои элемента *e* с несогласием или размывом или залегает на них с постепенным переходом. Породы второй геосинклинальной толщи (элемент *e*) смяты в складки, довольно сильно сжаты и перекрывают элемент *f* с угловым несогласием. Слои элемента *f* подверглись умеренной складчатости и сжатию; элемент *g* они перекрывают, вероятно, с угловым несогласием. Элемент *g* подвергся интенсивной складчатости (включая опрокинутые складки), сильно сжат и утолщен.

[315-316] *Площади обнаженных выходов элементов* (в км): *c* — >1,5 × 0,3 (вне сегмента площади весьма значительны); *d* простирается от южного края сегмента далеко на юг, в Малайзию [46]; *e* — <10 × 28; *f* — >95 × (<66); *g* — <180 × × 45.

[326-332] *Магматизм.* Эпизод 1 — внутригеосинклинальный вулканизм; периодическое накопление туфов и лав различного состава происходило в течение формирования элементов *g*, *f* и *e* в интервале времени от ордовика (?) до позднего триаса. Эпизод 2 — небольшие, главным образом серпентинизированные дайки и силлы ультраосновных пород (офиолитов) прорывают элемент *g*; они сформировались, вероятно, в интервале времени от силура до жединского века. Встречаются главным образом на западном краю зоны. Эпизод 3 — гранитные батолиты мезозоны внедрились в элемент *g* в течение средне-позднекаменноугольной эпохи складчатости (рубидий-стронциевые определения возраста валовых проб составляют 280—300 млн. лет) [62]. Граниты имеют объем около 10 000 км³ для наземной части сегмента (при предполагае-

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м: средняя	[323] Элемент, в котором эти породы развиты
Группа Верхний Корат (Таиланд) — группа Гагау (Малайзия)	Верхняя юра — нижний мел	Грубокосослоистые, довольно зрелые песчаники и конгломераты (континентальные)	300—600	*c*
Группа Нижний Корат (Таиланд) — формация Тембелинг (Малайзия)	Верхний триас — верхняя юра (нижний мел?); флора и редкие двустворки	Красные песчаники, алевролиты, конгломераты, сланцы и редкие прослои вулканитов, главным образом континентальные	3000	*d*
Формация Гунонг-Рабонг (Малайзия)	Ладинский — карнийский ярусы; моллюски	Сланцы, незрелые песчаники, конгломераты, вулканиты	1000—5000	*e*
Известняки Сарабури (Таиланд) — формация Гуа-Мусанг (Малайзия)	Сакмарский — оленекский ярусы; морские окаменелости	Светлые известняки с вулканитами	2500	
Формация Тан-Ионг-Мат (Таиланд) — «формация Предгорий» (Малайзия)	Ордовик (?) — жедин; окаменелости близ кровли толщи *Основание не обнажено*	Аргиллиты, кварциты, конгломераты, кремни, офиолиты	~ 3650	*g*

мой глубине 10 км). Эпизод 4 — гранитные породы внедрились в элементы *f* и *g*, вероятно, в раннетриасовое (?) время (калий-аргоновые определения возраста минералов составляют 200—220 млн. лет [60, 61]). Внутри сегмента эти интрузии имеют объем около 20 000 км³ (глубина интрузий ~10 км) и принадлежат главным образом к мезозоне, а также мезокатазоне. Эпизод 5 — небольшие гранитные тела эпизоны прорвали элемент *g* в раннетриасовое (?) — позднеюрское или раннемеловое время (рубидий-стронциевые определения в валовы пробах подтверждают более ранний возраст, а калий-аргоновые определения по минералам — более молодой возраст, составляющий 130—140 млн. лет). Эпизод 6 — посторогенические лавы, туфы и дайки от кислого до основного состава изредка встречаются в элементах *c* и *d*; они имеют позднетриасовый — раннемеловой (?) возраст.

335–342 *Метаморфизм.* Фаза 1 — предполагают, что метаморфизм среднедевонского—сакмарского времени, вероятно намюрского (по сравнению с магматическим эпизодом 3), сформировал мусковитовые сланцы в элементе *g*. Фаза 2 — поздний геосинклинальный метаморфизм воздействовал на элементы *f* и *g* в гвадалупско-анизийский интервал времени, вероятно в оленекский век: пермские слои метаморфизованы, а радиологические определения калий-аргоновым методом по минералам указывают на возраст (минимальный) 210 и 220 млн. лет для сланцев и находящихся в ассоциации с ними гранитов. Пелитовые породы содержат кианит, силлиманит, ставролит, амфибол и гранат, указывающие на амфиболитовую фацию метаморфизма в районе малайзийско-таиландской границы. Фаза 3 — постгеосинклинальный региональный метаморфизм низкой ступени затронул породы элементов *e*, *f* и *g* в карнийско-позднеюрский интервал времени, вероятно в норийско-рэтское время.

344–348 *Деформации.* Фаза 1 — предполагается, но не является полностью доказанной деформация элемента *g* в среднедевонский — сакмарский интервал времени, вероятно в течение намюра. Фаза 2 — деформация элементов *f* и *g* на позднегеосинклинальной стадии развития области произошла в гвадалупско-анизийское время; вероятно, в течение оленекского века. Складчатая область испытала общее поднятие, проявившееся в верхнепермском—раннетриасовом перерыве осадконакопления, и затем общее погружение, выразившееся в образовании кристаллических сланцев и гнейсо-гранитов катазоны и в восстановлении геосинклинальных условий. Фаза 3 — основные геосинклинальные деформации, включающие полную складчатость слоев в элементах *e*, *f* и *g* в карнийско-нижнеюрский интервал, вероятно, в норийско-рэтское время; породы элемента *d* деформированы значительно меньше, чем подстилающие слои. Фаза 4 — постгеосинклинальная деформация, включающая поднятие и пологую складчатость элемента *d* в среднеюрское—раннемеловое время, вероятно, в верхнеюрское. Фаза 5 — второй постгеосинклинальный эпизод деформации, включающий поднятие и наклон элемента *c* и более древних элементов в течение раннего мела — плейстоцена.

350–355 *Складки.* Складки, возникшие в фазы 1 и 2, не известны. Складки фазы 3 имеют ширину от 100 м до 1 см и меридиональное региональное простирание. Складки фазы 4 имеют ширину >1 км.

359–362 *Плоскостные и линейные текстуры.* Деформация фазы 2 породила сланцеватость пород в элементах *f* и *g* [33, 4, 49]. Фаза 3 сформировала сланцеватость в элементах *e*, *f* и *g* [45]. С фазой 4 связана трещиноватость пород элемента *d* [47].

366–373 *Разрывы.* Крутопадающие сдвиги рассекают элемент *g*; они имеют простирания 65, 90 и ~110°. Смещения, возможно, не превышают нескольких сот метров. Разрывы с простиранием 65 и 90° секут также пермские осадочные породы и в Тренгану (восточная Малайзия) служили подводящими каналами для даек основного и среднего состава, которые, возможно, сингенетичны базальтам верхнеюрской — нижнемеловой группы Гагау (Gagau) (они соответствуют магматическому эпизоду 6, упомянутому выше). Разрывы с простиранием около 110° секут слои предположительно пермского возраста. Карту разрывов см. [49].

3. Зона миогеоантиклинали

304 *Края зоны* представляют собой широкие полосы постепенного перехода (>3 км).

308–310 *Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород*: вулканических—5%; интрузивных — 25%; осадочных 70% (включая 20% четвертичного аллювия); метаморфические породы отсутствуют, хотя более древние осадочные породы обнаруживают слабые признаки регионального метаморфизма, а около 10% гранитов гнейсовидные.

312–316 *Элементы.* Породы главной геосинклинальной и догеосинклинальной стадии элемента *g* интенсивно смяты, кливажированы, веро-

ятно, сильно сжаты и раздуты по мощности. Породы других элементов также, очевидно, присутствуют в этой зоне, но они однозначно не выделены. Элемент *g* встречается на всей площади зоны (длина 880 км, из которых 625 км лежат под водами Сиамского залива; ширина < 62 км).

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1 — липаритовый вулканизм, проявившийся в накоплении туфов Грик средне-позднеордовикского возраста. Эпизод 2 — небольшие серпентинизированные интрузии ультраосновных пород (офиолитов), вероятно, силурийско-жединского времени, расположенные главным образом близ восточного края зоны. Эпизод 3 — гранитные батолиты мезозоны внедрились в средне-позднекаменноугольное время (возраст их на основании радиологических определений рубидий-стронциевым методом по валовым пробам пород составляет 270—300 млн. лет [62, 65]). На основе полевых или петрологических данных их нельзя отделить от верхнетриасовых гранитов, так что их объем остается неизвестным; вероятно, он невелик. *Эпизод 4 — гранитные батолиты мезозоны* сформировались в позднетриасовое время (рубидий-стронциевые определения возраста по валовым пробам и калий-аргоновые определения по минералам дают возраст около 200 млн. лет [62]); объем их — 20 000 км^3 (принимая глубину 10 км).

335–348 *Метаморфизм и деформации.* Проявились, вероятно, две фазы метаморфизма и деформаций, соответствующие средне-позднекаменноугольной и позднетриасовой орогенической и магматической фазам, но разделить их пока не представилось возможным.

350–355 *Складки.* Складки, как правило, имеют среднюю ширину в пределах от 100 м до 10 мм и апикальные углы около 40°. Осевые поверхности падают на юго-восток.

366–373 *Разрывы.* Сдвиги, вероятно, позднеюрского времени имеют простирание 324° (левосторонние) и 30° (правосторонние); смещения достигают нескольких километров. Эти разрывы являются продолжением системы сдвигов, наблюдаемой в зоне 4. Они секут позднетриасовые граниты, но в зоне 4 перекрыты третичными плиоцен-плейстоценовыми и четвертичными слоями.

4. Зона миогеосинклинали

304, 306 *Края зоны.* Восточный край зоны представляет собой широкую полосу постепенного перехода (>3 км), а западный край лежит ниже уровня моря, поэтому характер его неясен.

308–310 *Доля общей площади, занятой выходами основных типов пород:* вулканических — $<1\%$; интрузивных — 15%; осадочных — 85% (включая 32% четвертичного аллювиального покрова); *метаморфические породы отсутствуют*, хотя 5—10% гранитов гнейсовидные.

312–314 *Элементы.* «Древний аллювий» (элемент *a*) поднят и смят в пологие складки; на элементе *b* он залегает согласно или с размывом. Осадки кайнозойских бассейнов (элемент *b*) встречены в грабенах. Группа Верхний Корат (элемент *c*) испытала поднятие и наклон; на более древних элементах она залегает с угловым несогласием. Группа Нижний Корат (элемент *d*) испытала поднятие, смята в широкие складки и слегка сжата; на более древних породах она залегает с угловым несогласием. Элемент *e* (вторая гео-

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица		320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	323 Элемент, в котором развиты эти породы
	Формация Крох	Верхний ордовик (?) — эмс; окаменелости	Черные сланцы с прослоями темного известняка и песчаника, офиолиты	2700	*g*
Группа Баканг-Сата (Таиланд)	Туфы Грик	Ордовик (?); стратиграфическое положение	Риолитовые и риолито-дацитовые кристалло-кластические туфы	1000 (?)	*g*
Группа Балинг (Малайзия)	Кварциты Папалут	Кембрий (?) — ордовик (?); стратиграфическое положение	Субзрелые кварциты и аргиллит	1000 (?)	*g*
		Основание не вскрыто			

синклинальная толща) смят в складки и сжат; с более древними элементами он соприкасается по поверхности углового (?) несогласия или разрыва. Элемент *f* (пермская шельфовая квазиплатформенная толща) подвергся умеренной складчатости и несколько сжат; залегает на элементе *g* с угловым несогласием, размывом или с межформационным срывом. Элемент *g* интенсивно смят, сжат и раздут по мощности.

[315-316] *Площади обнаженных выходов элементов* (в км): *a* — $> 15 \times 4$; *b* — $< 33 \times 33$; *c* — $1{,}3 \times 0{,}5$; *d* — $< 34 \times 5$; *e* — $< 132 \times 62$; *f* — $< 960 \times 123$; *g* — $< 1080 \times 74$.

Таблица 7

Стратиграфия зоны 4

[319] Стратиграфическая единица	[321] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м			[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
«Древний аллювий»	Нижний (?) плейстоцен; морфология и современное положение	Пески, гравийники, речные и эстуариевые	> 90	0		*a*
Формация Краби	Миоцен — плейстоцен; флора и гастроподы	Пески, глины, мергели, известняки, лигниты (озерные и частично морские)	> 175	0		*b*
Группа Корат	Юра — мел; редкие моллюски	Красные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, песчаники, известняки и конгломераты (преимущественно континентальные)		0	400 (?)	*c*, *d*
Формация Натави	Ладинский — норийский ярусы; морская фауна	Черные сланцы, граувакки, субзрелые песчаники, слоистые кремни			1000 (?)	*e*
Группа Ратбури						
Известняки Сарабури	Сакмарский (?) — гвадалупский ярусы; морская фауна	Светлые известняки	1200	600	850	*f*
Формация Матси	Сакмарский — леонардский ярусы; чередуется с известняками Сарабури	Ортокварциты, протокварциты, субаркозы, конгломераты, известняки	2600	0		*f*
Группа Пукет						
Формация Патиу	Намюрский (?) — сакмарский ярусы; близ кровли — мшанки и брахиоподы	Аргиллиты, протокварциты		0	1640	*g*
Формация Кхлонг-Капон	Жединский — визейский ярусы; морская фауна	Аргиллиты, граувакки			2500	*g*
Группа Сатун						
Известняки Тан-Сон	Нижний и средний ордовик — верхний силур; морская фауна	Темно-серые известняки			1600	*g*
Формация Наи-Так	Вероятно, самые низы ордовика; стратиграфическое положение	Известковистые аргиллиты и песчаники, известняки с примесями	> 570	0		*g*
Кварциты Терутау	? — кембрий; трилобиты Основание не вскрыто	Зрелые песчаники, аргиллиты	> 1980	465	~ 1500	*g*

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — гранитные батолиты мезозоны внедрились в элемент *g* в среднепозднекаменноугольное время (рубидий-стронциевые определения в валовых пробах дают возраст 280—307 млн. лет [62, 25]). Объем этих гранитных интрузий, вероятно, невелик, но выделить их на основе полевых или петрологических данных трудно. Эпизод 2 — гранитные батолиты мезозоны внедрились в элементы *e*, *f* и *g* в позднетриасовое время (по рубидий-стронциевым определениям в валовых пробах и нескольким калий-аргоновым в минералах возраст около 200 млн. лет). Объем батолитов достигает 100 тыс. км³ (принимая глубину 10 км); они занимают около 13% площади зоны, однако их нельзя отличить от пород эпизода 4. Эпизод 3 — небольшие штоки гранитов эпизоны прорывают элементы *d* — *g*. Время внедрения, вероятно, юра — ранний мел (по калий-аргоновым определениям в минералах возраст около 135 млн. лет). Объем этих интрузий — 1500 км³. Эпизод 4 — гранитные батолиты мезозоны внедрились в элементы *d* — *g* в среднемеловое время (рубидий-стронциевые определения в валовых пробах — 111 млн. и 113 млн. лет [25]). На основании полевых и петрографических данных эти граниты нельзя отделить от гранитов эпизода 2.

[335–342] *Метаморфизм.* Породы элемента *g* подверглись слабому региональному метаморфизму в течение лудловского — позднекаменноугольного интервала времени, вероятно в намюре, хотя стратиграфические свидетельства этого спорны. Породы элементов *e*, *f* и *g* подверглись метаморфизму фации зеленых сланцев в течение норийско-титонского времени, вероятно в рэтское время. Метаморфизму подверглись слои вплоть до норийских; другие датировки вытекают из радиологических определений возраста прорывающих эти отложения гранитов (упомянутый выше эпизод 2).

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — деформация элемента *g* в визейско-сакмарское время, вероятно в намюрское, сопровождается местным перерывом в геологической летописи. Купмэнс [46] сообщает о наличии опрокинутых складок, кливажных складок, флексур, гофрировки и будинажа гранитных силлов. Он же предполагает позднесилурийский — девонский возраст этих деформаций, а Бертон [17] рассматривает их как часть каменноугольной фазы. Фаза 2 — складчатость элементов *e*, *f* и *g* произошла в течение норийско-титонского интервала времени, вероятно в рэтское время: верхнекарнийские или нижненорийские слои смяты и прорваны гранитами с абсолютным возрастом около 200 млн. лет; с угловым несогласием они перекрыты юрскими отложениями. К этой фазе может относиться образование надвигов на островах Лангкави. Фаза 3 — элементы *e*, *f* и *g* испытали поднятие, пологую складчатость и были затронуты сдвигами (?) в геттангско-палеоценовый интервал времени, вероятно в среднеюрское — раннемеловое время. Свидетельством этого служат калий-аргоновые определения возраста минералов из затронутых деформациями гранитов (150 млн. лет [61]) и стратиграфические данные по другим зонам.

[350–355] *Складки.* Складки, образованные в течение фазы 1, имеют ширину в пределах 100 м – 10 мм, апикальные углы около 40° и осевые поверхности, наклоненные к юго-востоку. Складки фазы 2 имеют ширину от 1000 до 100 м, апикальные углы около 70° и осевые поверхности, наклоненные на юго-восток. Складки фазы 3 имеют ширину около 1000 м, апикальные углы около 140° и вертикальные (?) осевые поверхности.

[359–362] *Плоскостные и линейные текстуры.* Деформации фазы 1 сопровождались образованием сланцеватости и кливажа разлома, которые связаны с опрокинутыми складками, но предшествуют образованию других складок; со второй подфазой складчатости связано образование волнистого кливажа [46]. Деформации фазы 2 сопровождаются кливажом разлома, трещиноватостью, линейнопараллельной ориентировкой минералов и зонами скола [46].

[366–372] *Разрывы.* Фаза 1 — единичный пологий надвиг (надвиг Кисап) образовался в течение позднетриасовой фазы складчатости; в этом надвиге силурийские слои надвинуты на пермско-каменноугольные отложения [46]. Фаза 2 — сдвиги, главные из которых упомянуты в пункте [111], смещают позднетриасовые граниты, а в северо-западной Малайзии карнийские (и норийские?) слои. Они секут также некоторые гранитные штоки, возраст которых, как полагают, поздняя юра — ранний мел (эпизод 3, см. пункт [326–332], но другие штоки той же фазы магматизма, очевидно, секут разломы, не испытывая смещения по ним; см. [111–116]). Фаза 3 — образование горстов и грабенов в миоцене — плиоцене сопровождалось аккумуляцией осадков в прогибах, ограниченных разломами.

4А. Подзона шельфа

Верхнекембрийские кварциты Терутау и ордовикско-силурийские формация Наи-Так и известняки Тунг-Сонг в совокупности представ-

ляют собой ортокварцит-карбонатные шельфовые фации в зоне миогеосинклинали. Эти фации обнажены в ядре крупной антиклинали меридионального простирания, и, поскольку восточнее нижнепалеозойские отложения представлены фациями глубоких прогибов, здесь, возможно, располагается другая устойчивая полоса или подзона поднятий. Западный край этой полосы неизвестен, так как перекрыт более молодыми отложениями. Последние включают верхнедевонскую — нижнекаменноугольную формацию Кхлонг-Капон, показывающую, что в этот период времени в пределах шельфа накапливался преимущественно флиш. Однако влияние этой полосы относительных поднятий находит, кажется, дальнейшее выражение в том, что терригенные фации пермских отложений (формация Матси) приурочены лишь к западному краю выходов нижнепалеозойских шельфовых фаций. В районе малайзийско-таиландской границы в этой же полосе накапливались средне-верхнетриасовые известняки [35] в отличие от распространенного восточнее одновозрастного флиша; это, возможно, также свидетельствует о шельфовых условиях. Имеется еще ряд свидетельств того, что источники обломочного материала триасового флиша находились на западе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alekseev M. N., Takaya Y.*, An outline of the Upper Cenozoic deposits in the Chao Phraya basin, central Thailand, Southeast Asian Studies Kyoto Univ., 5, 106—124, 1967.
2. *Alexander F. E. S.*, Report on the availability of granite Singapore and the surrounding islands, Singapore, Government Press, 1950.
3. *Alexander J. B.*, A short outline of the geology of Malaya with special reference to Mesozoic orogeny, Monogr. Am. geophys. Un., 6, 81—86, 1962.
4. *Alexander J. B., Macdonald S., Slater D.*, The basement rock of Malaya and their palaeogeographic significance in South East Asia, A *discussion*, *Am. J. Sci.*, 259, 801—806, 1961.
5. *Aranyakanond P.*, Diamond discovery in Phangnga and Phuket, south Thailand, Roy. Dept. Mines, Bangkok, Rept. of Investigation, No. 1, 35—36, 1955.
6. *Aranyakanond P.*, The cassiterite deposit of Haad Som Pan, Ranong Province, Thailand, Roy. Dept. Mines, Bankok, Rept. of Investigation, no. 4, 1961.
7. *Auboin J.*, Geosynclines, Amsterdam, Elsevier, 1965. (Имеется русский перевод: *Обуэн Ж*, Геосинклинали, изд-во «Мир», М., 1967.)
8. *Baum F., Koch E. E.*, Ein Beitrag zur-stratigraphischen Neuordnung des Paläozoikum in Süd-Thailand, Geol. Jb., 86, 879—884, 1968.
9. *Bemmelen R. W., van*, The geology of Indonesia, The Hague, Government Printing Office, 1949. (Имеется русский перевод: *Ван Беммелен Р.*, Геология Индонезии, ИЛ, М., 1957.)
10. *Bemmelen R. W. van*, Mountain Building, The Hague, Martinus Nijhoff, 1954. (Имеется русский перевод: *Ван Беммелен Р.*, Горообразование, ИЛ, М., 1956.)
11. *Brown G. F., Buravas S., Charaljavanaphet C., Jalichandra N., Johnston W. D. Jr., Srethaputra V., Taylor G. C., Jr.*, Geologic reconnaissance of the mineral deposits of Thailand, Bull. U.S. geol. Surv., 984, 1—193, 1951.
12. *Brown J. C., Heron R. M.*, The geology and ore deposits of the Tavoy district, Mem. geol. Surv. India, 44, 167—384, 1923.
13. *Brown J. C., Sondhi V. P.*, Geological reconnaissance of the Southern Shan States, Rec. geol. Surv. India, 67, 134—165, 1933a.
14. *Brown J. C., Sondhi V.*, The geology of the country between Kalaw and Taunggyi, Southern Shan States, Rec. geol. Surv. India, 67, 166—248, 1933b.
15. *Burton C. K.*, The Older Alluvium of Johore and Singapore, Jour. trop. Geogr., 18, 30—42, 1964.
16. *Burton C. K.*, Wrench faulting in Malaya, J. Geol., 73, 781—798, 1965.
17. *Burton C. K.*, Palaeozoic orogeny in North-West Malaya, Geol. Mag., 103, 364—365, 1966.
18. *Burton C. K.*, Wrench faulting in Malaya, a reply, J. Geol., 75, 128—129, 1967a.
19. *Burton C. K., The Mahang* Formation, a mid-Palaeozoic euxinic facies from Malaya, Geol. Mijnb., 46, 167—187, 1967b.
20. *Burton C. K.*, Graptolite and tentaculite correlations and palaeogeography of the Silurian and Devonian in the Yunnan-Malaya geosyncline, Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, n.s., no. 65, 27—46, 1967c.
21. *Burton C. K.*, Ignimbrite in Malaya, Geol. Mag., 104, 397—398, 1967d.
22. *Burton C. K.*, Neotectonics of the Thai-Malay peninsula, Bull. natn. Inst. Geol. Mining Bandung, v.z., 11—13, 1969.
23. *Burton C. K.*, The palaeotectonic status of the Malay Peninsula, Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 7, 51—60, 1970a.
24. *Burton C. K.*, Lower Palaeozoic Rocks of Malay Peninsula, discussion, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 54, 357—360, 1970 b.
25. *Burton C. K., Bignell J. D.*, Cretaceous-Tertiary events in South-east Asia, Bull. geol. Soc. Am., 80, 681—688, 1969.
26. *Fitch F. H.*, The geology and mineral resources of the neighbourhood of Kuantan, Pahang, Mem. geol. Surv. Dep. Fed. Malaya, No. 6, 1952.
27. *Fromaget J.*, L'Indochine française, sa structure geologique, ses roches, ses mines et leurs relations possibles avec la tectonique, Bull. Serv. géol. Indochine, 26, 2, 1941.
28. *Garson M. S., Mitchell A. H. G.*, Transform faulting in the Thai peninsula, Nature, Lond., 228, 45—47, 1970.
29. *Garson M. S., Bradshaw N., Rattawong S.*, Lepidolite pegmatites in the Phangnga area of peninsular Thailand, Second Technical Conferences on Tin, Bangkok 1969, 1, 325—343, London, Int. Tin Council, 1971.
30. *Gobbett D. J.*, Bibliography and index of the geology of West Malaysia and Singapore, Bull. Geol. Soc. Malaysia, no. 2, 1968.
31. *Hayami I.*, Two Jurassic pelecypods from west Thailand, Trans. Proc. palaeont. Soc. Japan, n.s., no. 38, 284, 1960.
32. *Holmes A.*, Principles of physical geology, 2nd edn., London, Nelson, 1965. (Имеется русский перевод: *Холмс А.*, Основы физической геологии, ИЛ, М., 1949.)
33. *Hutchinson C. S.*, The basement rocks of Malaya and their *palaeogeographic significance in* south-east Asia, Am. J. Sci., 259, 181—185, 1961.
34. *Ichikawa K., Yin E. H.*, Discovery of Early Triassic bivalves from Kelantan, Malaya, J. Geosci. Osaka Cy Univ., 9, 101—106, 1966.
35. *Ishii K., Nogami Y.*, Discovery of Triassic conodonts from the so-called Palaeozoic limestone in Kedah, Malaya, J. Geosci. Osaka Cy Univ., 9, 93—98, 1966.
36. *Jaeger H., Nakinbodee V., Mahakapong V., Braun E., von, Hess A., Koch K. E., Stein V.*, Graptolites of the Lower Devonian from Thailand (Preliminary results), Neues Jb. Geol. Paläont. Mh., 12, 728—730, 1968.
37. *Jones C. R.*, Lower Palaeozoic rocks of Malay Peninsula, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 52, 1259—1278, 1968.
38. *Jones C. R., Gobbett D. J., Kobayashi T.*, Summary of fossil record in Malaya and Singapore, 1900—1965, In: *Kobayashi T., Toriyama R., eds.*, Geology and Palaeontology of southeast Asia, Univ. Tokyo Press, 2, 309—359, 1966.
39. *Klompe Th. H. F.*, Igneous and structural features of Thailand, Geol. Mijnb., 41, 290—302, 1962.
40. *Kobayashi T.*, Upper Cambrian fossils from peninsular Thailand, J. Fac. Sci. Tokyo Univ., 10, 367—382, 1957.
41. *Kobayashi T.*, Geology of Thailand and her surroundings, J. Geogr. Tokyo, 67, 171—188, 1958.
42. *Kobayashi T.*, Notes on the geologic history of Thailand and adjacent territories, Jap. J. Geol. Geogr., 31,

128—148, 1960.
43. *Kobayashi T.*, Geology of Thailand, In: *Kobayashi T., Toriyama R., eds.*, Geology and Palaeontology of southeast Asia, Univ. Tokyo Press, **1**, 1—15, 1964a.
44. *Kobayashi T.*, Palaeontology of Thailand, 1916—1962, In: *Kobayashi T., Toriyama R., eds.*, Geology and Palaeontology of southeast Asia, Univ. Tokyo Press, **1**, 17—29, 1964b.
45. *Kobayashi T., Burton C. K., Tokuyama A., Yin E. H.*, The *Daonella* and *Halobia* facies of the Thai-Malay Peninsula compared with those of Japan, In: *Kobayashi T., Toriyama R., eds.*, Geology and Palaeontology of southeast Asia, Univ. Tokyo Press, **3**, 98—122, 1967.
46. *Koopmans B. N.*, Structural evidence for a Palaeozoic orogeny in northwest Malaya, Geol. Mag., **102**, 501—520, 1965.
47. *Koopmans B. N.*, The Tembeling Formation — a lithostratigraphic description, West Malaysia, Bull. geol. Soc. Malaysia, **1**, 22—44, 1968.
48. *La Touche T. H. D.*, Geology of the Northern Shan States, Mem. geol. surv. India, **39**, 1913.
49. *Macdonald S.*, The geology and mineral resources of north Kelantan and north Trengganu, Mem. geol. Surv. Malaysia, Malaya, No. 10, 1967.
50. *Martini H. J.*, Über das Alter von Hauptfaltung und Granit in Thailand, Geol. Jb., **74**, 687—696, 1957.
51. *Oldham T.*, Notes on the coalfields and tinstone deposits of the Tenasserim provinces, Selec. Rec. Govt. India, no. 10, 31—67, 1856.
52. *Rao Rama S. S.*, The geology of the Mergui district, Rec. geol. Surv. India, **55**, 1—62, 1930.
53. *Rodolfo K. S.*, Bathymetry and marine geology of the Andaman Basin, and tectonic implications for southeast Asia, Bull. geol. Soc. Am., **80**, 1203—1230, 1969.
54. *Sakagami S.*, Bryozoa from Pulau Jong, the Langkawi Islands, northwest Malaya, Jap. J. Geol. Geogr., **34**, 205—209, 1963.
55. *Sakagami S.*, The Permian bryozoa of Ko Muk, peninsular Thailand, with description of the Cyclostomata, Jap. J. Geol. Geogr., **37**, 141—155, 1966.
56. *Sakagami S.*, Permian Bryozoa from Khao Phrik, near Rat Buri, Thailand, In: *Kobayashi T., Toriyama R., eds.*, Geology and Palaeontology of southeast Asia, Univ. Tokyo Press, **4**, 45—66, 1968a.
57. *Sakagami S.*, Permian Bryozoa from Khao Chong Krachok, peninsular Thailand, In: *Kobayashi T., Toriyama R., eds.*, Geology and Palaeontology of southeast Asia, Univ. Tokyo Press, **4**, 67—81, 1968b.
58. *Sakagami S.*, Permian Bryozoa from Khao Ta Mong Rai, peninsular Thailand, In: *Kobayashi T., Toriyama R., eds.*, Geology and Palaeontology of southeast Asia, Univ. Tokyo Press, **5**, 47—67, 1968c.
59. *Saurin E.*, La géologie de l'Indochine, Proc. Pacif. Sci. Congr., **8**, 2313—2323, 1956.
60. *Snelling N. J.*, Age determination unit, In: Ann. Rep. Overseas Geological Surveys, for 1964, London, Her Majesty's Stationery Office, 28—38, 1965.
61. *Snelling N. J.*, Age determination, In: Ann. Rep. Inst. geol. Sci., for 1965, pt. 2, Overseas Geological Survey London, Her Majesty's Stationery Office, 44—56, 1966.
62. *Snelling N. J., Bignell J. D., Harding R. R.*, Ages of Malayan granites, Geol. Mijnb., **47**, 358—359, 1968.
63. *Stephens E. A., Bateson J. H., Javanaphet J. C., Sanevong P.*, An Investigation into the occurrence of diamonds and the regional geology of the Phuket-Phangnga area of peninsular Thailand, London, Inst. geol. Sci., 1966.
64. *Sun Y. C., Szetu S. S.*, Preliminary notes on the stratigraphy and structure of the Paoshan region, west Yunnan, Contr. Geol. Inst. Nat. Univ. Peking, no. 32, 1947.
65. *Ward D. E., Bunnag D.*, Stratigraphy of the Mesozoic Khorat Group in northeastern Thailand, Dept. Mineral Resources (Bangkok), Rept. of Investigation, no. 6, 1964.
66. *Yin T. H., Lu C. H.*, On the Ordovician and Siluraian of Shihtien, Western Yunnan, Bull. geol. Soc. China, **16**, 41—56, 1937.
67. *Zeuner F. E.*, The Pleistocene, its climate, chronology and faunal successions, The Ray Society, 1945.

СУМАТРА

Дж. А. Катили[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Складчатый пояс Больших Зондских островов, развивавшийся в течение позднего мезозоя и третичного времени, располагается между «форландом» раннемезозойской Таиланд-Малайской складчатой области (Зондским шельфом) и Индийским океаном. На северо-западе этот складчатый пояс через Андаман-Никобарскую дугу соединяется с Индо-Бирманскими хребтами, а на востоке — с дугами Банда; обе эти области также имеют позднемезозойско-третичный возраст. Контакт Зондской дуги и Таиланд-Малайской складчатой области проходит в очень плохо обнаженном районе восточной Суматры: пологие складки зоны 1 (см. ниже) постепенно исчезают по направлению к этому контакту. Ширина Зондской складчатой области от этого края до юго-западной зоны глубоководного желоба (передового прогиба) достигает 450 км.

Сегмент. Для описания выбрана широтная полоса, пересекающая складчатый пояс южной Суматры; она охватывает отрезок длиной 500 км по простиранию пояса (фиг. 1).

Зоны. Выделено шесть зон северо-западного простирания. Три из них расположены на Суматре (прогиб восточной Суматры, прото-Барисанская и Барисанская зоны). Три другие располагаются юго-западнее — это острова невулканической внешней дуги, расположенные между подводными впадинами зон внутреннего прогиба и глубоководного желоба (передового прогиба).

Геологическая история. К наиболее древним датированным породам относятся морские отложения пермо-карбона (зона 2), но кристаллические сланцы неизвестного возраста в зонах 2 и 3 могут оказаться более древними. В ранней перми важную роль играл андезитовый вулканизм, в поздней перми происходило отложение известняков, в начале триаса — накопление глинистых сланцев и песчаников, сменившихся известняками и мергелями в конце периода. Юрские отложения мало распространены, но достигают больших мощностей. В раннемеловую эпоху в зоне 2 местами накапливались осадочные породы и андезитовые вулканиты.

Образование складок и надвигов и внедрение гранитных интрузий произошло в позднемеловое время, по крайней мере в зоне 2. Вслед за этим сформировались грабены Суматранской зоны разломов, а в олигоценовое время возобновился андезитовый вулканизм, и морские условия вновь установились на восточной Суматре. Образование складок и внедрение гранитных интрузий происходили в среднем миоцене в зоне 3; вероятно, складкообразование происходило в это время и в зоне 6 (являвшейся в то время передовым прогибом). В зоне 1 в неогене непрерывно накапливались осадки, а в плиоцен-плейстоценовое время произошло умеренное складкообразование. Четвертичный вулканизм играл важную роль на всей территории Суматры; высокая сейсмичность, вулканизм, значительные современные движения и крупные гравитационные аномалии свидетельствуют о продолжающейся тектонической деятельности.

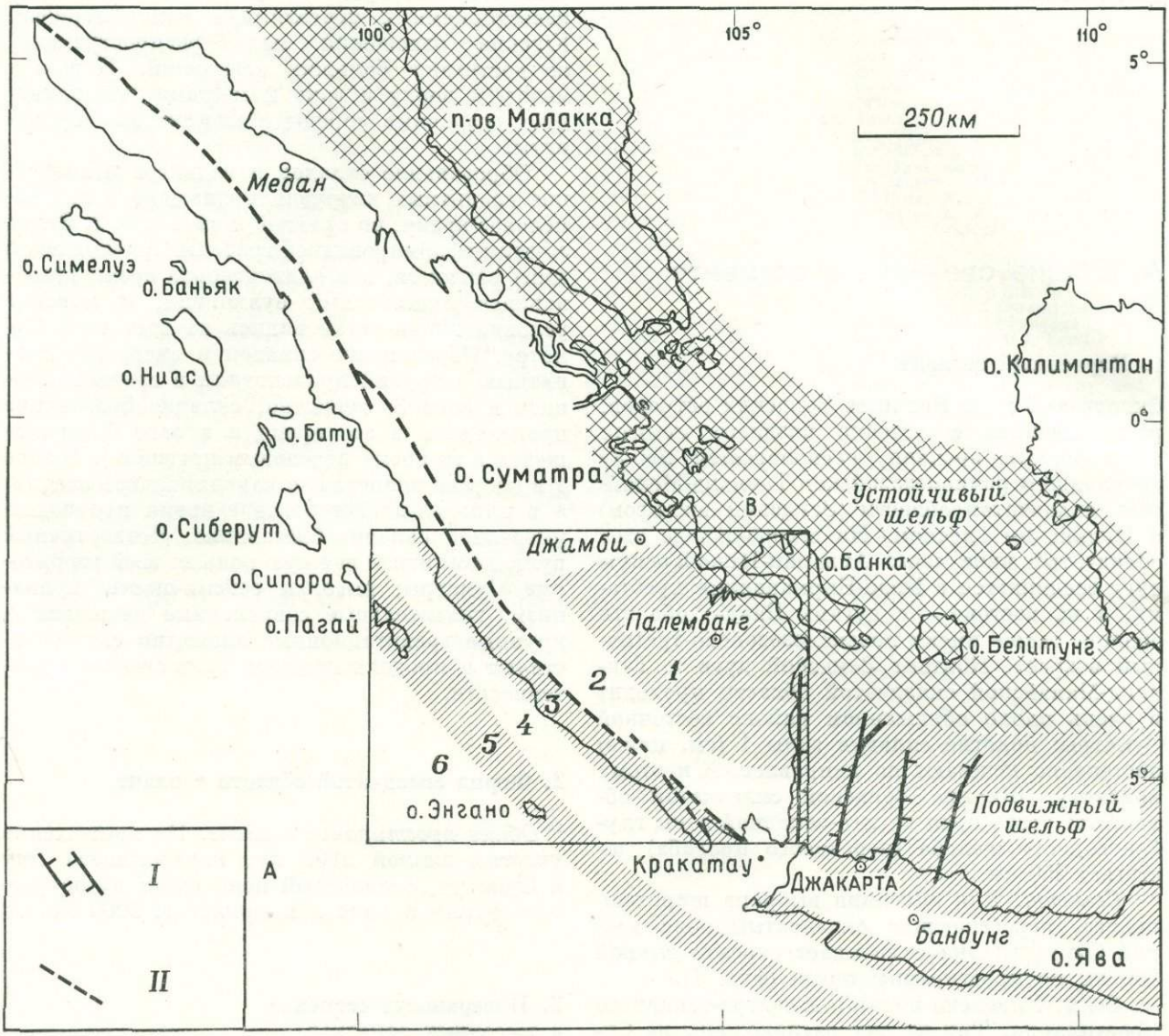
2. Форма складчатой области в плане

[24] *Общее простирание в плане.* На протяжении участка длиной 2800 км, включающего Яву и Суматру, складчатый пояс имеет дугообразную форму с радиусом кривизны 2000 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Наиболее высокая часть сегмента, составляющая 5% его территории, имеет высоту 2500 км. [31–32] Северо-восточный край складчатого пояса расположен примерно на уровне моря, а юго-западный — под уровнем моря на неизвестных глубинах. [33] Вершинные поверхности не обнаружены.[34] Известны геоморфологические поверхности на более низких уровнях. Развита поверхность выравнивания на высоте от 30 до 150 м над уровнем моря; она образовалась в интервале между мелом и плиоцен-плейстоценом. Поверхность высотой 5 м (уровень «Дэли») образовалась в конце плейстоцена в результате эвстатических колебаний уровня моря. См. [23, 28, 30].

[1] *Katili J. A.*, Indonesion Institute of Sciences, Djl. Teuku Tjik Ditiro No. 43, Djakarta, Indonesia.



ФИГ. 1. Структурные зоны южной Суматры и их продолжение на Яве.

1 — прогиб восточной Суматры; *2* — Протобарисанская зона; *3* — Барисанская зона; *4* — внутренний прогиб; *5* — невулканическая внешняя дуга; *6* — зона глубоководного желоба (передовой прогиб). *I* — грабен; *II* — Большая Суматранская зона разломов, или зона разломов Семанка.

4. Геофизические данные

[38, 39] *Имеются гравиметрические данные* как по рассматриваемому сегменту, так и по смежным площадям. См. [4, 5].

[41] Сегмент изостатически не уравновешен.

[42, 43] Простирание аномалий гравитационного поля согласуется с направлением главных тектонических структур и элементов рельефа (см. стр. 388 и фиг. 2).

[57–65] *Данные региональных сейсмических исследований.* См. [1, 25].

5. Современная активность

[69] Регион сейсмически активен. Имеются карты эпицентров [29, 10, 8, 9]. См. также фиг. 3, [25, 6].

[75] *Тектонические движения за историческое время.* Горизонтальные движения с правосторонним смещением по разрывам наблюдались при следующих землетрясениях: Тапанули (1882), Паданг-Панджанг (1926), Лива (1932), Тес (1952) и Ачех (1964). Суммарные смещения 0,5—1 м. Железнодорожные пути и стальные

мосты, пересеченные зонами разрывов, гнулись *во время землетрясений*. См. [22, 16].

