

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**КАЙНОЗОЙСКИЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ
ПЕРИФЕРИИ
ТИХОГО ОКЕАНА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва, 1964 г.

CENOZOIC
TECTONIC ZONES
ON THE PERIPHERY
OF THE PACIFIC OCEAN

(Transactions, vol. 113)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

КАЙНОЗОЙСКИЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ
ПЕРИФЕРИИ
ТИХОГО ОКЕАНА

(Труды, вып. 113)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1964

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Ю. М. Пушаровский

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member of USSR Academy of Sciences *A. V. Peive* (Chief Editor),
K. I. Kuznetsova, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR

Yu. M. Puscharovsky

ПРЕДИСЛОВИЕ

С тех пор, как Н. С. Шатским была развернута идея о дисимметричном строении земной коры, о различии в тектонической структуре ее Атлантического и Тихоокеанского сегментов, среди геологов нашей страны значительно усилилось внимание к изучению тектоники обрамления впадины Тихого океана. Этой проблемой систематически занимается и группа сотрудников Геологического института Академии наук СССР. В течение нескольких последних лет основные усилия этой группы были направлены на исследование особенностей тектонического строения и развития наиболее молодых тектонических зон, которые почти непрерывным кольцом опоясывают Тихий океан. Такие исследования должны приоткрыть завесу над целым рядом чрезвычайно сложных и нередко уникальных тектонических процессов, протекающих в зоне, отделяющей материка от океана. К их числу относится, например, процесс мощнейшего структурообразования, происшедший на протяжении кайнозойской эры. В высшей степени интересно изучить особенности развития современных геосинклинальных образований.

Большая задача заключается в выяснении связей между структурным развитием и вулканизмом, который проявился в Тихоокеанском сегменте в колоссальном масштабе. Выяснение упомянутых и других аналогичных вопросов, безусловно, откроет новые перспективы в решении проблем общей тектоники — науке, имеющей первостепенное значение для металлогенических и иных исследований, непосредственно связанных с прогнозом минерально-сырьевых ресурсов.

Чтобы подойти к общим проблемам тектонического плана и истории формирования кайнозойского структурного обрамления Тихоокеанской впадины, необходимо рассмотреть тектоническое строение отдельных его районов. В соответствии с этим в 1963 г. Геологическим институтом был опубликован сборник «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца», в котором В. И. Тихоновым дан анализ тектоники Камчатки, Ю. М. Пушаровским — Алеутско-Аляскинской зоны и Ю. М. Пушаровским и Е. Н. Меланхолиной — Калифорнийской зоны.

Предлагаемый вниманию читателей новый сборник является работой той же плана. Он открывается статьей Ю. Б. Гладенкова, посвященной тектоническим структурам широкой полосы Корякского нагорья, примыкающей к Берингову морю, до этого почти не описанным. Следующие четыре статьи касаются строения кайнозойских тектонических зон зарубежных районов. В. И. Тихонов сделал попытку под новым углом зрения рассмотреть тектонику Японии. Этот эскиз заслуживает внимания, так как выдвигаемые автором положения ранее недостаточно учитывались исследователями. В большой статье В. А. Швольмана подробно характеризуется тектоническое строение

Филиппинского архипелага, о котором до сих пор в советской литературе сведений не публиковалось. Между тем, этот крупный район является ключевым для тектонического районирования кайнозойских структурных образований юго-восточной Азии. И. В. Архиповым дан развернутый очерк структуры Индонезии, которая после работ Умб-грова и Ван Беммелена привлекает к себе всеобщее внимание. Наконец, статья Е. Н. Меланхолиной освещает совсем мало известную советским геологам, но довольно крупную кайнозойскую тектоническую зону, расположенную в западных районах штатов Орегон и Вашингтон в США.

Авторы всех перечисленных статей приходят к совершенно новым выводам относительно тектонического положения, закономерностей строения и истории развития описанных ими областей.

Если учесть статьи упомянутого выше первого сборника и данного, то окажется, что, по существу, в них описаны почти все кайнозойские тектонические зоны Тихоокеанского кольца, лежащие в северном полушарии. Это уже большой исходный материал для обобщений. Заключительная статья сборника, написанная автором этого предисловия, представляет собой попытку такого рода в вопросе структурного районирования кайнозойского тектонического обрамления впадины Тихого океана.

Ю. Пуцаровский

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 113, 1964

Отв. редактор Ю. М. Пуцаровский

Ю. Б. ГЛАДЕНКОВ

О ТЕКТНИКЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

Район нижнего течения р. Хатырки — строение которого рассматривается в настоящей работе — один из районов восточной части Корякского нагорья. Он расположен в пределах южных отрогов гор Уквушвуйнен; максимальные абсолютные отметки 900—1100 м. С юго-востока район омывается Беринговым морем. Указанная территория входит в состав кайнозойской Корякской складчатой системы, принадлежащей тыловой зоне Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

Геологическая съемка и сопровождающие ее тематические исследования в данном районе проводятся с 1955 г. Работы выполнялись геологами НИИГА (И. М. Русаков, А. В. Щербаков) и СВГУ (В. И. Богдаева, Ю. Б. Гладенков вместе с В. Г. Азаровой, В. П. Похиалайным и Л. А. Щеголевой). Более восточные области Корякского нагорья — от Пекульнейского озера до бухты Угольной — изучались в 1934—1949 гг. геологами Горно-геологического управления Главсевморпути и Арктического института (М. И. Бушуев и др.), в 1955—1962 гг. геологами НИИГА (К. С. Агеев), СВГУ (В. А. Захаров, Б. Д. Трунов, Г. П. Терехова), ГИН АН СССР (М. А. Пергамент).

Проблемы, связанные с тектоникой восточной части Корякского нагорья, в общем плане рассматривались многими исследователями [М. И. Бушуев (1954), В. Н. Верещагин и Г. К. Невский (1959), В. Т. Матвеев и Е. Т. Шаталов (в 1958 г.), В. А. Титов (1959), М. В. Богдаева и В. Т. Матвеев (1960), Г. М. Власов (1961), А. Ф. Михайлов, Л. А. Снятков, Б. Х. Егиазаров и др.]. Тектоническое строение территории отражено также на тектонической карте СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000 (Шатский, 1957).

Специальный интерес представляют для нас исследования И. М. Русакова (Русаков и Егиазаров, 1959а), который первый конкретно рассмотрел особенности тектоники Хатырского района.

И. М. Русаков в бассейне р. Хатырки выделил три структурных яруса: докембрийский, палеозойский и мезо-кайнозойский. В пределах района им отмечены два крупных структурных элемента, простирающихся в северо-восточном направлении: Опухско-Пекульнейский синклинарий и располагающийся северо-западнее него Пикасьваамско-Хатырский антиклинарий. Их протяженность достигает нескольких сотен километров; ближе к бухте Угольной простираение упомянутых структур меняется на широтное и затем на юго-восточное. По

И. М. Русакову, большое значение в их формировании сыграли разрывные нарушения, в частности надвиги.