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшими недеформированными породами являются четвертичные вулканиты. Изредка они нарушены складками (например, деформированы туфы в прогибе Пиломазиа в зоне 2, но согласно [1], это произошло благодаря оползневым явлениям).

[83] Наиболее молодые деформированные породы принадлежат к верхнепалембангской формации плиоцен-плейстоценового возраста [37].

[81] Наиболее древние из пород, впервые деформированных во время мезозойско-третичной тектоно-магматической эпохи, имеют пермско-каменноугольный возраст.

[76–79] *Породы фундамента*. В зоне 1 метаосадочные породы, включающие триасовые отложения, прорваны гранитами, абсолютный возраст *которых 45 млн. лет (конец юрского периода)*; эти породы играли роль фундамента во время мезозойских и третичных движений. Кристаллические сланцы развиты в зонах 2 и 3. Их возраст и стратиграфические соотношения известны плохо, но в зоне 2 они прорваны гранитами, имеющими возраст 88 млн. лет (личное сообщение д-ра Хаясе, университет Киото).

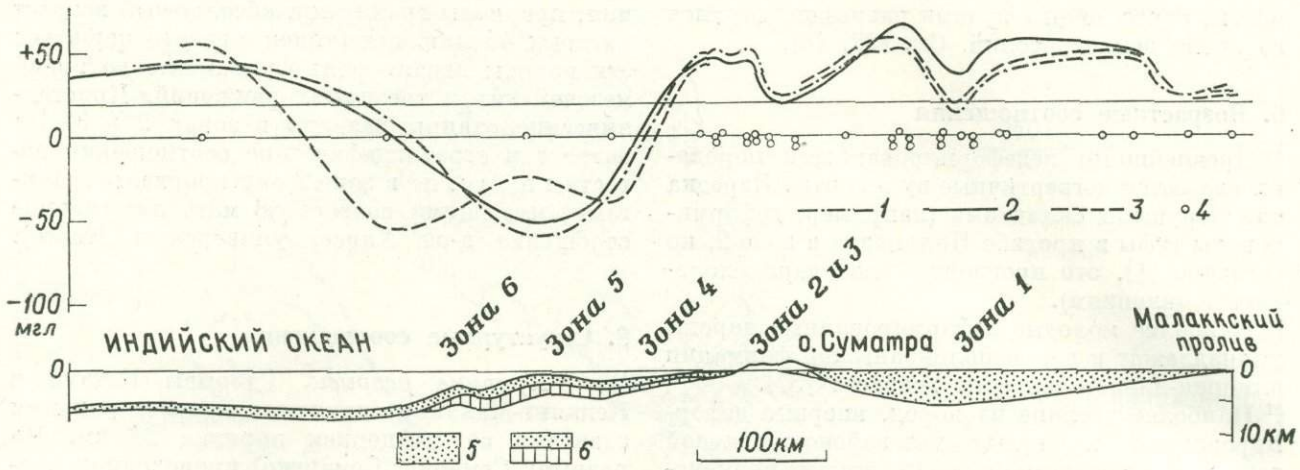
8. Структурные соотношения

[111–117] *Крупные разрывы*. Разрывы Кетаун и Кепаянг-Макакау являются правосторонними сдвигами со смещением порядка 25 км. По разрыву Семанка (Семангко) происходили вертикальные и правосторонние горизонтальные движения. Эти разрывы деформируют все слои вплоть до современных.

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] *Фаза и район ее проявления*	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
5 Прогиб южной Суматры (зона 1)	Умеренное складко- и надвигообразование	Плиоцен — плейстоцен	?	Наиболее молодые из пород, затронутых деформациями, относятся к плиоцену — плейстоцену [37]
4 *Бенкулен (зона 3)*	*Образование складок и внедрение гранитов*	*Миоцен*	?	*Смятые в складки миоценовые отложения* (формация Телиза), по-видимому, несогласно перекрываются средненеогеновыми слоями (аналогами нижнепалембангской формации). И те и другие интенсивно смяты. Плиоцен лежит несогласно на всех этих породах [37]
3 Острова к западу от Суматры (зона 5)	Интенсивное складкообразование	Мел	Миоцен	Данные о возрасте не ясны. Возрастной интервал устанавливается по аналогии с Тимором, Буру и Серамом, где складкообразование и магматизм в течение мела и палеогена хорошо выражены [38]
2 Горы Гумаи (зона 2)	Образование складок и внедрение гранитов	Средний мел (апт и альб)	Поздний мел	Все отложения до нижнего мела включительно смяты в складки и несогласно перекрыты эоценовыми слоями [37, 1, 12]
1 Зондский шельф (к северо-востоку от описываемого складчатого пояса)	Интенсивное складкообразование	Триас	Поздняя юра	Смятые в складки триасовые отложения прорваны гранитами с абсолютным возрастом 140 млн. лет [27]



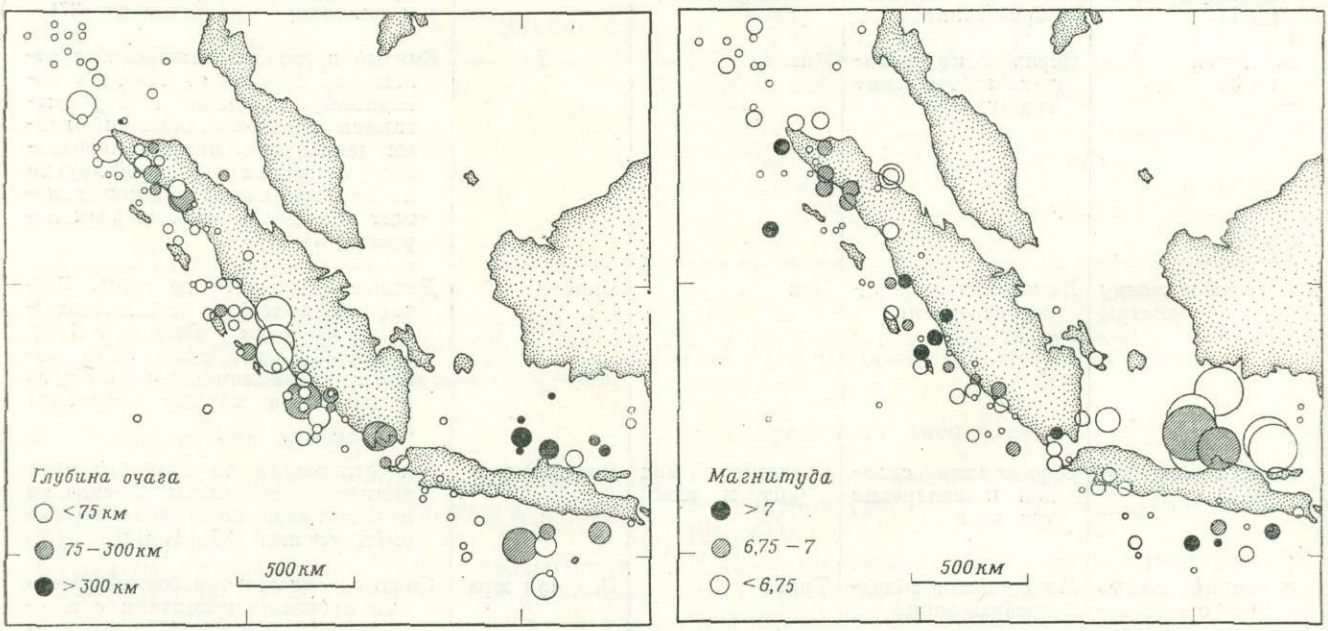
ФИГ. 2. Гравиметрический профиль через западную Индонезию по линии AB (см. фиг. 1).

1 — региональная изостатическая аномалия; *2* — региональная изостатическая аномалия, вычисленная с учетом геологических данных; *3* — локальная изостатическая аномалия, вычисленная с учетом геологических данных; *4* — пункты измерений; *5* — минимальная мощность осадочного чехла; *6* — максимальная мощность осадочного чехла.

[124-125] *Мегатектоника.* Катили и Хехуэт [16] выявили важную роль крупных сдвигов в южной Суматре.

9. Обзор тектонического развития

[129] **Скорость тектонических движений.** В восточной части Индонезии, несомненно, происходят такие современные тектонические движения, как поднятие и образование разрывов. Максимум поднятия за четвертичное время достигает 750 м. Опускания связаны с такими же скоростями тектонических движений, но благодаря действию денудации абсолютные величины поднятий меньше, чем глубины впадин. Четвертичное складкообразование хорошо вы-



А *Б*

ФИГ. 3. Карты сейсмичности западной Индонезии (1904—1960 гг.) ([29] с изменениями).

А. Радиусы кругов, представляющих эпицентры землетрясений, соответствуют смещениям в очаге. *Б.* Радиусы кругов, представляющих эпицентры землетрясений, соответствуют глубинам очагов.

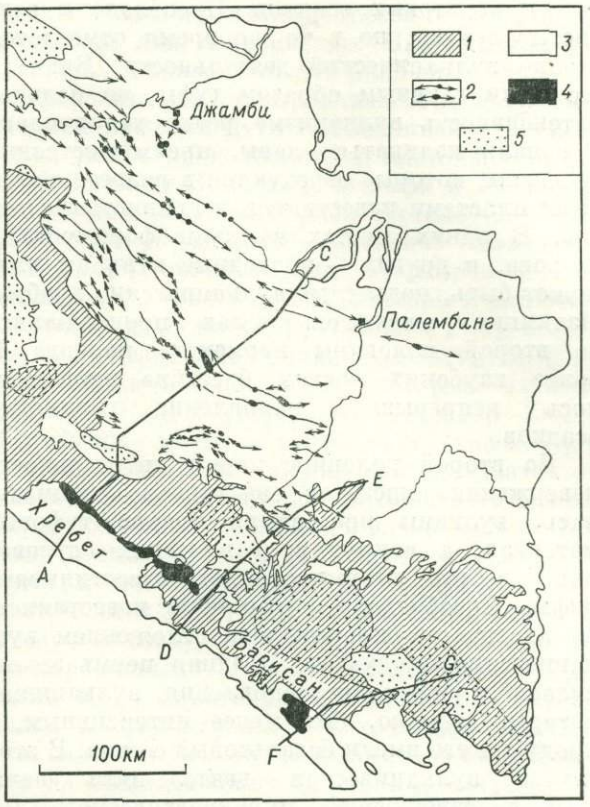
ражено на Суматре и Яве и в некоторых частях Явы приводит к поднятиям до 300 м. Горизонтальные смещения вдоль крупных сдвигов играют важную роль на островах Суматра и Ява и захватывают также «стабильный» регион полуострова Малакка.

По разрыву Лембанг около Бандунга на Яве обнаруживается горизонтальное смещение на 140 м за последние 6000 лет или несколько меньший срок. Горизонтальное правостороннее смещение по Большой Суматранской зоне разломов (см. ниже) достигает 20—25 км; движения по ней могли начаться в раннем плейстоцене или раньше, если скорость деформации соизмерима со скоростью смещения по разлому Сан-Андреас (5—7 мм/год).

Можно считать обоснованным, что в тектонически подвижных районах Индонезии средние скорости поднятия вместе со складкообразованием или без него достигают 0,5—1,0 мм/год. Скорость погружения достигает 2,0 мм/год. Наиболее быстрые четвертичные тектонические движения выражены в смещениях по сдвигам, где их скорость достигает 5 мм/год или более.

[133] **Роль сдвигов.** Параллельно оси Суматры, от Ачеха на северо-западе до залива Семанка на юго-востоке острова, проходит зона разрывов длиной 1640 км. Эта структура — Большая Суматранская зона разломов — представлена серией крупных продольных депрессий, наиболее важными из которых являются долины (с северо-запада до юго-востока) Ачех, Тангсе, Алас, Ангкола-Гадис, Сумпур-Рокан-Кири, Синкарак-Солок, Муара-Лабух и Семанка.

Большинство авторов придерживаются мнения о преимущественно вертикальных смещениях по этой зоне разломов. Катили и Хехуэт [16] пришли к заключению, что четвертичные и современные движения происходили преимущественно по правосторонним сдвигам. Они установили, что поддающееся измерению горизонтальное смещение порядка 20—25 км вполне могло образоваться начиная с раннего плейстоцена или еще раньше, если скорости деформации были сопоставимы со скоростью движений по разлому Сан-Андреас (5—7 мм/год). Известны современные горизонтальные смещения на 1,25 м, выявленные триангуляционными измерениями до и после землетрясения Тапанули в 1892 г. Кроме того, признаки современных движений по разрывам представлены многочисленными смещениями русел, водоемами и впадинами оседания, а также срезанными отрогами гор вдоль зоны разрывов. Разрыв Улу-



ФИГ. 4. Упрощенная геологическая карта южной Суматры [37].

По линиям *AC*, *DE* и *FC* проведены геологические профили, показанные на фиг. 5. *1* — область распространения четвертичных вулканитов; *2* — антиклинали в неогеновых *отложениях с нефтяными целями*; *3* — неоген *без покрова* четвертичных осадков; *4* — позднемиоценовые граниты и диориты; *5* — дотретичные отложения и «древние андезиты».

Аер к западу от озера Тоба смещает игнимбриты Тоба, возраст которых по современным данным не превышает 300 тыс. лет.

Автор настоящей статьи считает, что протягивающийся с северо-запада на юго-восток Большой Суматранский сдвиг обусловлен первичным горизонтальным сжатием, ориентированным меридионально. Этими же тектоническими условиями вызвано образование пологих субширотных складок в нефтяном бассейне восточной Суматры.

[134] **История развития Зондской горной системы на Суматре.** Краткий обзор геологической истории центральной Суматры дается по Катили [12, 15] и Ван Беммелену [2].

Древнейшие из известных пород имеют пермско-карбоновый возраст. В это время здесь располагался удлиненный морской бассейн, в котором накопилась мощная толща батиаль-

ных и неритовых осадков. Преобладали глинистые осадки, но в то же время отмечается начало вулканической деятельности. Вначале это были главным образом туфы, но позднее интенсивность вулканизма резко увеличилась и начали изливаться лавы, преимущественно андезиты, которые чередуются в разрезе с тонкими пластами известняков и глинистых сланцев. В одних местах вулканы формировали острова, в других — подводные вулканы или, может быть, подводные вулканические хребты. Излияния андезитовых лав продолжались до второй половины пермского периода. В более глубоких частях бассейна продолжалось непрерывное накопление глинистых осадков.

Во второй половине перми интенсивность извержения андезитов значительно уменьшилась, вулканы поставляли только туфовый материал, а вокруг вулканических островов или хребтов сформировались известняковые рифы. Преобладало накопление известняков, но иногда оно прерывалось отложением вулканических продуктов. Поздняя пермь закончилась периодом возобновления вулканизма, который, однако, был менее интенсивным, а продукты его имели базальтовый состав. В этом случае вулканическая деятельность началась с извержений пирокластического материала, затем начали изливаться базальтовые лавы.

С началом триаса вулканическая деятельность стала очень слабой, а в течение второй его половины прекратилась совсем. Локальные колебательные движения в конце перми привели к местным несогласиям. В триасе осадконакопление продолжалось непрерывно с отложением тех же осадков, что и в поздней перми. В течение раннего и среднего триаса формировались преимущественно глинистые сланцы и песчаники, в то время как в верхнетриасовом разрезе преобладают известняки и мергели.

Осадконакопление и вулканизм в районе Джамби, на южной Суматре, протекали так же, как и на центральной Суматре. Однако в горах Гумаи вулканическая деятельность продолжалась до раннего мела, когда вулканические брекчии и потоки лав андезитового состава образовали переслаивание с известняками.

Начальная фаза более поздних орогенических движений проявилась, вероятно, сразу после триаса (возможно, в юре) внедрением доорогенических микродиоритов и диоритовых порфиритов, которые в виде силлов и даек прорывают триасовые отложения. Возможно, что эта вступительная фаза орогенических движений на Суматре является отголоском главной юрской фазы складчатости за пределами рассматриваемой территории, а именно на полуострове Малакка, индонезийских Оловянных островах и западном Калимантане (т. е. в Малайской складчатой области, см. [135]).

Главная фаза складкообразования приходится на середину мела, когда вся толща дотретичных глинистых пород была собрана в преимущественно изоклинальные складки и образовала так называемую согласную серию («série compréhensive»), состоящую из мощных пачек аспидных сланцев [1]. Складкообразование сопровождалось внедрением гранитов и гранодиоритов, на контактах с которыми глинистые породы и вулканические туфы были превращены в гнейсы. Внедрение гранитов сопровождалось рядом контактовых процессов. Рядом с контактами формировались гранат-эпидотовые роговики и мраморы, а дальше к северу вулканические породы подверглись только слабому термальному метаморфизму с образованием метаандезитов и метадацитов. Граниты являются синтектоническими, что определяется по слегка волнистому угасанию кварца и слабо изогнутым кристаллам биотита. После завершения своего формирования эти синтектонические граниты и гранодиориты были прорваны дайками пегматитов и лампрофиров.

Вслед за поднятием во второй половине мела вся область была подвергнута глубокой денудации, и значительная по мощности часть осадков была уничтожена. На Суматре сохранилось мало юрских и меловых отложений. Вполне возможно, что часть рассматриваемой площади была поднята выше уровня моря еще раньше вскоре после отложения триасовых пород.

Эоцен был временем денудации Барисанской горной системы, которая, как отмечено выше, была смята в складки в раннемеловое время (прото-Барисан). Благодаря растягивающим силам, действовавшим на гребень прото-Барисанской геоантиклинали, вдоль всей Суматры образовалась система продольных грабенов (Суматранская зона разломов). В этих грабенах откладывались грубообломочные конгломераты и формировались пресноводные озера. В олигоцене прото-Барисанский хребет медленно опустился ниже уровня моря. Море покрыло восточную Суматру вслед за накоплением песчано-галечных и торфяных отложений в постепенно затопляемых речных долинах. В некоторых местах, особенно на юге прото-

Барисанского хребта, началась вулканическая деятельность. Этот вулканизм частично был подводным, и в соответствии с этим так называемая формация древних андезитов (олигоцен — миоцен) содержит прослои известняков и туфогенных мергелей.

В среднем миоцене Барисанская геоантиклиналь была поднята вторично. Теперь вся цепь становится вулканической. В течение первого вулканического цикла продолжаются преимущественно андезитовые извержения (формация древних андезитов), а заканчивается он колоссальными извержениями туфов более кислого состава. Эти кислые вулканические продукты, вероятно, извергались из трещин в осевой части геоантиклинали. Одновременно происходило образование складок и надвигов в нижне- и среднетретичных отложениях передового прогиба, который располагался на месте современной невулканической внешней дуги.

Примечательно, что осадки в погружающемся троге восточной Суматры (прогибе восточной Суматры) с противоположной стороны Барисанского хребта были едва затронуты внутримиоценовой складчатостью. В прогибе восточной Суматры мы видим согласное залегание слоев Телиза, нижне-, средне- и верхнепалембангских слоев, означающее непрерывность осадконакопления с олигоцена — миоцена до четвертичного времени. В противоположность этому на островах внешней дуги нижняя часть миоцена несогласно перекрыта морской формацией Калеа, которая приблизительно соответствует среднепалембангским слоям. Это означает, что в данной зоне в позднем миоцене произошло складкообразование.

За миоценом последовал период спокойного развития, особенно в северной части Зондского региона.

Плейстоцен в Индонезии был временем сильнейшего горообразования. В некоторых районах эти тектонические движения начались в плиоцене, а во многих местах они продолжаются до настоящего времени. В раннеплейстоценовое время или, может быть, раньше вдоль всей Суматры начинаются горизонтальные движения с правосторонним смещением, затрагивающие сопряженные системы мезозойских и миоценовых складок и существующие грабенообразные структуры. Те же тектонические условия, которыми определялись сдвиги, вызвали образование пологих складок в прогибе восточной Суматры. Катастрофические извержения вулканов, расположенных непосредственно внутри зоны разрывов, сформировали вулкано-тектонические депрессии, которые характерны для современных Барисанских гор Суматры. Горизонтальные движения вдоль Суматранского разлома продолжаются до сих пор. Подъем внешней дуги, начавшийся в плейстоцене, также продолжается в настоящее время.

[135] **Фундамент Зондского шельфа и Малайская складчатая область.** Горная система, для которой было предложено название Малайская складчатая область [38], существовала, по-видимому, с триаса до поздней юры и включала полуостров Малакка, архипелаги Риау и Линга, индонезийские Оловянные острова (Синкеп, Банка и Белитунг), некоторые части западного Калимантана, ряд островов Южно-Китайского моря, а также часть низменности восточной Суматры. Малайская складчатая область, соединявшая складки Зондского шельфа через полуостров Малакка и юго-западный Таиланд с синхронными тектоническими структурами и магматическими образованиями юго-восточной и восточной Бирмы (автономное государство Шан), сложена преимущественно пермо-карбоновыми и верхнетриасовыми осадочными и вулканогенными породами, прорванными многочисленными интрузиями гранитов и тоналитов. Возраст некоторых из этих гранитов на индонезийских Оловянных островах составляет 140 млн. лет. Во всей этой области пока не было встречено смятых в складки третичных отложений.

Основными палеогеографическими элементами западной Индонезии в течение позднего палеозоя и раннего мезозоя были два параллельных прогиба: один протягивался от полуострова Малакка к западному Калимантану, а другой занимал площадь Суматры. Последний (складчатая область Суматры) был охвачен меловыми, среднетретичными, плиоцен-плейстоценовыми и частично современными тектоническими движениями и является предметом настоящей статьи. В противоположность ему Малайская складчатая область, по-видимому, оставалась стабильной начиная с юры. Неизвестно, проявились ли юрские движения в прогибе, проходившем через Суматру.

Б. Подразделения сегмента

[202] *Основания для сопоставления элементов в разных зонах.* Элемент *а* включает продукты современной вулканической деятельности, вулканические тела, возраст которых определяется по геоморфологии. Они представляют собой гори-

Таблица 2

[201] **Структурные зоны и элементы в сегменте**

Элементы	Зоны					
	1 Прогиб восточной Суматры	2 Прото-Барисанская	3 Барисанская	4 Внутренний прогиб	5 Невулканическая внешняя дуга	6 Глубоководный желоб (передовой прогиб)
a Четвертичные вулканические породы	+	+	+			
b Третичные отложения	+	+	+		+	
c Мезозойские отложения		+				
d Пермско-каменноугольные породы		+				
e Кристаллические сланцы		+	+			
f Фундамент Зондского шельфа	+					

зонтальные покровы спекшихся туфов и вулканиты, стратиграфическое положение которых определяется несогласным залеганием на третичных отложениях. Элемент *b* сопоставляется по окаменелостям; элемент *e* по литологии.

B. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Прогиб восточной Суматры

[303–307] *Края зоны* определить очень трудно из-за отсутствия обнажений. Граница с Зондским шельфом проходит между районом складчатых структур вокруг Палембанга и обнажениями фундамента на островах Банка и Белитунг (Биллитон).

[312–314] *Элементы.* Недеформированные четвертичные вулканические породы (элемент *a*) несогласно перекрывают дотретичные гранитные и метаморфические породы. Третичные отложения элемента *b* умеренно или слабо смяты в складки и несогласно залегают на породах фундамента в западной части зоны. Элемент *f* — фундамент Зондского шельфа — сложен метаморфическими породами, прорванными гранитами; они интенсивно смяты в складки, обладают сланцеватостью и линейными текстурами.

[326–332] *Магматизм.* Многочисленные крупные гранитные тела прорывают породы элемента *f*. На горе Бату к юго-востоку от Палембанга эти граниты содержат касситеритовые руды и, таким образом, аналогичны гранитным породам Белитунга, монацит которых по соотношению изотопов свинца имеет возраст 140 млн. лет [27]. Продукты преимущественно континентального вулканизма олигоцена — миоцена (андезиты) и плиоцена — плейстоцена (кислые породы) образуют широко распространенные тонкие лавовые и туфовые прослои в отложениях с окаменелостями. Четвертичные вулканические породы имеют основной или кислый состав.

[344–355] *Деформации и складчатые структуры.* Породы элемента *f* были интенсивно смяты с развитием сланцеватости и линейных текстур в интервале от триаса до юры, вероятно в позднеюрское время, так как они прорваны гранитами, возраст которых — 140 млн. лет [27].

Внутримиоценовые движения, которые хорошо заметны в зоне 3, здесь почти не проявились: возможно, с ними связан переход от трансгрессивной фазы неогенового цикла (формация Телиза) к его регрессивной фазе (формация Палембанг) [7].

Все неогеновые слои в этой зоне смяты в пологие складки и нарушены разрывами в плиоцен — плейстоценовое время. Около 150 антиклиналей можно насчитать в любом разрезе этой зоны [24].

2. Прото-Барисанская зона

[305–306] *Края зоны* охарактеризовать трудно из-за неопределенности тектонических и стратиграфических данных или плохой обнаженности; обнажения редки.

[312–314] *Элементы.* Четвертичные вулканические породы (элемент *a*) частично деформированы в прогибе Пиломазиа [1] из-за оползневых процессов. Они несогласно перекрывают верхнетретичные отложения и дотретичные гранитные и метаморфические породы. Третичные отложения (элемент *b*) умеренно смяты и несогласно залегают на меловых отложениях. Мезозойские (элемент *c*) и пермско-каменноугольные

Таблица 3

Стратиграфия зоны 1

[319] Стратиграфическая единица	[320] Возраст и его обоснование	[321] Литология	[322] Мощность, м			[323] Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	средняя	
	Верхнечетвертичные отложения	Кислые лавы и туфы				*a*
	Верхнечетвертичные отложения	Базальтовые лавы Сукаданы	Ареал охватывает около 1300 км			*a*
	Нижнечетвертичные отложения	Дацитовые пемзовые туфы и дацит-липаритовые некки				*a*
Верхнепалембангская формация	Плиоцен — плейстоцен (?); морские окаменелости	Кислые пемзовые туфы, туфогенные песчаники, пески, глины	1000	500		*b*
Среднепалембангская формация	Верхний миоцен — нижний плиоцен; морские окаменелости	Аргиллиты, туфогенные песчаники, глауконитовые песчаники	800	650		*b*
Нижнепалембангская формация	Верхний миоцен; окаменелости	Глауконитовые мергели, аргиллиты, туфогенные песчаники, глинистые известняки	1000	700		*b*
Формация Телиза	Нижний миоцен; окаменелости	Глобигериновые мергели и глинистые сланцы с прослоями андезитовых туфов и брекчий, известняков и песчаников			4800	*b*
Верхнекикимская туфовая пачка	Олигоцен — миоцен; точный возраст неизвестен (если нижнекикимские туфы — эквивалент аквитанских древних андезитов [1], тогда верхнекикимские туфы — аналог формации Телиза)	Андезитовые туфы и лавы	2500	300	900	*b*
Фундамент	Доолигоценовые отложения	Аспидные сланцы, кварциты, мраморизованные известняки, диабазы, филлиты, прорванные гранитами (по скважинам) [24]				*f*

(*d*) отложения интенсивно смяты в складки. Контакт между ними обычно согласный, но местами развиваются небольшие покровные структуры, в которых *d* перекрывает *c*. Кристаллические сланцы (элемент *e*) характеризуются сланцеватостью и линейными текстурами, местами они надвинуты на меловые породы; их соотношения с другими элементами до сих пор неясны.

[326–332] *Магматизм.* Геосинклинальный пермский вулканизм, включающий образование лав и пирокластических продуктов, был развит вдоль всей Суматры [15]. Связанные с ним вулканические породы достигают максимальной мощности порядка 1000 м на центральной Суматре, имеют признаки подушечных текстур и содержат прослои известняков с пермскими окаменелостями. Локально развиты маломощные средние, основные и ультраосновные вулканические породы нижнего мела с прослоями содержащих окаменелости известняков.

Батолиты кислых и средних пород распространены вдоль всей Суматры, особенно в ее центральной части. Это синорогенические интрузии, прорывающие меловые отложения, содержащиеся в гальке третичных конгломератов и имеющие возраст 112 ± 24 млн. лет в центральной Суматре (личное сообщение д-ра Хаясе из Университета Киото). Предполагается их средне-верхнемеловой возраст.

Таблица 4

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	323 Элемент, в котором развиты эти породы
	Верхнечетвертичные отложения	*Кислые лавы и туфы*		*a*
	Верхнечетвертичные отложения	Базальт-андезитовые стратовулканы		*a*
	Верхнечетвертичные отложения	Лавы андезитового и базальтового состава		*a*
	Нижнечетвертичные отложения	Кислые лавы, туфы и игнимбриты		*a*
Формация Телиза	См. зону 1		} <4800	*b*
Верхнекикимская туфовая пачка	См. зону 1			
Нижнекикимская туфовая пачка	Олигоцен — миоцен	Андезитовые туфы, лавы, брекчии	<800	*b*
Салингский ярус	Нижний мел; морские окаменелости	Известняки, переслаивающиеся с андезитовыми пирокластитами и лавами	>400	*c*
Лингсингский ярус	Нижний мел; морские окаменелости	Глинистые сланцы и туфогенные мергели с радиоляриями	>3000	*c*
Юра	Морские окаменелости	Песчанистые глинистые сланцы	Десятки метров (?)	*c*
Триас (?)	*Thecosmila* sp.	Аспидные сланцы, песчаники	Сотни метров (?)	*c*
Пермо-карбон	Пермские фузулиниды и верхнекаменноугольная флора	Известняки, песчаники, конгломераты, липаритовые и андезитовые эффузивные породы	<1500 м на центральной Суматре (мощность в данном сегменте не известна)	*d*
Кристаллические сланцы	(?)	Биотит-мусковит-хлоритовые сланцы, амфиболиты		*e*

Местами встречаются миоценовые и более древние эффузивы, а также четвертичные лавы, пирокластические отложения и платобазальты. Состав и тех и других меняется от кислого до основного.

335–342 *Метаморфизм.* Кристаллические сланцы элемента *e* относятся к эпи- и мезозонам, состоят из амфиболитов и биотит-мусковитовых сланцев. Они древнее, чем прорывающие их граниты, имеющие возраст 88 млн. лет.

344–348 *Деформации.* Высокая степень метаморфизма кристаллических сланцев элемента *e* означает, что они сформированы в течение более ранней фазы, нежели позднемеловая, описанная ниже. Породы элементов *d* и *e* были смяты в складки и вовлечены в надвиги в интервале между средним мелом и эоценом, вероятно в позднемеловое время; все слои, включая нижний мел, смяты в складки и несогласно перекрыты базальными нижнетретичными конгломератами. Третья фаза складкообразования охватила третичные слои в миоценовое время [37].

3. Барисанская зона

306 *Края зоны* не ясны из-за плохой обнаженности.

312–314 *Элементы.* Недеформированные четвертичные вулканические породы (элемент *a*) несогласно перекрывают неогеновые отложения и миоценовые граниты. Имеются третичные отложения (элемент *b*); большая их часть сильно смята в складки, но плиоценовые слои имеют наклоны, меньшие чем 10°, и несогласно залегают на более древних неогеновых формациях.

Таблица 5

Стратиграфия зоны 3

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	323 Элемент, в котором развиты эти породы
	Верхнечетвертичные отложения	Кислые лавы и туфы		*a*
	Верхнечетвертичные отложения	Базальт-андезитовые стратовулканы		*a*
	Верхнечетвертичные отложения	Андезитовые и базальтовые лавы		*a*
	Нижнечетвертичные отложения	Кислые лавы, туфы и игнимбриты		*a*
Плиоцен	Окаменелости	Туфогенные мергели, туфы, аргиллиты, глинистые известняки	800—1000	*b*
Средний неоген	Верхний миоцен — плиоцен; окаменелости [37]	Пемзовые, туфы, окремнелые дацитовые туфы, окремнелые остатки древесины, фрагменты раковин	<1500	*b*
Формация Телиза	Нижний миоцен; окаменелости	См. зону 1	3000—4000	*b*
Древние андезиты	Эоцен или нижний миоцен [37]	Андезиты, брекчии, туфы	Сотни метров	*b*
Кристаллические сланцы	(?)			*e*

Контакт метаморфических кристаллических сланцев (элемент *e*) с элементом *b* не обнажен.

326–332 *Магматизм.* Континентальные вулканические породы кислого и среднего состава образуют формацию «древних андезитов» эоценового или нижнемиоценового возраста [15]. Батолиты кислых и средних пород прорывают кристаллические сланцы, древние андезиты и формацию Телиза, однако их контакт с плиоценовыми слоями не наблюдался; вероятно, они образовались одновременно с внутримиоценовыми деформациями. Четвертичные вулканические породы имеют кислый, средний и основной состав [37].

335–342 *Метаморфизм.* Данные о кристаллических сланцах см. в описании зоны 2.

344–348 *Деформации.* Так же как и в зоне 2, высокая степень метаморфизма кристаллических сланцев (элемент *e*) означает, что они сформированы на ранних этапах геологического развития зоны. Большая часть третичных отложений смята в складки и перекрыта недеформированными плиоценовыми слоями, что, вероятно, связано с миоценовыми деформациями. Более ранний эпизод деформаций устанавливается на западном побережье, где формация Телиза сильно смята в складки и прорвана гранитами; возможно, также, что существует несогласие между формацией Телиза и перекрывающим ее средним неогеном [37].

4. Зона внутреннего прогиба

Зона внутреннего прогиба располагается между внешней островной дугой и вулканической внутренней дугой. В рассматриваемом сегменте она располагается между островом Энгано и побережьем Бенкулена. Это трог шириной около 80 км и глубиной 1500 м, имеющий правильную форму прогиба.

Гравитационные аномалии колеблются между —100 и —50 мгл. Для прогиба характерны мелкофокусные землетрясения (с глубиной очага от 30 до 100 км), в то время как эпицентры промежуточных землетрясений (с глубиной очага от 100 до 300 км) проходят у берегов Суматры.

Зона 5. Невулканическая внешняя дуга

Эта цепь островов включает Энгано, острова Пагай, Сипору, Сиберут, острова Бату, Ниас, острова Баньяк и Симелуэ. Внутри рассмотренного сегмента расположен только остров Энгано, но он плохо изучен. Ван Беммелен [1] обратил внимание на то, что в литературе из-

вестны упоминания как о «слегка смятом неогене со следами лигнитов и горизонтальными пористыми рифовыми известняками с пещерами, поднятыми до 100 м над уровнем моря», так и об «интенсивно смятом неогене... несогласно перекрытом плиоцен-плейстоценовыми отложениями (главным образом рифовыми известняками)».

Острова от архипелага Пагай до Симелуэ сложены миоценовыми и более молодыми обломочными и карбонатными отложениями, образовавшимися в условиях от батиальных до мелководных, несогласно лежащими на шарьированных в сторону океана комплексах кластических осадков, метаморфических пород низких ступеней метаморфизма и подчиненного количества основных и ультраосновных магматических пород [1]. Для простоты изложения здесь более детально рассматривается только остров Ниас.

Остров Ниас — наиболее крупный из островов, расположенных в Индийском океане против западного побережья Суматры. Его размеры 120 × 40 км, расположен он в зоне крупной отрицательной гравитационной аномалии, столь характерной для внешних островных дуг. Беммелен [1] обобщил стратиграфию Ниаса, базируясь на неопубликованных отчетах Элбера и Хоппера, картировавших большие районы острова в конце тридцатых годов. Около Сумасумы на юго-западном берегу были встречены дотретичные породы, представленные кристаллическими сланцами и филлитами. Осадочные породы от олигоценовых до четвертичных слагают большую часть острова.

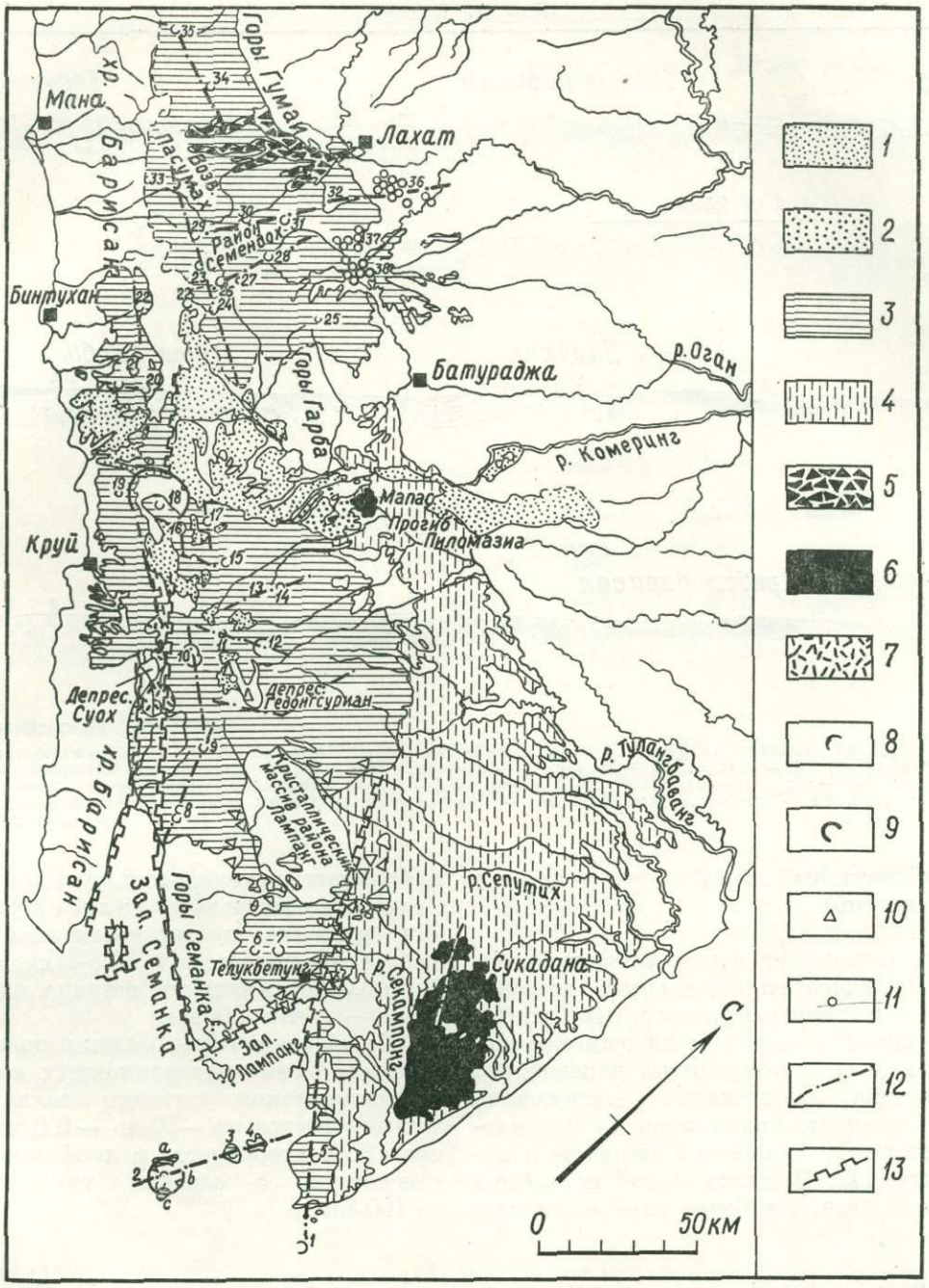
Краткая сводка данных об упрощенной стратиграфии Ниаса дана в табл. 6 (данные были опубликованы Ван Беммеленом [1]).

ФИГ. 5. Обобщенная стратиграфическая схема прогиба южной Суматры ([21], упрощено).