Мы в принципе принимаем предложенную И. М. Русаковым схему тектонического расчленения данной территории и почти без изменений используем его названия основных структурных элементов (положительная структура описывается как Хатырский антиклинорий, а отрицательная — как Опухско-Пекульнейский прогиб). Однако, касаясь выводов И. М. Русакова в отношении истории тектонического развития описываемого нами района, нужно отметить, что они во многом спорны. В значительной мере это связано с тем, что И. М. Русаков (Русаков и Трухалев, 1962) отстаивает мнение о палеозойском возрасте всех или почти всех вулканогенно-кремнистых пород и связанных с ними гипербазитов, развитых в бассейне р. Хатырки, и поэтому отводит палеозойскому комплексу в строении современной структуры очень большую роль. Надо заметить, что, используя выводы И. М. Русакова, многие геологи на своих тектонических схемах выделили в бассейне р. Хатырки значительную по площади палеозойскую структуру (Хатырский «блок» или «глыбу»), что является ошибочным. Особенно далеко на запад от Хатырского района палеозойские структуры были протянуты геологами НИИГА, которые одно время относили к палеозою кремнисто-вулканогенные породы ватынской свиты верхнемелового возраста. Однако по мере накопления новых данных по геологии средней и восточной частей Корякского нагорья ареал развития палеозоя, в том виде, как он первоначально представлялся геологам НИИГА, постепенно сокращался (Егиазаров, 1961). В частности, последними работами (Гладенков, 1963) в низовьях р. Хатырки установлена принадлежность вулканогенно-кремнистых пород к верхнеюрско-нижнемеловым образованиям.

Что же касается палеозойских образований в бассейне р. Хатырки, то они, вероятно, вскрываются в незначительных по размерам эрозионных окнах среди мезо-кайнозойских пород (например, в бассейне р. Иомраутваам). Поэтому соответствующее положение И. М. Русакова требует критического отношения.

Кроме того, согласно взглядам И. М. Русакова (Русаков и Егиазаров, 1959б), в комплексе отложений с возрастным диапазоном от сенона до нижнего миоцена включительно не отмечается несогласий. Другими словами, этим автором отрицаются складчатые движения в интервале времени от сенона до нижнего миоцена включительно. Новейшие материалы (Богдаева и Гладенков, 1963), однако, свидетельствуют, что и этот вывод нельзя считать до конца обоснованным.

В настоящее время на основании анализа различной степени дислоцированности меловых и третичных пород и изучения их взаимоотношений большинство геологов (В. А. Титов, Б. Х. Егиазаров и др.) пришло к выводу о несогласии между мелом и палеогеном в Корякской области; что касается непосредственно Хатырского района, то там отмечено несогласное налегание олигоценовых пород на меловые отложения.

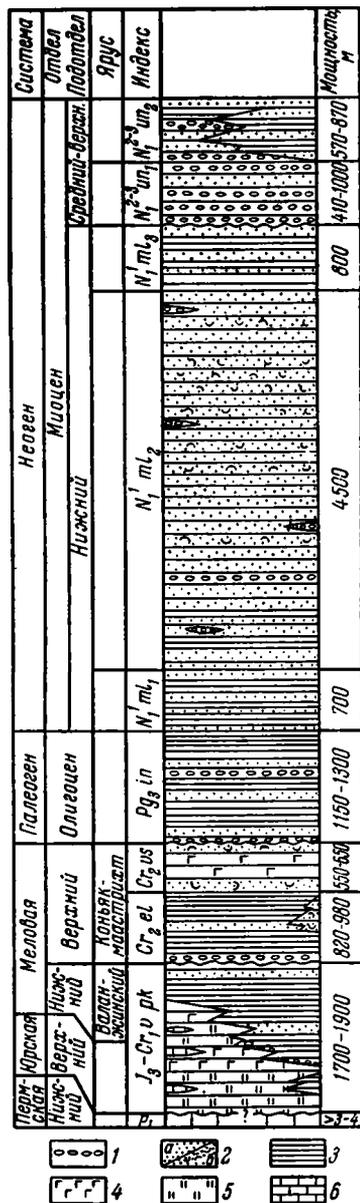
Поскольку существенное значение для понимания структурного развития района имеет строение разреза, автор счел необходимым сначала привести в статье краткие стратиграфические сведения, а также данные о магматизме нижнего течения р. Хатырки. Основная же цель статьи — рассмотреть конкретные тектонические структуры, еще очень мало охарактеризованные в литературе, и разобрать основные вопросы структурного развития этой весьма интересной в геологическом отношении области.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ И МАГМАТИЗМЕ

В геологическом строении нижнего течения р. Хатырки принимают участие осадочные и магматические породы мезозойской и кайнозойской групп. Незначительным развитием пользуются палеозойские (нижнепермские) отложения, которые встречаются в виде небольших экзотических глыб, сложенных известняками.

Мезозойские образования включают пекульнейскую серию, эльгинмынскую и высокореченскую свиты. Пекульнейская серия (верхняя юра-валанжин), приуроченная к ядрам антиклиналей Хатырско-го антиклинория, представлена двумя толщами — кремнисто-вулканогенной и терригенной (Гладенков, 1963). Терригенные отложения тяготеют к верхней части серии. Между собой толщи связаны фациальными взаимопереходами, что проявляется в замещении по простиранию кремнисто-вулканогенных пород алевролитопесчаниковыми, появлении в кремнистых и вулканогенных породах алевролитовых, песчаниковых и конгломератовых прослоев и наоборот: среди терригенной толщи — вулканогенных и кремнистых пород. Обе толщи также связаны пространственным сонахождением и единством структурного плана. Широкое развитие разрывных нарушений в породах пекульнейской серии, характерная для нее фациальная изменчивость, довольно однообразный литологический состав отдельных ее частей, недостаточная фаунистическая охарактеризованность кремнисто-вулканогенных образований — все это затрудняет расчленение серии и составление ее сводного разреза (фиг. 1).

Кремнисто-вулканогенная толща имеет следующее строение. Нижняя ее часть (мощностью 500 м) представлена преимущественно зеленовато-серыми яшмами с пластами и пачками зеленокаменных эффузивов основного состава, пластами кремнистых пелитолитов, песчаников, конгломератов, бурых яшм, линзами (мощностью 2—3 м) перекристаллизованных известняков. Средняя часть (250—300 м) сложена спилитами, миндалекаменными базальтами, их туфами и агломератовыми вулканическими брекчиями с пластами яшм, кремнистых пелитолитов и песчаников. В верхах средней части залегают линзы мраморизованных известняков (мощностью 20—60 м). Верхняя



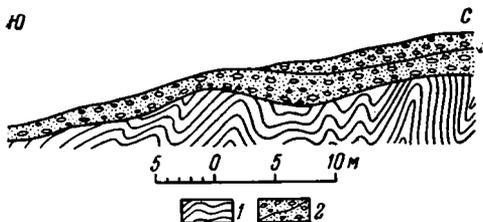
Фиг. 1. Стратиграфическая колонка нижнего течения р. Хатырки

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники (а), они же туфогенные (б); 3 — алевролиты; 4 — вулканогенные породы; 5 — кремнистые породы; 6 — известняки

В верхах средней части залегают линзы мраморизованных известняков (мощностью 20—60 м). Верхняя

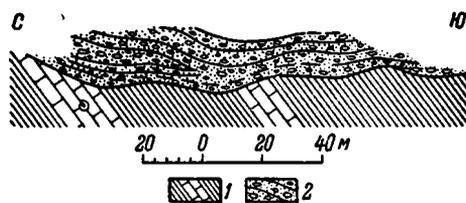
часть в низах слагается яшмами (400 м), содержащими пласты вулканогенных пород основного состава, песчаников и пелитолитов и линзы (мощность 2—3 м) известняков, в верхах — переслаивающиеся яшмами, базальтами, их пирокластами (300 м). Общая мощность толщи 1500 м. (Фиг. 2 и 3.)