Таблица 6

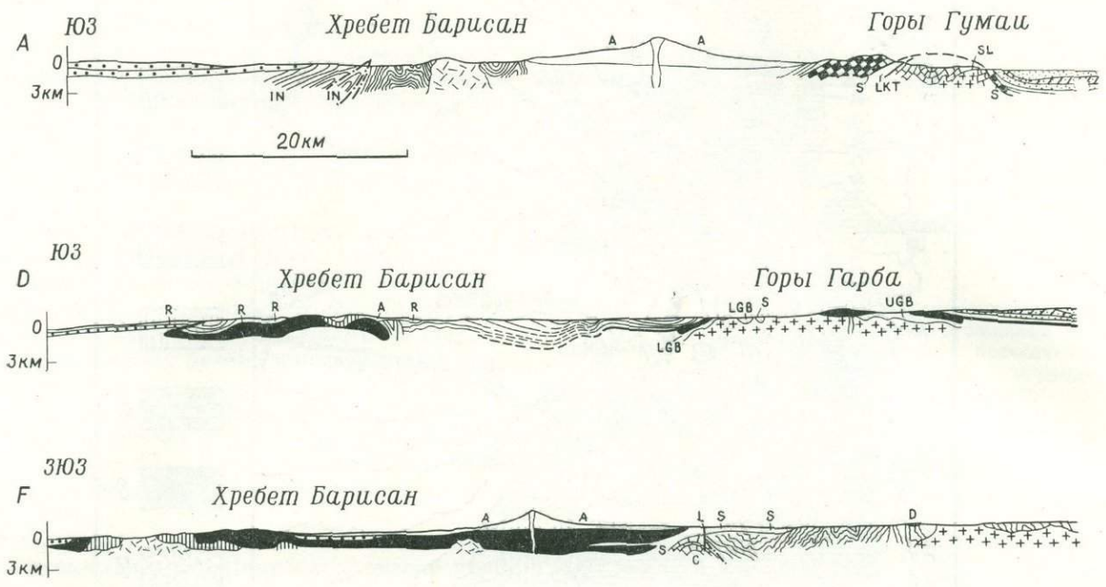
Стратиграфия острова Ниас (зона 5)

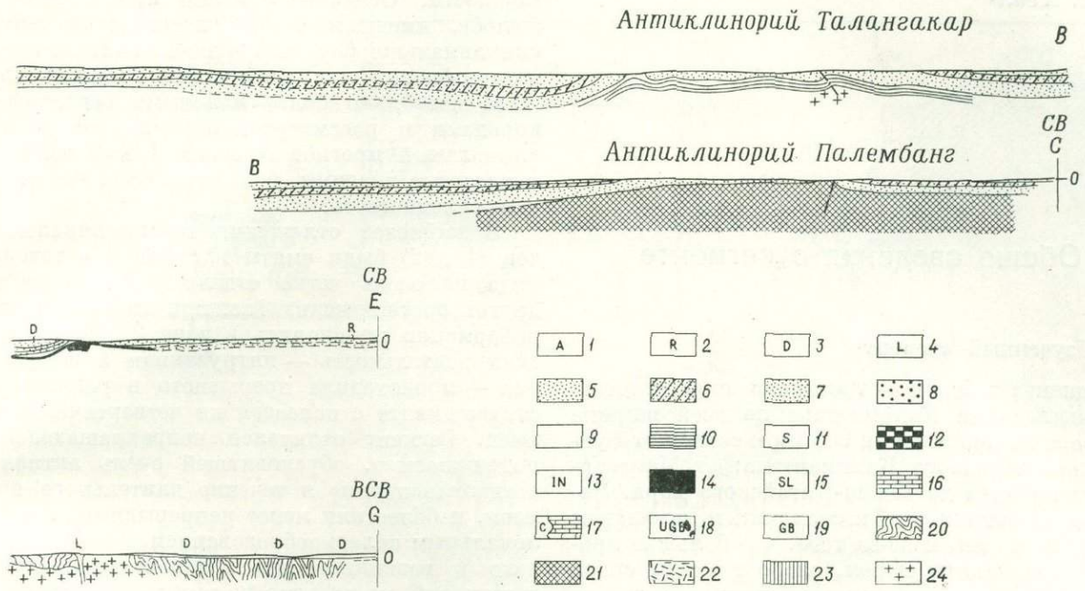
Возраст	Максимальная мощность, м	Описание
Современные отложения	5	Известковистые
		Несогласие
Верхний плиоцен — плейстоцен	80	Поднятые коралловые известняки с линзами туфогенных песчаников, мелководные морские алевролиты и глины
Нижний плиоцен	40	Мелководные морские песчанистые глины с прослоями песчаников и известняков
		Крупное несогласие
Верхний миоцен	150	Глубоководные песчанистые глины, местами обогащенные глауконитом и пиритом. Контакт с нижележащими породами неизвестен
Средний миоцен	1500	Плохо сцементированные глауконитовые песчаники; в нижней половине разреза континентальные отложения: сланцы, глины, несколько тонких пластов угля
Средний миоцен	700	Прибрежно-континентальные отложения: туфогенные алевролиты с остатками растений, прослои мягких песчаников с глауконитом и пиритом
		Несогласие
Нижний миоцен	1600	Переслаивающиеся глинистые сланцы и песчаники; базальные песчаники с карбонатным цементом; верхняя часть разреза мелководно-морская, нижняя — литоральная
		Крупное несогласие
Домиоценовые отложения	1400	Плотные, хорошо сцементированные песчаники с ходами червей и знаками ряби; прослои аспидных сланцев и полимиктовых конгломератов; мелководные морские отложения. Прорваны изверженными (серпентинизированными) породами



ФИГ. 6. Распространение четвертичных вулканических пород в южной Суматре ([39]; Геологическая карта Суматры масштаба 1 : 200 000 (1931—1937), листы 1—10, 15, 16 с новой тектонической интерпретацией).

1 — Туфы Ранау; *2* — туфы Семут вокруг прогиба Пиломазиа; *3* — покровы андезит-дацитовых и базальтовых стратовулканов; *4* — нижнечетвертичные кислые пемзовые туфы района Лампунг; *5* — нижнечетвертичные спекшиеся туфы возвышенности Пасумах; *6* — базальты Сукадана и лавы Мапас; *7* — кислые эффузивы долины Семанка; *8* — кратеры андезитовых вулканов; *9* — кальдеры обрушения; *10* — липаритовые некки; *11* — андезитовые некки; *12* — линии продольных и поперечных цепей вулканов от базальтовых до андезитовых, по-видимому приуроченных к зонам разрывов соответствующего направления; *13* — зоны трещин (разрывные зоны) раннего заложения, частично не моложе раннего плиоцена. Цифрами на карте обозначены центры базальт-андезит-дацитовых извержений: 1 — остров Дваре; 2 — группа Кракатау: a — остров Ферлатен, b — остров Ланг, c — остров Раката; 3 — остров Себесу; 4 — остров Себуку; 5 — Раджабаса; 6 — Песаваран — Ратаи; 7 — Бетунг; 8 — Танггамус; 9 — Риндинган; 10 — Балиранг — Секинтджау; 11 — Субаналах; 12 — Бенатан-Неки; 13 — Хулумаджус; 14 — Пунггур-Балаи; 15 — Сигигук; 16 — Кукусан; 17 — Агунг-Раджа; 18 — Семинунг; 19 — Пугунг; 20 — Джабул; 21 — Напалан; 22 — Пандан; 23 — Данау-Ракихан; 23 — Гаранг-Гаранг; 24 — Джабут; 25 — Нанти; 26 — Пенинджаван; 27 — Ринггит; 28 — Лумут; 29 — Бепагут; 30 — Балаи; 31 — Джамбул; 32 — Исау-Исау; 33 — Патах; 34 — Демпо; 35 — Дингин; 36 — группа андезитовых некков Серилло; 37 — группа андезитовых некков Джелапанг; 38 — группа андезитовых некков (группа Оган).





ФИГ. 7. Геологические профили через *южную* Суматру [37].

Расположение профилей показано на фиг. 4. *Четвертичные отложения, элемент a* (*1—4*): *1* — андезитовые вулканиты; миоцен — плиоцен (*5—7*): *5* — верхняя; *6* — средняя *7* — нижняя; *8* — морской плиоцен; *9* — средний неоген, верхний олигоцен — миоцен (*12—13*): *12* — верхние; *13* — нижние; *14* — древние андезиты. *Мезозойские отложения, элемент* (*18—19*): *18* — верхняя; *19* — нижняя. *Элемент c*: *20* — кристаллические сланцы и гнейсы. *Элемент f*: *21* — фундамент миоцен; *24* — средне- или *2* — туфы Ранау; *3* — дацитовые туфы; *4* — липариты. *Третичные отложения, элемент b* (*5—14*). Формация Плембанг, миоцен — плиоцен. Нижний миоцен (*10—11*): *10* — формация Телиза, известняки Батураджа; *11* — песчаники. Туфы Киким, с (*15—19*). Мел (?): *15* — серия Салинг; *16* — серия Лингсинг; *17* —нерасчлененные отложения. Серия Гарба, мел (?) (пермь — карбон, триас, интрузивные граниты); *22* — неогеновые граниты, верхний миоцен; *23* — дациты, верхний верхнемеловые граниты.

Зона 6. Глубоководный желоб (передовой прогиб)

Эта зона составляет северо-западное продолжение Яванского глубоководного желоба, который имеет вытянутую форму и изменчивую глубину, в связи с чем и положение осевой линии его дна колеблется. Линия поперечного разреза желоба, постепенно погружаясь к центру и сразу же поднимаясь на противоположную сторону, очерчивает широкую и пологую синклиналь. В плане желоб искривлен и сужается к концу. Наиболее глубокая (более 7000 м) часть желоба расположена к югу от Явы, а самая глубокая часть желоба в рассматриваемом сегменте, достигающая приблизительно 5500 м, расположена к юго-западу от острова Энгано. Максимальная ширина желоба в сегменте — почти 90 км.

Желоб расположен рядом с поясом сильных отрицательных гравитационных аномалий. В рассматриваемом сегменте величина аномалий колеблется от —50 до —100 мгл. Сейсмичность характеризуется мелкофокусными землетрясениями с очагами глубиной от 30 до 100 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bemmelen R. W., avn*, The Geology of Indonesia, The Hague, Government Printing Office, 1949. (Имеется русский перевод: *Ван Беммелен Р., Геология Индонезии*, ИЛ, М., 1957.)
2. *Bemmelen R. W., van*, Mountain Building, The Hague, Martinus Nyhoff, 1954. (Имеется русский перевод: *Ван Беммелен Р.*, Горообразование, ИЛ, М., 1956.)
3. *Brouwer H. A.*, The Geology of the Netherlands East Indies, New York, Macmillan, 1925.
4. *Bruyn J. W., de*, Isogam Maps of Caribbean Sea and surroundings and of South-east Asia, Wld Petrol. Congr., **3**, 1, 589—612, 1951.
5. *Collette B. J.*, On the gravity field of the Sunda Region, West-Indonesia, Geol. Mijnb., **16**, 271—300, 1954.
6. *Decker R. W.*, Geophysics in Indonesia, 1921—1961, Contr. Dep. Geol. Inst. Tekn. Bandung, **35**, 1—27, 1960.
7. *Dufour J.*, On regional migration and alteration of petroleum in South-Sumatra, Geol. Mijnb., **19**, 172—181, 1957.
8. *Fitch T. J.*, Earthquake mechanisms and ilsand arc tectonics in the Indonesian-Philippine region, Bull. Seismol. Soc. Am., **60**, 565—591, 1970.
9. *Fitch T. J., Molnar P.*, Focal mechanisms along inclined earthquakes zones in the Indonesian-Philippine region, J. geophys. Res., **75**, 1431—1444, 1970.
10. *Hatherton T., Dickinson W. R.*, The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs, J. geophys. Res., **74**, 5301—5310, 1969.
11. *Heiskanen W. A., Vening Meinesz F. A.*, The Earth and its Gravity Field, New York, McGraw-Hill, 1958.
12. *Katili J. A.*, On the age of the granitic rocks in relation to the structural features of Sumatra, In: *McDonald G. A., Kuno H., eds.*, Crust of the Pacific Basin, Geophys. Monogr., **6**, 81—86, 1962. A
13. *Katili J. A.*, The progress of geological Sciences in Indonesia, 1921—1961, In: *McDonald G. A., ed.*, Geology and Solid Earth Geophysics of the Pacific Basin, University of Hawaii Press, 55—67, 1963.
14. *Katili J. A.*, Structure and age of the Indonesian tin belt with special reference to Bangka, Tectonophysics, **4**, 403—418, 1967a.
15. *Katili J. A.*, Permian Volcanism and its relation to the tectonic development of Sumatra, Bull. natn. Inst. Geol. Mining. Bandung, **1**, 3—13, 1968.
16. *Katili J. A., Hehuwat F.*, On the occurrence of large transcurrent faults in Sumatra, Indonesia, J. Geoscience Osaka Cy Univ., **10**, 5—17, 1967.
17. *Katili J. A., Tjia H. D.*, Outline of Quaternary tectonics of Indonesia, Bull. natn. Inst. Geol. Mining. Bandung, **1**, 1—10, 1969.
18. *Klompe Th. H. F.*, Publications on the geology and geophysics of Indonesia and adjacent areas, Contr. Dep. Geol. Inst. Tekn. Bandung, numbers 17, 25, 33, 1952—1957.
19. *Klompe Th. H. F.*, The Status of Geological Mapping in Indonesia, Indones. J. nat. Sci., **113**, 127—138, 1957a.
20. *Klompe Th. H. F.*, Pacific and Variscian Orogeny in Indonesia, a structural synthesis, Indones. J. Nat. Sci., **113**, 43—87, 1957b.
21. *Koesoemadinata R. P.*, Outline of geologic occurreence of oil in Tertiary basins of West Indonesia, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **53**, 2368—2376, 1969.
22. *Müller J.*, Nota betreffende de verplaatsing van eenige tirangulatie pilaren in de residentie Tapanuli tgv de aardbeving van 17 Mei 1892, Natuurw. Tijschr. Ned.-Indië, **54**, 299—307, 1895.
23. *Pannekoek A. J.*, Outline of the geomorphology of Java, Tijschr. K. ned. aardrijksk. Genoot., **78**, 190—216, 302—341, 476—562, 1949.
24. *Pulunggono A.*, Basement Configuration in the South Palembang basinal area; its significance to depositional conditions and oil-trapping, Fourth Petroleum Symp. Canberra, Australia, Special publication Indonesian State Oil Company, 1—16, 1969.
25. *Ritsema A. R.*, Seismicity of the Sundy Arc in Space and Time, Proc. Pacific Sci. Congr., **8**, 753—756, 1956.
26. *Ritsema A. R.*, Pacific and Mediterranean Earthquake Mechanisms, Trans. Am. geophys. Un., **38**, 349—353, 1957.
27. *Schürmann H. M. E., Bot A. C. W. C., Niggli E., Houtermans G. F., Geiss J.*, Preliminary note on age determinations of magmatic rocks by means of radio-activity, Geol., Mijnb., 1955.
28. *Smit Sibinga G. L.*, On the origin and age of the peneplain of Palembang (Sumatra), Geol. Mijnb., **131**, 5—15, 1951.
29. *Soetadi R.*, Seismicity Maps of Indonesia, Geophys. Notes, Direktorat Meteorologi dan Geofisika, 4, 1965.
30. *Tjia H. D.*, Structural Analysis of the Pre-Tertiary of the Lokulo Area, Central Java, Contr. Dep. Geol. Inst. Tekn. Bandung, **63**, 5—110, 1966.
31. *Umbgrove J. H. F.*, Geological History of the East Indies, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 22, 1—70, 1939.
32. *Umbgrove J. H. F.*, The Pulse of the Earth, The Hague, Martinus Nyhoff, 1947.
33. *Umbgrove J. H. F.*, Structural History of the East Indies, Cambridge University Press, 1949.
34. *Vening Meinesz F. A.*, Gravity Expeditions at sea, 1. The expeditions, the computations and the tesults, 1932; 2. The interpretation of the results, with collaboration of Umbgrove J.H.F., Kuenen Ph. H., 1934; Delft, ed. Waltman, 1932, 1934.
35. *Vening Meinesz F. A.*, Gravity expeditions at Sea, **4**. Delft, Delfrsche Uitgevers My, 1948.
36. *Vening Meinesz F. A.*, Indonesian Archipelago, a geophysical Study, Bull. Geol. Soc. Am., **65**, 143—164, 1954.
37. *Westerveld J.*, Three geological sections across South Sumatra, Proc. K. ned. Akad. Wet., **44**, 1131—1139, 1941.
38. *Westerveld J.*, Phases of mountain building and mineral provinces in East Indies, Int. geol. Congr., **18**, 13, 245—255, 1952.
39. *Westerveld J.*, Eruptions of acid pumace tuffs and related phenomena along the great Sumatran fault-trough system, Proc. Pacific Sci. Congr., **7**, 2, 411—438, 1953.

КАЛИМАНТАН

Н. С. Хейл[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Позднемезозойская — третичная складчатость проявилась на Калимантане по всей ширине острова на протяжении 900 км к северу от фундамента западного Калимантана: от Макасарского пролива до Южно-Китайского моря. Переход к настоящим нескладчатым площадям нигде не виден, и из-за того, что большие пространства заняты морем, слабо изучены связи этой складчатой области с окружающими ее областями: Таи-Малайской, Зондской, Сулавеси и Филиппинской.

Сегмент имеет максимальную длину 750 км и занимает ту часть острова Калимантан, которая расположена к западу от 115° 30′ в. д. (фиг. 1).

Зоны. Выделяется четыре зоны. С севера на юг, в направлении возрастания возраста главных фаз повышенной подвижности, затронувших каждую зону, располагаются зоны Мири, Сибу, Кучинг и зона фундамента западного Калимантана.

Геологическая история. Древнейшие породы сегмента — кристаллические сланцы домосковского, возможно нижнепалеозойского, возраста. Вместе с пермско-каменноугольными глинистыми сланцами и известняками и триасовыми морскими глинистыми сланцами, песчаниками и подводными вулканитами они слагают толщу, которая считается здесь комплексом фундамента. Эти отложения занимают большую часть зоны 4, которая стала сушей, вероятно, в раннем мезозое. Для зоны 3 характерны морские мезозойские осадки шельфового типа, которые накапливались вокруг крупных островов, сложенных комплексом фундамента, и значительная подвижность в третичное время, отразившаяся в больших мощностях терригенных и мелководных морских отложений молассового типа. Зона 2 была районом наибольшей подвижности: с позднего мела до эоцена в ней накопились флишевые отложения большой мощности. Осадконакопление происходило в желобе, имевшем черты классической эвгеосинклинальной борозды, включая наличие кремнисто-офиолитовых ассоциаций. Зона 1 сложена несколько более молодыми осадочными породами и рассматривается как миогеосинклинальный прогиб. В зонах 1 и 2 имеются молассовые впадины, более молодые, чем главная складчатость.

В кайнозое отложения геосинклинальных зон (1 и 2) были смяты в складки в течение ряда не очень четко отделяющихся одна от другой орогенических фаз, причем наибольшие деформации проявились в зоне 2. Магматическая деятельность — интрузивная и эффузивная — происходила прерывисто в разных частях сегмента с палеозоя по четвертичный период. Сегмент отличался непрекращающейся подвижностью, обусловившей очень активное осадконакопление в течение длительного времени, и более или менее непрерывным, однако локальным складкообразованием, которое привело к возникновению большого количества несогласий, но ни одно из них тем не менее не распространяется на всю площадь.

Складчатый пояс описан здесь с использованием (частичным) классической терминологии для ортогеосинклиналей, во многом исходя из модели, предложенной Обуэном. Применение концепции тектоники плит уже после того, как была выполнена главная часть этого исследования, оказалось плодотворным при объяснении некоторых тектонических особенностей сегмента. Так, в мелу и кайнозое здесь существовала, возможно, зона субдукции, наклоненная на юг. В мелу эта зона располагалась в зоне 2, а в течение кайнозоя перемещалась к северу и становилась менее активной.

2. Форма складчатой области в плане

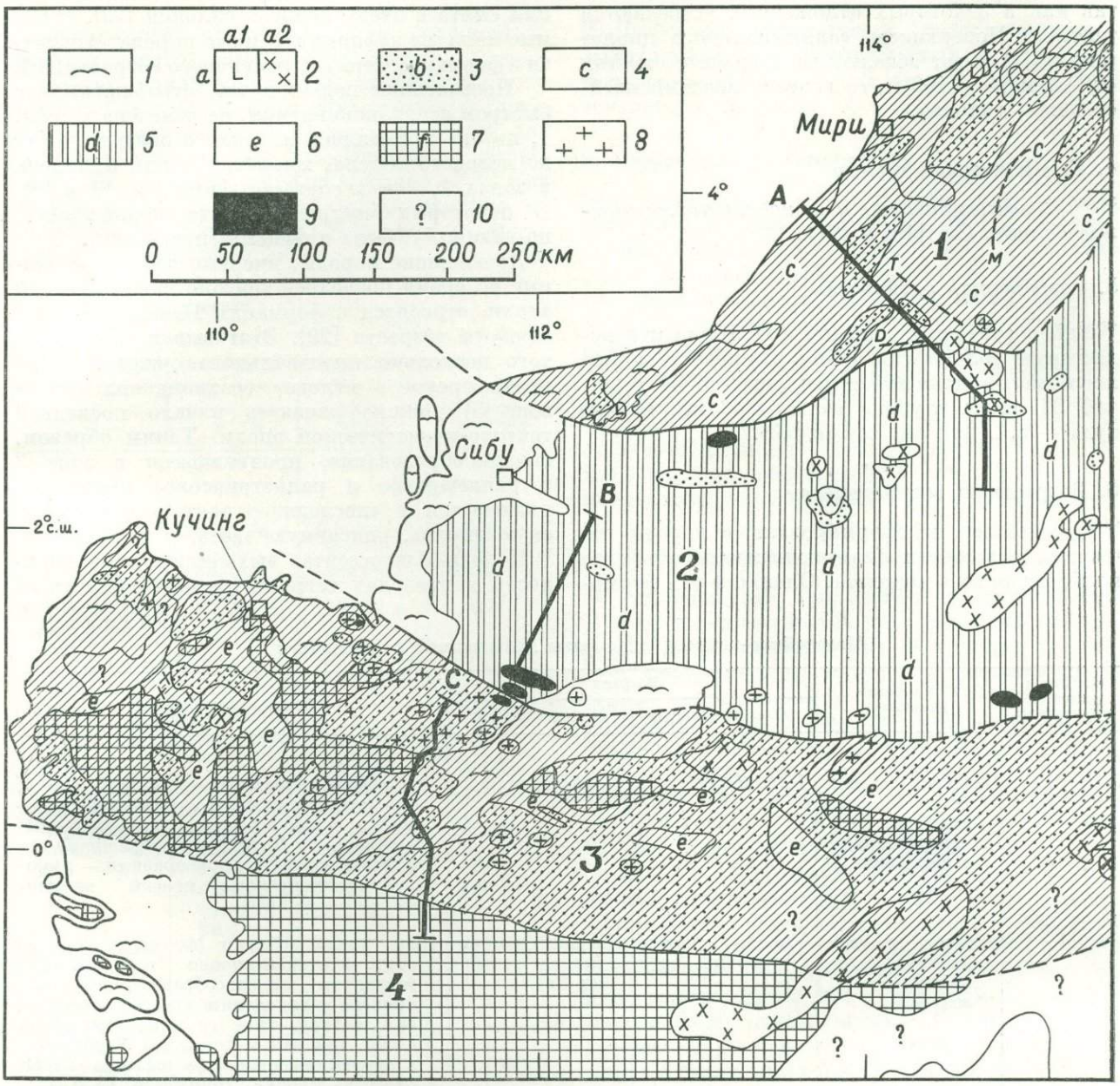
[23] *Общее простирание.* Пояс имеет дугообразную форму; для отрезка дуги длиной 1300 км (измеренной параллельно простиранию) в пределах Калимантана радиус кривизны составляет 450 км.

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Высота наиболее приподнятой части территории (5%) — 1500 м.

[33] *Геоморфологические поверхности* описаны только для северо-западного Калимантана [22], но имеются, возможно, и в других местах. Поверхность, сформировавшаяся во время «цикла пенепленизации» (цикл I), расположена

[1] *Haile N. S.*, Department of Geology, University of Malaya, Kuala Lumpur, Malaysia.



ФИГ. 1. Структурные зоны северо-западного Калимантана.

Зоны обозначены на карте жирными цифрами: *1* — Мири; *2* — Сибу; *3* — Кучинг; *4* — фундамент западного Калимантана. Буквами обозначены разрывы в зоне 1: *D* — Денган; *M* — Мелинау; *T* — Тинджар. Буквами *A*, *B*, *C* обозначены структурные профили, показанные на фиг. 4. *Структурные элементы* (*1—10*): *1* — четвертичные отложения; *2* — посторогенические породы (кроме аллювия): *a1* — формация Лианг, *a2* — вулканиты заключительного этапа; *3* — молассовые и связанные с ними отложения; *4* — миогеосинклинальные отложения; *5* — эвгеосинклинальный флиш; *6* — юрско-меловые отложения подвижного шельфа; *7* — комплекс фундамента; *8* — интрузии (более молодые, чем фундамент); *9* — офиолиты; *10* — тектоническая принадлежность не установлена, предположительно комплекс фундамента.

на высотах от 60 до 100 м у побережья и на высотах 1000—1500 м в средней части острова. Возраст этой поверхности плиоценовый или более поздний (возможно, раннеплейстоценовый), поскольку она срезает породы формации Лианг. Поверхность «цикла Джерудонг» (цикл II) расположена у побережья на высоте 10—30 м, а вдали от моря образует плоские долины на высотах до 900 м. Возраст ее плейстоценовый (вероятно, среднеплейстоценовый),

так как в некоторых отложениях встречаются тектиты. Поверхность «аллювиального цикла» (цикл III) имеет абсолютные высотные отметки от +7 м до —100 м, ее возраст поздний плейстоцен — голоцен.

4. Геофизические данные

[38, 45] *Гравиметрические и региональные магнитные данные.* См. [19] и [27].

5. Современная активность

[68] Район считается в общем асейсмичным и испытывает только «дрожание». Эпицентр самого последнего толчка имеет координаты 5° 54′ с. ш., 116° 36′ в. д.; глубина очага — 48 км, магнитуда — 5,4 [28]; см. также [33].

6. Возрастные соотношения

[85] Древнейшие недеформированные породы относятся к формации Лианг плиоценового и (или) плейстоценового возраста. Однако и эта формация смята в очень пологие складки [22]. [83] Самые молодые деформированные породы относятся к формации Сериа плиоценового возраста [22].

Повышенная подвижность, отразившаяся в быстром осадконакоплении, не отмечена в табл. 1, но она проявилась начиная с позднего мела до позднего эоцена, миоцена (?) или плиоцена в зонах 2, 3 и 1 соответственно (см. [320] и [322]). В некоторых частях сегмента подвижность, по-видимому, была в общем непрерывной.

[81] Древнейшие породы, впервые деформированные во время последней тектоно-магматической эпохи, относятся к формации Кедадом верхнеюрского возраста [29]. Этот вывод следует из того несколько произвольного суждения, что позднеюрское — меловое осадконакопление (в зоне 3) должно означать начало последней тектоно-магматической эпохи. Таким образом, складкообразование, проявившееся в зоне 3 в раннеюрское и раннетриасовое время, не включается в «последнюю тектоно-магматическую эпоху», описанную здесь.

[78] Породы фундамента, выходящие на поверхность в пределах сегмента, имеют возраст от

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91] Фаза и район ее проявления	[92] Характер движений	Возраст		[95] Обоснование возраста
		[93] максимальный	[94] минимальный	
4 Зоны 1, 2 и 3	Пологие складки (зона 2), интенсивное складкообразование (зона 1)	Плиоцен	Плейстоцен	Четче всего возраст определяется в зоне 1, где наиболее молодые отложения, затронутые складкообразованием, плиоценовые (группа Бруней), а древнейшие недеформированные отложения — плиоцен-плейстоценовые породы элемента *a*
3 Зона 1	Слабое, до умеренного, складкообразование	Миоцен (конец времени Te[a])	Поздний миоцен (конец времени Te)	Низы группы Барам (формация Тембуронг: олигоцен-миоцен, горизонт Te) затронуты складкообразованием, что привело к появлению углового несогласия внутри этой группы. Выражено слабо, так как и формация Тембуронг, и перекрывающие ее сланцы Сетап (верхний миоцен, горизонты Te и Tf)[a] имеют глинистый состав
2 Зоны 1 и 2	Интенсивная, до напряженной, складчатость и метаморфизм	(Палеоцен, зона 1); эоцен, зона 2	Поздний эоцен, зона 1; (олигоцен, зона 2)	Деформированы породы не моложе верхнего эоцена (группа Раджанг) в зоне 2; в зоне 1 выше поверхности несогласия залегают верхнеэоценовые (горизонт Tb)[a] породы группы Барам
1 Зона 3	Слабое складкообразование	Турон	«Сенон»	Отложения группы Плато несогласно перекрывают деформированные породы формации Педаван (см зона 3, [320])

[a] Буквенные обозначения в данной и некоторых других статьях представляют собой индексы горизонтов стратиграфической шкалы, широко применяющейся в Индонезии и на других островах Индонезийского района. На русском языке данная шкала полнее всего описана в книге Р. Ван Беммелена «Геология Индонезии», ИЛ, М., 1957.— *Прим. ред.*

домосковского (кристаллические сланцы) до верхнетриасового (складчатые слои).

Объем синорогенических отложений, приведенный в табл. 2, рассчитан исходя из средней мощности осадков 10 км и принятой для зон 2—4 ширины 300 км. Ответы на вопросы [101–104] — только предположения. [106] При оценке мощности слоистой толщи влияние деформации не учитывалось, [98] так как это практически невыполнимо.

7. Осадконакопление

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Доорогеническое	Синорогеническое	Посторогеническое
[97] Интервал возраста *от*	Домосковский	Верхняя юра	Верхний плиоцен
до	Нижняя юра	Плиоцен	Голоцен
[98] Максимальная мощность	>4000 м	30 000 м	100 м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента;	?	3×10^5 км^3	40 км^3
вероятная ошибка оценки		+100% −50%	+100% −50%
[100] Преобладающие фации	Морские глинистые сланцы и песчаники	Морской флиш	Континентальные глины с лигнитами
Доля общего объема, занятая разными породами, и ошибка оценки			
[101] Преобладающие фации	70±20%	70±15%	60±30%
[102] Вулканические породы	15±5%	1%	38±20%
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	12±5%	1%	0
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	3±2%	1%	2%

[107] До- и синорогеническое осадконакопление было, по-видимому, непрерывным, если не считать крупной эрозионной поверхности позднеэоценового возраста.

8. Структурные соотношения

[111–117] *Крупные разрывы.* Разлом Денган образует часть границы между зонами 1 и 2. Древнейшие породы, затронутые этим разломом, имеют верхнемеловой, а наиболее молодые — миоценовый возраст. Движения начались, очевидно, *в интервале от позднего мела до плиоцена* и закончились, вероятно, в плиоцене. Характер движений неизвестен. Милониты или псевдотахилиты не найдены.

Хотя по границам зоны 3 крупные разломы не закартированы, линейный характер контактов позволяет предположить, что эти границы, по меньшей мере частично, идут по разрывам.

9. Обзор тектонического развития

[126] **Региональная хронология и корреляция.** В зоне 1 окаменелостей достаточно много (*особенно много пелагических и крупных бентосных* фораминифер), и по ним сделаны достоверные определения возраста. Тем не менее корреляция между различными фациями затруднена из-за крайне высокой скорости осадконакопления, что делает нормальное палеонтологическое разделение на зоны слишком грубым методом. Обычно окаменелости переработаны, и это увеличивает трудности.

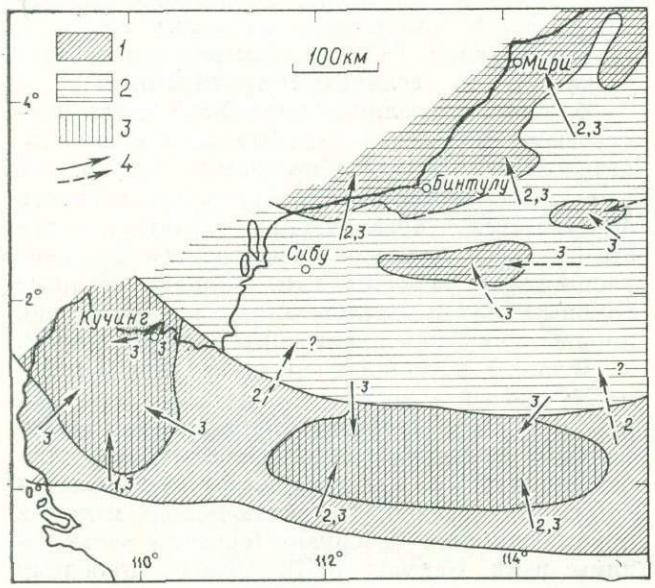
В зоне 2 корреляция проводится почти полностью по фораминиферам. Огромная мощность, интенсивное складкообразование, однообразный литологический состав, разрозненность определимых органических остатков — все это делает детальное биостратиграфическое расчленение невозможным. Однако возраст группы Раджанг в целом установлен достаточно хорошо по крупным бентосным фораминиферам.

В зоне 3, в западной части Саравака (в районе Кучинга и к востоку от него) и в смежных районах индонезийского Калимантана, региональная стратиграфия хорошо контролируется окаменелостями. Далее на восток окаменелости встречаются редко, за исключением меловых пород формации Себеруанг (средняя часть долины реки Капуас; [34]). Особую проблему в этой зоне представляет возраст формации Серабанг и группы Плато.

Формация Серабанг на крайнем западе Саравака и такие же слои, залегающие в соседних районах индонезийского Калимантана (по-

казаны на фиг. 1 знаком «?»), представлены смятым в сжатые складки сланцеватым флишем с кремнистыми сланцами и офиолитами. Они расположены близко (а на индонезийской территории прислонены) к неметаморфизованным и только умеренно складчатым слоям от верхнеюрского до верхнемелового возраста (в Сараваке они называются формацией Кедадом, известняками Бау, формацией Педаван [32]), и поэтому возникает впечатление, что их возраст древнее верхнеюрского. Однако они содержат радиолярии, которые определены как меловые [32]. Мне представляется более вероятным, что возраст формации Серабанг все же древнее, чем верхнеюрский, и что она принадлежит комплексу фундамента, как он определяется в этой книге.

Группа Плато содержит только редкие окаменелости, по которым можно установить возраст; две находки крупных фораминифер (вблизи от подошвы этой толщи) имеют важнейшее значение [34, 11]. Представляется, что эта группа имеет в основном послеэоценовый возраст. Однако в западном Сараваке толща песчаников в синклиналях Пенриссен и Кайан, очень сходная с песчаниками в основной части группы Плато, содержит пыльцу позднемелового (возможно, до сеномана — турона) возраста (в основании разреза) [32, 29]. В Юго-Восточной Азии датировка по пыльце разработана недостаточно, и этот возраст может оказаться ошибочным. Если его принять, то низы группы Плато на крайнем западе Саравака окажутся гораздо древнее, чем в других местах.



ФИГ. 2. Вероятное расположение и размеры бассейнов осадконакопления на северо-западе Калимантана.

Бассейны осадконакопления: *1* — позднe- и посторогенические, *2* — синорогенические, *3* — до- и раннеорогенические, *4* — вероятные главные направления переноса осадочного материала.

В зоне 4 ни внутри, ни за пределами сегмента никаких определений возраста (по окаменелостям или по радиологическим данным) не сделано. Оценки возраста основаны на литологической корреляции с формациями зоны 3, часть из которых имеет сомнительный возраст. Однако разрез, установленный Зейлманс ван Эммиховеном [35] и Ван Беммеленом [3, 4], не противоречит более поздним данным, полученным в северных районах, но геохронологию следует считать только предварительной. Многие из интрузивных пород предположительно палеозойского возраста могут оказаться мезозойскими.

Палеонтологическое расчленение третичных отложений на зоны (горизонты), которое применяется сейчас в этом районе, представляет собой буквенную классификацию Умбгрове и ван дер Флерка. Совокупность зон (горизонтов) в этой классификации можно в какой-то мере сопоставить с ярусами Европы, но при этом остается много неопределенностей [1].

[127] **Миграция прогибов.** Зоны осадконакопления, очевидно, постоянно перемещались на северо-восток. Как флиш, так и молассовые прогибы оказываются моложе в этом направлении. Имеются данные о миграции трогов вовне (на север), вкрест оси геосинклинали, и на восток, вдоль этой оси. Обсуждение этого вопроса см. [17].

[133] **Роль сдвигов.** Никаких доказательств наличия сдвигов в пределах пояса нет. Автор предполагает чисто умозрительно, что крупные сдвиги проходят по границам зоны 3 с зонами 4 и 2. Мелкие третичные штоки и пластовые интрузивные тела, которыми изобилует зона 3 в Сараваке (восточнее 112° в. д.), резко исчезают на севере, у границы зоны 2. Однако восточнее, в верхнем течении реки Капуас (между 113 и 114° в. д.) штоки наблюдаются и в зоне 2. Эти две группы интрузий первоначально составляли, возможно, единую полосу, захватывающую обе зоны, но затем они были разобщены по сдвигу между этими зонами с правосторонним смещением приблизительно на 200 км. Таким сдвигом можно было бы объяснить резкий излом береговой линии вблизи эстуария реки Лупар (у соединения зон 2 и 3).

Только резкий излом границы берегового аллювия с холмами между зонами 4 и 3 дает

возможность предположить здесь левосторонний сдвиг со смещением порядка 120 км.

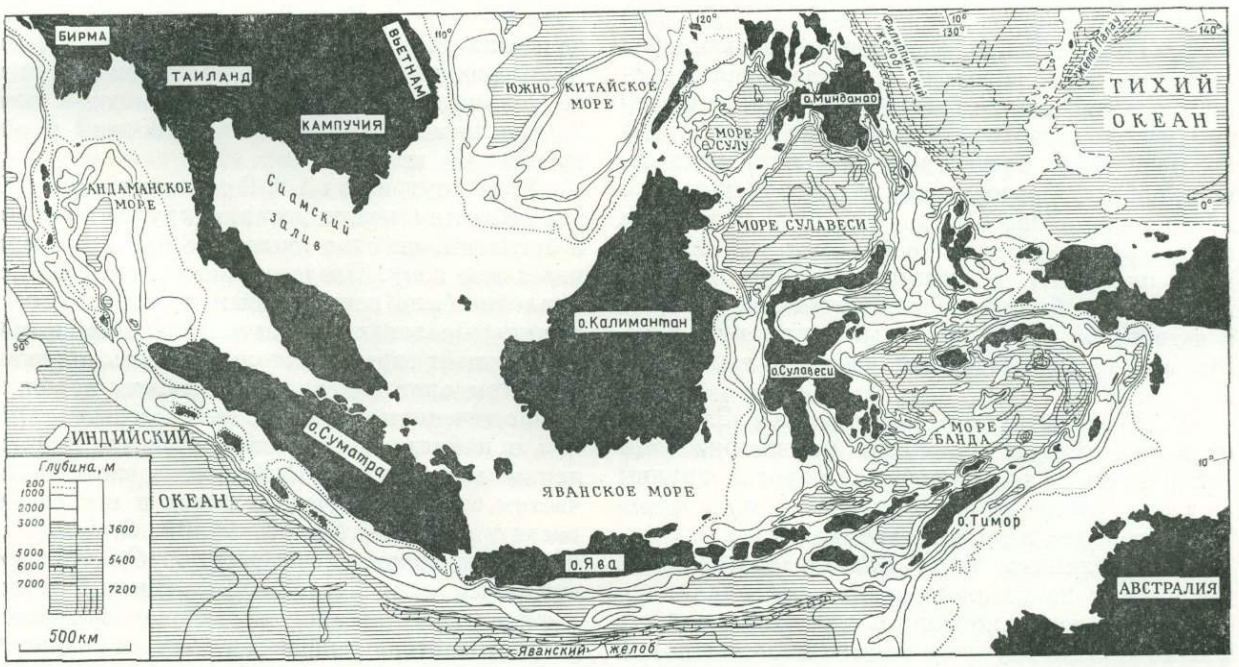
Эти соображения, которые едва ли достойны названия «гипотеза», вероятно, все же заслуживают проверки, когда на западе Калимантана станут возможными дальнейшие геологические исследования. С помощью морских геофизических профилей также можно было бы проверить идею о существовании крупных разрывов по обеим сторонам уходящего в море продолжения зоны 3.

[134] **История развития складчатого пояса.** *I. Палеозой.* «Кристаллические сланцы» распространены в зонах 3 и 4 достаточно широко и отражают домосковский эпизод отложения осадков и метаморфизма. За этим последовало морское осадконакопление в карбоне и перми, причем возраст пород установлен палеонтологически только в небольшом районе на западе Саравака (формация Тербат). Крупные гранитные батолиты сформировались, вероятно, в поздней перми или в раннем триасе, когда, по имеющимся данным, проходила одна из фаз складкообразования. Зона 4 с позднего палеозоя или с самого начала мезозоя, вероятно, располагалась преимущественно выше уровня моря.

II. Ранний мезозой. В течение позднего триаса на большой площади у западного края зоны 3 накопились морские осадки и одновременно произошли крупные извержения андезитовых лав и туфов. Образовавшиеся при этом слои перед отложением перекрывающей их пачки верхнеюрских пород подверглись умеренной складчатости.

Автор считает позднеюрское осадконакопление указанием на начало альпийской, или средиземноморской, тектоно-магматической эпохи на западе Калимантана. Довольно полные разрезы мела, сформировавшиеся в литоральной и неритовой зонах, известны в Сараваке и в некоторых частях западного Калимантана, но распространены отдельными пятнами. По-видимому, зона 4, расположенная южнее, в юре и мелу была сушей, а береговая линия проходила вблизи от границы между зонами 4 и 3. Несколько участков суши было в это время и в зоне 3.