В кремнистых породах толщи обнаружены радиолярии, среди которых, по определению А. И. Жамойда и Р. Х. Липман, отмечены формы мезозойского возраста: *Conosphaera* cf. *sphaerozoica* Zham., *Staurosphaera* sp., *Dictyastrum* sp., *Distyomitra* aff. *plicatoderma* Zham., *Lithomitra* sp., *Lithocampe* sp., *Stichocapsa* cf. *ovata* Hinde., *Stylosphaeridae* sp., и скелет фораминиферы, включающий (по М. И. Сосниной), палеозойский возраст вмещающей породы.



Фиг. 2. Несогласное залегание конгломератов эльгинмынской свиты (Cg_2) на яшмах пекульнейской серии (J_3-Cg_1). Правобережье р. Ионайвэем

1 — яшмы; 2 — конгломераты



Фиг. 3. Несогласное залегание конгломератов ионайской свиты (Pg_3) на алевролитах пекульнейской серии (J_3-Cg_1), р. Ионайвэем

1 — алевролиты с известняками; 2 — конгломераты

Терригенная толща (1050—1250 м) представлена неяснослоистыми алевролитами, аргиллитами, часто туфогенными, с прослоями песчаников, конкрециями пелитоморфных известняков и линзами (мощностью 0,2—0,5, редко до 30 м) органогенно-обломочных известняков. В нижней части толщи отмечены конгломераты, которые обычно не выдерживаются и замещаются алевролитами, песчаниками и осадочными брекчиями, а также прослои туфов кислого состава и кремнистых пород. В толще содержится богатая фауна ауцелл: *Aucella* cf. *russiensis* Pavl., *A.* cf. *fischeriana* Orb., *A.* cf. *lahuseni* Pavl., *A.* *keyserlingi* Jah., *A.* cf. *uncitoides* Pavl., *A.* cf. *crassa* Pavl., *A.* cf. *crassicollis* Keys., *A.* cf. *bulloides* Lah., *A.* cf. *inflata* (*Toulā*) Lah., аммониты плохой сохранности и др. (определения В. Н. Верещагина). Общая мощность пекульнейской серии достигает 1700—1900 м.

Стратиграфически выше с резким угловым несогласием залегает эльгинмынская свита (сенон). В структурном отношении она, как и вышележащая высокореченская свита, приурочена к Хатырскому антиклинорию. Свита расчленяется на четыре толщи. Нижняя (90—140 м) сложена конгломератами, гравелитами и песчаниками. Она переходит в толщу переслаивающихся песчаников и алевролитов (270—350 м), которая сменяется толщей песчаников (150 м). Верхняя толща (260—380 м) представлена алевролитами с прослоями песчаников и реже — вулканогенными породами. Свита охарактеризована кампан-маастрихтской фауной (определения В. Н. Верещагина): *Inoceramus tychlajawajamensis* Ver., *In.* cf. *schmidti* Mich., *In.* cf. *sachalinensis* Sok., *In.* cf. *patootensis* Lor., *Phyllophacyceras* cf. *ezoense* Yabe, *Gaudryceras* aff. *varāgurensis* Kossm., *Pachydiscus* cf. *newesi* Whit., *P.* aff. *gollevilensis* Orb. и др.

Общая мощность свиты 680—880 м.

Эльгинмынская свита вверх по разрезу согласно перекрывается высокореченской свитой (маастрихт.—?). Нижняя часть последней (180—200 м) представлена чередующимися туфогенно-осадочными породами, базальтами и их пирокластами. В средней части (350 м) преобладают базальты. В верхней (50—70 м) — доминируют туфогенно-осадочные породы (песчаники, алевролиты, гравелиты). В низах свиты найдены *Gaudriceras* cf. *varagurense* Kossm. и др. (определения В. Н. Верещагина). Верхняя возрастная граница не выяснена (севернее изученного района высокореченская свита согласно перекрывается толщей алевролитов, о возрасте которой мы данными не располагаем). Мощность свиты 580—620 м.

Кайнозойские отложения представлены тремя свитами: ионайской, малленской и ундаль-уменской. Ионайская свита (олигоцен) залегает на верхнемеловых породах с несогласием. В структурном отношении свита приурочена к Опушко-Пекульнейскому прогибу. Нижняя ее часть (100 м) представлена толщей гравелитов и песчаников с конгломератами в основании. Она сменяется толщей алевролитов и аргиллитов с большим количеством известковистых конкреций (550—600 м), которая переходит в толщу песчаников и конгломератов, чередующихся с алевролитами (200 м). Разрез свиты заканчивается толщей алевролитов с линзами песчаников и конгломератов (300—350 м). Свита охарактеризована фауной (определения В. И. Богидаевой): *Acila* (*Acila*) *gettysburgensis* (Reagan), *Yoldia* ex. gr. *cerussata* Slod., *Y. takaradaensis* L. Krisht. var. *bruta* L. Krisht., *Thyasira* (*Bisecta*) cf. *pervulgata* L. Krisht., *Nemocardium kovatschensis* L. Krisht., *Variamusium* cf. *pillarense* Slod. *Pododesmus* cf. *newcombei* Clark and Arnold., *Mytilus* cf. *pilvoensis* Sim., *Solemya dalli* Clark, *Fusinus* cf. *prolixus* (Khom.) и др. Общая мощность свиты 1150—1300 м.

Стратиграфически выше залегает малленская свита (нижний миоцен), связанная с ионайской свитой постепенным переходом. Вместе с вышележащей ундаль-уменской свитой она выполняет центральную часть Опушко-Пекульнейского прогиба. По литологическим особенностям малленская свита подразделена на три подсвиты. Нижняя подсвита (700 м) представлена тонко переслаивающимися алевролитами и песчаниками (песчаники преобладают в верхней части подсвиты). В средней подсвите по литологическому признаку выделяются пять толщ (снизу вверх): толща песчаников с прослоями алевролитов (1000 м), толща известковистых песчаников с прослоями туфогенных песчаников и конгломератов (1200 м), толща переслаивающихся известковистых и туфогенных песчаников (1200 м), толща туфогенных песчаников с прослоями алевролитов (400 м), толща известковистых песчаников с прослоями туфогенных разностей (900 м). Верхняя подсвита сложена алевролитами, переслаивающимися с песчаниками (800 м). В свите содержится фауна (определенная В. И. Богидаевой): *Yoldia matschigarica* (Laut.), *Y. caudata* Khom., *Macoma simizuensis* L. Krisht., *M. osakaensis* L. Krisht., *Clinocardium schinjiensis* (Yok.), *Macrocallista furtiva* Yok. и др.

Общая мощность свиты 6000 м.

Малленская свита с угловым несогласием перекрывается ундаль-уменской свитой (средний-верхний миоцен). В последней выделяется две подсвиты: нижняя — конгломераты с прослоями песчаников (410—1000 м) и верхняя — песчаники с прослоями алевролитов (580—870 м). Свита охарактеризована фауной (определена В. И. Богидаевой): *Yoldia* (*Cnesterium*) cf. *anastasia* Khom., *Taras gouldi* (Yok.) var. *sertunayensis* Kogan., *Laevicardium* cf. *taracaicum* Yok., *Cardita*

yokoyamai Slod., *Mya arenaria* Linne var. *truncata* Linne., *Natica* (*Tectonatica*) cf. *clausa* Brod. and Sow. и др.

Общая мощность свиты 980—1870 м.

Отложения четвертичного периода представлены нижнеплейстоценовыми морскими и флювиогляциальными образованиями мощностью до 40—50 м и современными рыхлыми осадками, в частности отложениями речных террас, высота которых 2—4, 6—8 и 12—15 м.

Мезозойские образования нижнего течения р. Хатырки прорваны интрузиями двух возрастных комплексов. Более древний — раннемеловой — представлен небольшими сложно построенными интрузиями гипербазитов, габброидов и гранитоидов (в основном — плагиогранитов), прорывающими породы пекульнейской серии. Некоторые из интрузий приурочены к контактам кремнисто-вулканогенной и терригенной толщ пекульнейской серии и представляют межформационные факолитоподобные тела; обычно они вытянуты по простиранию вмещающих пород на 7—8 км. В других случаях отмечаются штоки. По данным аэромагнитной съемки, в пределах Хатырского антиклинория предполагаются тела гипербазитов и габброидов, еще не вскрытые эрозией. Их цепочечное расположение в плане, вероятно, предопределено ориентировкой разрывов глубокого заложения.

Более молодой интрузивный комплекс — позднемеловой — представлен небольшими штоками и дайками пород основного состава (габбро и диабазы, иногда анальцимовые), прорывающими осадочные породы сенона. Генетически они связаны с эффузивами высококореченской свиты, о чем свидетельствует сходство их петрографического состава и тесная пространственная связь.

ОПИСАНИЕ СТРУКТУР

Главнейшими тектоническими единицами района нижнего течения р. Хатырки являются Хатырский антиклинорий, сложенный осадочными и магматическими образованиями преимущественно верхнеюрского — верхнемелового возраста и Опухско-Пекульнейский прогиб, расположенный по его южной периферии и выполненный осадочным комплексом пород олигоцен-верхнемиоценового возраста. Указанные структурные элементы относятся к числу наиболее крупных тектонических единиц Коряжской складчатой системы, рассматриваемой многими в качестве единого мегантиклинория. (Фиг. 4.)

Для некоторых тектонических зон складчатой системы характерны виргация и кулисное расположение структурных элементов.

Как Хатырский антиклинорий, так и Опухско-Пекульнейский прогиб имеют в основном северо-восточное простирание (лишь в самой восточной части простирания меняются на широтные и далее на юго-восточные) и прослеживаются далеко (не менее, чем на 250—300 км) за пределы района в юго-западном и северо-восточном направлениях. Хатырский антиклинорий, который с северо-запада граничит с Алькатваамским синклиномом, выполненным третичными образованиями, достигает в ширину порядка 75—100 км и протягивается с юго-запада на северо-восток от верховьев р. Пикасьваам почти до мыса Наварина. Для него типично развитие линейных и глыбовых складок, главным образом северо-восточного простирания.

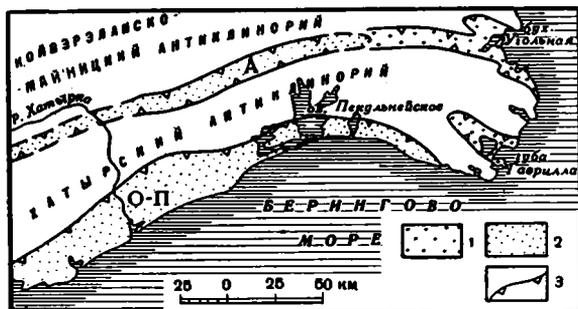
Примыкающий к нему с юго-востока Опухско-Пекульнейский прогиб характеризуется развитием пологих брахискладок тоже в основном северо-восточного простирания. Прогиб прослеживается от бухт Дежнева-Опуха (на юго-западе) к району, расположенному восточнее Пекульнейского озера (на востоке), достигая в ширину до 50—60 км.

причем все юго-восточное крыло и часть северо-западного крыла прогиба опущены и затоплены Беринговым морем.

Границы между Хатырским антиклинорием и Опухско-Пекульнейским прогибом — резкие, местами сопровождающиеся зонами разрывных нарушений.

Общий структурный рисунок антиклинория и прогиба отчетливо вырисовывается распространением основных комплексов пород, отвечающих структурным ярусам. Таких ярусов намечается три: нижний, к которому относятся образования верхней юры и валанжина, средний — сенонский и верхний — олигоцен — верхнемиоценовый (с двумя подъярусами).

Складчатые комплексы перекрываются чехлом горизонтально лежащих пород четвертичной системы.



Фиг. 4. Схематическое изображение основных структурных элементов восточной части Корякского нагорья

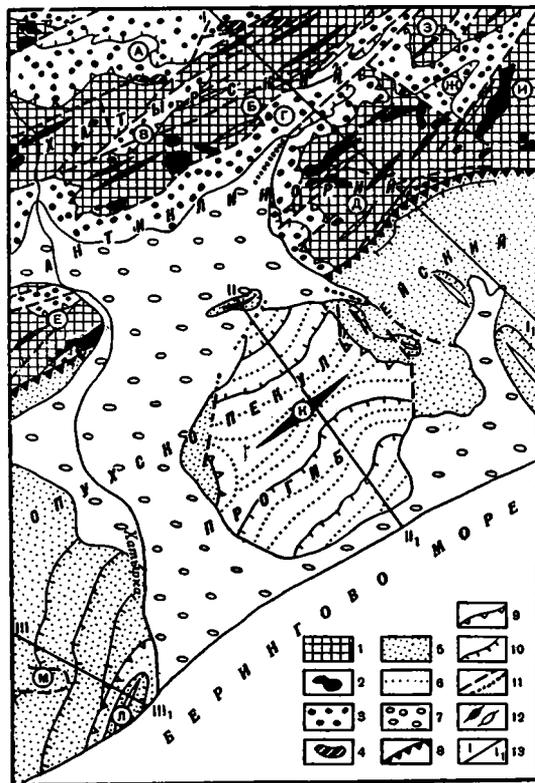
- 1 — кайнозойские прогибы, выполненные палеоцен (?)—эоценовыми образованиями;
 2 — прогибы, выполненные палеоген-неогеновыми образованиями; 3 — граница прогибов; буквенные обозначения: А — Алькатваамский прогиб, О — П — Опухско-Пекульнейский прогиб

Нижний структурный ярус. Наиболее древний складчатый комплекс района выходит в ядре Хатырского антиклинория. Его нижнюю возрастную границу мы не знаем. В результате наложения складкообразовательных движений верхнемезозойского и кайнозойского времени структуры нижнего яруса подвергались усложнению и переработке, что затрудняет их расшифровку. (Фиг. 5 и 6.)

Нижний структурный ярус представлен типично геосинклинальными образованиями — кремнисто-вулканогенными и терригенными породами пекульнейской серии (1700—1900 м), собранными в линейные, обычно симметричные складки северо-восточного простирания длиной 10—20 км и шириной 3—8 км. Для них типичны частые и резкие ундуляции шарниров. Углы падения пластов на крыльях колеблются от 30 до 70°, нередко достигая 75—90°. Иногда осевые плоскости складок наклонены к северо-западу. Для образований нижнего структурного яруса характерно широкое развитие разрывных нарушений, особенно северо-восточного простирания.