III. Поздний мел и кайнозой, зоны 4 и 3. В позднем мелу в западной части зоны 3 произошло внедрение нескольких гранитных штоков (датированных сантоном — кампаном, 75—79 млн. лет по калий-аргоновому методу [21]); верхнеюрские и меловые породы этой зоны были смяты в складки. Эти события не оставили заметных следов в зоне 2, но они могли способствовать поступлению большего количества обломочного материала. Отложение пород молассоподобной группы Плато началось



ФИГ. 3. Батиметрическая карта части Юго-Восточной Азии [De Bruyn, 1953, карта 4].

в западной части зоны 3 в позднем мелу, но главная фаза накопления моласс приходится там на эоцен. Складкообразование затронуло зону 3 в позднетретичное время (возможно, в позднем миоцене или в плиоцене), а базальтовые и андезитовые лавы излились в районе горы Ниут и в горах Мюллера в плиоцен-четвертичное время. Многочисленные пластовые интрузивные тела кислого, среднего и основного состава внедрились в позднетретичное время на территории зоны 3.

IV. Поздний мел и кайнозой, зона 2. Осадконакопление в зоне Сибу началось в сеномане (или раньше) с накопления радиоляриевых яшм, обломочных пород и редких известняков, ассоциирующихся вдоль южных и северных окраин зоны со спилитами и долеритами. За этим последовало быстрое накопление мощных толщ флиша, состоящего из аргиллитов и граувакк. В течение этого времени ось бассейна осадконакопления, очевидно, смещалась внутри зоны к северу. Вдоль северной и южной границ зоны в палеоцене и эоцене отложились известняки, что указывает на сравнительно мелководные условия. Общепризнано, что зона 2 была эвгеосинклинальной бороздой в геосинклинали северо-западного Калимантана, и имеются доказательства того, что к северу от нее располагался хребет [10], который, как полагает автор, может считаться миогеоантиклинальным поднятием. В позднем эоцене меловые — эоценовые породы (группа Раджанг) испытали интенсивное складкообразование; в это время зона, вероятно, оказалась приподнятой в основном выше уровня моря и стала источником обломочного материала для зоны 1. Несколько пятен позднетретичных молассоподобных пород образовалось в солоноватых или пресноводных бассейнах. Зона была затронута позднетретичным складкообразованием (вероятно, в плиоцене). Последними крупными геологическими событиями были позднеплиоценовые и четвертичные субаэральные излияния риолитов, андезитов и базальтов на отдельных участках зоны.

V. Поздний мел и кайнозой, зона 1. За время от позднего мела до эоцена на востоке зоны отложились флишеподобные породы группы Раджанг, которые выходят сейчас на поверхность в ядрах крупных антиклиналей, таких, как антиклиналь Мулу. Однако в остальные части зоны до позднего эоцена поступило, повидимому, довольно мало осадков, так как эти площади были отрезаны на юге миогеоантиклинальным поднятием. После заполнения эвгеосинклинальной борозды (зона 2) и складкообразования здесь началось отложение флиша с крупными линзами известняков, сформировавшихся в благоприятной обстановке (например, на месте современной долины Мелинау). Вслед за отложением олигоцен-миоценового флиша последовало накопление обломочного и карбонатного материала в мелководной обстановке, так как прогиб уже был заполнен. Имеются данные об угловом несогласии внутри миоценовой толщи в данной зоне, возникшем в результате миоценового складкообразования, которое более четко выражено на северо-востоке, в Сабахе [5]. Осадки по мере отложения становились более песчанистыми, и в позднем миоцене и плиоцене их накопление происходило, вероятно, только в изолированных впадинах, где отложились (в условиях эстуариев или в континентальных условиях) мощные толщи песчаников. Эти породы сохранились до настоящего времени в крупных синклиналях, в которых складки более пологие, чем в подстилающих их глинистых породах, хотя в большинстве мест никаких несогласий обнаружить нельзя. Автор относит эти породы к «молассовым и связанным с ними отложениям» элемента *b*, хотя они менее типичны для молассы, чем отложения группы Плато и породы тектонических отторженцев в зоне 2. В плиоцене интенсивное складкообразование захватило большую часть зоны Мири, и после этого зона представляла собой область размыва с отдельными небольшими впадинами близ побережья. В плейстоцене породы местами испытали наклон и слабое складкообразование. Четвертичные вулканические породы встречены только в одном месте — на границе с зоной 2, где имеются также несколько даек и один гранитный шток.

Хотя внутри зон 1 и 2 тектонические события привели к возникновению крупных угловых несогласий, ни одно из них не прослеживается через всю зону. Представляется, что осадконакопление было непрерывным и сопровождалось складкообразованием, затрагивавшим в каждый момент времени только часть площади. В общем орогеническая активность перемещалась с течением времени с юга на север, так же как и накопление флиша и молассы и проявления магматизма. Публикации по главным частям этого складчатого пояса и истории его развития: [3, 24, 22, 15, 16, 17, 9, 21].

[135] **Другие важные сведения.** *I. Основание для выделения зон и элементов.* Здесь обсуждаются соображения, на основе которых в данной статье выделены зоны и элементы, и отличия их от зон, выделенных Ван Бемменом [3].

Для зоны Мири характерны верхнетретичные неритовые и паралические осадки, а складки здесь шире и не так линейны, как в зоне 2. Зону 1 можно считать миогеосинклинальной частью геосинклинали северо-западного Калимантана [22, 17], хотя Гейгер [10] с этим не согласен. Выходы верхнемелового и эоценового флиша группы Раджанг на востоке этой зоны показывают, что геотектоническое положение этой площади в каком-то смысле промежуточное между зонами 1 и 2. Литература по геологии зоны Мири: [22, 5, 6, 1, 14, 26].

Для зоны Сибу характерны чрезвычайно мощные флишевые отложения верхнего мела — эоцена с интенсивной складчатостью. Вдоль границ зоны развиты кремнистые сланцы, спилиты и долериты. Структуры во флише линейны и образуют ряд дуг, субпараллельных простиранию складчатого пояса. Молассоподобные отложения сохранились только в нескольких небольших останцах. Верхнекайнозойские посторогенические эффузивы распространены широко, но интрузивные породы редки. В зоне представлена большая часть характерных черт эвгеосинклинальной борозды ортогеосинклинали, но крупных надвигов или тектонических покровов не обнаружено. Эта зона отличается наибольшей подвижностью во всей складчатой области. Описание ее см. в [22] и частично в [13, 14, 20, 31, 4].

Зона Сибу частично соответствует выделенной Ван Беммеленом зоне А, или зоне Эмбалу, но эта зона, по предположению Ван Беммелена, включает породы пермо-карбона и триаса. Такие породы не встречены в пределах зоны Сибу в Сараваке; их нет, вероятно, и в индонезийской части Калимантана, а предполагаемые пермско-каменноугольные породы зоны Эмбалу — это формация Данау. Она ошибочно коррелирована Зейлманс ван Эммиховеном с содержащими фузулиниды породами формации Тербат западного Саравака. Севернее зоны Эмбалу Ван Беммелен показывает дугообразную структуру, названную им «хребет Уларбулу». Я не смог найти его ни на одной топографической карте, и, по-видимому, этот хребет относится к разряду мифических, на что указывает и само его название, означающее «змеиная шерсть»!

Характерными особенностями зоны Кучинг являются: 1) тектонические включения кристаллических сланцев; 2) сложная история позднепалеозойского, мезозойского и кайнозойского осадконакопления и складкообразования; 3) широкое распространение мощных толщ третичных пород паралического типа и 4) большое количество третичных штоков и пластовых интрузий. Складкообразование в этой зоне было в целом умеренным, и, кроме кристаллических сланцев и проблематичной формации Серабанг, породы не несут следов динамического метаморфизма. Верхнетриасовые породы этой зоны слабее смяты в складки и слабее метаморфизованы, чем эоценовый флиш зоны 2. Хотя простирание большинства крупных структур параллельно самой зоне, некоторые крупные и многие мелкие структуры имеют поперечное простирание. Геология отдельных частей этой зоны описана в [30, 4, 34, 35, 22, 11, 13, 25, 29, 32, 23].

Зона Кучинг соответствует зоне В, или зоне Кучинг, выделенной Ван Беммеленом, но включает также крайний северо-запад Калимантана, отнесенный Ван Беммеленом к подзоне C_1. Эта подзона, как оказалось, имеет больше общих черт с зоной Кучинг, чем с фундаментом западного Калимантана; в частности, присутствие пород мела и складчатой группы Плато указывает на заметную подвижность в позднем мезозое и в третичное время, что характерно для зоны Кучинг.

Фундамент западного Калимантана, как он определен в этой статье, отличается своеобразной палеозойской и раннемезозойской историей неоднократных проявлений осадконакопления, складчатости, вулканизма и интрузивной деятельности; подробности этой истории неизвестны из-за недостаточного количества окаменелостей и определений абсолютного возраста. Вероятно, эта зона не была затронута кайнозойским складкообразованием и оставалась сушей начиная с триаса: послетриасовые осадочные породы отсутствуют или крайне редки. Излияние кайнозойских лав относится, вероятно, к позднетретичному времени. Подробности геологического строения этой зоны см. в [3, 4, 35, 36, 30, 2].

Фундамент западного Калимантана соответствует подзонам C_2 и C_3, выделенной Ван Беммеленом зоны С («комплекс фундамента»). Ван Беммелен называет свою зону С «континентальным ядром», «континентальным треугольником» или «Зондским щитом западного Борнео», но автор считает эти термины неудачными, так как эта зона — не щит и не относится к категории континентальных в обычном геологическом понимании.

II. Продолжение зон за пределы сегмента. Продолжение зон на восток, в центральный и восточный Калимантан, установить трудно из-за недостатка данных о геологии этой территории. Зона 4 к востоку не обнажена. Она

суживается и постепенно оказывается погребенной под более молодыми осадочными породами, преимущественно породами группы Плато. Зона 3 протягивается на восток и, возможно, искривляется к северу, как показано Ван Беммеленом [4], хотя геология этой части Калимантана изучена слабо. Зона 2 определенно продолжается на север, в западный Сабах, но зона 1 (если она присутствует здесь) проходит в основном под морем. Остров Лабуан и полуостров Клиас на юго-западе Сабаха относятся к зоне 1.

К западу Ван Беммелен [4] показал ряд дугообразных структурных зон, обращенных вогнутой частью на северо-восток и протягивающихся через Зондский шельф от Калимантана до полуострова Малакка. Названия этих зон (с северо-востока на юго-запад): Натуна (острова Бунгуран), Анамбас, Каримата, Оловянный пояс, Каримунджава. Зона Натуна — это продолжение южной части зоны Кучинг (как она определяется здесь). Зона Анамбас — продолжение северной части фундамента западного Калимантана (зона 4), а зона Каримата — продолжение южной части зоны 4.

Поскольку геология островов Бунгуран, Анамбас и Каримата изучена очень слабо, эти зоны выделяются только умозрительно. Острова Бунгуран (Натуна) вполне могут находиться, как показывает Ван Беммелен, на продолжении зоны Кучинг. Фундамент западного Калимантана, несомненно, выходит на восток из-под Зондского шельфа, но очень мало данных о том, что продолжение этой зоны включает и восток полуострова Малакка. Геология этого района мало похожа на геологию западного Калимантана, и линия от Кота-Бару до города Малакка, отделяющая восточную Малайзию (предполагаемая зона Керимата) от западной (Оловянный пояс), не соответствует, по-видимому, никакой структурной границе. Такое деление на зоны было принято вслед за Ван Беммеленом многими исследователями, но автор считает, что попытки сопоставления Малакки и западного Калимантана должны основываться на большем количестве фактических данных, чем мы располагаем в настоящее время.

Б. Подразделения сегмента

[202] Основания для корреляции элементов в разных зонах: *a* — литология, стратиграфическое положение и геоморфологическое выражение; *b* — *литология, стратиграфическое положение* и морфология структур (преимущественно ши-

Таблица 3

[201] **Зоны и элементы в сегменте**

Элементы		Зона 1 Мири	Зона 2 Сибу	Зона 3 Кучинг	Зона 4 Фундамент западного Калимантана
a Посторогенические породы (кроме аллювия)	*a*1 — формация Лианг	+			
	*a*2 — вулканические породы заключительной стадии	(+)	+	+	+
b Моласса и связанные с ней отложения (верхний мел — плиоцен)		+	+	+	
c Миогеосинклинальные отложения (верхний эоцен — верхний миоцен)	*c*1 — поздние миогеосинклинальные отложения: глинистые сланцы, песчаники и известняки (в том числе сланцы Сетап, известняки Мелинау, формация Ньялау)	+		·	
	*c*2 — миогеосинклинальный флиш (в том числе формация Тембуронг)	+			

Продолжение табл. 3

Элементы	Зоны			
	1 Мири	2 Сибу	3 Кучинг	4 Фундамент западного Калимантана
c Миогеосинклинальные отложения: *c*3 — ранний миогеосинклинальный флиш (группа Раджанг в тектонических включениях)	+			
d Эвгеосинклинальный флиш (мел — верхний эоцен)		+		
e Юрские и меловые отложения подвижного шельфа			+	
f Комплекс фундамента (триас, пермь, карбон и древнее): *f*1 — триас			+	?
*f*2 — карбон — пермь			+	?
*f*3 — кристаллические сланцы			+	+

рокие синклинальные прогибы на более древних элементах); *f* — литология, стратиграфическое положение и степень метаморфизма.

B. Сведения об отдельных структурных зонах

1. Зона Мири

302–306 *Края зоны.* Северный край закрыт морем, а южный представляет собой либо резкую границу (0,5 км), либо узкую полосу перехода (0,5—3 км). 308–310 Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 1%; интрузивных — 1%, осадочных — 98%.

312–314 *Элементы.* Пески и глины плиоцена и плейстоцена (элемент *a*1) имеют углы падения меньше 10—15°. Обычно они образуют угловое несогласие с более древними породами, но местами залегают согласно на молассовых отложениях (элемент *b*). Вулканические породы заключительной стадии (элемент *a*2) в складки не смяты; они лежат с угловым несогласием на миогеосинклинальных породах (элемент *c*). Молассовые и связанные с ними отложения подверглись слабому (до умеренного) складкообразованию и залегают в пологих синклиналях, но местами они нарушены сложными конседиментационными разрывами. Эти отложения (элемент *b*) залегают с несогласием (?) на породах элемента *c*. Элемент *c* делится на три подраздела: *c*1 — молодые глинистые сланцы, известняки и песчаники (часть группы Барам и некоторые ранние образования группы Бруней); *c*2 — преимущественно флишеподобная и более интенсивно смятая в складки часть группы Барам (формация Тембуронг); *c*3 — выходы группы Раджанг, например формации Мулу, представляющей собой ранний миогеосинклинальный флиш. В этих породах степень тектонической переработки, твердость и сланцеватость возрастают от *c*1 к *c*3. Глинистые сланцы, песчаники и массивные известняки элемента *c*1, сланцы и песчаники с примесью граувакк комплекса *c*2 образуют пологие (до умеренных) складки; сжатие имело в основном юго-восточное направление в соответствии с простиранием доолигоценовой границы зоны 2 на юге и с простиранием выходов элемента *c*3 (группа Раджанг). Между элементами *c*1 и *c*2 местами наблюдается угловое несогласие, но в других местах они залегают согласно. Контакт элементов *c*2 и *c*3 неясен: возможно, здесь имеется угловое несогласие, но это не доказано. Породы группы Раджанг (*c*3), выходящие в тектонических окнах, испытали умеренную (до интенсивной) складчатость с укорочением под влиянием сжатия в юго-восточном и востоко-юго-восточном направлении и слегка метаморфизованы.

315–316 *Площади выходов элементов*: элементы *a*1 и *a*2 образуют изолированные останцы ($< 7 \times 6$ км); элемент *b* обнажен на участках, наибольший из которых имеет размеры 120×45 км; элемент *c* обнажен на большей части зоны (длина — 450 км, ширина — 200 км), причем элемент *c*1 распространен наиболее широко,

а элемент *c*3 — наименее широко (самый крупный выход элемента *c*3 имеет размеры 60 × × 20 км).

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — о проявлении вулканизма свидетельствуют спилитовые обломки в палеоценовых известняках. Эпизод 2 — андезитовые и риолитовые лавы и туфы (лавы Татау), вероятно, субаэрального происхождения переслаиваются с верхнеэоценовыми породами, охарактеризованными фаунистически; объем этих вулканитов в пределах всей зоны — около 100 км³. Эпизод 3 — граниты Пиринг, крупная интрузия кислого и щелочного состава (объем — 50 км³), секут эоценовые отложения, и, таким образом, их возраст верхнеэоценовый или моложе. Эпизод 4 — граниты Калулонг (объем 5 км³) прорывают отложения миоцена, т. е. возраст их послемиоценовый. Эпизод 5 — вулканизм плиоцен-четвертичного возраста проявляется дайками основного состава и кислыми и средними субаэральными лавами и туфами (общий объем — около 10 км³), а возраст установлен по аналогии с такими же лавами на юге [21].

[335–342] *Региональный метаморфизм* затронул только элемент *c*3 и выразился в развитии серицита в пелитовых породах. Возраст этого метаморфизма, вероятно, позднеэоценовый. Имеются также локальные проявления контактового метаморфизма.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — интенсивное складкообразование и метаморфизм проявились в породах элемента *c*3 в интервале от палеоцена до позднего эоцена, вероятно в позднем эоцене (Tb). Фаза 2 — слабое (до умеренного) складкообразование затронуло элементы *c*2 и *c*3 в миоцене (конец времени Te). Фаза 3 (до отложения формации Лианг) — складкообразование различной интенсивности (до высокой) проявилось в элементах *b* и *c* в плиоцене. Фаза 4 (после отложения формации Лианг) — очень слабое складкообразование (углы падения крыльев меньше 15°) затронуло все элементы зоны в плейстоцене. Возраст фаз 1—4 основан на структурных соотношениях и на материалах, приведенных в ответах на вопросы [312–314] и [319–323].

[350–355] *Складки.* Фаза 1 — складки имеют амплитуду и длину волны порядка 1000—100 (?) м; в каждом поперечном разрезе через зону имеется в среднем четыре складки размером более 1000 м; простирание складок преимущественно 20°, но есть складки с простиранием 30 и 85°. Фаза 2 в *c*2 — амплитуда и длина волны складок 1000—100 (?) м; в разрезах содержится в среднем семь складок размером

Таблица 4

Стратиграфия зоны 1

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м	[323]Элемент, в котором развиты эти породы
Формация Лианг	Плиоцен — плейстоцен; фораминиферы и стратиграфическое положение	Пески, глины, лигниты, в подчиненном количестве туффиты	< 2 000 (в среднем 500)	*a*1
Дацитовая брекчия Усун-Апау	Верхнетретичный — четвертичный; стратиграфическое положение, отсутствие складок, геоморфология	Дацитовая брекчия	< 200 (?) (в среднем 100?)	*a*2
Группа Бруней	Верхний миоцен (Tf) — плиоцен; фораминиферы, пыльца	Песчаники, глины, лигниты, в подчиненном количестве мергели, маломощные известняки	< 14 500	*b*, *c*1 (формация Ньялау находится в этой зоне в комплексе *c*1)
Группа Барам	Верхний эоцен (Tb) — верхний миоцен(Tf); фораминиферы	Глинистые сланцы, мергели, известняки, песчаники, лавы и туфы	< 9 700	*c*1, *c*2
Группа Раджанг	Верхний мел — эоцен; фораминиферы Основание не вскрыто	Граувакки, аргиллиты, глинистые сланцы	< 4 000	*c*3

более 1000 м; господствует простирание 20°, местами простирание складок 70 и 80° (на западе обнажения комплекса *c*2). Фаза 3 в *c*1 — амплитуда складок 1000—100 м, длина волны >1000 м, в каждом разрезе содержится в среднем 12 таких складок; преобладают простирания 50—60°, но простирания меняются от 95° на западе до 0° на севере, в долине Тинджар отдельные редкие складки имеют простирание 135°. Фаза 3 в элементе *b* — амплитуда складок >1000 м, длина волны >4000 м; в каждом разрезе через зону имеется четыре складки размером больше 1000 м, простирание складок в основном от 0 до 45° и, как исключение, 100° на западе и 135° в долине Тинджар.

357, 374 *Карты складок и разрывов*; См. [22].

366–373 *Разрывы*. Разрывы секут отложения миоцена в элементе *c* и, возможно, отложения плиоцена. Имеются крутые взбросы, такие, как разрыв Мелинау, северо-западного, север-северо-восточного и северо-восточного простирания. Доказано, что многие мелкие разрывы на севере этой зоны — конседиментационные.

2. Зона Сибу

302, 303 *Края зоны*. Оба края представляют собой либо резкие границы (<0,5 км), либо узкие полосы перехода (0,5—3 км).

308–310 Доля общей площади, занятая выходами основных типов пород: вулканических — 10%; интрузивных — 1%; осадочных (включая обнажения аргиллитов, глинистых сланцев и слабо метаморфизованных филлитов) — 89%.

312–314 *Элементы*. Вулканические породы заключительной стадии (комплекс *a*2) не смяты в складки и залегают с угловым несогласием на элементе *d*, но местами они лежат согласно с элементом *b* (моласса). В молассе развиты пологие складки; она несогласно залегает на породах элемента *d* (эвгеосинклинальный флиш), в которых проявилось интенсивное складкообразование и заметное укорочение под действием сжатия в меридиональном направлении.

315–316 *Площади выходов элементов*. Элементы *a*2 и *b* присутствуют в виде останцов, наибольшие из которых имеют размеры соответственно 80 × 20 и 40 × 18 км; элемент *d* обнажается на большей части зоны (длина — 500 м, ширина <240 км).

326–332 *Магматизм*. Эпизод 1 — верхнемеловые — палеоценовые вулканические породы переслаиваются с отложениями, содержащими окаменелости. Известны основные и средние лавы и туфы и силлы основного состава, а на южном краю зоны и на небольших участках вдоль северного края встречены подводные офиолиты (спилиты, долериты). Общий объем этих пород — около 5 км³. Эпизод 2 — плиоцен-плейстоценовый вулканизм, в результате которого образовались субаэральные основные, средние и кислые лавы и туфы и кислые дайки, силлы и штоки (общий объем — около 50 км³).

335–342 *Метаморфизм*. Породы элемента *d* характеризуются низкой ступенью динамометаморфизма (аргиллиты, глинистые сланцы, редкие графитизированные слюдистые сланцы); сильнее всего метаморфизм проявился на юге зоны. Возможно, это связано в основном со складкообразованием позднего эоцена, но воз-

Таблица 5

Стратиграфия зоны 2

319 Стратиграфическая единица	320 Возраст и его обоснование	321 Литология	322 Мощность, м	322 Элемент, в котором развиты эти породы
Лавы и туфы плато Усун-Апау, хребта Хосе, плато Линау-Балуи, гор Ньивенхейс	Плиоцен — плейстоцен; стратиграфическое положение и геоморфология		<1 300	*a*2
Формация Ньялау	Миоцен; стратиграфическое положение и редкие окаменелости (песчаные фораминиферы)	Известняки, глинистые сланцы, угли	<2 000	*b*
Группа Раджанг	Сеноман — верхний эоцен	Граувакки, аргиллиты; радиоляриты вдоль северной и южной границ, известняки вдоль северной границы	>15 000	*d*
	Основание не вскрыто			

Таблица 6

Стратиграфия зоны 3

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м		[323]Элемент, в котором развиты эти породы
			максимальная	минимальная	
Аллювий	Четвертичный	Пески, глины, торф	< 200 (?)		
Базальты гор *Мюллера* и горы Ниут	Плиоцен — четвертичный; стратиграфическое положение и геоморфология	Базальты, андезиты, туфы	< 1 200		*a*2
Группа Плато	Верхний мел — миоцен (?); пыльца и отдельные фораминиферы	Песчаники, глинистые сланцы, красные и серые аргиллиты, угли, конгломераты	< 10 000		*b*
Формация Педаван	Верхняя юра — турон или моложе; фораминиферы, радиолярии, пыльца	Глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, конгломераты, радиоляриты с прослоями лав и туфов	< 4 500 (средняя 3000?)	> 1000	*e*
Известняки Бау	Верхняя юра (оксфорд или кимеридж) — валанжин; фораминиферы и водоросли	Известняки, в подчиненном количестве песчаники и конгломераты	< 900		*e*
Формация Кедадом	Верхняя юра (нижний «титон» и древнее); аммониты	Песчаники с конгломератами, глинистые сланцы, известняки и туфы	< 750		*e*
Формация Серабанг	Мел (по радиоляриям), но, возможно, древнее, чем формация Кедадом (по полевым наблюдениям)	Глинистые сланцы, роговики, граувакки, радиоляриты, зеленокаменные породы (измененные офиолиты)	<~ 3 000		Проблематично, вероятно, относится к *f*, если не учитывать возраст по радиоляриям
Андезиты Сериан	Верхний триас; переслаиваются с формацией Садонг	Лавы и туфы	< 2 700		*f*1
Формация Садонг	Верхний триас — вероятно, норий; пластинчато жаберные	Черные сланцы и аргиллиты, аркозовые песчаники, туфы	< 2 300		*f*1
Формация Тербат	Московский — вульфкэмп; фузулиниды	Известняки, глинистые и кремнистые сланцы	< 610		*f*2
Кристаллические сланцы	Домосковский	Слюдистые сланцы	?		*f*3

можно также, что местами проявились и более ранние или поздние события.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — интенсивное складкообразование и, вероятно, смещения по сдвигам затронули породы элемента *d* в интервале от эоцена до олигоцена, вероятно в позднем эоцене [22], так как на площади Татау в зоне 1 имеется угловое несогласие в верхнеэоценовых породах. Фаза 2 — пологие складки возникли в элементах *b* и *d* (?) в интервале миоцен — плейстоцен, вероятно в плиоцене (по аналогии с зоной 1).

[350–355] *Складки.* Фаза 1 — складки имеют амплитуду >1000 м и длину волны 1000—100 м; в каждом поперечном разрезе через зону содержится приблизительно 50 складок с длиной волны больше 1 км. Фаза 2 в элементе *b* — амплитуда складок 1000—100 м, длина волны >1000 м.

[357, 374] *Карты складок и разрывов.* См. [22].

[366–373] *Разрывы.* Разрывы затрагивают породы элемента *d*, относятся, вероятно, к типу сбросов и имеют позднеэоценовый возраст.

3. Зона Кучинг

[302, 303] *Края зоны.* Характер обоих краев зоны меняется от резкой границы (<0,5 км) до узкой полосы перехода (0,5—3 км).

[308–311] Доля общей площади, занятая выходами

Таблица 7

Стратиграфия зоны 4

[319]Стратиграфическая единица	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м	[323]Элемент, в котором развиты эти породы
Вулканические породы к востоку от хребта Шванер	Послепалеогеновый; геоморфология и стратиграфическое положение	Базальты	500 (??)	*a*2
Комплекс Кетапанг	Верхний триас: литологическое сходство с породами, содержащими окаменелости, на севере	Графитизированные сланцы и филлиты, аркозовые песчаники	?	*f*1
Комплекс Матан	Верхний триас; переслаивается с формацией Кетапанг	Андезиты	?	*f*1
Карбон — пермь	Каменноугольный — пермский (?); данные такие же, как для комплекса Кетапанг,— весьма ненадежные	Преимущественно роговики и кварциты	?	*f*2
Кристаллические сланцы	Домосковский; корреляция с кристаллическими сланцами зоны 3	Слюдистые сланцы	?	*f*3

основных типов пород; вулканических — 15%; интрузивных — 10%; осадочных — 70%; метаморфических — 5%.

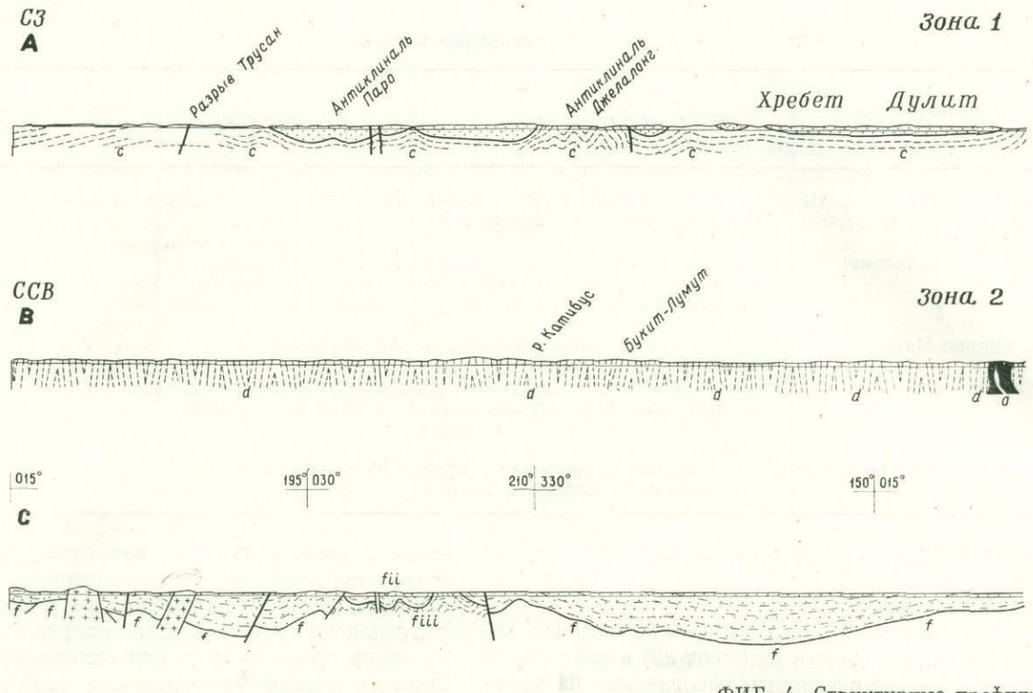
[312–314] *Элементы.* Вулканические породы заключительной стадии (элемент *a*2) в складки не смяты и лежат с угловым несогласием на породах элемента *e*, но в горах Мюллера они залегают согласно с породами элемента *b*. В молассе (элемент *b*) развиты пологие складки, а моласса залегает на более древних породах с угловым несогласием. Юрские — меловые отложения (элемент *e*), триасовые отложения (элемент *f*1) и каменноугольные — пермские породы (элемент *f*2) подверглись умеренному складкообразованию и отделены друг от друга угловыми несогласиями. Элемент *f*2 залегает несогласно на сильно смятых в складки и метаморфизованных кристаллических сланцах (элемент *f*3).

[315–316] *Площади выходов элементов.* Элемент *a*2 образует два останца, каждый по 40 км в поперечнике; элемент *b* обнажен на большей части зоны (длина — 750 км, средняя ширина — 150 км); элементы *e* и *f* обнажаются в разных местах в виде тектонических окон (фиг. 1).

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — основные, средние, щелочные и кислые лавы и туфы, вероятно, подводного происхождения переслаиваются с верхнетриасовыми отложениями, содержащими окаменелости. Известны также дайки среднего состава, силлы и штоки. Общий объем этих вулканических пород — около 500 км³. Эпизод 2 — позднеюрский и меловой вулканизм проявился основными, средними и кислыми лавами и туфами, вероятно, подводного происхождения, переслаивающимися с фаунистически охарактеризованными отложениями. Встречаются также силлы основного состава и штоки кислого и ультраосновного состава. Радиологические определения (калий-аргоновым методом) дают возраст 75,6 млн., 77, 78, 79 и 101 млн. лет [21]. Общий объем этих вулканических пород — 50 км³. Эпизод 3 — кислые и средние дайки, силлы и штоки, кислые крупные интрузии и основные штоки прорвали содержащие окаменелости отложения элементов *b*, *e* и *f*1 в позднетретичное время. Радиологические определения (K-Ar) дают возраст 16 млн. и 19 млн. лет [21]. Общий объем — 400 км³. Эпизод 4 — в плиоцен-четвертичное время произошло извержение основных и средних лав и туфов, вероятно, субаэральных; общий объем — 800 км³.

[335–342] *Метаморфизм.* Породы элемента *f*3 относятся к зеленосланцевой фации метаморфизма. В основных породах развиты альбит-актинолитовые ассоциации, в пелитовых — биотит-мусковит-хлоритовые. О возрасте метаморфизма известно только, что он древнее раннемосковского (см. [320]). Термальный метаморфизм связан с эпизодами интрузивной деятельности, указанными выше.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — складкообразование и метаморфизм затронули породы элемента *f*3 в домосковское время, так как соседние осадочные породы московского возраста не метаморфизованы. Фаза 2 — складкообразование в течение интервала времени от леонардского века до позднего триаса (карнийский век),



ФИГ. 4. Структурные профили через северо-западный Калимантан.

Профили *A* и *B* — см. [22], профиль *C* — см. [35], лист VIII. Линии разрезов показаны на фиг. 1. *1* — вулканиты заключительного цикла (поздний кайнозой); *2* — интрузивы (моложе фундамента); *3* — молассовые и связанные с ними отложения; *4* — миогеосинклинальные отложения; *5* — эвгеосинклинальный флиш; *6* — комплекс фундамента: *f* — нерасчлененный; *fii* — карбон — пермь; *fiii* — кристаллические сланцы; *7* — офиолиты.

вероятно в раннем триасе, проявилось в угловом несогласии между формациями Садонг и Тербат. Фаза 3 — складкообразование в элементе *f*, происходившее в интервале от рэта до поздней юры (ранний «титон»), вероятно в ранней юре, проявилось в угловом несогласии между формациями Кедадом и Садонг. Фаза 4 — незначительное складкообразование затронуло элементы e и *f* (?) в интервале от турона до сенона, вероятно в сеноне; об этом свидетельствует угловое несогласие между группой Плато и формацией Педаван. Фаза 5 — умеренное складкообразование и дробление затронули элементы *b*, *e* и *f* в интервале от олигоцена до плиоцена, вероятно в плиоцене, и проявились в угловом несогласии между четвертичными отложениями и группой Плато.

[350–355] *Складки.* Характер складчатости, возникшей во время фаз 1 и 2, неизвестен. Складки, образовавшиеся в элементе *f*1 в фазе 3, имеют амплитуду и длину волны >1000 м; в каждом разрезе через зону содержится в среднем две такие складки, ориентированные главным образом на юго-восток. Фаза 4 в элементе *e* — амплитуда и длина волны складок >1000 м; в каждом разрезе содержится три такие складки юго-восточного и восток-юго-восточного простирания. Фаза 5 в элементе *b* — амплитуда и длина волны складок >1000 м; в разрезах через зону содержится шесть таких складок, преимущественно широтного простирания.

[357] *Карты складок.* См. [35, 22].

[366–373] *Разрывы.* Разрывы, имеющие простирание 90, 115 и 15°, секут породы группы Плато, т. е. имеют, таким образом, кайнозойский возраст.

Зона 4. Фундамент западного Калимантана

[302–303] *Края зоны.* Северный край представляет собой либо резкую границу ($<0{,}5$ км), либо узкую полосу перехода (0,5—3 км). Южный край этой зоны, южное побережье Калимантана, не включен в описание, так как изучен слишком слабо (см. фиг. 1).

[308–311] *Доля общей площади, занятой выходами основных типов пород*: вулканических — 25%; интрузивных — 50%; осадочных — 5%; метаморфических — 20%.

[312–314] *Элементы.* Вулканические породы заключительной стадии (элемент *a*2) лежат горизонтально и с угловым несогласием на породах фундамента (элемент *f*). Филлиты, аркозовые песчаники и вулканические породы предполагаемого триасового возраста (элемент *f*1) подверглись умеренному, местами интенсивному складкообразованию и залегают согласно или с угловым несогласием на более древних породах. Породы предполагаемого каменноугольного — пермского возраста (элемент *f*2) сильно измяты, метаморфизованы и залегают несогласно на породах элемента *f*3 (на кристаллических сланцах), испытавших интенсивное складкообразование и динамический метаморфизм.

[315–316] *Площади выходов элементов.* Комплекс *a*2 обнажен на площади 100 × 30 км; элемент *f* встречается на всей территории зоны (максимальные размеры — 600 × 240 км).

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1 — элементы *f*2 и *f*3 содержат крупные интрузии кислого, среднего и основного состава, возможно, пермско-каменноугольные. Предположения о возрасте основаны на том, что они прорвали предполагаемые каменноугольные — пермские породы и вызвали в них метаморфизм, который не затронул предполагаемые триасовые породы. Общий объем интрузивных пород >1000 км^3. Эпизод 2 — лавы и туфы основного, среднего и кислого состава переслаиваются с предполагаемыми верхнетриасовыми породами. Общий объем >1000 км^3. Эпизод 3 — крупные кислые и щелочные интрузии входят в состав элемента *f* и предположительно [4] имеют юрский возраст. Общий объем — 500 (?) км^3. Эпизод 4 — основные лавы и туфы, вероятно, субаэрального происхождения отложились в позднем кайнозое. Общий объем — 100 (?) км^3. Возрастные соотношения магматических пород этой зоны и даже распределение этих пород и состав определены весьма приближенно, так как картирование здесь было только рекогносцировочным.

[335–342] *Метаморфизм.* Фаза 1 — породы элемента *f*3 в домосковское время (см. [320]) испытали метаморфизм от высоких ступеней фации зеленых сланцев до низких ступеней альман-

дин-амфиболитовой фации. В пелитовых породах развиты мусковит, биотит и андалузит. Фаза 2 — породы элемента *f*2 испытали метаморфизм фации зеленых сланцев, вероятно, в раннетриасовое время, так как предполагаемые каменноугольно-пермские породы метаморфизованы, а предполагаемые верхнетриасовые породы не затронуты метаморфизмом. В пелитовых породах встречаются биотит, мусковит, андалузит и эпидот. Фаза 3 — зеленосланцевый метаморфизм в элементах *f*1 — *f*3 имеет, вероятно, юрский возраст, так как предполагаемые верхнетриасовые породы метаморфизованы. В пелитовых породах содержатся серицит, биотит и мусковит, а в основных породах встречены эпидот и серицит и отмечается окремнение.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1 — домосковское складкообразование затронуло элемент *f*3. Фаза 2 — складкообразование захватило элемент *f*2 в интервале времени от перми до триаса, вероятно в раннем триасе. Фаза 3 — складкообразование затронуло элемент *f*1 в интервале от позднего триаса до раннего мела, вероятно в юре. Данные о возрасте деформации основаны на корреляции с зоной 3 (см. [320]).

[357] *Карта складок.* См. [35].

[366–373] *Разрывы.* Вертикальный разрыв северного простирания сечет комплекс Матау и интрузивные породы в долине Кериан (район Матау).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams C. C.*, The Foraminifera and Stratigraphy of the Melinau Limestone, Sarawak, and its importance in Tertiary correlation, Q.Jl. geol. Soc. Lond., **121**, 283—338, 1965.
2. *Aernout W. A. J.*, Ben geologisch-mijnbouwkundige Verkenning der Karimataeilanden, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1920, **1**, 3—116, 1922.
3. *Bemmelem R. W., van*, De geologie van het westelijke en zuidelijke deel van de Westerafdeeling van Borneo, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1939, 187—319, 1939.
4. *Bemmelen R. W., van*, The geology of Indonesia, The Hague, Government Printing Office, 1949. (Имеется русский перевод: *Ван Беммелен Р.*, Геология Индонезии, ИЛ, М., 1957.)
5. *Brondijk J. F.*, Sedimentation in Northwest Borneo, Bull. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 4, 19—26, 1963a.
6. *Brondijk J. F.*, Reclassification of the Setap Shale Formation as the Temburong Formation, Ann. Rep. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo for 1962, 56—60, 1963b.
7. *Brondijk J. F.*, The Danau Formation in Sarawak and Sabah, Ann. Rep. geol. Surv. Malaysia, Borneo Region, for 1963, 167—178, 1964.
8. *Bruyn J. W.*, de, Isogram maps of Caribbean Sea and surroundings and of South-east Asia, Wld Petrol. Congr., **3**, 1, 598—612, 1951.
9. *Fitch F. H.*, Possible role of Continental Core movements in the geological evolution of British Borneo, Bull. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 4, 31—41, 1963.
10. *Geiger M. E.*, Palaeogeography of the Late Cretaceous Eocene geosyncline in northwest Borneo, Ann. Rep. geol. Surv. Malaysia, Borneo Region, for 1963, 179—187, 1964.
11. *Haile N. S.*, The geology and mineral resources of the Strap and Sadong Valleys, west Sarawak, including the Klingklang Range coal, Mem. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 1, 1953.
12. *Haile N. S.*, Geological accounts of West Borneo, Translated from the Dutch, Bull. geol Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 2, 1955.
13. *Haile N. S.*, The geology and mineral resources of the Lupar and Saribas Valleys, west Sarawak, Mem. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 7, 1957.
14. *Haile N. S.*, The geology and mineral resources of the Suai-Baram area, north Sarawak, Mem. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 13, 1962.
15. *Haile N. S.*, The Cretaceous-Cenozoic Northwest Borneo Geosyncline, Proceedings of the British Borneo Geological Conference, Bull. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 4, 1—12, 1963.
16. *Haile N. S.*, Geosynclinal theory and the organizational pattern of the north-west Borneo Geosyncline, Proc. geol. Soc. Lond., **1645**, 316—322, 1968.
17. *Haile N. S.*, Geosynclinal theory and the organizational pattern of the north-west Borneo Geosyncline, Q. Jl. geol. Soc. Lond., **124**, 171—194, 1969.
18. *Hutchinson C. S., Dhonau T. J.*, Deformation of an Alpine ultramafic association in Darvel Bay, East Sabah, Malaysia, Geol. mijnb., **48**, 481—493, 1969.
19. *Isaacs K. N.*, Interpretation of geophysical profiles between Singapore and Labuan, Ann. Rep. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo for 1962, 37—44, 1963.
20. *Kirk H. J. C.*, The geology and mineral resources of the upper Rajand and adjacent areas, Mem. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 8, 1957.
21. *Kirk H. J. C.*, The igneous rocks of Sarawak and Sabah, Bull. geol. Surv. Malaysia, Borneo Region, no. 5, 1968.
22. *Liechti P., Roe F. W., Haile N. S.*, The geology of Sarawak, Brunei and the western part of North Borneo, Bull. geol. Surv. Dept. Br. Terr. Borneo, no. 3, 1960.
23. *Pimm A. C.*, Serian area, West Sarawak, Malaysia, explaration of sheets 1-110-15 and 0-110-3, Rep. geol. Surv. Malaysia, Borneo Region, no. 3, 1965.
24. *Roe F. W.*, Sketch map showing geology of Borneo, 1 : 200 000, 1957.
25. *Wilford G. E.*, The geology and mineral resources of the Kuching-Lundu area, west Sarawak, including the Bau mining district, Mem. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 2, 1954.
26. *Wilford G. E.*, The geology and mineral resources of Brunei and adjacent parts of Sarawak, Mem. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 10, 1960.
27. *Wilford G. E., comp.*, Gravity measurements in West Sarawak, Ann. Rep. geol. Surv. Malaysia, Borneo Region, for 1964, 190—194, 1965.
28. *Wilford G. E.*, Earth tremor, Sabah, 1966, Ann. Rep. geol. Surv. Malaysia (Borneo Region), for 1966, 78—79, 1967.
29. *Wilford G. E., Kho C. H.*, Penrissen area, west Sarawak, Malaysia, Rep. geol. Surv. Malaysia, Borneo Region, no. 2, 1965.
30. *Wing Easton N.*, Geologie eines Teiles von West-Borneo, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1904.
31. *Wolfenden E. B.*, The geology and mineral resources of the Lower Rajang Valley and adjoining areas, Sarawak, Mem. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 11, 1960.
32. *Wolfenden E. B., Haile N. S.*, Sematan and Lundu areas, west Sarawak, Rep. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, no. 1, 1963.
33. *Wilson R. A. M.*, Earth tremors in Sabah, Ann. Rep. geol. Surv. Malaysia, Borneo Region, for 1964, 74—75, 1965.
34. *Zeylmans van Emmichoven C. P. A.*, Het Eoceen ten Z. van S. Kerijau in het O. deel van het Centrale Muller-Gebergte (Westerafdeeling van Borneo), Ing. Ned.-Indië, 1935, IV, 102—105, 1935.
35. *Zeylmans van Emmichoven C. P. A.*, Geologie van het centrale en oostelijke deel van de Westerafdeeling van Borneo, Jaarb. Mijn. Ned.-Oost-Indië, 1939, 7—186, 1939.
36. *Zeylmans van Emmichoven C. P. A.*, Het Schwanergebergte, Westerafdeeling van Borneo, Ing. Ned.-Indië, 7, IV, (7), 79—100; (8), 104—122, 1940.

ДУГИ БАНДА

М. Дж. Одли-Чарлз[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Дуги Банда представляют собой непрерывные, сильно изогнутые структуры, связывающие два складчатых пояса: островные дуги складчатой области Больших Зондских островов на западе и район архипелага Сулавеси на севере. На юге и юго-востоке внешнее ограничение дуг Банда параллельно краю соседнего континентального шельфа Австралии и Западного Ириана; на востоке дуги Банда упираются в складчатую область Западного Ириана, относящуюся к Тихоокеанскому кольцу. «Внутреннего» ограничения у складчатой области Банда нет. Для центральной котловины моря Банда характерны глубокофокусные землетрясения и вулканизм; по-видимому, она сформировалась под влиянием третичной складчатости. Таким образом, ширина складчатой зоны Банда проблематична, но находится в пределах 530 — 320 км и составляет в среднем 400 км.

Сегмент. Для описания выбрана полоса северо-восточного простирания, которая пересекает северную и южную ветви дуг Банда примерно посередине и включает в себя крупные острова Тимор и Серам (фиг. 1).

Зоны. Сегмент разделен на пять зон в основном по топографии и батиметрии. Две зоны — внутренняя и внешняя дуги Банда — представляют собой цепочки островов; остальные зоны — центральная впадина Банда, желоб между дугами Банда и передовой прогиб — подводные структуры.

Геологическая история. Древнейшие породы дуг Банда испытали воздействие одной из допермских (?) эпох складчатости, в результате чего первоначально осадочные и изверженные породы аллохтонного комплекса Лолотои на Тиморе метаморфизованы и смяты в изоклинальные складки. В раннем триасе происходила фаза воздымания и эрозии, сопровождавшаяся, возможно, некоторой складчатостью, однако свидетельства такой складчатости еще не найдены. Первыми проявлениями мезозойско-третичных движений были складкообразование, воздымание и размыв в поздней юре и раннем мелу. Складки, осложненные надвигами, впервые начали развиваться в конце мела. Другая фаза надвигов и крупных гравитационных оползней была в среднем и позднем миоцене, а в позднем плиоцене последовала фаза складкообразования.

2. Форма складчатой области в плане

[24] *Общее простирание.* Пояс имеет форму подковы, открытой на запад; его простирание на протяжении 2400 км меняется на 180°. [26] Радиус кривизны составляет для внутренней дуги Банда 160 км, для внешней — 400 км (фиг. 1, линия *ABC*).

3. Поверхность сегмента в высотных отметках

[30] Высота наиболее приподнятой территории, составляющей 5% площади суши,— около 2000 м. [33] По отметкам вершин геоморфологические поверхности (реликты пенепленов) не установлены, но [34] встречаются поднятые рифы и речные террасы (высота не измерена). Приподнятые поверхности коралловых рифов наблюдаются на уровнях 1200—1300 м (плиоцен?) и 100—500 м (плейстоцен?). См. [49, 7, 63, 4].

4. Геофизические данные

[38–39] *Гравиметрические данные* по сегменту и соседним площадям см. [35], лист 4; [7], лист 7 и [15].

[41] Сегмент изостатически не уравновешен.

[42–43] В целом поле силы тяжести согласуется с главными тектоническими и топографическими направлениями.

6. Возрастные соотношения

[69] Древнейшими недеформированными породами являются плейстоцен-голоценовые известняки Баукау [4].

[83] Самые молодые деформированные породы (формация Викеке) относятся к верхнему миоцену — плиоцену [4].

Предполагалось, что возраст гравитационно-оползневых отложений ([95], фаза 3) среднемиоценовый [4]. Позднее было высказано другое предположение [5], а именно: обнаруженная в этих отложениях микрофауна, первоначально определенная как позднемиоценовая, вероятно,

[1] *Audley-Charles M. G.*, Department of Geology, Imperial College of Science and Technology, Prince Consort Road, London, S.W.7.

является экзотической, попавшей в чешуйчатые глины Бобонаро из более молодых отложений Тимора вследствие размыва. Время отложения гравитационно-оползневых образований на Тиморе можно установить по их современному стратиграфическому положению, т. е. они были отложены на Тиморе после раннего миоцена и до конца позднего миоцена.

[81] Древнейшие породы, впервые деформированные в мезозойско-третичную тектоно-магматическую эпоху (формация Аитуту), относятся к ладинскому и норийскому ярусам [4].

[78] *Породы фундамента*, возраст которых определяется только как доюрский, обнажаются в пределах складчатого пояса на островах Буру и Серам [51, 7].

[79] За пределами складчатого пояса, на островах Сула и Оби, палеозойские (?) породы фундамента лежат под богатыми фауной лейасовыми — тоарскими отложениями [11, 13]. Гнейсы, сланцы и филлиты, сходные с породами фундамента островов Буру, Серам, Сула и Оби, встречаются на юге зоны 4, на островах Тимор, Кисар, Лети и Моа. На Тиморе эти метаморфические породы, получившие название комплекса Лолотои, целиком аллохтонные, вероятно, они надвинуты с севера ([14], листы 11—13]). На острове Лети, по мнению Моленграффа [40], существует переход от сланцев к фаунистически охарактеризованным отложениям перми. Однако Беммелен считает, что эти пермские породы залегают среди сланцев в виде тектонических клиньев или слагают синклинальные части изоклинальных складок [7]. Аллохтонная природа этих сланцев на Тиморе наводит на мысль, что метаморфические комплексы Кисара,

Таблица 1

Мезозойско-кайнозойские фазы повышенной подвижности

[91]Фаза и район ее проявления	[92]Характер движений	Возраст		[95]Обоснование возраста
		[93]максимальный	[94]минимальный	
5 Складкообразование Матаи (острова Тимор, Серам и Танимбар)	Умеренное складкообразование в верхнемиоценовых — плиоценовых породах	Плиоцен	Плейстоцен	Смятые в складки отложения плиоцена перекрыты с угловым несогласием горизонтальными пластами четвертичных рифовых известняков
4 Воздымание Соро, остров Тимор (вероятно, аналогичное воздымание происходило на островах Серам и Танимбар)	Поднятие острова, сопровождающееся образованием сбросов (?)	Поздний миоцен	Голоцен	Рифовые известняки верхнемиоценового, плиоценового и четвертичного возраста в настоящее время подняты (см. [34])
3 Фаза Рамелауэ (главная фаза на островах Тимор, Серам и Танимбар)	Быстрое погружение с образованием тектонических покровов и гравитационно-оползневых отложений	Средний миоцен	Поздний миоцен	На Тиморе гравитационно-оползневые отложения и более древние тектонические покровы залегают на нижнемиоценовом автохтоне и перекрыты верхнемиоценовыми — плиоценовыми молассами
2 Тиморская фаза (острова Тимор, Серам, Буру (?) Бабар и Танимбар)	Интенсивное образование складок и надвигов	Даний	Средний эоцен	Среднеэоценовые пласты несогласно залегают на смятых в складки (с надвигами) породах, возраст которых не моложе маастрихта
1 *Фаза Илиоман, остров* Тимор (вероятно, аналогичное угловое несогласие на западном Сераме и Буру)	*Умеренно складкообразование с поднятием*	*Средняя юра*	*Баррем*	*На островах Тимор, Серам* (и Буру?) верхнемеловые пласты залегают несогласно на смятых в складки породах юры и триаса

Лети и Моа также являются аллохтонными и, следовательно, их нельзя сколько-нибудь уверенно считать породами фундамента. Более того, из-за отсутствия доказательств противного возникает подозрение, что кристаллические метаморфические породы Серама и Буру также являются аллохтонными. Возможно, что в течение раннеэоценовой фазы складчатости произошло надвигание этих метаморфических пород на внешние части пояса по направлению от австралийского шельфа и его продолжений на север, к острову Серам, и на юг, к острову Тимор. См. также [134].

7. Осадконакопление

Ввиду недостатка и разрозненности сведений по зонам 1, 2, 3 и 5 приведенные здесь цифры следует считать весьма приблизительными.

[107] Процесс до- и синорогенического осадконакопления не был непрерывным. [108] В зоне 4 установлены эрозионные поверхности следующих возрастов: послепозднепермская — предсреднетриасовая; послесреднеюрская — предпозднемеловая; послепозднемеловая — предраннеэоценовая; послепозднеэоценовая — предолигоценовая; послеолигоценовая — предраннемиоценовая; послераннемиоценовая — предсредне- или позднемиоценовая; плиоценовая; послеплиоценовая — предплейстоценовая.

8. Структурные соотношения

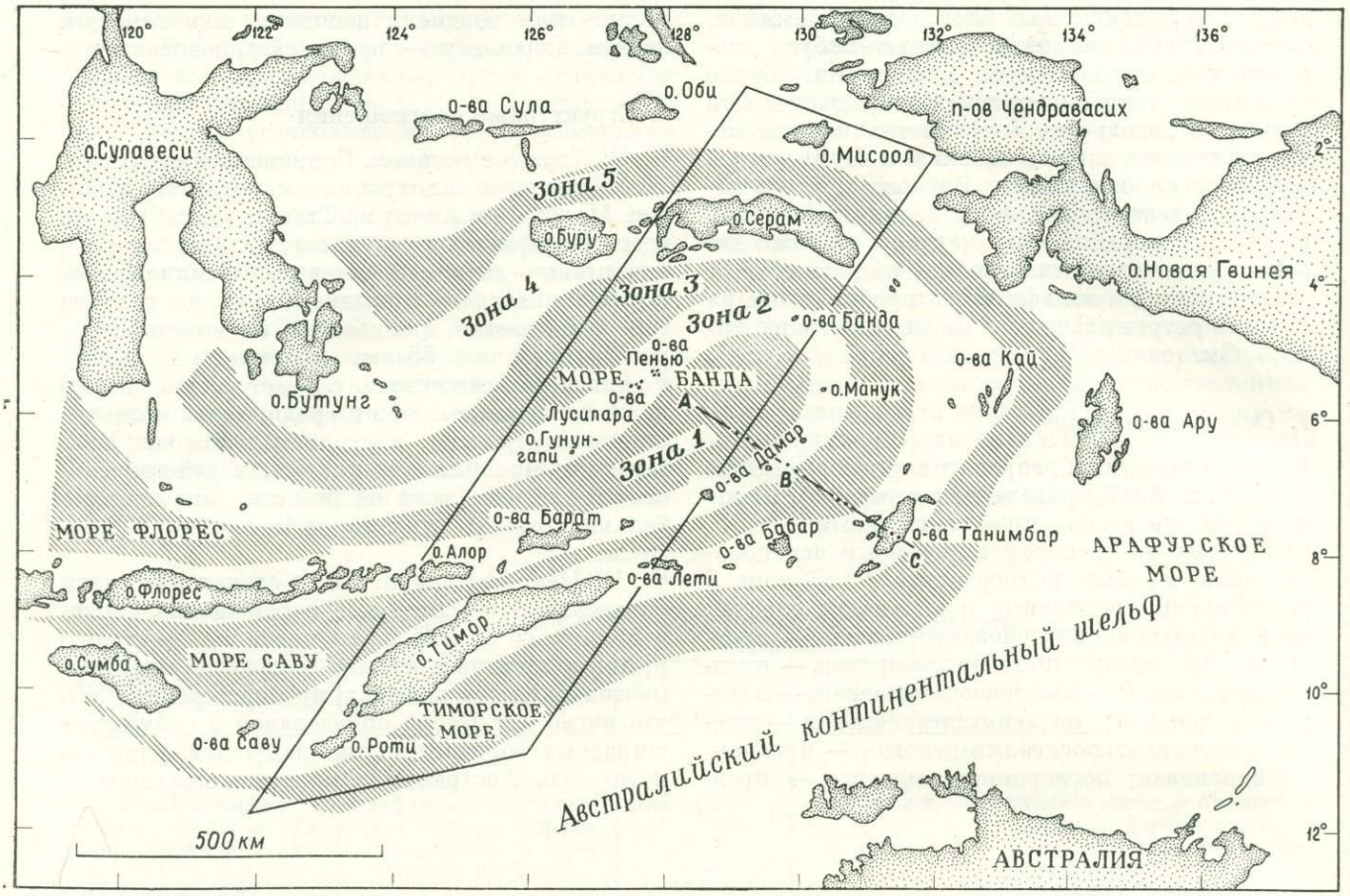
[111–117] *Крупные разрывы.* Современное структурное положение аллохтонных комплексов Лолотои, Маубиссе и Аилеу на Тиморе (фиг. 2) могло возникнуть лишь в результате различного рода надвиговых движений с севера. Комплекс Лолотои в интервале с позднего мела до раннего эоцена (вероятно, в палеоцене) переместился на расстояние около 55 км, а формации Маубиссе и Аилеу переместились соответственно на 40 и 30 км в интервале от среднего до позднего миоцена (вероятно, в среднем миоцене). Указаны минимальные расстояния; в действительности они, по всей видимости, значительно больше. Выходы этих пород in situ не обнаружены.

[124], [125] *Мегатектоника.* Были сделаны попытки определить относительное перемещение противоположных сторон всего пояса по смещению крыльев сдвигов и физико-географических элементов. Высказывалось предположение [57], что изгиб дуг Банда образовался в результате широтных горизонтальных движений Азии относительно Австралии, сопровождавшихся сжа-

Таблица 2

Сводка данных об осадконакоплении

	Доорогеническое	Синорогеническое	Посторогеническое
[97] Интервал возраста			
от	Нижняя пермь	Верхний мел	
до	Средняя юра	Плиоцен	Четвертичные
[98] Максимальная мощность (эффект деформации не принят во внимание)	3 100 м	4 900 м	1 200 (?) м
[99] Оценка объема на 100 км длины сегмента;	120 000 (?) км^3	200 000 (?) км^3	40 000 (?) км^3
вероятная ошибка этой оценки	?%	?%	?%
[100] Преобладающие фации	Морской флиш	Калькарениты, извержденные породы, подводные гравитационно-оползневые отложения	Морская моласса
Доля общего объема, занятая породами, и ошибка оценки			
[101] Преобладающие фации	30±5%		65±5%
[102] Вулканические породы	<1%	20±10%	5%
[103] Осадочные породы с содержанием карбонатов более 90%	30±3%	20±2%	30±10%
[104] Осадочные породы с содержанием кварца более 95%	2%	<1%	<1%



ФИГ. 1. Структурные зоны дуг Банда.

1 — центральная впадина Банда; *2* — внутренняя дуга Банда; *3* — внутренний желоб Банда; *4* — внешняя дуга Банда; *5* — передовой прогиб. Описанный сегмент обведен рамкой.

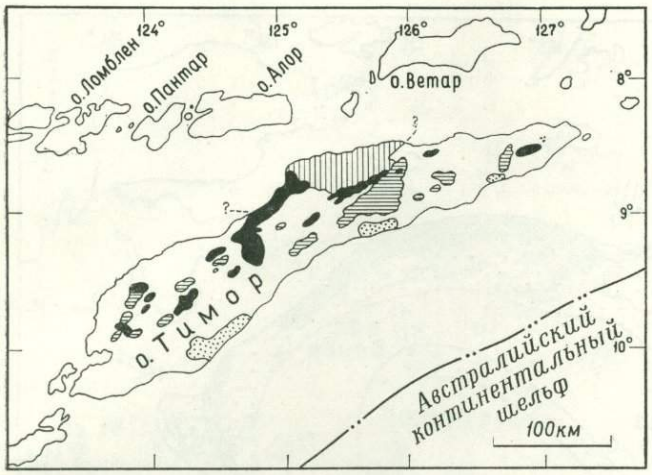
тием всего региона дуг Банда в меридиональном направлении.

9. Обзор тектонического развития

[126] **Региональная хронология и корреляция.** Корреляция отложений и тектонических событий дуг Банда, складчатого пояса длиной 2400 км, находится лишь на начальной стадии, пока эта площадь изучена только рекогносцировочно. Корреляция осложняется существованием между островами глубоких морей, разделяющих все основные структурные зоны; три зоны полностью находятся под водой. Корреляцию очень осложняет также отсутствие наблюдений на сочленении внутренней вулканической и внешней осадочной дуг.

В целом, по-видимому, есть много общего в стратиграфии, фациях и времени проявления тектонических фаз островов, лежащих на противоположных сторонах внешней дуги Банда, а именно между островом Тимор на юго-западе и островами Серам и Буру на северо-востоке. Некоторые различия все же имеются. Важнейшим из них является описанная на Сераме зона перехода между юрскими осадочными породами и кристаллическими породами метаморфического комплекса. Возможно, что средне- или верхнемиоценовые отложения типа дикого флиша, описанные на Тиморе, распространены и на Сераме. Удовлетворительная корреляция кайнозойских отложений и тектонических событий дуг Банда возможна лишь после пересмотра определений микрофауны в свете последних биостратиграфических исследований [8].

[127] **Миграция прогибов.** Одной из особенностей стратиграфии дуг Банда является близкое расположение батиальных и неритовых фаций некоторых мезозойских и третичных блоков.



ФИГ. 2. Покровы острова Тимор, перемещенные с севера.

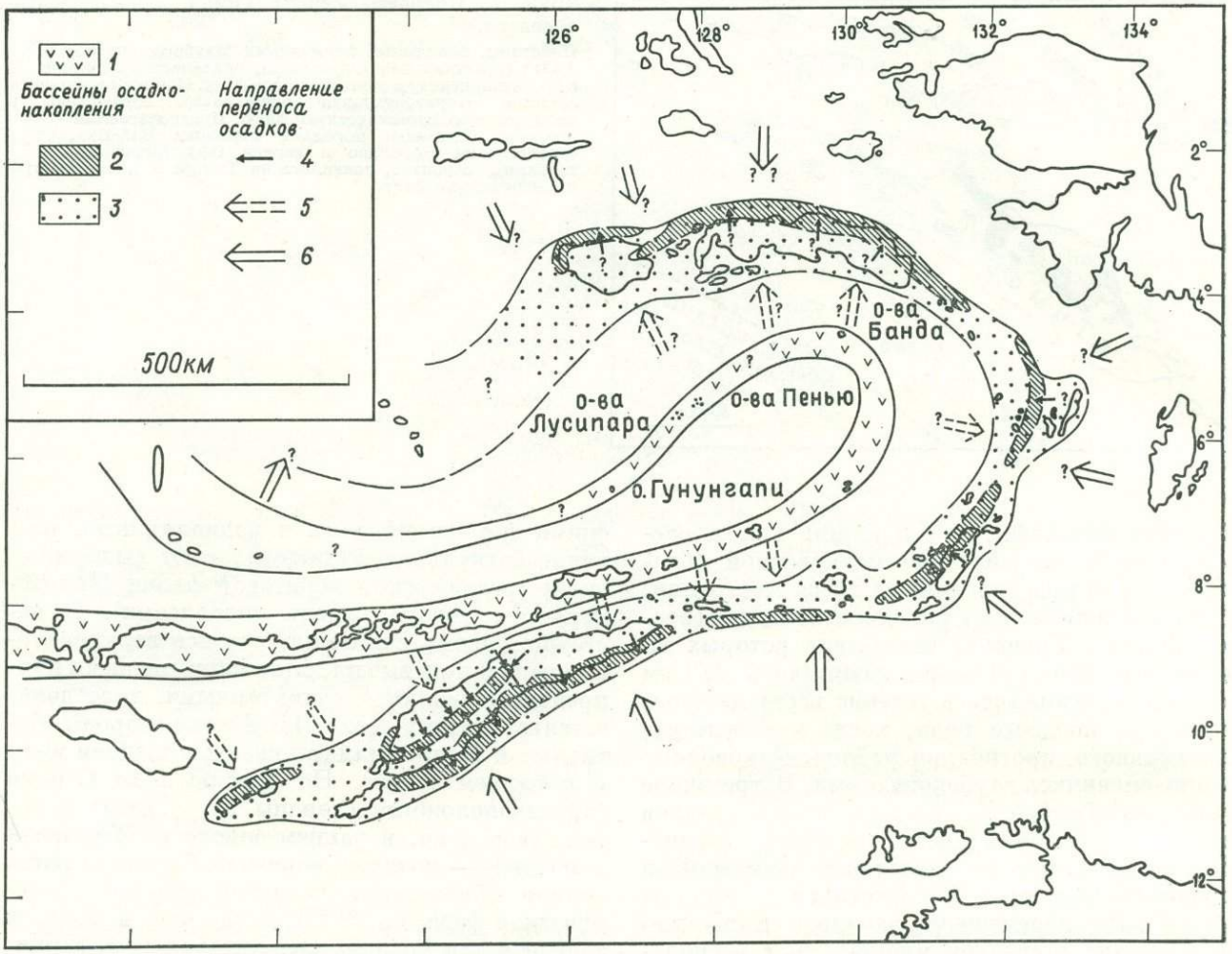
Пластины, сложенные формациями Маубиссе (черное) и Аилеу (вертикальная штриховка), оказались на Тиморе в среднемиоценовую орогеническую фазу. Покровы комплекса Лолотои (горизонтальная штриховка) перемещены в палеоценовую орогеническую фазу. Предполагаемые покровы, сложенные породами формации Вай-Буа, известняками Боролало и серией Офу (показаны точками), вероятно, появились на Тиморе в палеоценовую орогеническую фазу.

Предполагается [2], что в перми Тимор располагался в относительно мелководной области, которая простиралась на юг до Австралии, а глубоководная зона находилась тогда севернее Тимора. Условия, вследствие которых на месте нынешнего Тимора накопилось 2,7 км осадков, сохранялись в течение всего мезозоя, вплоть до позднего мела, когда в результате интенсивного прогибания района мелководные фации сменились глубоководными. В третичное время на Тиморе накопилась толща осадков мощностью более 4 км, происходило неоднократное усиление вертикальных движений, и глубоководный трог переместился к югу от острова. Это перемещение началось скорее всего в эоцене; в среднем миоцене трог располагался, очевидно, южнее Тимора, а в настоящее время его осевая часть проходит в 50 км к югу от Тимора [5].

Итак, факты указывают на то, что глубоководный трог в перми находился севернее Тимора, в позднем мелу мигрировал на место нынешнего острова, а затем в течение третичного времени сместился дальше к югу, в направлении Австралии, до своего современного положения. Этот трог, возможно, не совпадает с зоной максимального осадконакопления. Однако из-за отсутствия надежных данных о мощностях осадочных пород в зонах 2, 3 и 5 рассматривать вопрос о перемещении зон наибольшего осадконакопления невозможно.

[128] **Региональные вертикальные движения.** Острова внешней дуги Банда несут на себе следы вертикальных движений больших масс горных пород в меловое и третичное время. Наиболее подробные данные имеются по Тимору. Там верхнемеловые известняки, богатые пелагическими фораминиферами и радиоляриями, очевидно батиальная фация, залегают выше нижне- и среднеюрской неритовой фации (конгломераты с водорослевыми пизолитами). В настоящее время считается, что все верхнемеловые радиоляриевые пласты с марганцевыми конкрециями являются аллохтонными, хотя доказательств этому нет. На Сераме породы батиальной фации были отложены в позднем мелу и в раннем эоцене. На Тиморе и на Сераме (противоположные стороны дуг Банда) в эоцене (вероятно, в раннем эоцене на Тиморе и в среднем — позднем эоцене на Сераме) происходило образование надвигов (вторая орогеническая фаза, см. [91–95]), после чего в позднем эоцене стали развиваться литоральные фации.

Считают, что породы олигоценовой — раннемиоценовой батиальной фации на Сераме перекрыты пластинами надвигов, сформировавшимися в среднем миоцене (третья орогеническая фаза). На Тиморе верхнеэоценовые, олигоценовые и нижнемиоценовые отложения разделены поверхностями несогласия с базальными конгломератами (морскими) и содержат фации, свидетельствующие о накоплении осадков в мелководных условиях (рифовые и неритовые). В среднем — позднем миоцене после формирования этих надвигов или, возможно, одновременно с ними образовались отложения крупных гравитационных оползней мощностью 2—3 км (элемент *а* зоны 4). Это свидетельствует о том, что в среднем — позднем миоцене Тимор испытал нисходящие вертикальные движения, в результате которых морское дно опустилось с очень мелкого уровня, отмеченного нижнемиоценовыми рифогенными известняками, и образовался достаточно обширный резервуар для

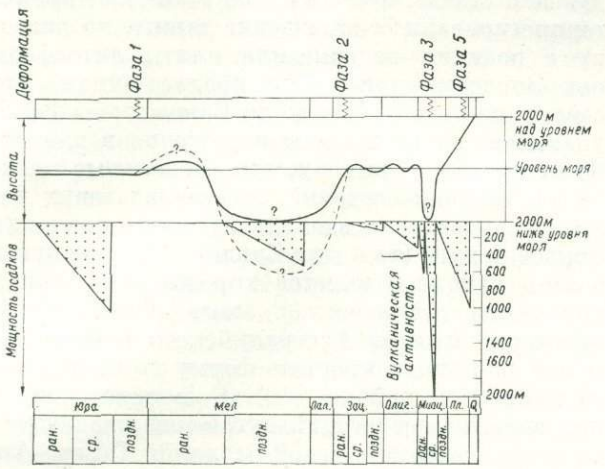


ФИГ. 3. Направление транспортировки осадочного материала и бассейны осадконакопления в пределах дуг Банда.

Возрастные интервалы до-, син- и посторогенических стадий описаны в пункте[97]. Доорогенические бассейны осадконакопления были не менее обширны, чем синорогенические, но они отдельно не показаны. *1* — третичные и четвертичные вулканические провинции. *Бассейны осадконакопления (2—3)*: *2* — посторогенические; *3* — синорогенические. *Направление транспортировки осадочного материала (4-6)*: *4* — посторогеническое; *5* — синорогеническое; *6* — доорогеническое.

накопления 2—3-километровой толщи средне- или верхнемиоценовых чешуйчатых глин комплекса Бобонаро. Эти нисходящие движения вскоре сменились воздыманием региона и появлением островов, окаймлявшихся литоральными осадками позднемиоценового и плиоценового возраста. В конце миоцена весь регион дуг Банда поднялся выше уровня моря.

При построении фиг. 4 использованы следующие положения: 1) площадь области поднятия в раннем мелу (начавшегося, вероятно, в поздней юре) неизвестна; 2) быстрое погружение в конце раннего мела предполагается потому, что нижние горизонты разреза представлены глубоководными фациями [4] и залегают с угловым несогласием на более древних мезозойских и пермских породах; 3) максимальная глубина погружения в позднем мезозое неизвестна, однако присутствие верхнемезозойских марганцевых конкреций, сходных с конкрециями современных глубоководных отложений, показывает, что глубина достигала 4000 м и более (однако меловые породы, содержащие конкреции, могут быть аллохтонными); 4) на быстрое воздымание в конце мела указывает то, что глубоководные маастрихтские фации в среднем эоцене сменились рифовыми; 5) данные о быстром погружении региона в течение среднего и позднего миоцена и резком воздымании в плиоцене и плейстоцене изложены выше. Постулируемая глубина погружения (2000 м), возможно, сильно занижена:



ФИГ. 4. Диаграмма, иллюстрирующая вертикальные движения и характер осадконакопления на острове Тимор.

Толща осадков включает и изверженные породы; эффект уплотнения не учтен. Шкала времени дана по Холмсу [Holmes, 1965].

глубина могла достигать 4000 м и более.

[129] **Скорость движений мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической эпохи.** Скорости вертикальных движений показаны на фиг. 4. Скорость формирования надвигов на Тиморе может быть вычислена следующим образом.

I. *Орогеническая фаза 2* (см. [91-95]) — самая молодая часть автохтона, перекрытого пластинами надвигов метаморфического комплекса, датируется тоаром. Маастрихтские породы глубоководной фации близ Илиомара на юго-востоке Тимора смяты в складки вместе с более древними мезозойскими отложениями; следовательно, образование надвигов произошло после маастрихта. Древнейшими породами, отложившимися поверх пластин надвигов после их становления, были нижнеэоценовые. За время от дания до раннего эоцена дно моря поднималось с батиальных глубин почти до поверхности, при этом доэоценовые породы были смяты в складки и образовались надвиги. Минимальная скорость движения по надвигам — 3,6 мм/год, но, возможно, она превышала 5,6 мм/год.

II. *Орогеническая фаза 3* — нижнемиоценовые рифовые известняки Тимора тектонически перекрыты пластинами пермских и мезозойских пород, которые в свою очередь перекрываются средне- или верхнемиоценовыми чешуйчатыми глинами комплекса Бобонаро (зона 4, элемент *а*). *а*). Мощность этих образований более 2 км; они перекрываются автохтонными верхнемиоценовыми породами. В этом случае мы оцениваем скорость движений гораздо точнее, чем для фазы 2. Продолжительность среднего миоцена — около 4 млн. лет, и так как тектонические события начались и завершились в течение среднего миоцена, максимальная продолжительность тектонических движений фазы 3 может быть равна 4 млн. лет. Во-первых, образование надвигов и гравитационно-оползневых отложений сопровождалось прогибанием морского дна не менее чем на 2—3 км. Этот процесс включал вертикальные движения земной коры, минимальная скорость которых составляла 0,5 мм в год, а возможно, была больше 1,4 мм/год. Во-вторых, пластины надвигов перемешались, очевидно, в горизонтальном направлении с минимальной скоростью 10 мм/год (возможно, что скорость их перемещения превышала 15 мм/год).

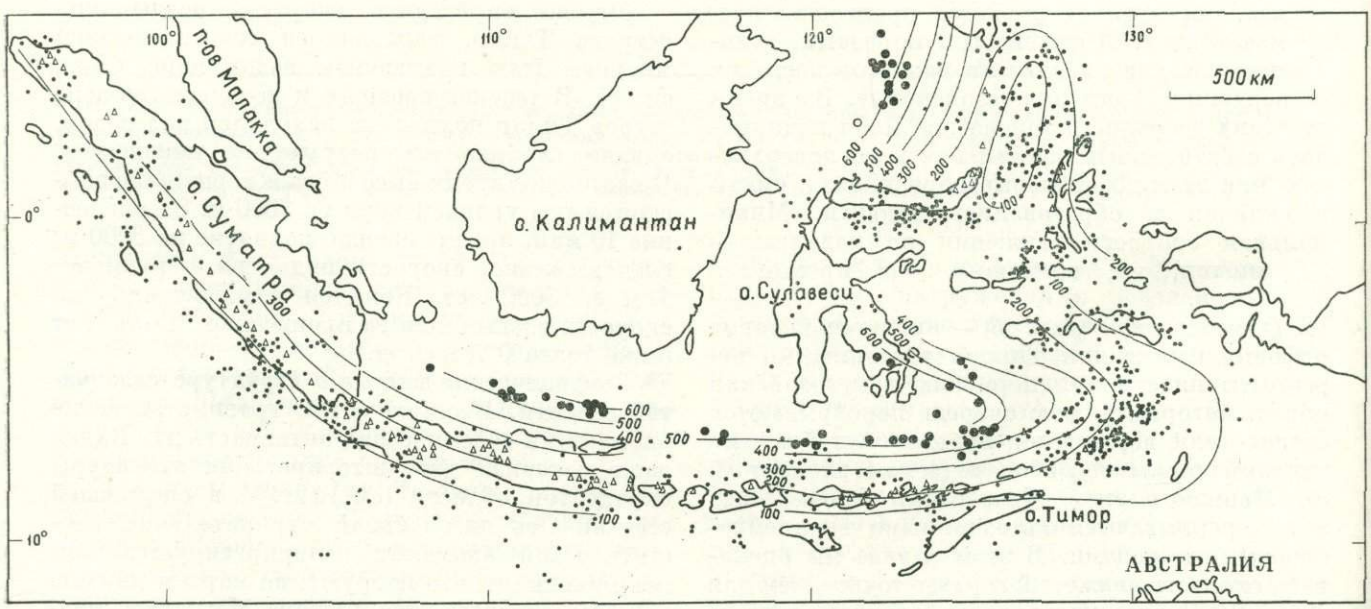
Можно определить скорость воздымания острова Тимор, начавшегося еще в позднем миоцене (так называемое воздымание Соро, см. [91]). В течение среднего и позднего миоцена остров Тимор полностью находился под водой, однако глубина его погружения неизвестна. В настоящее время высочайшая вершина возвышается над уровнем моря на 3000 м. За последние 10 млн. лет произошло поднятие на 3000 м; следовательно, скорость поднятия — не менее 1 м за 3000 лет. Кажется невероятным, что скорость воздымания за прошедшие 10 млн. лет была более 0,7 мм/год.

[132] **Геофизические данные о структуре складчатой области.** Изостатические гравиметрические аномалии и сейсмическая активность дуг Банда дают материал для интерпретации структуры складчатой области (см. фиг. 4 в следующей статье). Ось интенсивной отрицательной изостатической аномалии интерпретируется как ось максимального погружения коры в мантию [7]. Это означает, что острова Ментаваи, подводный хребет, располагающийся севернее Яванского желоба, и острова внешней дуги Банда (т. е. зона 4) находятся над максимумом

погружения коры в мантию. Внутренняя вулканическая дуга (зона 2), вероятно, соответствует поднятию земной коры, причем осевая линия гряды вулканов совпадает с областью максимального растяжения. Распределение землетрясений в коре дуг Банда таково, что глубина очагов постепенно возрастает от мелкофокусных землетрясений в зонах 2, 3, 4 до промежуточных землетрясений в зонах 1, 2 и 3 и глубокофокусных в зоне 1 [19, 26]. Обычно считают, что это наклонная сейсмическая зона, которая падает на север под море Флорес и пролив Ветар (зона 3), внутреннюю дугу Банда (зона 2) и море Банда (зона 1). В восточной части дуг Банда (т. е. на отрезке Танимбар, восточная часть Серама) зона Беньофа изгибается почти на 180°, следуя простиранию островных дуг [26]. Составлена карта изобат [26], которая показывает, что зона Беньофа на востоке дуг Банда падает на запад, а на юго-западе — под северную часть дуг Банда (от западного Серама до юго-восточного Сулавеси). К югу и востоку от дуг Банда простирания аномалий силы тяжести [15] и сейсмоизобат [26] совпадают, но на севере в простирании изолиний этих геофизических полей имеются значительные расхождения.

Структурные связи между северной частью дуг Банда и дугой Сулавеси рассмотрены в следующей статье. Фитч и Молнар [19, 20] проинтерпретировали сейсмические данные по региону с позиции поддвигания плиты литосферы под Зондские дуги. Они предположили, что сейсмичность в районе моря Банда (зоны 1 и 2) указывает на возможные нарушения в плитах. Фитч пришел к выводу, что «фокальные механизмы не дают сведений, подтверждающих наличие поддвигания вдоль восточного окончания Зондской дуги (т. е. дуг Банда), хотя под дугой в этом районе и имеется хорошо выраженная наклонная сейсмическая зона». Он заметил, что «приближение Австралийского континента могло нарушить простую форму зоны поддвигания в этом районе» [19]. Возможно, широтная зона землетрясений дуг Банда, падающая на север, связана с зоной разломов Тарера-Аидоэна в южной части Новой Гвинеи, западное продолжение которой простирается на запад-юго-запад и отделяет острова Кай от восточного Серама. Северный приподнятый блок зоны разломов Тарера-Аидоэна в Новой Гвинее проявляется во взбросах северного падения [57]. С зоной разломов местами связаны малые интрузии диоритов и одно крупное тело кварцевых диоритов.

[134] **История развития дуг Банда.** I. *Допермская история.* Древнейшие породы, обнаженные на островах Индонезийского архипелага, — кри-



ФИГ. 5. Сейсмоизобаты и вулканы Индонезийского региона.

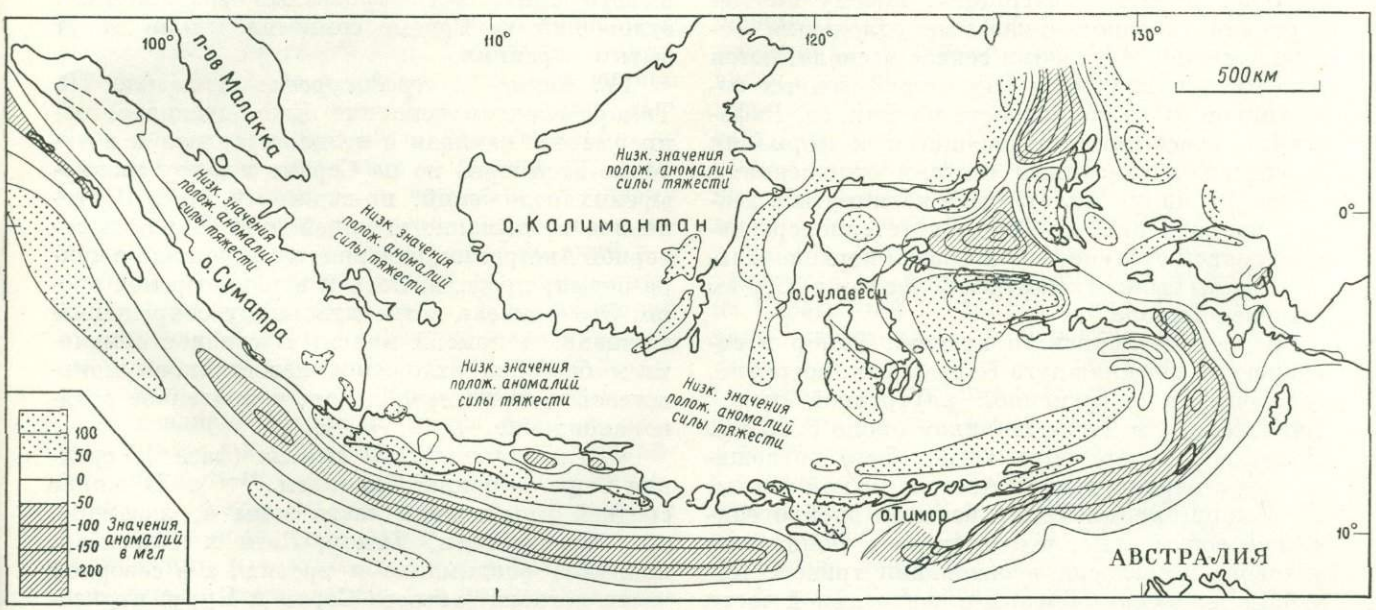
Малые кружки — эпицентры землетрясений; большие кружки — эпицентры глубокофокусных землетрясений (глубже 500 км); треугольники — вулканы. Приведены изобаты осевой поверхности наклонной сейсмической зоны (в км) [26].