Значительное распространение получили пликативные дислокации высших порядков — мелкие складки шириной в десятки метров и микроскладки шириной в несколько метров. Развитию мелкой складчатости способствовала относительно большая пластичность пород пекульнейской серии.

С этим структурным ярусом связаны интрузии гипербазитов — гранитоидов, расположение в плане и форма которых обусловлены общим простиранием складчатых и разрывных нарушений.

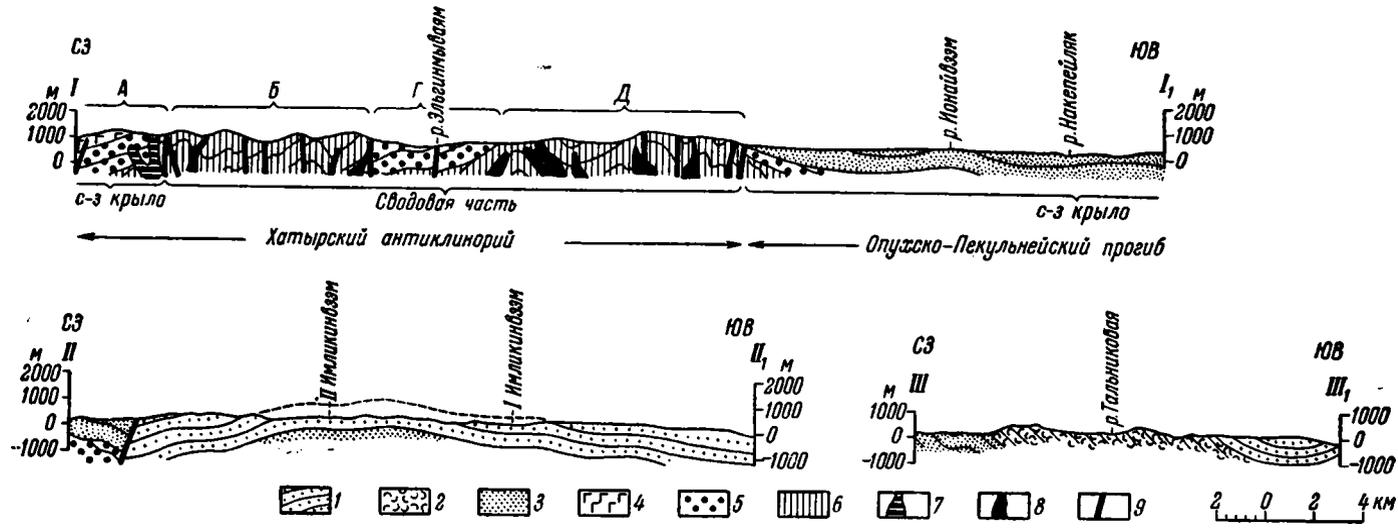


Фиг. 5. Тектоническая схема нижнего течения р. Хатырки.

Структурные ярусы: 1 — нижний, верхняя юра — валанжин (пекульнейская серия), 2 — интрузии раннемелового возраста (гипербазиты-гранитоиды), 3 — средний, сенон (эльгинмынская и высокореченская свиты), 4 — интрузии позднемелового возраста (габброиды), 5—6 верхний олигоцен (верхний миоцен): 5 — нижний структурный подъярус верхнего яруса, олигоцен — нижний миоцен (ионайская и маллэнская свиты), 6 — верхний структурный подъярус того же яруса, средний — верхний миоцен (ундал — уменская свита); 7 — рыхлые четвертичные отложения; 8 — граница структурных элементов первого порядка; 8 — граница структурных ярусов и подъярусов; 10 — граница свит и отдельных маркирующих горизонтов с указанием направления падения; 11 — разрывные нарушения, установленные и предполагаемые; 12 — оси наиболее крупных антиклиналей и синклиналей; 13 — линии геологических разрезов. Структурные элементы второго и третьего порядка: А — Ылакская моноклираль, Б — Пареймыная горст-антиклиналь, В — Илюйнейская синклиналь, Г — Эльгинмываямская синклиналь, Д — Пнакская горст-антиклиналь, Е — Четкинская антиклиналь, Ж — Ионайская синклиналь, З — Верхне-Ионайская антиклиналь, И — Накепейлякская антиклиналь, К — Имликская антиклиналь, Л — синклиналь Песчаных гор, М — диапир верховьев р. Кулкая

Средний структурный ярус. Породы данного яруса составляют ядро и главным образом крылья Хатырского антиклинория. Они представлены терригенными и вулканогенными образованиями сенона мощностью 1370—1630 м (эльгинмынская и высокореченская свита), которые прорваны мелкими штоками и дайками пород основного состава. Структурные формы, возникшие в результате тектонических движений конца мезозоя, отличаются, с одной стороны, относительно простой пликативной дислоцированностью, а с другой — значительным развитием крупных разрывных нарушений.

Складки среднего структурного яруса характеризуются большой протяженностью (свыше 20—40 км) и шириной (6—8 и более км), выдержанным и относительно пологим залеганием пластов на крыльях (10—20, реже 30—40°), незначительным развитием складчатости высшего порядка. Их оси ориентированы в северо-восточном направлении. Крылья,



Фиг. 6. Геологические разрезы

I—I₁ — через Хатырский антиклинарий (А — Блкакская моноклинал, Б — Пареймынская горст-антиклиналь, Г — Эльгинмываямская синклиналь, Д — Пиакская горст-антиклиналь), II—II₁ — через Имликинскую антиклиналь Опухско-Пекульнейского прогиба; III—III₁ — через синклиналь Песчаных гор Опухско-Пекульнейского прогиба (положение геологических разрезов обозначено на тектонической схеме, фиг. 5); 1 — ундал-уменская свита (N₁²⁻³); 2 — малленская свита (N₁¹); 3 — ионайская свита (Pg₃); 4 — высокороченская свита (Cg₂); 5 — эльгинмынская свита (Cg₂); 6 — пекульнейская серия (J₃ — Cg₁); 7 — поздне меловой интрузивный комплекс (габбро); 8 — раннемеловой интрузивный комплекс (гипербазиты, габбро, плагиограниты); 9 — разрывные нарушения

обычно юго-восточные у антиклиналей и северо-западные у синклиналей, часто оборваны разломами. Антиклинальные складки, в ядрах которых обнажаются интенсивно дислоцированные породы нижнего структурного яруса, отличаются от синклинальных более сложным строением. Перейдем к конкретной характеристике структур Хатырского антиклинория в районе нижнего течения р. Хатырки (средняя часть антиклинория).

Для северо-западного крыла антиклинория, сложенного породами верхнего мела, типично выдержанное моноклиналиное падение слоев, образующих Ылкакскую моноклинали. Породы здесь падают на северо-запад под углом 10—20—30°. К ним приурочено множество даек и штоки габброидов. Моноклинали осложнена разрывами и небольшими складками северо-восточного простирания. Она прослеживается по всей длине антиклинория.

В сводовой части Хатырского антиклинория выделяются несколько антиклинальных и синклинальных складок, усложненных разрывными нарушениями. В направлении с северо-запада на юго-восток, вкrest простирания антиклинория, в ее пределах выделяются следующие структурные единицы.