сталлические сланцы, слагающие фундамент на островах Суматре, Оби, Сула, Сулавеси, Серам и Буру. Возраст сланцев на Малых Зондских островах Броуэр [9] считал пермским отчасти на основании описанного на Лети постепенного перехода между сланцами и фаунистически охарактеризованными отложениями перми (см. [78]), но Беммелен [7] предположил, что такого постепенного перехода нет, и сделал вывод, что на Лети должны быть развиты тектонические клинья. Кундиг полагал [36], что возраст кристаллических сланцев Сулавеси по аналогии с подобными породами Японии, можно считать докаменноугольным.

На Тиморе и частично на Сераме эти метаморфические породы являются аллохтонными; возможно, что на Малых Зондских островах эти кристаллические сланцы также аллохтонные. Абсолютный возраст этих пород не определялся, поэтому время их отложения и возраст метаморфизма неясны. Кристаллические сланцы на Тиморе, возможно, являются пермско-триасовыми, претерпевшими метаморфизм и образование надвигов во время орогенической фазы 2.

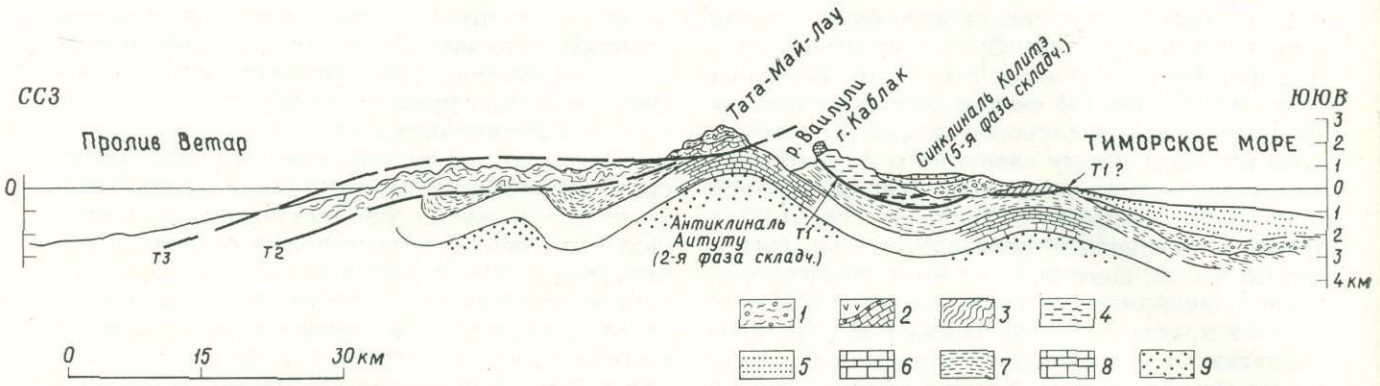
II. *Пермская история.* Древнейшими датированными отложениями в пределах Индонезийского архипелага являются каменноугольно-пермские породы. Они известны в северо-западной части Суматры, где представлены главным образом филлитами. Лучше других охарактеризованы фаунистически породы пермского возраста, широко распространенные на Малых Зондских островах и особенно на островах Роти, Тимор и Лети (зона 4). На Тиморе среди них различают три фации: одну автохтонную, и две другие, слагающие пластины надвигов, которые относятся к средне-позднемиоценовой орогенической фазе. Автохтонные породы представляют собой мелководный флиш, сформировавшийся в придельтовых участках шельфа и материкового склона за счет размыва блока Кимберли в северо-западной Австралии. В настоящее время накоплено еще недостаточно фактических данных о направлении транспортировки осадочного материала.

Палинспастические реконструкции позволяют предполагать, что аллохтонные глубоководные флишевые фации перми были отложены к северу от автохтонных флишевых фаций Тимора. Высказывалось предположение [2], что еще дальше к северу мелководные шельфовые карбонатные осадки и эффузивные породы накапливались, вероятно, по северному краю Западно-Австралийской геосинклинали. Позднее было высказано суждение, что Австралия в течение последних 40 млн. лет перемещалась к северу со скоростью 80 мм/год, что со-



ФИГ. 6. Карта изоаномал Индонезийского региона.

Региональные изостатические аномалии Венинг-Мейнеца. Глубина компенсации $T = 25$ км; радиус осреднения $R = 160$ км [15].



ФИГ. 7. Схематический профиль восточной части острова Тимор (зона 4).

Аллохтон (*1—4*): *1* — средне-верхнемиоценовый комплекс чешуйчатых глин Бобонаро; *2* — пермская формация Маубиссе; *3* — пермская (?) формация Аилеу; *4* — допермский комплекс Лолотои. *Автохтон* (*5—9*): *5*—верхнемиоценовая—плиоценовая формация Викеке; *6* — нижнемиоценовые известняки Каблак; *7* — нижне-среднеюрская формация Вайлули; *8* — средне- и верхнетриасовая формация Аитуту; *9* — пермская формация Крибас. *T1* — поверхности надвигов позднего мела — раннего эоцена (фаза 2); *T2*, *T3* — поверхности надвигов среднего миоцена (фаза 3).
Пятый аллохтонный комплекс, не указанный в легенде, находится в южной части профиля и обозначен диагональной штриховкой; комплекс представлен породами верхнего мела, осложненными системой надвигов и чешуй (?); отделен от нижележащих пород предполагаемой поверхностью надвига (обозначена символом «*T1*?»).

ставило 3200 км [37]. Считают, что дрейф Австралии, Африки и, возможно, Индии на север *начался в среднем мелу, т. е. тогда, когда* начала распадаться Гондвана [54], и что пространственное взаиморасположение Тимора и Австралии *оставалось довольно постоянным по* крайней мере с начала перми [53]. Таким образом, если Австралия в течение последних 90 млн. лет сместилась к северу более чем на 3200 км, то и Тимор переместился на то же расстояние. Этим и объясняется, почему нижнепермские флювиогляциальные отложения северо-западной Австралии сейчас располагаются менее чем в 1000 км к югу от рифогенных известняков этого же возраста на Тиморе. Рифогенные известняки, относящиеся к формации Маубиссе, и связанный с этими отложениями флиш (формация Аилеу) были надвинуты в южном направлении на Тимор в течение среднемиоценовой орогенической фазы и первоначально должны были отложиться более чем в 3200 км севернее Тимора.

В течение пермского времени Тимор и современная внешняя дуга Банда были, вероятно, отделены от современной внутренней дуги Банда океаном Тетис шириной около 3200 км. Полагают, что эта часть Тетиса была поглощена при северном дрейфе Австралийской плиты.

В конце перми Тимор испытал эпейрогеническое воздымание, что привело к появлению *углового несогласия в основании триаса. По*добные движения описаны в центральной части острова Калимантан [7] и в западном Сараваке [38]; *в северной Австралии происходило* складкообразование [17].

Обмеление моря в зоне 4 в конце перми, вероятно, связано с воздыманием северной Австралии.

III. *Триасовая история.* За исключением экзотических блоков комплекса чешуйчатых *глин Бобонаро на Тиморе, ранний триас в* дугах Банда, по-видимому, отсутствует. Породы среднего и позднего триаса распространены по всей площади зоны 4 и представлены морскими фациями известняков, глин и отложений флишевого типа, хотя триасовый возраст этих отложений на Сераме сомнителен: они могут быть и юрскими.

IV. *Ранне- и среднеюрская история.* На Тиморе осадконакопление было, очевидно, непрерывным начиная с позднего триаса и в течение всей юры, но на Сераме и Буру нижнеюрских отложений, по-видимому, нет. Постепенное воздымание внешней дуги Банда и северной Австралии, начавшееся, вероятно, в конце перми, продолжалось и в раннеюрское время. Это привело к значительному сокращению площади, покрытой морем. В связи с обмелением бассейна отложение известняков уменьшилось и стало преобладать терригенное осадконакопление.

V. *Синорогеническая стадия* (фаза 1, средняя юра — ранний мел, см. [91–95]). В конце средней юры южная часть зоны 4, включающая острова Роти, Тимор, Лети и Танимбар, *испытала воздымание и эрозию, а в северной* части региона (острова Серам и Буру) произошла трансгрессия, охватившая также Сулавеси и Бутунг. Эта *трансгрессия описана на Новой* Гвинее, Калимантане, Суматре, Филиппинах,

в Малайзии и Западной Австралии. В течение раннего мела район внешней дуги Банда был, вероятно, приподнят и подвергался размыву; в южной части этого района процесс воздымания и эрозии начался, возможно, уже в средней юре. Для многих других районов Индонезии и отдельных площадей северной Австралии (например, бассейна Канинг) ранний мел был эпохой трансгрессии и морского осадконакопления.

VI. *Синорогеническая стадия* (фаза 2, позднемеловая — среднеэоценовая деформация). Почти повсеместно в Индонезии и в некоторых районах северной Австралии в течение позднего мела происходили морская трансгрессия и опускание. В настоящее время на Тиморе обнаружены глубоководные фации известняков с пелагическими фораминиферами, радиоляриты и радиоляриевые глины с конкрециями марганца; подобные фации встречаются на острове Серам и в восточной части острова Сулавеси; это означает, что ось прогиба проходила близ внешней дуги Банда. В конце раннего мела, перед первыми интенсивными деформациями третичной тектоно-магматической эпохи, произошло быстрое погружение внешней дуги Банда. В конце маастрихта внешняя дуга Банда испытала интенсивное складкообразование, сопровождавшееся крупными надвигами, причем надвигание происходило и на север — на Серам, и на юг — на Тимор. Эти движения связаны, вероятно, с дрейфом Австралии на север после распада Гондваны, начавшегося в среднемеловое время [54]. Развитие складчатости происходило в интервале между данием и поздним эоценом, причем по имеющимся данным можно предположить, что движения на юге дуг Банда относятся к палеоцену, а на Сераме — к среднему и, возможно, позднему эоцену. (Это различие связано, вероятно, с недостатком детальных полевых наблюдений и с необходимостью пересмотреть микропалеонтологические данные по Сераму.) В конце второй орогенической фазы произошло поднятие морского дна от батиальных глубин почти до поверхности, и началось образование рифов.

С позднего эоцена до конца раннего миоцена в зоне 4 в условиях относительно спокойных нисходящих и восходящих движений накапливалась толща мелководных известняков с прослоями подводных лав и туфов. Эти фазы погружения и осадконакопления дважды прерывались: в конце эоцена и в конце олигоцена происходили воздымание и эрозия; новые фазы осадконакопления начинались с образования базальных морских конгломератов.

В конце раннего мела, вероятно, происходило погружение зоны 5 и зоны 4. В какой степени зона 5 была вовлечена в поднятие, последовавшее за первой и второй орогеническими фазами, неизвестно.

В зоне 2 домиоценовые породы не обнаружены (за исключением известняков, возможно мезозойских, на острове Флорес), так что поведение зон 1, 2 и 3 в домиоценовое время неизвестно. Однако надвигание аллохтонных масс горных пород из внешней части зоны 3 на зону 4 во время второй орогенической фазы свидетельствует о том, что относительное воздымание этого региона в течение позднего мела и раннего эоцена сопровождалось поддвиганием под него зоны 4. Условия осадконакопления позднеэоценового — олигоценового времени в зоне 2, внутреннем районе дуг Банда, неизвестны, но присутствие нижнемиоценовых известняков и связанных с ними подводных эффузивных пород говорит о том, что в районе зоны 2 было сравнительно мелкое море.

VII. *Синорогеническая стадия* (фаза 3, средне- и позднемиоценовая деформация). Нижнемиоценовые мелководные известняки района Тимор — Танимбар тектонически перекрыты пермскими и мезозойскими образованиями, надвинутыми с севера в среднем и позднем миоцене. Пластины надвигов перекрыты толщей дикого флиша мощностью 2—3 км, образовавшейся при гравитационном соскальзывании пород по подводному склону. Оползневые массы перемещались с севера в среднем и позднем миоцене [4]. Наличие пластин надвигов и гравитационно-оползневых отложений в зоне 4, куда они были перемещены из зоны 3, показывает, что при их образовании древний склон был наклонен от зоны 2 к зоне 5. Первоначальное положение тектонических покровов неизвестно, так как их корни не найдены. Хотя в районе Тимор — Танимбар покровы двигались с севера, в это же время (средний миоцен) на Сераме они двигались с юга. Среднемиоценовые движения были, вероятно, подобны движениям в конце мела, когда зоны 4 и 5 опустились, а внутренние зоны поднялись. Погружение зоны 4 на Тиморе было не менее 2 км, а возможно, превышало 3 км, судя по мощности осадков, накопившихся (при гравитационном перемещении) в течение среднего и позднего миоцена, так как в раннем миоцене Тимор находился почти на уровне моря.

В зоне 2 в среднем миоцене происходило внедрение больших масс гранодиоритов, связанное, вероятно, с поднятием зоны 2 относительно зон 4 и 5.

VIII. *Синорогеническая стадия* (фаза 4, воздымание с конца миоцена до голоцена). В зоне 4 формирование аллохтонных пластин сменилось фазой воздымания, в результате которого часть зоны 4 в плиоцене превратилась в архипелаг островов; это воздымание продолжается до настоящего времени. Одновременно с поднятием, прерывавшимся однократным опусканием, в южной части зоны 4 шло развитие грабенов, параллельных общему простиранию.

С позднего миоцена по настоящее время в отдельных впадинах продолжается опускание одновременно на краях зон 4 и 5 и в меньшей степени на краях зон 4 и 3. В этих впадинах накопилась 2-километровая толща преимущественно морских отложений молассового типа. Породы представляют собой смесь терригенного обломочного материала, образовавшегося при размыве поднимавшихся островов (зоны 4), а также органогенных известняков, мергелей и известковистых илов, чередующихся с отложениями береговых рифов и продуктами их разрушения.

IX. *Синорогеническая стадия* (фаза 5, плиоценовая деформация). Умеренное складкообразование захватило в позднем плиоцене весь район дуг Банда (особенно зону 4) и было широко распространено во всей Индонезии, на Новой Гвинее и Калимантане. Зона 2 в позднем миоцене и плиоцене была в основном областью прогибания и накопления подводных вулканических пород и переслаивающихся с ними известняков. К позднему плиоцену зона 2 была также захвачена складкообразованием фазы 5, но, вероятно, в меньшей степени, чем зона 4. Последним событием этой орогенической фазы было, вероятно, внедрение крупных тел гранодиоритов в зоне 2.

X. *Посторогеническая история.* В плейстоцене в пределах дуг Банда происходило воздымание зон 2 и 4 и погружение других трех зон. Весьма вероятно, что в среднем и позднем миоцене желоб, расположенный между дугами Банда (зона 3), был значительно мельче, чем в настоящее время, так как пластины надвигов и гравитационно-оползневые отложения перемещались через эту зону в зону 4. Воздымание в зонах 2 и 4 сопровождалось быстрым размывом. Обломочный материал (моласса) накапливался во впадинах на краях этих зон. В пределах обеих островных дуг четвертичное поднятие проявилось в образовании комплекса высоких террас вдоль берегов, сформировавшихся на месте прибрежных коралловых рифов, ставших обширными известняковыми плато.

Вулканическая деятельность продолжалась в зоне 2 со времени предыдущей, фазы 5, но отсутствовала в той части зоны, которая расположена напротив острова Тимор. В пределах самой центральной впадины Банда (зона 1) вулканическая активность была очень слабой. Это уменьшение вулканической деятельности связано здесь, возможно, с отсутствием активно погружающейся литосферной плиты, т. е., повидимому, с прекращением поддвигания Австралийской плиты под Азиатскую. Далее к западу, в районе предполагаемого погружения плиты Индийского океана под Зондские дуги, отмечается высокая вулканическая активность [20].

Б. Подразделения сегмента

Таблица 3

[201] Зоны и элементы в сегменте

Элементы	Зоны				
	1 Центральная впадина Банда	2 Внутренняя дуга Банда	3 Внутренний желоб Банда	4 Внешняя дуга Банда	5 Передовой проги
Аллохтонные					
a Средне- и верхнемиоценовый «дикий» флиш				+	
b Аллохтонный мезозой				+	
c Аллохтонная пермь				+	
d Аллохтонный кристаллический метаморфический комплекс (комплекс Лолотои)				+	
Автохтонные					
e Четвертичные осадки	+	+	+	+	+

Продолжение табл. 3

Элементы	Зоны				
	1 Центральная впадина Банда	2 Внутренняя дуга Банда	3 Внутренний желоб Банда	4 Внешняя дуга Банда	5 Передовой прогиб
f Четвертичные изверженные породы	+	+			
g Плиоцен-плейстоценовые интрузивы		+			
h Верхнетретичные осадки		+		+	
i Верхнетретичные изверженные породы		+		+ (Туфы на Тиморе)	
j Среднемиоценовые интрузивы		+		+ (Серам)	
k Нижнетретичные осадочные и изверженные породы		+ (Флорес)		+	
l Мезозой и пермь		+ (?) (мезозойские известняки на острове Флорес)			

[202] Для корреляции элементов разных зон имеются следующие основания: для элементов *e*, *h*, *i* и *k* — литология и окаменелости; для элемента *f* — литология и стратиграфическое положение; для элемента *j* — структурное положение (?); для элемента *l* — литология и окаменелости (по острову Флорес данные неточны).

B. Сведения об отдельных структурных зонах

Зона 1. Центральная впадина Банда

Почти вся площадь этой зоны находится под водой. Донные осадки и морфология дна впадины изучалась [41, 33]. Особенности поля силы тяжести и сейсмичности известны, см. [35, 15] и [19, 20, 26].

Зона 2. Внутренняя дуга Банда

[306] *Края зоны* лежат под водой. [308–311] Среди пород, слагающих участки суши в пределах зоны, вулканические составляют 73 %; интрузивные — 1%; осадочные — 25%, контактово-метаморфические — 1%.

[312–314] *Элементы.* Четвертичные осадки (элемент *e*) слагают высокие террасы, залегая почти горизонтально, с несогласием на более древних породах. Четвертичные изверженные породы (*f*) залегают горизонтально; возникли после складкообразования. Плиоцен-плейстоценовые интрузивы (*g*) — гранодиоритовые интрузии на островах Лиранг и Ветар — вероятно, также внедрились после завершения складкообразования. Верхнетретичные осадки (элемент *h*) и изверженные породы (элемент *i*) чередуются в разрезе; залегают несогласно на более древних породах; были вовлечены в позднеплиоценовое складкообразование. Среднемиоценовые гранодиоритовые интрузии острова Флорес (элемент *j*) были затронуты позднеплиоценовым складкообразованием и, вероятно, также среднемиоценовой орогенической фазой зоны 4; они интрудировали в пласты нижнетретичного возраста (элемент *k*). Последние, вероятно, были затронуты среднемиоценовой и позднеплиоценовой орогеническими фазами; на острове Флорес эти образования залегают несогласно на складчатых известняках элемента *l* (автохтонные комплексы мезозоя и перми) [18].

[315–316] Детальных геологических карт островов этой зоны нет, поэтому размер площадей, занятых выходами элементов, точно не известен.

[326–332] *Магматизм.* Эпизод 1, ранний миоцен,— подводные излияния лав основного и среднего состава в элементе *k*. Эпизод 2 — крупная гранодиоритовая интрузия на острове Флорес датирована средним миоценом; она прорывает породы элемента *k* и несогласно перекрыта породами элементов *h* и *i*. Эпизод 3, поздний миоцен — плиоцен,— подводные излияния основ-

Таблица 4

Стратиграфия зоны 2

[319]Стратиграфические единицы	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м	[323]Элемент, в котором развиты эти породы
Поднятые коралловые рифы	Четвертичный; окаменелости	Известняки	(?) Террасы подняты на 550 м над уровнем моря	*e*
Изверженные породы	Четвертичный; окаменелости и стратиграфическое положение	Изверженные породы основного и среднего состава	(?)	
Осадочные и изверженные породы	Верхний миоцен — плиоцен; морские окаменелости	Известняки, мергели, лавы и туфы	> 400	*h*, *i*
Известняки и изверженные породы	Нижний миоцен; морские окаменелости		> 2000	*k*
Известняки	Мезозой (?); морские окаменелости, возможно, мезозойского возраста		(?)	*l*

ных, средних и известково-щелочных вулканических пород (элемент *i*). Эпизод 4, плиоцен — плейстоцен,— внедрение крупных кислых интрузий в элементы *h* и *i*; эти породы несогласно перекрыты породами элемента *f*. Эпизод 5, четвертичное время,— формирование субаэральных и подводных изверженных пород основного и среднего состава (элемент *f*). Особенности распределения изверженных пород внутри зоны изучены слабо, однако в четвертичное время характерно значительное ослабление вулканической активности в районе, расположенном против острова Тимор.

[335–342] *Метаморфизм.* Контактовый метаморфизм сопровождает среднемиоценовые и плиоцен — плейстоценовые интрузии.

[344–348] *Деформации.* Фаза 1, фаза Рамелауэ,— образование пологих складок в породах элемента *k*; проявилась в интервале между ранним и поздним миоценом, скорее всего в среднем миоцене; смятые в складки нижнемиоценовые пласты несогласно перекрыты отложениями верхнего миоцена и плиоцена (элементы *h* и *i*). Фаза 2, фаза Матаи,— образование пологих складок в породах элементов *h*, *i* и *k* (?); проявилась в плиоцене. Возраст пород, смятых в складки, верхнемиоценовый — плиоценовый; они несогласно перекрыты четвертичными отложениями.

[350–355] *Складки.* Карта складок и разрывов составлена лишь для острова Флорес [18]. Структуры других Малых Зондских островов вулканического происхождения рассмотрены различными авторами [12].

Зона 3. Внутренний желоб Банда

Вся зона скрыта под водой. Сведения об этой зоне содержатся в работах, указанных в описании зоны 1.

Зона 4. Внешняя дуга Банда

[306] *Края зоны* скрыты морем. [308–311] Среди пород, слагающих надводные части зоны, вулканические (иногда аллохтонные) породы составляют <5%; интрузивные — <1%: осадочные — 75%; метаморфические (в большинстве или целиком аллохтонные) — 20%.

[312–314] *Элементы:* от *a* до *d* — аллохтонные; от *e* до *l* — автохтонные. Средне- и верхнемиоценовый дикий флиш (элемент *a*), распространенный на островах Саву, Роти, Тимор, Лети и, возможно, в других местах, умеренно дислоцирован. Аллохтонные породы мезозоя (элемент *b*) характеризуются интенсивными складчато-надвиговыми деформациями, отделены от подстилающих отложений надвиговой поверхностью и несогласно перекрыты породами элемента *a*. Аллохтонные пермские породы (элемент *c*) встречены на Тиморе и Лети; они сильно смяты в складки и осложнены надвигами, перекрыты с угловым несогласием породами элемента *a*, от подстилающих пород отделяются плоскостью надвига. Сланцы, филлиты и метаморфизованные изверженные породы аллохтонного кристаллического комплекса (эле-

Таблица 5

Стратиграфия зоны 4 (остров Тимор)

[319]Стратиграфические единицы	[320]Возраст и его обоснование	[321]Литология	[322]Мощность, м	[323]Элемент, в котором развиты эти породы
Формация Суаи	Четвертичный; окаменелости и стратиграфическое положение	Морская моласса	<1000	*e*
Известняки Баукау и гравелиты Аинаро	Плиоцен — плейстоцен до голоцена; фораминиферы, кораллы и моллюски	Коралловые рифы и речные террасы	<200	*e*
Конгломераты Дилор и формация Викеке	Верхний миоцен — плиоцен; фораминиферы	Морская моласса	<1200	*h*
Чешуйчатые глины Бобонаро	Стратиграфическое положение	Дикий флиш	>2000	*a* (аллохтон)
Известняки Каблак	Нижний миоцен; фораминиферы	Багамиты	<600	*k*
Формация Барике	Олигоцен; стратиграфическое положение	Лавы и туфы	<300	*k*
Известняки Дартоллу	Средний и верхний эоцен; фораминиферы	Известняки	<100	*k*
Формация Вилуба и формация Мосу	Нижний — верхний эоцен; фораминиферы	Известняки, изверженные породы	<100	*k*
Известняки Боролало и формация Ваи-Буа	Верхний мел; фораминиферы и радиолярии	Батиальные известняки и радиоляриты	<700	*l*
Формация Офу	От верхнего мела до нижнего миоцена; фораминиферы	Батиальные известняки и радиоляриты	Чешуйчатое строение, мощность неизвестна	[*l*
Формация Ваилули	Нижняя и средняя юра; аммониты и белемниты	Неритовые глинистые сланцы, песчаники и известняки	<1000	*l*
Формация Аитуту	Средний и верхний триас; аммониты и пелециподы	Неритовые известняки и глинистые сланцы	<1000	*l*
Формация Крибас и формация Атахок	Пермь; фораминиферы, пелециподы и трилобиты	Флиш и известняки	<1100	*l*
Формация Маубиссе	Пермь; кораллы, брахиоподы криноидеи	Известняки и изверженные породы	<900	*c* (аллохтон)
Формация Аилеу	Вероятно, пермский, возможно допермский; пелециподы и стратиграфическое положение	Глинистые сланцы и изверженные породы, местами метаморфизованы	>1000	*c* (аллохтон)
	Основание не вскрыто			

мент *d*) характеризуются изоклинальными складками и надвигами; отделены от подстилающих толщ плоскостью надвига, местами на них надвинуты породы элементов *a* и *c*, а местами на них залегают автохтонные породы элементов *k* и *h*.

Четвертичные отложения (элемент *e*) залегают на почти горизонтальных поднятых террасах. От более древних толщ отделяются поверхностью структурного несогласия. Верхнетретичные отложения (элемент *h*) умеренно смяты в складки; они залегают на более древних породах с угловым несогласием. Граниты и гранодиориты распространены на Сераме (элемент *j*, среднемиоценовые интрузивы), но их контакты плохо обнажены. Нижнетретичные пласты (элемент *k*) умеренно дислоцированы, нарушены разломами; залегают несогласно на более древних породах. Мезозойские и пермские породы (элемент *l*), залегающие в автохтоне, смяты в сжатые складки, осложнены разломами.

315–316 *Площадь обнажений разных элементов.* Приведенные ниже размеры являются суммарными для всех районов, в которых эти комплексы в настоящее время установлены. Действительные обнажения ограничены размерами островов. Размеры выходов комплексов на поверхность следующие (первая цифра — максимальная длина, вторая — ширина, в км): *a* — 400 × 90; *b* — 200 × 20; *c* — 300 × 60; *d* — 300 × 65; *e* — 1000 × 25; *h* — 700 × 25; *j* — ?; *k* — 100 × 25; *l* — 600 × 70.

В стратиграфическую колонку острова Тимор (табл. 5) не включен аллохтонный метаморфический комплекс (элемент *d*) Лолотои: возраст первоначально осадочных и изверженных пород этого комплекса, вероятно, допермский или пермско-триасовый; они были надвинуты в эту зону извне.

326–332 *Магматизм.* Эпизод 1, пермь,— *извержение основных лав и туфов в мелководных условиях.* Вулканиты переслаиваются с фаунистически охарактеризованными пластами элемента *l* и занимают объем около 500 (?) км³. Эпизод 2, пермь,— *образование в мелководных условиях* лав и туфов среднего и основного состава, переслаивающихся с фаунистически охарактеризованными пластами элемента *c* (объем 500? км³). Эпизод 3 — вулканизм начался в эоцене на западном Тиморе и, вероятно, продолжался в олигоцене, хотя олигоценовая фауна не найдена. Образование лав и туфов от кислого до ультраосновного состава элемента *k* в мелководных условиях (объем 1000? км³). Эпизод 4, поздний миоцен — плиоцен,— образование кислых туфов в мелководных условиях. Туфы переслаиваются с пластами элемента *h*, содержащими органические остатки (объем 200? км³).

335–342 *Метаморфизм пород, впоследствии надвинутых на зону 4.* Фаза 1 — эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма пород элемента *d* в допермское или пермское время. Представление о более молодом возрасте метаморфических пород основано на возможном существовании постепенного перехода к фаунистически охарактеризованным породам перми [21, 4]. В пелитовых породах встречаются кварц, серицит, хлорит и мусковит, а в породах основного состава — роговая обманка и плагиоклаз. Фаза 2 — амфиболитовая фация метаморфизма затронула, возможно, породы элемента *c* в позднеюрское — раннемеловое время. Для пелитовых пород характерны кварц, серицит, хлорит и мусковит, а для основных — роговая обманка и плагиоклаз.

Породы элементов *c* и *d* были метаморфизованы до того, как они оказались на Тиморе и Лети. На восточном Сераме описан постепенный переход от кристаллических сланцев и гнейсов к верхнеюрским осадочным породам, но характер их контактов сомнителен. Если этот переход интерпретирован правильно, то он показывает, что была и послеюрская фаза метаморфизма, которая развивалась, возможно, в интервале от позднего мела до раннего эоцена.

344–348 *Деформация на Тиморе.* Фаза 1 — деформация комплекса Лолотои, происходившая до его надвигания на Тимор. Эта деформация затронула породы элемента *d* и происходила, вероятно, в доэоценовое время. Она сопровождалась метаморфизмом и привела к образованию изоклинальных складок [4]. Фаза 2 — складчатость Илиоман, затронувшая некоторые породы элемента *l*, проявилась в интервале между средней юрой и ранним мелом, на что *указывает угловое несогласие между породами* формации Аитуту и перекрывающими их породами формации Боролало. Фаза 3, тиморская,— происходила в интервале между данием и ранним эоценом, *вероятно в палеоцене*; проявилась в интенсивном складкообразовании и надвигании аллохтонных масс элементов *l* и *d*. Возраст складчатости определяется по угловому несогласию между элементом *k* и элементами *l* и *d*. Фаза 4, фаза Рамелауэ,— интенсивное складкообразование и формирование аллохтонных пластин в результате надвигания и гравитационного скольжения элементов *a* — *d*, *k* и *l*; проявилась в среднем и позднем миоцене. Возраст определяется по угловому несогласию между затронутыми элементами и элементом *h*. Фаза 5, фаза Матаи,— затронуты породы элементов *h* и *a* и, возможно, элементов *l*, *k*, *b*, *c* и *d*; проявилась в плиоцене — плейстоцене, вероятно в позднем плиоцене, так как четвертичные породы не испытали воздействия этой фазы. Умеренное складкообразование и незначительные взбросы отмечены в элементах *h* и *a*; другие элементы, возможно, подвергались дроблению.

350–355 *Складки.* Детальное строение складок, образовавшихся в результате деформаций фаз 1 и 2, неизвестно. На Тиморе в течение фазы 3 сформировались две антиклинали и две синклинали [4] с амплитудой 2 км, длиной волны 20 км и апикальными углами 160°. Крылья этих крупных складок осложнены многочисленными складками с длиной волны менее 50 м. Простирание изменчивое: на Тиморе — северо-восточное, на Сераме — восток-юго-восточное.

Детальное строение складок, сформировавшихся в течение фазы 4, неизвестно, но, вероятно, деформации фазы 4 проявились в ко-

роблении плоскостей надвигов, сформированных в течение фазы 3. В течение фазы 5 несколько крупных складок образовалось в элементах *a* и *h*. Эти складки характеризуются длиной волны в среднем 7 км и различным простиранием, в целом согласующимся с вытянутостью островов, особенно на Тиморе и Сераме [4].

356 *Морфология складок.* Складки фазы 3 элемента *l* содержат формы 1D, 1E, 2D, 4D и 5D. Складки пятой фазы элементов *a* и *h* содержат формы 1B и 3B.

359–362 *Листоватость.* Сланцеватость хорошо развита в аллохтонных метаморфических комплексах (элемент *d*) на Тиморе и в других местах; образовалась, вероятно, в допермскую эпоху складчатости, но не исключено, что возраст ее позднеюрский — раннемеловой или даже позднемеловой — раннеэоценовый [60].

366–372 *Разрывы.* Полуграбен в центре Тимора, простирающийся параллельно оси острова, образовался, вероятно, в позднемиоценовое — плиоценовое время [16]. Точно так же срединная депрессия Танимбара, образовавшаяся в это же время, является, вероятно, грабеном, параллельным главному направлению структур. Карта разрывов, см. [4], лист 13.

Зона 5. Передовой прогиб

Вся зона в настоящее время скрыта под водой моря. Изучались морфология дна и донные осадки [1], гравитационное поле [35, 15] и сейсмичность [20, 19, 26].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andel T. H., van, Veevers J. J.*, Morphology and sediments of the Timor Sea, Bull. Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Aust., **83**, 1—173, 1967.
2. *Audley-Charles M. G.*, Permian palaeogeography of the northern Australia-Timor region, Palaeogeogr. Palaeoecol., **1**, 297—305, 1965.
3. *Audley-Charles M. G.*, The age of the Timor Trough, Deep-Sea Res., **13**, 761—763, 1966.
4. *Audley-Charles M. G.*, The geology of Portuguese Timor, Mem. geol. Soc. Lond., Nr. 4, 1968.
5. *Audley-Charles M. G., Carter D. J.*, Palaeogeographical significance of some aspects of Palaeogene and Early Neogene stratigraphy and tectonics of the Timor Sea region, Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., **11**, 4, 247—264, 1972.
6. Australasian Petroleum Company Pty, Geological results of petroleum Exploration in western Papua, J. geol. Soc. Aust., **8**, 1—133, 1961.
7. *Bemmelen R. W., van*, The geology of Indonesia, The Hague, Government Printing Office, 1949. (Имеется русский перевод: *Беммелен Р., ван*, Геология Индонезии, ИЛ, М., 1957.)
8. *Blow W. H.*, Late Middle Eocene to recent planktonic Foraminiferal biostratigraphy, In: *Bronniman P., Lenz H. H., eds.*, Pros. 1st. Internat. Confr. Plank. Microfossils, Geneva, 1967, Leiden, Brill, **1**, 199—421, 1969.
9. *Brouwer H. A.*, Geologisch overzicht van het oostelijk gedeelte van den Oost-Indischen Archipel, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, **2**, 1917, 154—452, 1919.
10. *Brouwer H. A.*, Geologische onderzoekingen op het Eiland Roti, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1920, **3**, 33—106, 1922.
11. *Brouwer H. A.*, The geology of the Netherlands East Indies, New York, Macmillan, 1925.
12. *Brouwer H. A.*, Summary of the geological results of the expedition, In: Geological Expedition to Lesser Sunda Islands, Amsterdam University, **4**, 345—402, 1942.
13. *Brouwer H. A.*, Geological explorations in Celebes, Summary of the results, In: Geological Explorations in the island of Celebes, Amsterdam, North-Holland, 1—64, 1947.
14. *Brouwer H. A.*, Extrusive vulcanism with reference to earth movements, Crust of the Pacific Basin, Geophys. Monogr., **6**, 87—91, 1962.
15. *Bruyn J. W. de*, Isogam maps of Carribean Sea and surroundings and of South-east Asia, Wld Petrol. Congr., **3**, 1, 598—612, 1951.
16. *Bruyne D. L., de*, Sur la composition et la genèse du bassin central de Timor, In: Geological Expedition to Lesser Sunda Islands, Amsterdam University, **3**, 135—238, 1941.
17. *David T. W. E.*, The geology of the Commonwealth of Australia, London, Edward Arnold, 1950.
18. *Ehrat H.*, Geologisch-mijnbouwkundige onderzoekingen op Flores, Jaarb. Mijnb. Ned.-Oost-Indië, 1925, **2**, 221—315, 1928.
19. *Fitch T. J.*, Earthquake mechanism and island arc tectonics in the Indonesian-Philippine region, Bull. seismol. Soc. Am., **60**, 565—591, 1970.
20. *Fitch T. J., Molnar P.*, Focal mechanisms along inclined earthquake zones in the Indonesian-Philippine region, J. geophys. Res., **75**, 1431—1444, 1970.
21. *Gageonnet R., Lemoine M.*, Contribution à la connaissance de la géologie de la province portugaise de Timor, Estudos Ensaios Docum. Jta Invest. Ultramar, **48**, 1—138, 1958.
22. *Germeraad J. H.*, Geology of Central Seran, Amsterdam, de Bussy, 1946.
23. *Grunau H. R.*, Geologie von Portugiesisch Ost-Timor, Eine Kurze Übersicht, Eclog. geol. Helv., **46**, 29—37, 1953.
24. *Grunau H. R.*, Neue Daten zur Geologie von Portugiesisch Ost-Timor, Eclog. geol. Helv., **50**, 69—98, 1947.
25. *Gutenberg B., Richter C. F.*, Seismicity of the Earth and related phenomena, New Jersey, Princeton University Press, 1954. (Имеется русский перевод: *Гутенберг Б., Рихтер Ч.*, Сейсмичность Земли, ИЛ, М., 1948.)
26. *Hatherton T., Dickinson W. R.*, The relationship between Andesitic Volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island Arcs, J. geophys. Res., **74**, 5301—5310, 1969.
27. *Hermes J. J.*, The Papuan geosyncline and the concept of geosynclines, Geol. Mijnb., **47**, 81—97, 1968.
28. *Hetzel W. H.*, Verslag van het onderzoek naar het voorkomen van asfaltgesteenten op het eiland Boeton, Wet. Meded. Dienst Minjb. Ned.-Oost-Indië, **21**, 1936.
29. *Jones J. G.*, Australia's Caenozoic Drift, Nature, Lond., **230**, 237—239, 1971.
30. *Katili J. A.*, Large transcurrent faults in southeast Asia with special reference to Indonesia, Geol. Rdsch., **59**, 581—600, 1970.
31. *Kuenen Ph. H.*, Geology of coral reefs, The Snellius Expedition in the eastern part of the Netherlands East Indies 1929—1930, Utrecht, Kemink en Zoon, 1933.
32. *Kuenen Ph. H.*, Contributions to the Geology of the East Indies from the Snellius Expedition, Leid. geol. Meded., **7**, 273—283, 1935a.
33. *Kuenen Ph. H.*, Geological interpretation of the bathymetrical results, The Snellius Expedition, Leiden, Brill, 5, 1, 1935b.
34. *Kuenen Ph. H.*, Obilatoe, Kisar and Siboetoe, Geol. Mijnb., **4**, 11—12, 81—90, 1942.
35. *Kuenen Ph. H., Umbgrove J. H. F., Vening Meinesz F. A.*, Gravity, Geology and Morphology of the East Indian Archipelago, In: Gravity Expeditions at Sea, 1923—1932, **2**, The Interpretation of the results, Netherlands Geodetic Commission, 107—194, 1934.
36. *Kundig E.*, Versuch einer petrographischen Characteristik des kristallinen Grundgebirges von Celebes, Schweiz. miner, petrogr. Mitt., **12**, 450—507, 1932.
37. *Laughton A. S., Matthews D. H., Fischer R. L.*, The structure of the Indian Ocean, In: *Maxwell A. E., ed.*, The Sea, Wiley, **4**, 2, 543—586, 1970.
38. *Leichti P.*, The geology of Sarawak, Brunei and the western part of northe Borneo, Bull. geol. Surv. Dep. Br. Terr. Borneo, **3**, 1, 1—360, 1960.
39. *Marez Oyens F. A. H., de*, De geologie van het eiland Babar, Nat. & Geneesk. Congr., 1913, 463—468, 1913.
40. *Molengraafe G. A. F.*, Geografische en geologische beschrijving van het

eiland Letti, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, **43**, 1—87, 1915.
41. *Neeb G. A.*, The composition and distribution of the samples, The Snellius Expedition in the eastern part of the Netherlands East Indies 1929—1930, Utrecht, Kemink en Zoon, **5**, 3, 2, 55—268, 1943.
42. *Neumann van Padang M.*, Catalogue of the active volcanoes of the World including solfatara fields, Part 1, Indonesia, Internat. Volcanol. Assoc. 1—271, 1951.
43. *Ritsema A. R.*, Some new data about earthquake movements at great depth in the Indonesian Archipelago, Indones. J. nat. Sci., **109**, 34—40, 1953.
44. *Ritsema A. R.*, The seismicity of the Sunda Arc in space and time, Indones. J. nat. Sci., **110**, 41—49, 1954.
45. *Roever W. P., de*, Igneous and metamorphic rocks in eastern central Celebes, In: Geological Explorations in Celebes, Amsterdam, North-Holland, 69—173, 1947.
46. *Roy B. C., co-ordinator*, Geological map of Asia and Far East 1 : 5 000 000, ECAFE, 1951.
47. *Rutten L. M. R.*, Voordrachten over de geologie von Nederlandsch Oost-Indië, Groningen-Den Haag, Wolters U.M., 1927.
48. *Umbgrove J. H. F.*, De Pretertiaire Historie van den Indischen Archipel, Leid. geol. Meded., **7**, 119—155, 1935.
49. *Umbgrove J. H. F.*, Geological History of the East Indies, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 22, 1—70, 1938.
50. United States Geological Survey, Geologic Map of Indonesia-Eastern half 1 : 2 000 000, Miscellaneous Geologic Investigation Map, 1—414, 1965.
51. *Valk W.*, Contributions to the geology of western Seran, Amsterdam, de Bussy, 1945.
52. *Veevers J. J.*, The Phanerozoic geological history of northwest Australia, J. geol. Soc. Aust., **14**, 253—272, 1967.
53. *Veevers J. J.*, Palaeogeography of the Timor Sea region, Palaeogeogr. Palaeoecol., **6**, 125—140, 1969.
54. *Veevers J. J., Jones J. G., Talent J. A.*, Indo-Australian stratigraphy and the configuration and dispersal of Gondwanaland, Nature, Lond., **229**, 383—388, 1971.
55. *Verbeek R. D. M.*, Mulukken Verslag, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1908.
56. *Visser S. W.*, On the distribution of earthquakes in the Netherlands East Indian Archipelago, Verh. K. magn. met. Obs. Batavia, 22, 1930.
57. *Visser S. W., Hermes J. J.*, Geological results of the explorations for oil in Netherlands New Guinea, Verh. K. ned. geol.-mijnb. Genoot, **20**, 1—265, 1962.
58. *Vlerk I. M., van der*, Correlation of the Tertiary of the Far East and Europe, Micropalaeontology, **1**, 72—75, 1955.
59. *Vlerk I. M., van der, Umbgrove J. H. F.*, Tertiare gidsforaminiferen van Nederlandsch Oost-Indië, Wet. Meded. Dienst. Mijnb. Ned.-Oost-Indië, **6**, 1927.
60. *Waard D., de*, The orogenic main phase in Timor, Indones. J. nat. Sci., **110**, 9—20, 1954a.
61. *Waard D., de*, Structural development of the crystalline schists in Timor, tectonics of the Lalan Asu Massif, Indones. J. nat. Sci., **110**, 143—153, 1954b.
62. *Waard D.* de, Geology of a N.-S. section across western Timor, Indones. J. nat. Sci., **112**, 101—114, 1956.
63. *Waard D. de*, Contribution to the geology of Timor XII, The third Timor Expedition, preliminary results, Indones. J. Nat. Sci., **113**, 7—42, 1957.
64. *Westerveld D. J.*, The Lucipara Islands ridge and a third arc in the Banda Sea, Geol. Mijnb., **17**, 84—88, 1955.

СУЛАВЕСИ

М. Дж. Одли-Чарлз[1]

А. Общие сведения о сегменте

1. Изученный сегмент

Остров Сулавеси (прежнее название — Целебес) занимает весьма важное, но сложное положение на стыке Альпийско-Гималайской и Циркумтихоокеанской цепей (фиг. 1). По простиранию он связан со складчатыми областями Филиппин и Банда, но находится между складчатыми областями Калимантана (Борнео) и Западного Ириана. Сулавеси — один из самых гористых островов Индонезийского архипелага; он слабо изучен геологически, в связи с чем настоящая статья носит в основном характер очерка.

Сегмент. Длина складчатой области по простиранию (исключая малые острова) составляет около 1300 км. Западная часть пояса представляет собой дугу, открытую на юго-восток. На севере направление кривизны меняется на противоположное и образуется дуга, открытая на северо-запад. На юге она отделена от Зондского шельфа Макасарским проливом глубиной 2000 м, а на севере граничит с морем Сулавеси. Восточный край пояса упирается на севере в острова Бангаи и Сула (часть стабильной структуры, называемой «шпорой» Сула), а на юге примыкает к северной части моря Банда. Ширина складчатого пояса на острове Сулавеси между этими ограничениями меняется от 500 до 270 км, в среднем равна 350 км.

Геологическая история. Древнейшие породы, известные на Сулавеси,— это осадочные породы, метаморфизованные в допозднетриасовое время. Затем на Сулавеси наступил, по-видимому, период общего поднятия и размыва. В архипелаге Бутунг и на юго-восточном и южном полуостровах Сулавеси мезозойско-кайнозойские тектонические движения начались в позднеюрское — раннемеловое время вертикальными движениями, сопровождаемыми, вероятно, некоторой складчатостью. Складкообразование на западе центрального Сулавеси и в отдельных частях восточного полуострова происходило, возможно, уже в конце триаса, но это недостаточно подтверждено палеонтологическими данными, и породы картируются здесь только на основании рекогносцировки. В большинстве районов Сулавеси и на острове Бутунг первая фаза интенсивного складкообразования началась в конце мела и завершилась в раннем эоцене [1]. Проявления значительной среднемиоценовой фазы образования складок и надвигов обнаружены на восточном полуострове; возможно, эта фаза затронула также центральный Сулавеси и северный полуостров. Еще одна, позднеплиоценовая, фаза складкообразования (местами с возникновением пологих надвигов) проявилась на Сулавеси и на острове Бутунг повсеместно.

Стратиграфия и тектоника Сулавеси изучены слабо, так как плотность наблюдений при геологической съемке острова была низкой. Все опубликованные геологические карты основаны на материалах, полученных до 1942 г. [43, 46, 51]. Топографических карт мало, аэрофотоснимки не использовались, и на большинстве опубликованных карт геология показана только вдоль линий маршрутов. После издания книги Ван Беммелена «Геология Индонезии», вышедшей в 1949 г., появилось только три статьи, касающиеся региональной геологии отдельных частей Сулавеси. Дальнейшему изучению тектонической истории во многих случаях мешает неопределенность возраста осадочных и метаморфических пород. Многие из опубликованных данных об абсолютном возрасте кайнозойских отложений основаны на определениях фораминифер, выполненных до 1948 г.; их названия надо, вероятно, пересмотреть, чтобы сделать их сопоставимыми с материалами современных исследований.

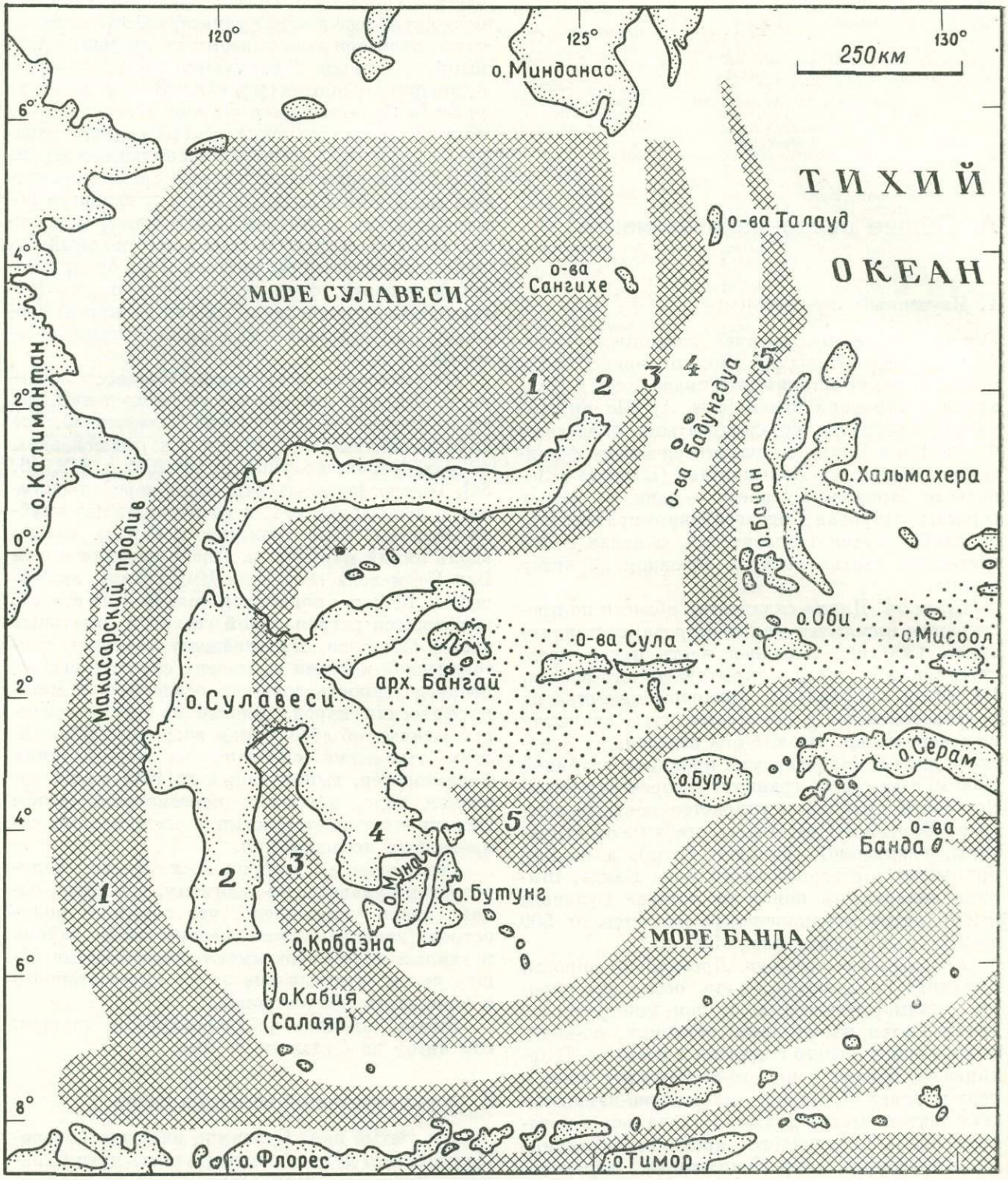
Геологическая история всех четырех полуостровов Сулавеси, по-видимому, различна, однако давно установлено, что северный полуостров, западная часть центрального района и южный полуостров имеют существенные общие черты, отличающие их от юго-восточного и восточного полуостровов.

Статья написана по литературным данным, сам автор на Сулавеси не был.

2. Форма складчатой области в плане

[23] Складчатый пояс Сулавеси, включая Северо-Целебесскую дугу и западную часть дуги Салаяр — Лусипара, изгибается и меняет направление на 270°, протяженность его по простиранию около 1900 км (или 1300 км, если не считать дуги мелких островов). Радиус кривизны

[1] *Audley-Charles M. G.*, Department of Geology, Imperial College, Prince Consort Road, London, S.W.7.



ФИГ. 1. Соотношение структурных зон складчатых поясов Сулавеси и Банда и их связь со шпорой Сула (показана крупными точками).

главных дуг составляет 500 км (для внешних дуг: Восточно-Целебесской и Тукангбеси, фиг. 2). На севере кривизна дуг меняется на обратную: радиус «внутренней» (Северо-Целебесской) дуги — 400 км, а «внешней» (Северо-Молуккской) — 550 км.

3. Поверхность пояса Сулавеси в высотных отметках

[30] Наиболее приподнятая часть, составляющая 5% территории, имеет высоту 2000—5000 м над уровнем моря. Сулавеси — один из наиболее гористых островов Индонезийского архипелага. Большинство возвышенностей находится на центральном Сулавеси, но все полуострова также покрыты горами — около 40% территории располагается выше 500 м над уровнем моря.

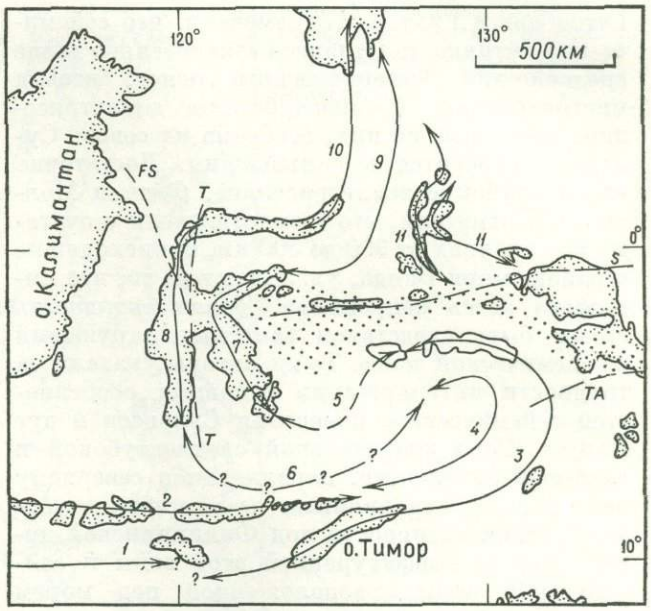
[33–34] Приподнятые плиоценовые — плейстоценовые рифовые известняки на восточном полуострове обнаружены на различных высотах. Для западной части восточного полуострова указывают высоты 400, 500, 1000 [1] и даже 2000 м [35]. На северном побережье восточного полуострова древние террасы подняты на 20 и 30 м выше уровня современных террас, что указывает на недавнее малое воздымание [26].

4. Геофизические данные

[38] *Гравиметрические данные.* Имеется карта масштаба 1 : 10 000 000 с сечением 50 мгл на акватории морей, окружающих Сулавеси [30]. Позднее была составлена и издана исправленная гравиметрическая карта на всю площадь Индонезии [51]. При составлении карты использованы гравиметрические данные Венинг-Мейнеса и наземные наблюдения; масштаб карты 1 : 10 000 000, сечение — 25 мгл.

[41] Большая часть Сулавеси изостатически не уравновешена, особенно в районах Восточно-Целебесской и Северо-Молуккской дуг. [42–43] Насколько позволяют судить имеющиеся данные, направление аномалий силы тяжести хорошо согласуются с простиранием структур и особенностей рельефа Сулавеси.

Имеется несколько характерных особенностей гравитационного поля: наиболее интенсивные отрицательные аномалии совпадают с морскими частями Северо-Молуккской дуги; самые интенсивные положительные значения совпадают с более глубокими частями окружающих морей, например моря Сулавеси и моря Банда; интенсивные положительные аномалии совпадают с морскими заливами, которые разделяют внутреннюю и внешнюю дуги Сулавеси и отделяют внешнюю дугу от Калимантана. Брёйн [11] отмечал, что на профилях проходящих через Сулавеси, «вполне можно обнаружить признаки двойной дуги. Однако здесь, т. е. на всем Сулавеси, за исключением площади Минахаса северного полуострова, кривизна обратная, так что минимум Венинг-Мейнеса находится на вогнутой стороне этой дуги. Действующих вулканов в зоне обратной кривизны нет. Высокие положительные значения силы тяжести, совпадающие с впадинами Макасарского пролива, сравнимы с аномалиями моря Банда. Как только направление кривизны возвращается к нормальному (это соответствует минимуму на выпуклой стороне дуги), вновь появляются действующие вулканы, а именно Унауна, вулканы северного полуострова Минахаса острова Сулавеси и островов Сангихе. Здесь на профилях наблюдается обычная последовательность осей максимумов и минимумов, прогибов и хребтов».



ФИГ. 2. Распределение дуг складчатых поясов Сулавеси и Банда

1 — Внешняя Зондская дуга; *2* — Внутренняя Зондская дуга; *3* — Внешняя дуга Банда; *4* — Внутренняя дуга Банда; *5* — дуга Тукангбеси — Буру; *6* — дуга Салаяр — Лусипара; *7* — Восточно-Целебесская дуга; *8* — Западно-Целебесская дуга; *9* — Северо-Молуккская дуга; *10* — Северо-Целебесская дуга; *11* — Хальмахерская дуга. *S* — зона разломов Соронг; *TA* — зона разломов Тарера — Аидоэна; *T* — зона грабена Таваэлиа; *FS* — ров Саразина. Точками покрыта площадь шпоры Сула.

5. Современная активность

[69] Район Сулавеси сейсмически активен, причем северная его половина весьма активна.

Гутенберг и Рихтер [17] отмечали, что сейсмическая активность Сулавеси «значительно выше средней для Тихоокеанского пояса; весьма многочисленны среднеглубинные землетрясения, некоторые из них, особенно на севере Сулавеси, относятся к сильнейшим. Достаточно часты глубокие землетрясения». Фитч и Молнар [16] отметили, что «землетрясения с очагами на глубинах от 300 до 500 км, происходящие в районе моря Банда, указывают на то, что литосфера здесь непрерывна. Такая активность может быть следствием заметных нарушений в сейсмической зоне». Те же авторы указали на трудности интерпретации основных особенностей сейсмического поведения Сулавеси и дуг Банда: «Зона значительной среднеглубокой и глубокой активности, параллельная северному полуострову, ограничивает на юге зону глубокофокусной активности под Филиппинской дугой. Между конфигурацией этой зоны и сейсмической зоны, расположенной под морем Банда, имеется сходство. Оба района характеризуются повышенной сейсмической активностью, которая распространяется вдоль почти вертикальной зоны приблизительно на 200 км. Ниже этого уровня активность убывает, и очаги размещаются вдоль плоскости, падающей под углом 45° под соответствующие дуги. Восточная часть моря Сулавеси — сложный сейсмический район, связанный с островной дугой, параллельной северному полуострову острова Хальмахера. Сейсмическая активность, представленная на поперечном разрезе через этот район, показывает, что под морем Сулавеси эта зона падает на запад, в то время как другая зона падает на юго-восток, продолжаясь только до промежуточной глубины. Зона, падающая на восток, очень своеобразна, и ее связь с тектоникой района пока не ясна» [16]. Позднее были опубликованы дополненные карты эпицентров землетрясений [15] и построены сейсмические изобаты для районов к северу, югу и востоку от Сулавеси [18].

6. Возрастные соотношения

[85] *Древнейшие недеформированные породы* на Сулавеси четвертичные. Это в основном приподнятые рифовые известняки, аллювий и отложения прибрежных равнин, многие из которых богаты окаменелостями.

[83] *Самые молодые деформированные породы* верхнеплиоценовые. На всем Сулавеси и на архипелагах, расположенных к северу и югу, породы плиоцена смяты в складки. Палеонтологические данные недостаточно точны, чтобы определить, продолжались ли эти движения в плейстоцене [1, 53]. Время кайнозойских тектонических событий на Сулавеси можно будет надежно сопоставлять с событиями в других кайнозойских складчатых поясах только тогда, когда фауна будет рассмотрена в свете биостратиграфических построений Блоу [2].

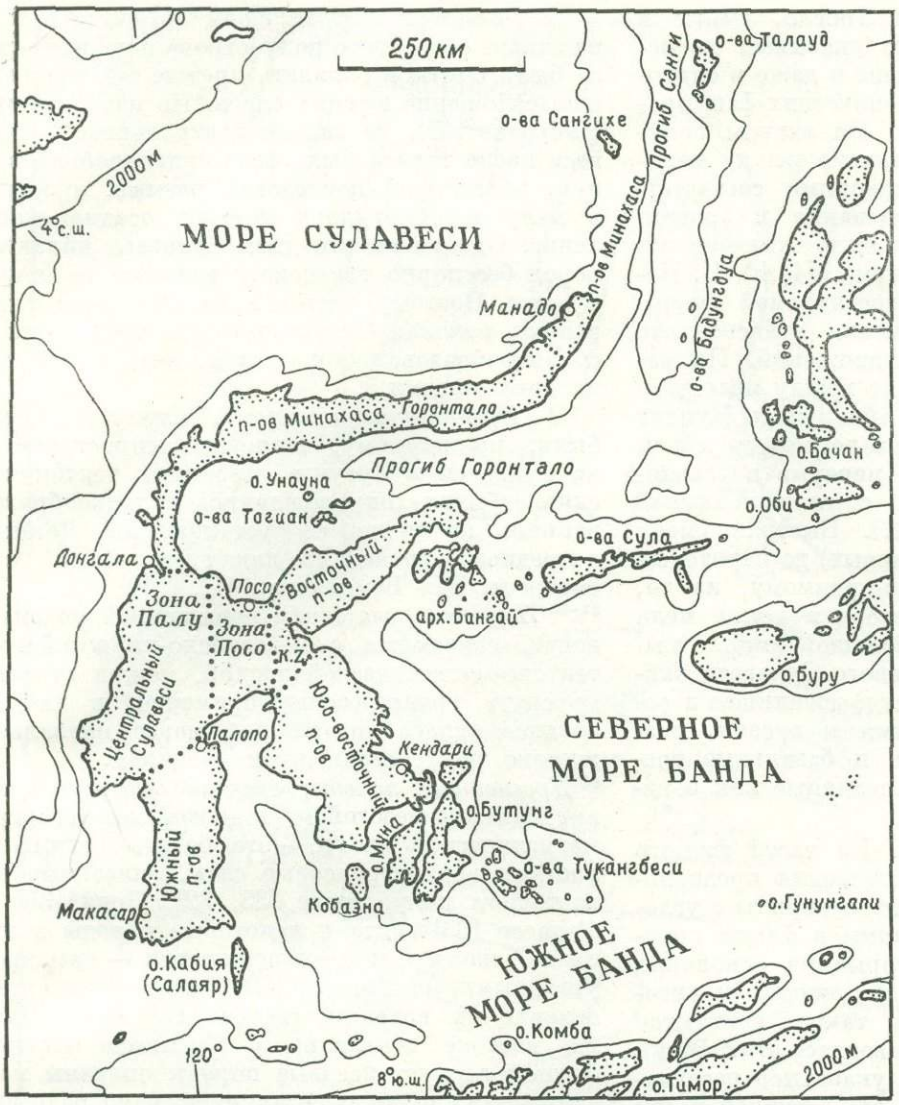
[91–95] Фазы повышенной подвижности.

10. Плиоцен-плейстоценовое поднятие. Геоморфологические указания на это событие имеются во всех частях Сулавеси. Вероятно, процесс еще продолжается.

9. Позднеплиоценовая фаза. Важная и широко распространенная фаза. Угловое несогласие и пологие складки обнаружены на восточном полуострове [32, 45, 49, 1], на южном полуострове [49], на центральном Сулавеси [58, 53] и на юго-восточном полуострове [49]. На островах Бутунг описаны интенсивная складчатость и надвиги плиоценового возраста [3, 21]. Возраст тектонических событий устанавливается главным образом по определениям фораминифер, выполненным при этих исследованиях. Вполне вероятно, что время складкообразования можно считать плиоценовым, но, учитывая аномальное направление движений, определения фауны полезно было бы пересмотреть в свете работы Блоу [2]. Эти движения продолжались, возможно, и в четвертичное время.

8. Среднемиоценовая фаза. На восточном полуострове эта фаза проявилась интенсивным складкообразованием и развитием надвигов [32]. На площадях Горонтало и Минахаса северного полуострова описано угловое несогласие между верхним и нижним миоценом, связанное, вероятно, со среднемиоценовыми поднятиями, размывом и, возможно, складкообразованием [28, 1]. На центральном Сулавеси отмечено несогласие между олигоценом — миоценом и «Целебесской молассой» [58]; Умбгрове [49] описывает его как несогласие, возникшее в среднем миоцене (время Tf2); вероятно, это несогласие соответствует одной из фаз складчатости. На юго-восточном полуострове описаны отложения, сформировавшиеся при трансгрессии в «более позднее, чем Tf», т. е. среднемиоценовое, время [3]; ее можно связать со среднемиоценовыми или позднемиоценовыми движениями. Сообщается о местном среднемиоценовом размыве на острове Бутунг [3].

7. Ранний миоцен. На Бутунге описано угловое несогласие в основании миоценовых слоев Тондо [3, 21, 49]. На центральном Сулавеси и на восточном полуострове Умбгрове



ФИГ. 3. Обзорная карта складчатого пояса Сулавеси.

К. Z.—зона Колонодале. Названия зон центрального Сулавеси по Ван Беммелену [1].

[49] описал угловое несогласие раннемиоценового (Te4) времени, но Кундиг [32] это несогласие на восточном полуострове не упоминает.

6. Олигоцен. Несогласие в основании олигоцена установлено на центральном Сулавеси [1]. Считают, что в олигоцене северная часть южного полуострова претерпела основную фазу тектонических движений [44,1]. Угловое несогласие в основании нижнемиоценовых слоев Тондо на Бутунге [3] обусловлено, вероятно, олигоценовыми движениями. Неопределенность связана с недостатком руководящей микрофауны.

5. Фаза в конце мела — эоцене. На юго-восточном полуострове между породами мела и неогена имеется значительное угловое несогласие (породы эоцена и олигоцена отсутствуют), соответствующее периоду интенсивного складкообразования, воздымания и размыва [3, 10, 21, 1]. Наличие метаморфических пород глаукофановой фации на юго-восточном полуострове и близлежащем острове Кобаэна наводит на мысль о том, что одна из важных фаз метаморфизма протекала здесь почти одновременно с тектоническими движениями в конце мела [40, 41, 42]. На острове Бутунг во многих местах обнаружено значительное угловое несогласие между меловым комплексом Тобело и нижнемиоценовыми породами Тондо, которое, как полагают, возникло в результате складкообразования, поднятия и эрозии [3, 21]. Местами на Бутунге слои Вани, несогласно

залегающие на комплексе Тобело, смяты в складки вместе с ними; это указывает на вероятное продолжение в эоцене и даже в олигоцене одной из важных орогенических фаз, происходивших в конце мела. На южном полуострове значительное несогласие между меловыми и эоценовыми отложениями соответствует времени складкообразования и эрозии; в северной части это время было отмечено началом андезитового вулканизма [44, 10, 1]. Из-за недостатка точно диагностируемой фауны возникают некоторые сомнения относительно возрастных пределов этих движений. На восточном полуострове контакт между меловыми и эоценовыми породами не обнаружен. Кундиг предположил, что в интервале между мелом и палеоценом существовал перерыв в осадконакоплении, совпадающий с главной фазой офиолитовых излияний [31]. Быстрая смена фаций, от абиссальных (меловых) до неритовых (эоценовых), указывает, по-видимому, на то, что на восточном полуострове в конце мела происходило воздымание большой амплитуды. В западной части центрального Сулавеси значительное угловое несогласие, возникшее в результате складкообразования и эрозии, разделяет меловые отложения и базальные третичные слои (местами определяемые как эоценовые) [58, 1].

4. Внутримеловая фаза. На части южного полуострова кремнистые отложения предположительно мелового возраста перекрыты с угловым несогласием отложениями в фации граувакковых песчаников, которые на основании своего стратиграфического положения и литологических сопоставлений также считаются меловыми [44, 10, 1]. Если возраст этих фаций действительно меловой, то указанное несогласие свидетельствует о том, что в южной части южного полуострова в мелу в течение некоторого времени происходили складкообразование и размыв.

3. Позднеюрская — раннемеловая фаза (?). На Бутунге меловые слои Тобело контактируют с верхнеюрскими слоями Руму и с другими более древними мезозойскими образованиями. Неясно, является это следствием тектонических осложнений или стратиграфического несогласия в основании меловых слоев Тобело [21, 3, 1]. На восточном полуострове нет несогласия между юрой и мелом, однако Кундиг, принимая во внимание внезапную смену фаций от неритовых в юре до батиальных в мелу, полагает, что в позднеюрское — раннемеловое время здесь, очевидно, имела место фаза значительных опусканий [31].

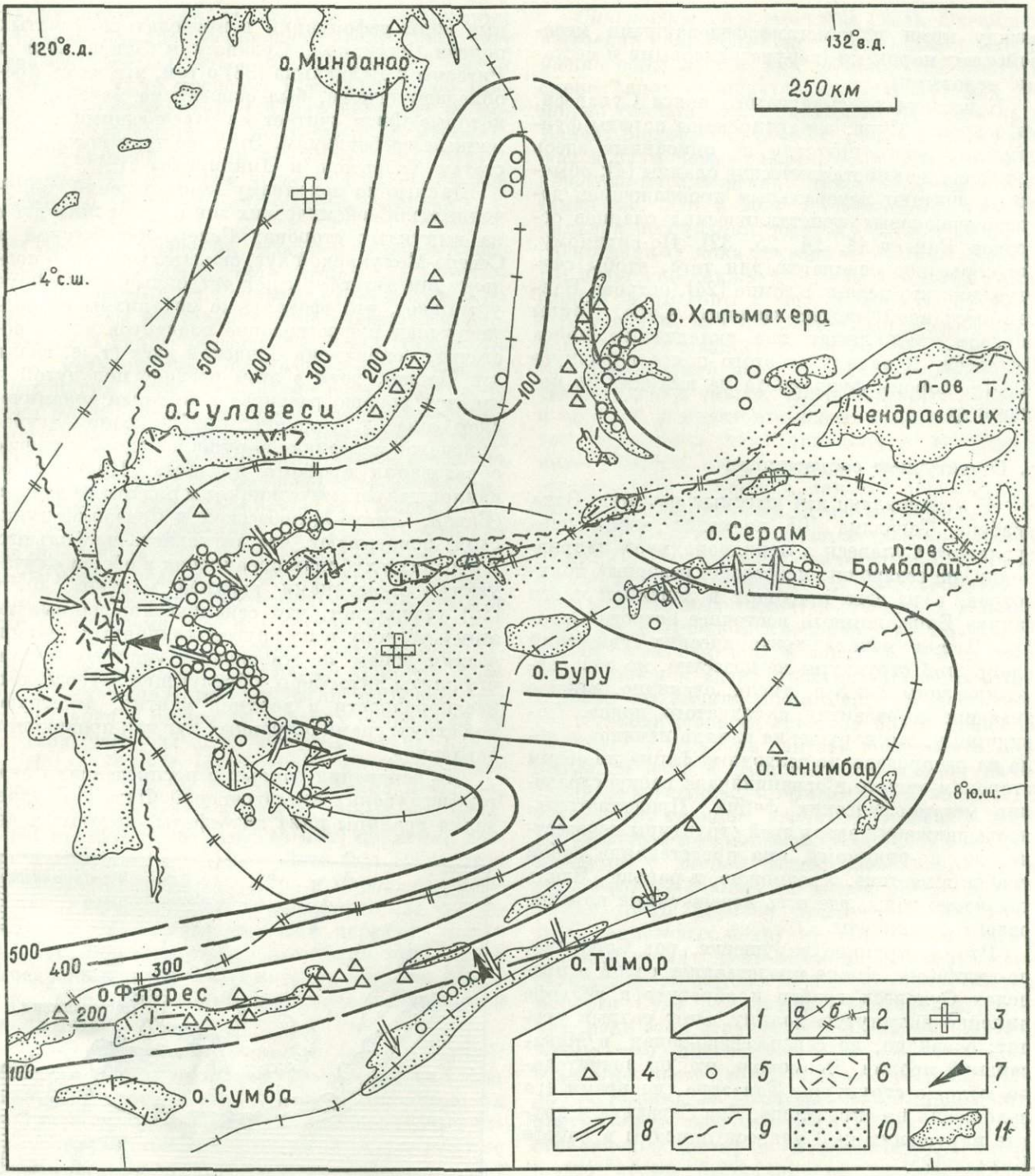
2. Раннеюрская фаза. Лочи [35] считает, что на западе восточного полуострова породы триаса были смяты в складки, прежде чем произошло отложение юрских слоев. По наблюдению Умбгрове [48], на западе центрального Сулавеси после триаса была фаза складкообразования, за которой последовал размыв, а затем в мелу возобновилось морское осадконакопление. Однако на западном Сулавеси никаких пород бесспорно триасового возраста не обнаружено. Поэтому, хотя и возможно, что в указанных районах Сулавеси в юре происходили складкообразование и эрозия, нельзя считать их доказанными.

1. Предпозднетриасовые поднятие и эрозия были, по-видимому, широко распространены на Сулавеси и Бутунге. Вероятно, тектонические события сопровождались складкообразованием, но точно не установлено. Данные о предпозднетриасовых движениях были рассмотрены Ван Беммеленом [1].

[87–89] *Первым проявлением* повышенной подвижности, связанным с мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической эпохой, можно считать морскую трансгрессию примерно в начале позднего триаса, которая на Сулавеси оказалась широко распространенным явлением.

[81] *Древнейшие породы, впервые деформированные* в течение мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической эпохи,— это богатые окаменелостями верхнетриасовые слои, описанные на восточном полуострове [35, 32]. Лочи [35] и Кутасси [33] считали некоторые породы в западной части Сулавеси пермскими — каменноугольными, но Хетцель [20] считал такое определение их возраста «весьма сомнительным». На востоке центрального Сулавеси богатые фауной верхнетриасовые породы описаны как самые нижние обнаженные отложения разреза, непрерывного до мела [49]. На юго-восточном полуострове и на Бутунге наиболее древние породы, впервые деформированные в ходе данной эпохи, — это богатые фауной слои Байто и слои Эйнто [3].

[78] *Породы фундамента.* Кристаллические сланцы доверхнетриасового возраста описаны на юго-востоке площади Горонтало северного полуострова [28], на перешейке северного полуострова [13], в восточной и западной частях центрального Сулавеси [31, 57, 7, 29, 1], на юго-восточном полуострове [12, 27, 10, 20, 1], на Бутунге [3, 21] и на острове Кобаэна [41]. На южном полуострове аналогичные породы описаны как домеловые кристаллические сланцы [44, 10, 1]. Возраст метаморфизованных пород фундамента определен по угловому несогласию



ФИГ. 4. Региональное распределение сейсмических особенностей и гравитационных аномалий в пределах складчатых поясов Сулавеси и дуг Банда и их связь с надвигами, офиолитами, кислыми интрузиями и современным вулканизмом.

1 — изобаты осевой поверхности наклонной сейсмической зоны (в км) [18]; *2* — зоны изостатических гравитационных аномалий: *а* — отрицательные, *б* — положительные; *3* — район крупных положительных изостатических аномалий; *4* — действующие вулканы; *5* — офиолиты; *6* — интрузии гранитов; *7* — направление возрастания степени метаморфизма; *8* — направление надвигов; *9* — разрывы и их предполагаемые подводные продолжения; *10* — шпора Сула; *11* — главные острова.

между ними и неметаморфизованными мезозойскими породами (верхнетриасовыми и местами меловыми).

К востоку от складчатого пояса Сулавеси, на островах Сула, закартированы породы фундамента, очень похожие на описанные здесь долейасовые кристаллические сланцы [4]; обычно их считают латеральным продолжением допозднетриасовых кристаллических сланцев островов Бангаи [1, 24, 25, 32]. По-видимому, это серьезное основание для того, чтобы считать, как это делает Кломпе [24], острова Бангаи составной частью «шпоры» Сула. Таким образом, они лежат вне складчатого пояса Сулавеси. *К западу от этого пояса в радиусе* 200 км породы фундамента не выходят на поверхность.

8. Структурные соотношения

111–117 Установлено два крупных разрыва. Зона грабена Таваэлиа [9] проходит вдоль центрального Сулавеси в меридиональном направлении, на севере она пересекает северный полуостров, а на юге проходит в западной части залива Бонэ, немного восточнее острова Салаяр. Время начала тектонических движений вдоль этой структуры не известно, но она разделила зоны 2 и 3 и, имела, очевидно, важное значение в развитии складчатого пояса. По-видимому, это нарушение влияло начиная с мела на распределение осадочных фаций по обеим сторонам от него и ограничивало распространение метаморфических фаций. Продолжительность движений вдоль этой структуры неизвестна, но, по-видимому, она представляла собой грабен в неогене, а возможно, и раньше. Вдоль той части зоны, где есть изверженные породы, *развиты милониты.*

Второе крупное нарушение, ров Саразина, по-видимому, также представляет собой в пределах Сулавеси грабен и образует в рельефе линейно вытянутую долину. Этот разрыв уходит, очевидно, на север-северо-запад, в Макасарский пролив. Возможно, что он значительно моложе структуры Таваэлиа, но время его заложения не определено. Ров Саразина и другие нарушения на Сулавеси описаны в работе Катили [23].

9. Обзор тектонического развития

132 **Геофизические данные о структуре складчатого пояса.** По мнению Фитча [15], данные о неглубоких землетрясениях 1961—1968 гг. указывают на то, что надвиги и сбросы — это главные виды деформаций в пределах складчатых поясов Филиппин, Сулавеси и Банда. Вывод Ритсемы и Велдкампа [38] о том, что здесь преобладают сдвиги, был основан на материалах, которые Фитч считает не отвечающими современным требованиям. Этой же теме посвящена статья Хазертона и Диккинсона [18].

Данные по механизму землетрясений, полученные для сейсмических зон под морским дном на выпуклых сторонах Северо-Целебесской и Северо-Молуккской дуг, свидетельствуют о поддвигании литосферы под островные дуги. Фитч указывает, что «фокальные механизмы не подтверждают существование поддвигов вдоль восточного окончания Зондской дуги (т. е. вдоль дуг Банда), хотя в этом регионе под дугой и имеется хорошо развитая наклонная сейсмическая зона..., возможно, приближение Австралийского материка нарушило здесь процесс образования простого поддвига. Кроме того, наклонные сейсмические зоны под этими дугами (Банда, Северо-Целебесской и Северо-Молуккской) показывают, что активность на больших и средних глубинах ограничена в общем случае узкими пластинами верхней мантии». Фитч [15] утверждает, что сейсмические данные по этому региону и по другим наклонным сейсмическим зонам «подтверждают гипотезу о том, что плиты литосферы, образующие латеральные неоднородности в верхней мантии, действуют под структурами островных дуг как проводники давления».

На основании данных о распределении очагов неглубоких землетрясений Фитч [15] определил границы плит литосферы, которые в де-

ФИГ. 5. Плиты литосферы в пределах складчатых поясов Сулавеси и дуг Банда [15].

При установлении границ плит учитывалась мелкофокусная сейсмическая активность; границы показаны сплошной линией или пунктиром, если недостаточно обоснованны.

талях отличаются от границ, предложенных Ле Пишоном [34]; основное отличие — это учет воздействия плиты Филиппинского моря (фиг. 5). Фитч проводит предполагаемую границу Тихоокеанской и Азиатской плит по восточному и северному полуостровам Сулавеси. Такая интерпретация представляется автору неудовлетворительной в свете опубликованных работ по геологии описываемых районов.

[134] **История развития складчатого пояса Сулавеси.** *Допозднетриасовая история.* Древнейшими породами на Сулавеси являются доверхнетриасовые кристаллические сланцы с интрузивами. Сланцы образовались при региональном метаморфизме преимущественно осадочных пород, время отложения и источник которых неизвестны. Точный возраст допозднетриасового метаморфизма не установлен. Кундиг [32] и Рувер [42] относили кристаллические породы фундамента к палеозою или докембрию, но, очевидно, только на основании общих региональных соображений. О кристаллических сланцах на южном полуострове острова Сулавеси можно сказать только то, что они домеловые, но, вероятно, были метаморфизованы в то же самое время, что и в других местах.

Предполагаемая пермская история. На Сулавеси, по-видимому, нет пермских пород, и это вызывает удивление, учитывая широкое распространение пермских морских отложений на других участках дуги Банда (острова Тимор и Лети). Броуэр [4] полагал, что кристаллические сланцы на Малых Зондских островах, например, на острове Тимор, имеют (по меньшей мере хотя бы часть из них) пермский возраст, так как на острове Лети был обнаружен постепенный переход к ним от пород, содержащих окаменелости. Ван Беммелен [1] сомневался в существовании этого перехода и для объяснения совместного залегания этих пород предложил схему тектонических клиньев. Материалы полевых наблюдений на Лети нуждаются в проверке.

Синорогеническое развитие (триас — юра). Нижне- и среднетриасовых отложений на Сулавеси нет, хотя Лочи [35] и предполагал их наличие здесь. Верхнетриасовые неритовые известняки, глинистые сланцы и паралические фации встречаются в зоне 4. Возможно, что в позднем триасе в зонах 2 и 3 происходил размыв. В период с позднего триаса до раннего мела осадконакопление в зоне 4 было, по-видимому, непрерывным и происходило в условиях мелкого моря. В течение этого времени местами формировались пологие складки.