На северо-западе, примыкая к Ылкакской моноклинали, находится сложно построенная Переймынайская горст-антиклиналь, которая прослежена нами на 40 км, но она уходит далее на юго-запад и северо-восток за пределы изученного района. В большей своей части ядро складки сложено образованиями верхней юры-валанжина, прорванных интрузиями гипербазитов и габбро. Оба крыла оборваны серией разрывов северо-восточного простирания. В пределах горст-антиклинали выделяется Илюнейская синклиналь, относящаяся к структурным формам более мелкого порядка. Она выполнена образованиями эльгинмынской свиты; углы падения пластов 10—20 до 30°. Длина складки 18 км, ширина — 8 км. Северо-западное крыло синклинали почти нацело срезано разломом.

С юго-востока к Переймынайской горст-антиклинали по крупному разрывному нарушению примыкает Эльгинмываямская синклиналь, северо-западнее крыло которой оборвано. Она прослежена более чем на 40 км и уходит далее к северо-востоку; ширина ее не менее 8 км. Складка сложена породами эльгинмынской и высокореченской свит. Углы падения пластов 20—40°, вблизи разрывов они достигают 50—70°.

Эльгинмываямская синклиналь на юго-востоке сочленяется с Пнакской горст-антиклиналью, прослеживающейся в северо-восточном направлении на 20 км. С севера и юго-востока она ограничена разломами. Ядро ее сложено породами нижнего структурного яруса, прорванными интрузиями сложного состава. К юго-западу шарнир складки погружается. По-видимому, продолжением этой горст-антиклинали является располагающаяся на юго-западном ее простирании Четкинская антиклиналь, которая протягивается к юго-западу.

Северо-восточнее Пнакской горст-антиклинали расположена Верхне-Ионайская антиклиналь, простирающаяся на несколько десятков километров к северо-востоку. Она сложена породами нижнего структурного яруса; с запада и юга ограничена разломами. С юго-востока к ней примыкает Ионайская синклиналь, прослеженная на 15 км при ширине 6 км и выполненная отложениями эльгинмынской свиты. Синклиналь протягивается на несколько десятков километров северо-восточнее. Углы падения пластов на крыльях — от 60—40 до 20—15°. Шарнир складки заметно погружается к юго-западу и воздымается к северо-востоку.

Кулисообразно причленяясь к Пнакской горст-антиклинали и отделяясь от Ионайской синклинали разломом, юго-восточнее последней располагается Накепейлякская антиклиналь, простирающаяся к северо-востоку. В ее строении принимают участие породы пекульнейской серии, прорванные интрузиями ультраосновного-гранитоидного состава.

Верхний структурный ярус. Структуры данного яруса расположены в Опухско-Пекульнейском прогибе и образованы комплексом осадочных отложений олигоцен-неогена. Различия в составе и характере дислоцированности пород этого комплекса позволяют выделить в верхнем структурном ярусе два подъяруса: нижний и верхний.

Нижний подъярус представлен породами ионайской (1150—1300 м) и маллэнской (6000 м) свит олигоцен-нижнемиоценового возраста. Они слагают северо-западное крыло Опухско-Пекульнейского прогиба и имеют общее юго-восточное падение. Различный литологический состав упомянутых свит явился одной из причин, приведших к формированию складок разной морфологии. В аргиллитах ионайской свиты возникла мелкая дисгармоничная складчатость, на фоне которой в местах развития песчано-конгломератовых горизонтов отмечаются небольшие (длиной 5—12 км, с размахом крыльев 2—7 км) брахи-синклинали и сопряженные с ними гребневидные антиклинали. Простирание складок обычно северо-восточное, однако, в восточной части района — широтное и северо-западное. Углы падения пластов уменьшаются к ядрам от 60 до 30°. Иногда осевые поверхности складок наклонены в северном направлении. Песчаники маллэнской свиты на юго-западе района слагают северо-западное крыло синклинали Песчаных гор — крупной (длиной более 25 км), просто построенной складки, большая часть которой погребена под четвертичными образованиями и скрыта под водами Берингова моря (правобережье р. Хатырки). Падение пластов выдержанное — юго-восточное, углы падения в среднем 30—45° (до 60°). В пределах крыла синклинали в верховьях ручья Кулькый выделяется своеобразная структура — небольшой поперечный «выступ» (3×5 км) олигоценовых алевролитов. Природа его недостаточно выяснена и требует дальнейшего изучения. Одним из возможных объяснений его возникновения может быть предположение, что он образовался в результате явлений диапиризма: выжимания пластичных алевролитов олигоцена среди плотных песчаников нижнего миоцена. Этот процесс, вероятно, сопровождался возникновением разрывных нарушений, которые ограничили «выступ» с трех сторон.

Верхний подъярус верхнего структурного яруса представлен конгломератами и песчаниками ундал-уменской свиты среднего-верхнего миоцена (980—1870 м).

В пределах главным образом ядерной части Опухско-Пекульнейского прогиба ими слагаются пологие складки северо-восточного простирания. На правобережье р. Хатырки, в юго-западной части района, они выполняют ядро упоминавшейся выше синклинали Песчаных гор. Ее юго-западное окончание скрыто Беринговым морем. Прослеженная длина ядра синклинали 15 км, ширина 4,5—6 км. Углы падения меняются в направлении к ядру складки от 20—15 до 10—4°.

На левобережье р. Хатырки, в пределах Опухско-Пекульнейского прогиба находится опущенный блок, ограниченный с севера, запада и востока разрывами. В его пределах выделяется Имликинская антиклиналь (длиной более 20 км), сопряженная с двумя синклиналиями. Обе синклиналиальные складки представлены только отдельными частями в связи с тем, что у одной (северной) оборвано северо-западное крыло, а другая (южная) частично скрыта Беринговым морем. Имликинская антиклиналь отличается «седлообразным» строением, что

связано с наличием поперечного синклиналичного перегиба в ее средней части. Свод антиклинали пологий, углы падения пластов не превышают 5—8°. Антиклиналь имеет несколько асимметричное строение: ее северо-западное крыло, где углы падения достигают 14—30°, круче юго-восточного, где породы падают положе — 10—14°.

Разрывные нарушения. Они развиты исключительно широко и приурочены главным образом к зоне Хатырского антиклинория. Наибольшее развитие получили разломы северо-восточного направления, которые простираются параллельно складчатым элементам. Меньшее значение имеют разрывы северо-западного и меридионального направления, секущие продольные нарушения. Система пересекающихся дизъюнктивных нарушений обусловила значительное развитие блоковых структур. Разломы имеют характер сбросов, сбросо-сдвигов, крутых взбросов, реже — надвигов. Плоскости их сместителей обычно ориентированы вертикально. К наиболее крупным относятся сбросы и сбросо-сдвиги, развитые на северо-западном крыле и в средней части Пареймынайской горст-антиклинали, на юго-восточном крыле Пнакской горст-антиклинали, а также значительные взбросы на северо-западном крыле Илюнейской синклинали и юго-восточном крыле Переймынайской горст-антиклинали, где плоскости сместителей разломов падают на северо-запад под углом 60—70°. Дизъюнктивные нарушения в пределах Опухско-Пекульнейского прогиба развиты относительно нешироко; в основном они приурочены к восточной и западной части Имликинской антиклинали. Протяженность разломов значительна. Многие из продольных разрывов протягиваются более чем на 35—50 км продолжаясь к северо-востоку и юго-западу, другая часть — на 15—20 км, наконец, третьи — на 3—10 км. Протяженность поперечных разрывов обычно не превышает 5—8 км. Вертикальная амплитуда разломов — самая разнообразная; в некоторых случаях (указанные взбросы) она достигает сотен метров. Разрывные нарушения сопровождаются зонами брекчированных пород, иногда значительной ширины (до 1—1,5 км), зеркалами скольжения, а также выражены в рельефе. Часть дизъюнктивных дислокаций является, вероятно, поверхностным проявлением долгоживущих разломов глубокого заложения, существующих, по-видимому, с юрского периода и омолаживавшихся в последующее время. Последние оказали значительное влияние на формирование структурных элементов района, на расположение интрузий и даек и на эффузивные процессы в мезозойское время.

Наиболее древние из наблюдаемых ныне разрывных нарушений возникли в связи с излиянием верхнеюрских — валанжинских эффузивов и с постваланжинской фазой тектогенеза. Образование большей части разломов связано с тектоническими движениями конца мезозоя, когда в основном был определен структурный план Хатырского антиклинория. Заложение же наиболее молодых разломов вызвано подвижками неогенового, особенно послеверхнемиоценового времени, т. е. периода формирования Опухско-Пекульнейского прогиба и современной структуры района. По-видимому, современные очертания береговой линии Берингова моря обусловлены проявлением четвертичных дизъюнктивных дислокаций. Некоторые из крупных разломов нижнего течения р. Хатырки отмечаются аэромагнитной съемкой.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Наиболее древний период развития страны, поддающийся расшифровке, относится к верхней юре — валанжину, когда происходило значительное прогибание геосинклинали. В это время шло накопление кремнисто-вулканогенной и постепенно сменившей ее во времени тер-

ригенной толщ (пекульнейская серия). За счет разрушения более древних комплексов сопредельных районов в эти породы заносились глыбы палеозойских известняков. В парагенезе пород присутствуют спилиты, порфириты, яшмы и прорывающие их интрузии ультрабазитов, габбро и плагиогранитов. Таким образом, пекульнейская серия является типичной офиолитовой формацией, формировавшейся в условиях эвгеосинклиналильного режима.

Аналогичные условия осадкообразования существовали на относительно большой площади Коряжской складчатой системы. В результате постваланжинских складкообразовательных движений возникли складчатые сооружения нижнего структурного яруса — серия линейных складок северо-восточного простирания. Процесс складчатости сопровождался внедрением интрузий ультраосновного — кислого состава. Далее, в течение нижнего мела и начале верхнемеловой эпохи, на данной территории господствовал континентальный режим.

Новый этап тектонического развития начинается с сенона, когда началось новое прогибание. К концу сенонского времени в геосинклиналильном трого накапливается значительная толща осадочных пород, происходит изливание эффузивов основного состава, внедряются небольшие интрузии габброидов. В это время область Хатырского антиклинория, вероятно, была геоантиклинальным поднятием. Об этом говорит, в частности, относительно грубообломочный характер и меньшие мощности верхнемеловых осадков по сравнению с другими районами Коряжского нагорья. Так, в западной части нагорья (от Камчатки на юго-западе до верховьев р. Пикасваам на северо-востоке) в сеноне формировался сложный комплекс офиолитовых и флишоидных толщ (коряжская и ватынская свиты) мощностью в несколько тысяч метров (Титов, 1959); на восточном фланге Хатырского антиклинория накапливались также мощные, до нескольких тысяч метров, толщи терригенных пород. В результате складкообразовательных процессов конца мезозоя был сформирован средний структурный ярус с характерными линейными формами. Характерно, что ориентировка структур осталась прежней, но несмотря на совпадение направления осей складок в нижнем и среднем ярусах, верхнемеловые структурные формы не всегда прямо наследуют складки нижнего яруса. К этому времени относится заложение Опухско-Пекульнейского прогиба и обособление Хатырского антиклинория.

Таким образом, можно заключить, что тектонические движения, отвечающие эпохе формирования среднего структурного яруса, имели существенное значение в истории развития Хатырского района, поскольку с ними связана дифференциация ранее единого геосинклиналильного трого на геоантиклинальную зону и геосинклиналильный прогиб, которые в основных чертах и наблюдаются в современном структурном плане.

В палеоцен-эоценовое время на данной территории, в полосе, удаленной от побережья, вероятно, господствовал континентальный режим. Однако вопрос о присутствии отложений этого возраста в Опухско-Пекульнейском прогибе остается открытым. В олигоцене начинается новый этап геосинклиналильного развития страны. Опухско-Пекульнейская зона в олигоцен-нижнемиоценовое время испытывает значительное прогибание, которое компенсируется отложением мощной (семикилометровой) морской толщи песчаников и алевролитов. Областью сноса служил Хатырский антиклинорий. В конце нижнего миоцена проявилась одна из главных фаз кайнозойского тектогенеза, приведшая к возникновению брахиструктур нижнего подъяруса верхнего структурного яруса и к усложнению тектонических форм более древних образований. В средне-верхнемиоценовое время в Опухско-Пекульнейском прогибе происходило накопление прибрежно-морских осадков, которые

постверхнемиоценовыми движениями были смяты в пологие складки северо-восточного простирания. Большую роль в формировании структурных элементов сыграли разрывы. На месте геосинклинали сформировалась складчатая система. В конце неогенового и четвертичного периоде происходило значительное поднятие складчатой области, сопровождающееся крупными разрывными нарушениями, которые во многом обусловили очертания современной береговой линии и горных хребтов.

Неотектонические движения проявлялись дифференцированно. Северная часть описываемого района (в пределах Хатырского антиклинория) является участком устойчивого поднятия, где сформировался глубоко расчлененный горный рельеф. Южная часть района (зона Опухско-Пекульнейского прогиба) испытывала относительно меньшее поднятие, в связи с чем здесь происходила речная и ледниковая аккумуляция. Временами наиболее южные районы находились ниже уровня моря. Так, на побережье можно видеть 40—50-метровые морские террасы нижней половины плейстоцена. На фоне общего поднятия на отдельных участках образовывались депрессии. Одна из них, заложившаяся, вероятно, еще в плейстоцене, приурочена к нижнему течению рек Хатырки и Эльгинмываям.

Интересно отметить, что в Хатырском районе интенсивные складкообразовательные движения на рубеже палеогена и неогена — курильская фаза складчатости (Власов, 1961), выделяемые обычно для Корякско-Камчатской зоны, не возникали. Не отмечена здесь и алеутская фаза, время проявления которой обычно ограничивают рубежом среднего и верхнего миоцена. В данном районе фиксируются складкообразовательные движения в постверхнемиоценовое время.

Далее следует подчеркнуть, что в процессе геосинклинального развития, если рассматривать его в общей схеме, происходила закономерная смена формаций, характерная для геосинклинального развития областей кайнозойского Тихоокеанского тектонического кольца; вначале образовалась офилитовая формация, а на более поздних стадиях формировались мощные терригенные комплексы.

Развитие магматизма шло по следующей схеме: подъем основной магмы (эффузивы основного состава) в начальный (верхнеюрский — валанжинский) этап развития, последующее внедрение интрузий гипербазитов — плагиигранитов в раннемеловое время, наконец, излияние базальтов, внедрение даек и штоков габброидов в позднемеловое время.