Синорогеническое развитие (мел). Очевидно, в течение мела произошло значительное погружение зоны 4, так как наблюдается быстрая смена фаций от неритовых к батиальным; это можно сопоставить с развитием Внешней дуги Банда. Меловые отложения зоны 2 принадлежат к двум резко различным фациям: одна — неритово-паралическая, другая — батиальная, такая же, как в зоне 4. Вероятно, эта аномальная ассоциация возникла в результате не распознанных пока тектонических дислокаций. Но возможно также и то, что восточная и северная части зоны 2 погружались до батиальных условий, как и в зоне 4, тогда как западная часть оставалась почти на уровне моря и там происходило неритовое осадконакопление. Не исключено также, что батиальных условий и не было, а пелитовые известняки и кремнистые отложения накапливались в спокойном море средней глубины, куда попадало мало терригенного материала, так что образовались осадки, напоминающие батиальную фацию.

Синорогеническое развитие (поздний мел — ранний эоцен). Одна из значительных орогенических фаз, выразившаяся в складкообразовании и локальных надвигах, началась в конце мела и, возможно, продолжалась вплоть до эоцена. Она отмечена в зонах 2, 3 и 4, хотя ее проявления вдоль простирания зоны существенно различны, например, на восточном полуострове (зона 4) эта фаза почти никак не проявилась, если не считать возможного поднятия. В зоне 4 фаза сопровождалась значительным извержением офиолитов. В зонах 2, 3 и 4 к этому времени, вероятно, относится зеленосланцевый метаморфизм. В зонах 3 и 4 одновременно с данной фазой развивался также глаукофаново-сланцевый метаморфизм. В зоне 2 для этого времени характерно внедрение гранодиоритовых интрузий, а также (в эоцене) вулканическая деятельность. Ориентировка складок и надвигов, как и развитие вокруг «шпоры» Сула офиолитов, указывает на важную роль этой структуры в развитии региона. Кроме того, прогибание зоны 4 и, возможно, отдельных частей зон 2 и 3 вокруг шпоры Сула подчеркивает сходство с позднемеловым прогибанием внешней дуги Банда перед австралийским шельфом. В пределах дуг Банда в это время были широко распространены орогенические движения.

Синорогеническое развитие (средний эоцен — ранний миоцен). В зонах 3 и 4 неритовые отложения, представленные в основном шельфовыми известняками, имеют небольшую мощность или совсем отсутствуют. Возможно, это

связано с воздыманием и размывом, последовавшими за складкообразованием и появлением офиолитов. В зоне 2 в течение эоцена — олигоцена сформировалась наряду с известняками паралическая фация. Вулканическая активность, характерная для эоцена, продолжалась в олигоцене и миоцене.

На севере южного полуострова (зона 2) в течение олигоцена имела место главная фаза складкообразования и развития надвигов. В зоне 3 и частично в зоне 4, возможно, также происходило складкообразование. В зоне 2 в эоцене и олигоцене внедрились граниты и гранодиориты. В зонах 2, 3 и 4 в раннем миоцене широко развито отложение шельфовых известняков.

Синорогеническое развитие (*средний миоцен*). В это время проявилась главная орогеническая фаза со складкообразованием и развитием надвигов в одной из частей зоны 4 (восточный полуостров). Предполагается, что некоторое складкообразование было в это время в зоне 3 и на севере зоны 2. Надвигание было направлено к шпоре Сула. Средний миоцен был временем одной из важных фаз складчатости и для дуг Банда.

Синорогеническое развитие (*поздний миоцен — плиоцен*). В течение этого интервала в зонах 2, 3 и 4 шло образование молассы, по-видимому, как результат поднятия и размыва, последовавших за среднемиоценовой фазой складчатости. В пределах дуг Банда этому интервалу соответствует очень похожая картина. В некоторых участках зон 2, 3 и 4 образовались неритовые и литоральные отложения; в зоне 2 возобновилась деятельность вулканов и произошло значительное внедрение гранодиоритов.

Синорогеническое развитие (*поздний плиоцен*). К концу плиоцена все области Сулавеси были захвачены складкообразованием. На архипелаге Бутунг развивались надвиги, причем движение было направлено к западу. Это явление не типично и указывает, возможно, на уменьшение роли южной части шпоры Сула в связи с погружением этого района. В настоящее время глубина моря здесь превышает 4000 м. Позднемиоценовые и плиоценовые гранодиоритовые интрузии зоны 2 связаны, по-видимому, с этой стадией. В это же время в зоне 2 проявилась вулканическая активность. Поздний плиоцен был временем складкообразования и для большей части дуг Банда.

Посторогеническое развитие (*четвертичный период*). В зонах 2 и 4 за позднеплиоценовым складкообразованием последовала четвертичная стадия воздымания и эрозии. Поведение зоны 3 выглядит аномальным. Части зоны 3 в пределах центрального Сулавеси, а также на острове Тогиан были приподняты и подвергались размыву, тогда как большая площадь этой зоны покрыта морем и, по-видимому, в течение четвертичного времени опускалась. Зона 1 в этот период также опускалась [29]. Аналогично зоне 1 опускалась, возможно, и зона 5. Развитие региона в четвертичное время привело, очевидно, к увеличению контрастности между морем и сушей под действием процессов поднятия и опускания на соседних площадях. В северной части зоны 2 и в зоне 3 (Унауна) в четвертичном периоде проявилась вулканическая активность.

[135] **Метаморфизм в складчатом поясе Сулавеси.** Метаморфические породы обнаружены на всех четырех полуостровах Сулавеси, на некоторых близлежащих малых островах, таких, как Кобаэна, Бутунг, и в некоторых частях центрального Сулавеси. Значительное количество сведений об этих породах обобщено Руттеном [44], Броуэром [9] и Ван Беммеленом [1]; имеются и более новые публикации Эгелера и Рувера [13, 14, 39, 40, 41, 42]. Рувер [41, 42] сделал следующие общие выводы: (1) Древнейшая фаза регионального метаморфизма имела место на Сулавеси до позднего триаса; вероятно, в это время образовались эпидот-амфиболитовые фации центрального Сулавеси (зона 3) и амфиболитовые фации юго-восточного полуострова, островов Бутунг и Кобаэна (зона 4). Эта фаза регионального метаморфизма, которая, по Кундигу [32], была даже допалеозойской, относится к более древней, чем мезозойско-кайнозойская, тектоно-магматической эпохе. (2) Более молодая фаза регионального метаморфизма, в результате которой в зонах 3 и 4 образовались фации зеленых и глаукофановых сланцев, была, вероятно, в позднем мелу или в раннем эоцене. (3) Фаза интенсивного развития надвигов, проявившаяся на острове Кобаэна (зона 4) в послеэоценовое время или, возможно, по аналогии с восточным полуостровом [32] в позднем или среднем эоцене, вызвала динамометаморфизм. Эта фаза динамометаморфизма затронула, вероятно, северный полуостров (зона 2) [10] и юго-восточный полуостров (зона 4). По мнению Кундига, зеленые сланцы и амфиболиты на восточном полуострове связаны с извержением офиолитов [32].

Б. Подразделения сегмента

Складчатый пояс Сулавеси разделен здесь на пять структурных зон, условно разграничен-

Таблица 1

Структурные зоны и структурные элементы острова Сулавеси

Возраст пород и фации пород в пределах структурных элементов		Зоны					
		1 Котловина моря Сулавеси	2 Западно-Целебесская и Северо-Целебесская дуги	3 Внутренних Целебесских дуг	4 Восточно-Целебесская дуга	5 Передовой прогиб	Западная часть шпоры Сула
Четвертичный	Вулканические породы		+	+			
Четвертичный	Литоральные и неритовые фации		+	+	+		+ (кроме острова Оби)
Четвертичный	Признаки опускания	+				+	+ (только на острове Оби)
Позднеплиоценовая орогеническая фаза			У	У	У + И		
Плиоцен	Литоральные и неритовые фации		+	+	+		+
Миоцен — плиоцен	Интрузии гранодиоритов		+				
Верхний миоцен — плиоцен	Моласса		+	+	+		
Верхний миоцен — плиоцен	Паралические фации						+
Верхний миоцен — плиоцен	Литоральные и неритовые фации				+		+
Верхний миоцен — плиоцен	Вулканические породы		+				
Среднемиоценовая орогеническая фаза			С	С	И + С		
Олигоцен — нижний миоцен	Вулканические породы		+				
Олигоцен — нижний миоцен	Неритовые фации		+	+	+		+
Эоцен — олигоцен	Граниты, гранодиориты и диориты		+				
Эоцен — олигоцен	Неритовые фации		+	+	+		
Эоцен — олигоцен	Паралические фации		+				
Эоцен	Вулканические породы		+				
Верхний мезозой — эоцен	Глаукофановые сланцы			+	+		
Верхний мезозой — эоцен	Зеленые сланцы		+	+	+		
Позднемеловая — раннеэоценовая орогеническая фаза			И	И	И + С		С
Верхний мел—нижний эоцен	Офиолиты				+		+ (только на острове Оби)
Верхний мел—нижний эоцен	Гранодиориты		+				
Верхний мезозой	Батиальные фации		+		+		+ (кроме острова Оби)
Верхний мезозой	Неритовые фации		+	+			На острове Оби (?)
Нижний мезозой	Неритовые и паралические фации				+		Юра, триаса нет
Несогласие в основании мезозойской толщи			+	+	+		+
Доверхнетриасовые породы	Кристаллические сланцы фундамента		+	+	+		+

Обозначения. + — присутствует; основные орогенические фазы: И — интенсивная, У — умеренная, С — слабая.

ных по изобате 1000 м. Острова Бангаи отнесены к шпоре Сула, которая рассматривается как отдельная структурная единица (табл. 1).

Зона 1 полностью расположена под водой, однако имеет четко выделяющиеся северную и южную части: котловина моря Сулавеси [29] и разлом Макасарского пролива. К югу от Макасарского пролива море мелеет, вероятно, здесь зона срезана разрывом или выклинивается. *Если зона 1 складчатого пояса* Сулавеси соединяется с зоной 1 складчатого пояса дуг Банда, то это происходит, очевидно, на глубине около 500 м между отмелями Доангдоанг и побережьем вблиз города Макасар. Существуют определенные геофизические данные для того, чтобы считать этот широкий подводный хребет между южным полуостровом Сулавеси и островами Патерностер, с одной стороны, и восточной Явой — с другой, отдельной структурной единицей, связывающей Западно-Целебесскую дугу с Внутренней Зондской дугой Явы. Это следует также из анализа геологической истории и особенностей магматизма обоих районов.

Зона 5 (передовой прогиб), рассматривается здесь сразу же после зоны 1 потому, что она также целиком покрыта морем. Там, где зона 5 расположена на выпуклой, внешней стороне складчатого пояса дуг Банда, она является глубоководной и характеризуется глубинами в основном более 1000 м, а в отдельных местах глубина зоны превышает 4000 м. В пределах Сулавеси зона 5 расположена на вогнутой стороне внутренней дуги, и ее отсутствие на большей части складчатого пояса Сулавеси связано, вероятно, с изменением формы пояса. Однако вопрос о соотношении зоны 5 и шпоры Сула в северном море Банда открыт для обсуждения. Представление о том, что глубоководная впадина (>1000 м), примыкающая на западе к Молуккским островам, является продолжением зоны 5 складчатого пояса Сулавеси, не нашло широкого признания, но, по-видимому, это впадина расположена вне выпуклой дуги (Северо-Молуккская дуга). Интерпретация геофизических данных по району между Сулавеси и Западным Ирианом сложна [15, 18]; этот район слабо изучен геологически, так что возможны различные тектонические толкования. Хотя в этой части зоны 5 известно небольшое количество эпицентров среднеглубинных и глубокофокусных землетрясений [15], нельзя ожидать геофизической аналогии с зоной 5 дуг Банда, так как соседний глубоководный Филиппинский желоб и вулканы острова Хальмахера не *имеют эквивалентов на выпуклой стороне зоны* 5 дуг Банда.

Зона 2. Западное ограничение зоны 2 проводят условно, по изобате 1000 м, за исключением района к югу от Макасара, где, как это отмечалось выше, для зоны 1 вплоть до моря Флорес границей является изобата 500 м. Затем краевая полоса зоны 2 продолжается к востоку как часть дуги Салаяр — Лусипара, расположенной на гораздо больших глубинах в море Банда. Внутренним ограничением зоны 2 служит изобата 1000 м вплоть до моря Банда. Это восточное ограничение частично совпадает с подводным разрывным уступом, протягивающимся от грабена Таваэлиа центрального Сулавеси вдоль восточной краевой полосы южного полуострова в район к востоку от острова Салаяр. На севере граница зоны разделяет хребет и острова Сангихе от прогибов Горонтало и Санги. Северная часть зоны 2 (Северо-Целебесская дуга) характеризуется цепочкой действующих вулканов и полосой эпицентров промежуточных землетрясений.

Зону 3 можно назвать зоной внутренних Целебесских дуг. В основном она находится под водой на глубине 1000 м или даже более 2000 м. Зона включает два участка суши: один из них — площадь Посо центрального Сулавеси, другой — острова Тогиан и вулкан Унауна. Западная граница зоны на Сулавеси совпадает с грабеном Таваэлиа и с его подводными продолжениями, северным и южным. На юге эта зона переходит во внутренние дуги Банда (зона 3 дуг Банда). Зона 3 почти на всем своем протяжении в пределах пояса Сулавеси совпадает с положительной изостатической аномалией силы тяжести, но эта аномалия не прослеживается в зоне 3 дуг Банда.

Зона 4 — это Восточно-Целебесская дуга, которая на севере и на юге переходит в структуры, называемые дугой Тукангбеси и Северо-Молуккской дугой соответственно. Южное окончание зоны считают продолжением внешней дуги Банда (зона 4 складчатого пояса Банда). Как в пределах складчатого пояса Сулавеси, так и в складчатом поясе дуг Банда зона 4 характеризуется интенсивными отрицательными изостатическими аномалиями. Сейсмические изобаты, построенные Хазертоном и Диккинсоном [18], указывают на существенное различие между зоной 4 дуг Банда и частью зоны 4 складчатого пояса Сулавеси (юго-восточный полуостров). Однако эти изолинии позволяют предположить, что восточный полуостров Сулавеси занимает, возможно, такое же положение отно-

сительно наклонной сейсмической зоны, что и внешняя дуга Банда.

Шпора Сула, по мнению Штилле [45] и Кломпе [24], представляет собой отделившуюся часть Австралийского материка. Кундиг [32] назвал ее «небольшим стабильным блоком внутри складчатой области». Вегенер [55] считал, что эта структура образовалась в результате продвижения острова Новая Гвинея в район дуг Банда при северо-западном дрейфе Австралии относительно Азии. Фитч [15] утверждает, что сейсмические данные подтверждают гипотезу о том, что шпора Сула «в настоящий момент включает в себя одну или более плит литосферы».

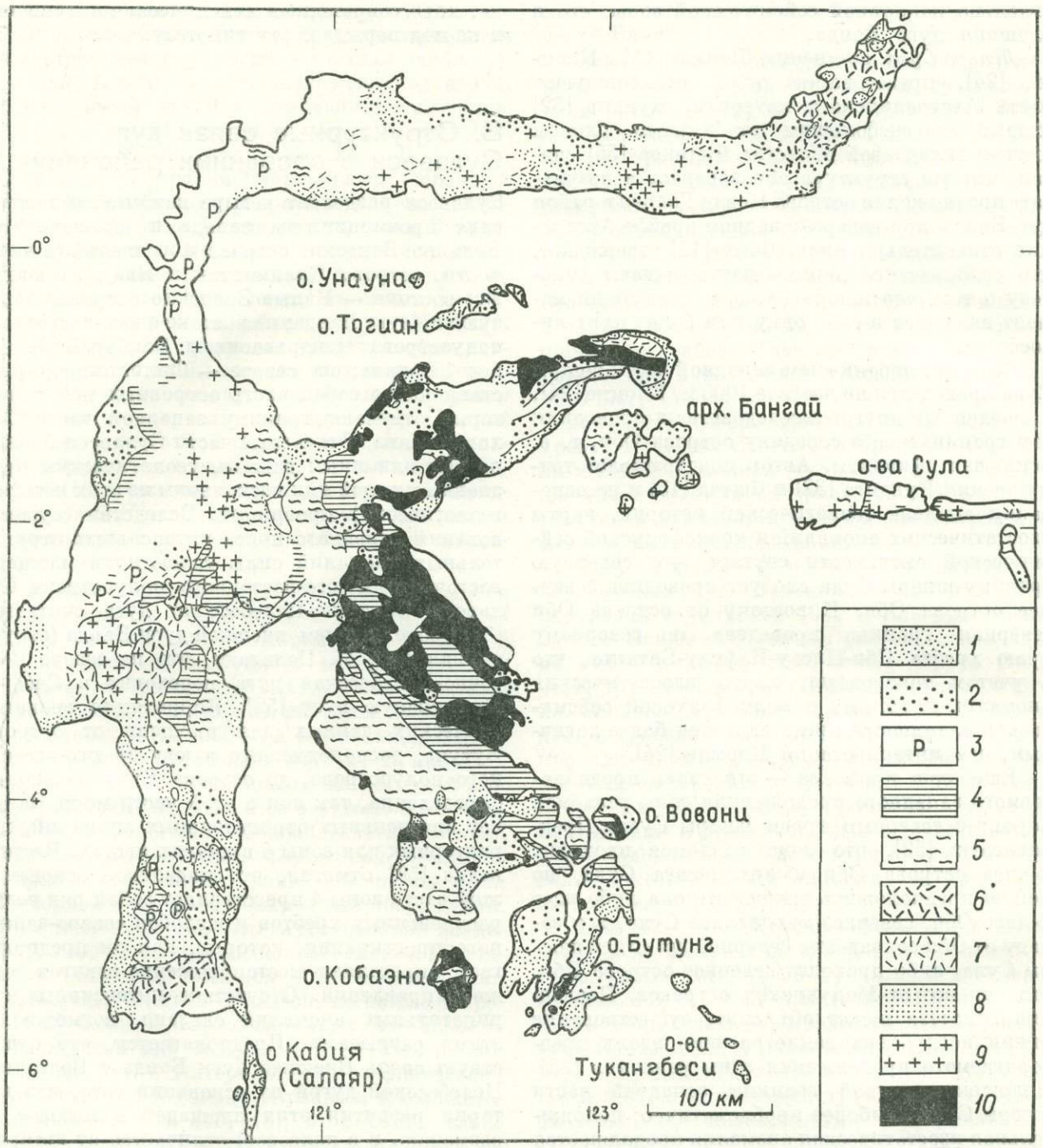
Северное ограничение западной части шпоры Сула проводится по изобате 1000 м. Кломпе [24], а позднее и другие исследователи проводили эту границу через середину острова Оби, т. е. исключая офиолиты. Автор поддерживает точку зрения Кундига [32] и Фитча [15] и на основании анализа геологической истории, карты изостатических аномалий и мелкофокусной сейсмической активности считает, что северную границу шпоры Сула следует проводить севернее острова Оби. К востоку от острова Оби северная граница проведена по северному краю хребта Оби-Писау-Кафиау-Батанта, что с учетом топографии, карты изостатических аномалий и данных о мелкофокусной сейсмической активности представляется более логичным, чем интерпретация Кломпе [24].

Еще одна проблема — это связь предполагаемого западного продолжения зоны разломов Соронг с северным краем шпоры Сула. Предполагают [52], что зона разломов проходит южнее острова Оби и архипелага Сула, но можно предположить также, что она либо идет южнее Оби, севернее архипелага Сула, и к западу от Оби совпадает с северной границей шпоры Сула, либо проходит севернее острова Оби, отделяя его от Молуккских островов. Последняя гипотеза может объяснить существование линии неглубоких землетрясений вдоль предполагаемого продолжения зоны разломов [15]. Положение южной границы западной части шпоры Сула наиболее проблематично; положительная изостатическая аномалия продолжается на юг, к северной границе моря Банда, где морское дно резко опускается до 4000 м южнее архипелага Сула. Автор вслед за Кломпе [24] проводит южную границу структуры по южной границе гравитационной аномалии; это, повидимому, лучше всего согласуется с тектоническими особенностями Восточно-Целебесской дуги, а также внешней и внутренней дуг Банда, хотя современная сейсмическая активность и не подтверждает эту гипотезу.

B. Структурные связи дуг Сулавеси с соседними районами

Сулавеси разделяет четыре важные геологические провинции: на западе и юго-западе — Большие Зондские острова и их шельф (в частности, острова Калимантан и Ява); на юге и юго-востоке — Малые Зондские острова, образующие дуги Банда; на востоке и юго-востоке — полуострова Чендравасих и Бомбарай Западного Ириана; на севере — Филиппины, представляющие собой часть островных цепей, которые отмечают границу западной части Тихого океана. Отдельные части Сулавеси близки по тем или иным важным геологическим признакам к одной или нескольким из этих четырех геологических провинций. Вследствие существования линейного пояса интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести на площади восточного и юго-восточного полуострова Сулавеси Восточно-Целебесская дуга считается [30] продолжением внешней дуги Банда (структурная зона 4). Полагают, что на севере Восточно-Целебесская дуга переходит в Северо-Молуккскую дугу [52]. Корреляция гравиметрических данных для площади от острова Бутунг, расположенного к югу от юго-восточного полуострова, до острова Буру не вполне определенна, так как в этой части моря Банда нет интенсивных отрицательных аномалий, характерных для зоны 4 в других местах. Вестервельд [56] отметил, что подводное основание этой части зоны 4 представляет собой ряд резко расчлененных хребтов и желобов северо-западного простирания, которые, как он предполагает, определяют местоположение сдвигов того же направления. Отсутствие интенсивных отрицательных аномалий связано, возможно, с этими разрывами. Предполагается, что существует связь Внешней дуги Банда с Восточно-Целебесской дугой на основании того, что история развития этих площадей в мезозое (а возможно, и в палеозое) отличается от истории развития окружающих районов. Умбгрове [49] и Тейхерт [47] называют зону 4 «геосинклиналью Тимора и восточного Целебеса», которая, по мнению Тейхерта, является продолжением Западно-Австралийской геосинклинали впадины Карнарвон.

На южном полуострове, а также в районе Палу центрального Сулавеси и на северном



ФИГ. 6. Обзорная геологическая карта Сулавеси [51].

Осадочные породы (*1—5*): *1* — четвертичный аллювий, рифы и т. д.; *2* — неоген; *3* — палеоген; *4* — мезозой; *5* — кристаллические сланцы. *Вулканические породы* (*6—8*): *6* — молодые, недифференцированные; *7* — средние и основные; *8* — средиземноморская ассоциация с отдельными интрузиями. *Интрузивные породы* (*9—10*): *9* — граниты и гранодиориты; *10* — основные породы, в том числе офиолиты. Белые пятна означают, что для данных участков нет геологических карт.

полуострове обнажаются интрузии гранитов и кислые эффузивы, что дает основание предполагать некоторое сходство между зоной 2 складчатого пояса Сулавеси и Большими Зондскими островами (Калимантан, Ява и Суматра). В противоположность этому на восточном и юго-восточном полуостровах преобладают обширные выходы основных и ультраосновных пород, что, как отметил Броуэр [7], характерно для дуг Банда.

Северный полуостров Сулавеси обычно считают южным продолжением цепи островных дуг, окружающих западную часть Тихого океана. Филиппинская дуга переходит к югу от острова Минданао в подводный хребет с островами и затем в район Минахаса северного полуострова. Связь этих структур прослеживается по хорошо заметным особенностям рельефа и по цепочке действующих вулканов (зона 2), которая отделяет полосу интенсивных отрицательных гравитационных аномалий Северо-Молуккской дуги (зона 4) от интенсивных положительных аномалий моря Сулавеси (зона 1).

Структурная связь южного полуострова и западной части центрального Сулавеси (зона 2) с зонами 3 и 4 не выяснена. На юге зоны 2 складчатого пояса Сулавеси нет действующих вулканов [37] и интенсивных гравитационных аномалий. Наличие кислых изверженных пород указывает на возможную связь этого района с Большими Зондскими островами на западе и юге, однако Вестервельд [56] считает, что этот район является продолжением внутренней дуги Банда. Он предполагает также, что южная часть южного полуострова — это отрезок дуги, соединяющей остров Салаяр с островами Банда цепочкой подводных хребтов и островов, в частности островов Комба, Гунунгапи и Лусипара. Эта дуга характеризуется слабыми положительными изостатическими аномалиями, а в морях Банда и Флорес — отдельными действующими вулканами. В настоящее время, по-видимому, геологических и геофизических данных еще недостаточно, чтобы поддержать или отвергнуть эту гипотезу.

Два крупных сдвига, называемые в Западном Ириане зоной разломов Соронг и зоной разломов Тарера-Аидоэна [52], своими западными продолжениями, возможно, оказали влияние на развитие крупного искривленного участка Восточно-Целебесской дуги и участков перехода в Филиппинскую дугу и дуги Банда.

Штилле [45] и Кломпе [24] предположили, что район островов Сула и Бангаи, где известны выходы кристаллических сланцев, представляет собой отделившуюся часть Австралийского материка. Западная часть шпоры Сула характеризуется интенсивной положительной аномалией силы тяжести. На фигурах 1, 2 и 4 показано, что восточное продолжение шпоры Сула включает остров Оби, а юго-восточнее продолжение — остров Мисоол и юго-западную часть полуострова Бомбарай. Штилле [45] относил Мисоол к шпоре Сула, а Ван Беммелен [1] считал, что остров Мисоол не относится к дугам Банда, а является частью структуры, названной им «поясом форланда» и включающей в себя архипелаг Сула, остров Оби и западную часть полуострова Бомбарай. Виссер [52] и Хермес [19] считают, что Мисоол и западный Бомбарай образуют часть дуги Банда, главным образом исходя из того, что они были погружены в течение почти всего мезозоя. Автор этой статьи предпочитает гипотезу, согласно которой Мисоол и западный Бомбарай считаются частью шпоры Сула и отделены от дуг Банда.

Хотя вопрос определения границ различных зон Сулавеси и установления их связей с соседними островными дугами остается открытым, обычно принимают [50, 22], что Сулавеси представляет собой сочленение двух крупных третичных складчатых поясов: Гималайско-Индо-Бирманско-Индонезийского и Циркумтихоокеанского.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bemmelen R. W., van*, The Geology of Indonesia, The Hague, Government Printing Office, 1949. (Имеется русский перевод: *Ван Беммелен Р.*, Геология Индонезии, ИЛ, М., 1957.)
2. *Blow W. H.*, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, In: *Bronniman P., Renz H. H., eds.*, Proceedings 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, 1, Leiden, Brill, 199—421, 1969.
3. *Bothe A. Ch. D.*, Voorloopige mededeeling betreffende de geologie van Zuidoost Celebes, De Mijningenieur, 8, 97—103, 1927.
4. *Brouwer H. A.*, Geologisch overzicht van het oostelijk gedeelte van den Oost-Indischen Archipel, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1917, 2, 145—542, 1919.
5. *Brouwer H. A.*, Geologische onderzoekingnen op de Soela Eilanden, Jaarb. Mijnb. Ned.-Oost-Indië, 1920, 2, 1921.
6. *Brouwer H. A.*, Bijdrage tot de geologie der Obi-eilanden, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1923, 63—136, 1924.
7. *Brouwer H. A.*, The major tectonic features of Celebes, Proc. K. ned. Akad. Wet., **33**, 338—343, 1930.
8. *Brouwer H. A.*, Tektonik und Magma in der Insel Celebes und der indonesische Gebirgstypus, Proc. K. ned. Akad. Wet., 44, 253—261, 1941.
9. *Brouwer H. A.*, Geological explorations in Celebes, Summary of the results, In: Geological Explorations in the island of Celebes, Amsterdam, North-Holland, 1—64, 1947.
10. *Brouwer H. A., Hetzel W. H., Straeter H. E. G.*, Geologische onderzoekingen op het eiland

Celebes, Verh. K. ned. geol.-mijnb. Genoot, **10**, 39—171, 1934.
11. *Bruyn J. W., de*, Isogam maps of Caribbean Sea and surroundings and of southeast Asia, Wld Petrol. Congr., **3**, 1, 598—612, 1951.
12. *Dieckmann W., Julius M. W.*, Algemeine geologie en ertsofzettingen van Zuidoost Celebes, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1924, 11—65, 1925.
13. *Egeler C. G.*, Contribution to the petrology of the metamorphic rocks of western Celebes, In: Geological exploration in the island of Celebes, Amsterdam, North-Holland, 177—346, 1947.
14. *Egeler C. G.*, On amphibolitic and related rocks from Western Celebes and the southern Sierra Nevada, California, Proc. K. ned. Akad. Wet., **51**, 100—105, 1948.
15. *Fitch T. J.*, Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesian-Philippine region, Bull. Seismol. Soc. Am., **60**, 565—591, 1970.
16. *Fitch T. J., Molnar P.*, Focal mechanisms along inclined earthquake zones in the Indonesian-Philippine region, J. geophys. Res., **75**, 1431—1444, 1970.
17. *Gutenberg B., Richter C. F.*, Seismicity of the Earth and related phenomena, 2nd edn. New Jersey, Princeton University Press, 1954. (Имеется русский перевод: *Гутенберг Б., Рихтер Ч.*, Сейсмичность Земли, ИЛ, М., 1948.)
18. *Hatherton T., Dickinson W. R.*, The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs, J. geophys. Res., **74**, 5301—5310, 1969.
19. *Hermes J. J.*, The Papuan geosyncline and the concept of geosynclines, Geol. Mijnb., **47**, 81—97, 1968.
20. *Hetzel W. H.*, Enkele kritische aanteckeningen bij een recente publicatie over de Geologie van den Oostarm van Celebes, De Ingenieur in Ned. Ind. 2, 4, IV, 29—31, 1935.
21. *Hetzel W. H.*, Verslag van het onderzoek naar het voorkomen van asfaltgesteenten op het eiland Boeton, Wet. Meded. Dienst. Mijnb. Ned.-Oost-Indië, **21**, 1936.
22. *Holmes A.*, Principles of phisical geology, 2nd edn., London, Nelson, 1965. (Имеется русский перевод: *Холмс А.*, Основы физической геологии, ИЛ, М., 1949.)
23. *Katili J. A.*, Large transcurrent faults in southeast Asia with special reference to Indonesia, Geol. Rdsch., **59**, 581—600, 1970.
24. *Klompe Th. H. F.*, The structural importance of the Sula Spur (Indonesia), Indones. J. nat. Sci., **110**, 21—40, 1954.
25. *Klompe Th. H. F.*, Pacific and Variscan orogeny in Indonesia, Indones. J. nat. Sci., **113**, 43—87, 1957.
26. *Koolhoven W. C. B.*, Verslag over eene verkenningstocht in den Oostarm van Celebes en den Banggai-archipel, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1929, 187—228, 1930.
27. *Koolhoven W. C. B.*, De Geologie van het Maliliterrein (Midden Celebes), Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1930, **3**, 127—153, 1932.
28. *Koperberg M.*, Bouwstoffen voor de geologie van de Residentie Menado, Jaarb. Mijnw. Ned.-Oost-Indië, 1928, **1**, 2, 1929, 1930.
29. *Krause D. C.*, Tectonics, marine geology and bathymetry of the Celebes Sea-Sula Sea region, Bull. geol. Soc. Am., **77**, 813—832, 1966.
30. *Kuenen Ph. H., Umbgrove J. H. F., Vening Meinesz F. A.*, Gravity, geology and morphology of the East Indian Archipelago, In: Gravity expeditions at sea, 1923—1932, **II**, The interpretation of the results, Netherlands Geodetic Commission, 107—194, 1934.
31. *Kundig E.*, Versuch einer petrographischen Characteristik des Kristallinen Grundgebirges van Celebes, Schweiz. miner. petrogr. Mitt., **12**, 450—507, 1932.
32. *Kundig E.*, Geology and ophiolite problems of east-Celebes, Verh. K. ned. geol.-mijnb. Genoot., **16**, 210—235, 1956.
33. *Kutassy A., von*, Het Paleozoicum en de Trias van Oost Celebes, Verh. K. ned. geol.-mijnb. Genoot., **10**, 295—305, 1934.
34. *Le Pichon X.*, Sea-floor spreading and continental drift, J. geophys. Res., **73**, 3661—3705, 1968. (Имеется русский перевод: Спрединг океанического дна и дрейф континентов, в кн. *Ле Пишон К.*, «Новая глобальная тектоника (тектоника плит)», Изд-во «Мир», М., 1974.)
35. *Loczy L., von*, Geologie van Noord Boengkoe en het Bongka gebied tusschen de Golf van Tomini en de Golf van Tolo in Oost Celebes, Verh. K. ned. geol.-mijnw. Genoot., **10**, 219—227, 1933—1934.
36. *Nagasaka K.*, Terrestrial heat flow in the Celebes Sea and the Sula Sea, Marine geophys. Res., 1971.
37. *Neumann van Padang M.*, Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, part 1, Indonesia, Int. Ass. Vulc., 1951.
38. *Ritsema H. R., Veldkamp J.*, Fault plane mechanisms of southeast Asian earthquakes, Meded. Verh. K. ned. met. Inst., **76**, 63, 1968.
39. *Roever W. P., de*, Igneous and metamorphic rocks in eastern central Celebes, In: Geological explorations of the island of Celebes, Amsterdam, North-Holland, 67—173, 1947.
40. *Roever W. P., de*, Preliminary notes on glaucophane-bearing and other crystalline schists from south-east Celebes, and on the origin of glaucophane-bearing rocks, Proc. K. ned. Akad. Wet., **53**, 1455—1465, 1950.
41. *Roever W. P., de*, Tectonic conclusions from the distribution of metamorphic facies in the island of Kabaena, near Celebes, Proc. Pacific Sci. Congr., New Zealand, 1949, **7**, 2, 71—81, 1953.
42. *Roever W. P., de*, Some additional data on the crystalline schists of the Rumbia and Mendoke mountains, south-east Celebes, Verh. K. ned.-mijnb. Genoot., **16**, 385—393, 1956.
43. *Roy B. C., co-ordinator*, Geological map of Asia and Far East, 1 : 5 000 000, ECAFE, 1961.
44. *Rutten L. M. R.*, Voordrachten over de geologie van Nederlandsch Oost-Indië, Groningen-Den Haag, Wolters U.M., 1927.
45. *Stille H.*, Die tektonische Entwicklung des hinterindischen Festlands und Inselgebiete, Geotekt. Forsch., **7**, 1—34, 1945. (Имеется русский перевод: Тектоническое развитие Индокитайского полуострова и островов Юго-Восточной Азии, в кн. *Штилле Г.*, «Избранные труды», изд-во «Мир», М., 1964.)
46. Тектоническая карта Евразии, 1 : 5 000 000, изд-во «Наука», М., 1966.
47. *Teichert C.*, The Mesozoic transgressions in Western Australia, Austr. J. Sci., 2, 84—86, 1939.
48. *Umbgrove J. H. F.*, De Pretertiaire historie van den Indischen Archipel, Leid. geol. Meded., **7**, 119—155, 1935.
49. *Umbgrove J. H. F.*, Geological history of the East Indies, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **22**, 1—70, 1938.
50. *Umbgrove J. H. F.*, The structural history of the East Indies, Cambridge University Press, 1949.
51. United States Geological Survey, Geological map of Indonesia — Eastern half, 1 : 2 000 000, Misc. geol. Inv. Map, 1—414, 1965.
52. *Visser W. A., Hermes J. J.*, Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea, Verh. K. ned. geol.-mijnb. Genoot, **20**, 1—265, 1962.
53. *Vlerk I. M., van der, Dozy J. J.*, The Tertiary rocks of the Celebes expedition, 1929, Verh. K. ned. geol.-mijnb. Genoot., **10**, 183—217, 1934.
54. *Vlerk J. M., van der, Umbgrove J. H. F.*, Tertiaire gidsforaminiferen van Nederlandsch Oost-Indie, Wet. Meded. Dienst. Mijnb. Ned.-Oost-Indië, **6**, 1927.
55. *Wegener A.*, The origin of continents oceans, 4th edn., London, Methuen, 1966. (Имеется русский перевод: *Вегенер А.*, Происхождение материков и океанов, ГИЗ, М.— Л., 1924.)
56. *Westerveld D. J.*, The Lucipara Islands ridge and a third arc in the Banda Sea, Geol. Mijnb., **17**, 84—88, 1955.
57. *Williams H. W. V.*, Contribution to the petrology of the crystalline schists of western central Celebes, Doctoral thesis, University of Amsterdam, 1937.
58. *Withamp H.*, Langs het stroomgebied van de Lariangrivier, West Celebes, Tijdschr. K. ned. aardrijksk Genoot., **47**, 581—600, 1940.
59. *Wunderlin W.*, Beiträge zur Kenntnis der Gesteine von Südost-Celebes, Samml. geol. Reichsmus. Leiden, Ser. 1, **9**, 244—280, 1913.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . . .

Предисловие к английскому изданию. *Перевод Б. А. Борисова* 7

А. М. Спенсер. Введение: о пользовании книгой. *Перевод Б. А. Борисова* 12
М. Маттауэр и Ж. Анри. Пиренеи. *Перевод М. Л. Сомина* 17
Х. Э. Ронделъ и О. Я. Симон. Бетские кордильеры. *Перевод Л. Ф. Добржинецкой и Б. А. Борисова* 40
Марокканский Риф (краткий обзор по материалам Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре). *Перевод Л. Ф. Добржинецкой* 55
Восточный Атлас (Телль-Атлас) (краткий обзор по материалам А. Кэра). *Перевод Л. Ф. Добржинецкой и Б. А. Борисова* 67
Дж. Сестини. Северные Апеннины. *Перевод И. В. Кирилловой* 83
Д. Бернулли, Г. Лаубшер, Р. Трюмпи, Э. Венк. Центральные Альпы и горы Юра. *Перевод Н. И. Кутузовой* 111
Э. Р. Оксбург. Восточные Альпы. *Перевод Н. И. Кутузовой* 141
К. Биркенмайер. Карпаты. *Перевод Н. И. Кутузовой* 163
А. Д. Смит и Э. М. Морс, III. Эллиниды. *Перевод И. В. Кирилловой* . . 200
Э. Ильхан. Восточная Турция. *Перевод Н. И. Кутузовой* 234
Н. Фолкон. Южный Иран: горы Загрос. *Перевод А. С. Арсанова* 248
Й. Штёклин. Северный Иран: горы Эльбурс. *Перевод Т. В. Молчановой* 264
Дж. Б. Оден. Афганистан — Пакистан. *Перевод Б. А. Борисова* 290
А. Дезио. Каракорум. *Перевод Б. А. Борисова* 313
А. Гансер. Гималаи. *Перевод Б. А. Борисова* 326
Р. О. Бруншвайлер. Индо-Бирманские хребты. *Перевод М. Н. Шапиро* 340
С. К. Бёртон. Полуостровной Таиланд. *Перевод А. С. Арсанова* 368
Дж. А. Катили. Суматра. *Перевод М. Н. Шапиро* 387
Н. С. Хейл. Калимантан. *Перевод Б. А. Борисова* 402
М. Дж. Одли-Чарлз. Дуги Банда. *Перевод Б. А. Борисова* 419
М. Дж. Одли-Чарлз. Сулавеси. *Перевод Б. А. Борисова* 437

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

ИБ № 1398

т. 69

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Редактор В. Краснова
Художник А. Ясинский
Художественный редактор В. Бисенгались
Технический редактор Л. Чуркина
Корректор В. Соколов

Сдано в набор 27/VIII 1976 г.
Подписано к печати 29/III 1977 г.
Бумага тип. № 1 84×108/16 14,25 бум. л.
Усл. печ. л., 47,88
Уч.-изд. л. 59,57. Изд. № 5/9076.
Цена 6 р. 56 к. Зак. № 01509

Издательство «Мир»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного Знамени Московская типография № 7 «Искра революции» Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Москва, К-1, Трехпрудный пер., 9

В 1976 г.
В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ
«МИР»
ВЫШЛА КНИГА

Леггет Р. **Города и геология.** Пер. с англ, «Мир», 1976, 560 стр., 2 р. 67 к.

Автор популярно и увлекательно рассказывает о связи между геологией и градостроительством. Конечно, далеко не всем читателям придется планировать новые города, но разве не интересно узнать, почему столь быстро стали разрушаться строения «вечного» города Рима или архитектурные памятники Лондона и Неаполя, почему «проседают» Мехико и Венеция, как можно было бы избежать катастрофических последствий землетрясений в Вальдивии и Сан-Франциско? Почему «родиной» небоскребов стал полуостров Манхэттен — маленький клочок земли США? Почему материал, пригодный для строительства в одном городе, не годится в другом? Какие сложности ожидают строителей метро, туннелей и автострад в тех или иных местностях? Почему, почему...

Книгу с интересом прочтет даже неспециалист, из нее почерпнет много полезного геолог, архитектор, проектировщик и строитель.

Уважаемый читатель!

Эту книгу можно приобрести в магазинах, распространяющих геологическую или научно-техническую литературу, в случае ее отсутствия заказ можно направить по адресу:

129820. Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., 2, издательство «Мир», отдел распространения.

Книга будет выслана наложенным платежом.

2080