Далее обратимся к выяснению общего структурного положения Опухско-Пекульнейского прогиба среди других тектонических элементов кайнозойской складчатости сопредельных районов. В пределах Корякского нагорья, юго-западнее Опухско-Пекульнейского прогиба, кулисообразно располагался очень глубокий и весьма протяженный (более 370 км) Олюторский прогиб, простирающийся в район Восточной Камчатки. Его характернейшая особенность состоит в том, что в третичное время здесь наряду с миогеосинклинальными комплексами в значительной мере формировались эвгеосинклинальные толщи (вочвинская, ильпинская, говенская и пахачинская свиты), состоящие из кремнисто-вулканогенных и терригенных образований, достигающих суммарной мощности 7000—8000 м. Возрастной диапазон указанных образований — верхний олигоцен — верхний миоцен. Следует подчеркнуть, что здесь в послеверхнемиоценовое — плиоценовое время образовалась весьма сложная складчатая структура. Можно видеть, что Олюторский прогиб сильно отличается от Опухско-Пекульнейского как по типу формаций, так и по характеру складчатости.

К северу от Хатырского антиклинория располагается другой зна-

чительный кайнозойский прогиб — Алькатваамский. Он протягивается, видимо, не менее, чем на несколько сотен километров. Прогиб выполнен образованиями палеогена и миоцена, достигающими большой мощности. Восточнее, в районе бухты Угольной, выходят наиболее древние третичные отложения прогиба, имеющие палеоцен (?)—эоценовый возраст. Среди них преобладают угленосные прибрежно-морские образования (чукотская свита), достигающие мощности 1100—1400 м. По мнению ряда геологов (Бушуев, 1954), несогласие между подстилающими породами верхнего мела и третичными образованиями не отмечается, хотя это и нельзя считать твердо установленным. Угленосный комплекс смят в простые пологие складки. Особенности геологического строения района бухты Угольной показывают, что Алькатваамский прогиб в восточном направлении, по-видимому, выклинивается. Интересно, что образования чукотской свиты выходят также в пологой мульде, наложенной на Хатырский антиклинорий в районе лагуны Орианда. Возможно, что в палеоцен (?)—эоценовое время указанная мульда и район бухты Угольной являлись частями единого прогиба, перекрывавшего Хатырский антиклинорий и простиравшегося отсюда на восток. Северная часть этого прогиба, видимо, сливалась с Алькатваамским прогибом. Далее по простиранию где-то на площади, занятой ныне Беринговым морем, этот палеогеновый прогиб, как и вся описываемая складчатая зона, выклинивался.

В данном случае можно ясно видеть, что районы, расположенные к северу и югу от Хатырского антиклинория, в третичное время существенно различались своей тектонической историей: антиклинорий выступал в роли важного структурного барьера. Так, если в палеоцен (?) — эоценовое время в районе бухты Угольной накапливались угленосные прибрежно-морские породы, то в олигоцен-миоценовое время, т. е. в период наиболее интенсивного прогибания Опухско-Пекульнейского прогиба, в этом районе формирование осадков не происходило, а далее к западу — в Алькатваамском синклинии отлагались толщи значительно меньшей мощности, чем в Опухско-Пекульнейском прогибе.

Все сопоставленные нами прогибы находятся на юго-юго-востоке и востоке Корякского нагорья. Если их рассматривать вместе, то видно, как с юго-запада на северо-восток в пространстве происходит закономерная смена структурных зон разного типа. Кайнозойская эвгеосинклинальная зона, отвечающая Олюторскому прогибу, сменяется миогеосинклиналью Опухско-Пекульнейского прогиба, которая, в свою очередь, сменяется субгеосинклинальным нижнетретичным прогибом бухты Угольной. Такая смена представляется вполне естественной. Олюторский прогиб находится, по существу, во внутренней части кайнозойской геосинклинали, в непосредственном соседстве с современной фронтальной зоной Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца (Пушаровский, 1964). Опухско-Пекульнейский прогиб от нее существенно удален и соответственно приближен к сложно построенной области мезозой, частично погруженной под воды Берингова моря; это один из периферических прогибов третичной геосинклинальной системы.

Наконец, прогиб бухты Угольной находится в районе выклинивания в мезозоидях восточной ветви кайнозойской геосинклинали Корякского нагорья. Если сопоставить тектоническое положение зон различного типа третичного времени с тем, что наблюдается в современном структурном плане, рассматривая при этом Камчатку и Алеутско-Аляскинскую зону, то отчетливо видно общее оттеснение геосинклинального процесса во времени в сторону моря. Кроме того, для Корякско-Камчатской области в целом заметно некоторое смещение этого процесса с северо-востока на юго-запад (Власов, 1961), что видно по омоложе-

нию геосинклинальных прогибов в указанном направлении и что, видимо, связано с относительно более ранней консолидацией и воздыманием восточной части Корякско-Камчатской области.

Что касается палеотектонических реконструкций для мезозойских этапов развития Корякского нагорья, то в данной статье мы их не делаем.

Нам остается упомянуть о сходстве некоторых из описанных выше кайнозойских структурных единиц Корякского нагорья с отдельными тектоническими элементами тыловой части Алеутско-Аляскинской тектонической системы (Миллер, Пейн, Грик, 1961; Пушаровский, 1963). Так, прогиб бухты Угольной по своему структурному положению, формациям и дислокациям весьма сходен с впадиной залива Кука, которая выполнена угленосными осадками палеоцен-эоценового возраста. Оба эти элемента располагаются в периферических районах тыловой зоны. Известные черты аналогии имеются также между Опухско-Пекульнейским прогибом и прогибом Якатага, расположенным на крайнем юге Аляски. В обоих случаях мы имеем развитие мощнейших третичных обломочных комплексов, примерно одинаково дислоцированных. Тот и другой прогибы отличаются большой протяженностью, относительно узким поперечным сечением и находятся в близкой структурной позиции по отношению к мезозоидам. Разница между этими прогибами заключается в том, что один из них (Опухско-Пекульнейский) находится внутри тыловой складчатой системы, в то время как другой (прогиб Якатага) располагается на краю ее, на стыке с фронтальной зоной.

О нефтегазоносности района

В последнее время вопросам нефтегазоносности Анадырско-Корякского района уделяется большое внимание (Верещагин и Невский, 1959, Белова и др., 1961). Многие исследователи, учитывая тектоническое строение района и известные нефтепроявления в его пределах, дают положительное заключение о его перспективности. С ними нельзя не согласиться, тем более, что сейчас появляется много материалов о новых нефтепроявлениях. В частности, автором недавно были опубликованы новые конкретные данные о прямых и косвенных признаках нефтеносности нижнего течения р. Хатырки (Гладенков, 1962).

К числу таких признаков относятся: включения твердых битумов и рассеянная повышенная битуминозность в породах мезо-кайнозойского возраста, включения битуминозного кальцита, наличие свыше восьми десятков сероводородных источников, иногда сопровождающихся горячим газом, присутствие нафтеновых кислот в гидрогеологических пробах, налеты серы и «нефтяные» пленки вблизи источников и т. п. Перспективность района подчеркивается благоприятными структурно-тектоническими предпосылками, а именно приуроченностью упомянутых явлений к Опухско-Пекульнейскому прогибу, выполненному умеренно дислоцированными терригенными толщами третичного возраста. В прогибе имеются весьма подходящие для разведки антиклинальные структуры, а также, возможно, диапировые и другие тектонические элементы. Наличие в пределах прогиба пород с коллаторскими и экранирующими свойствами дополняет нашу аргументацию в пользу перспективности указанного района в отношении нефтегазоносности.

Заметим, что на территории Южной Аляски, строение которой, как указывалось выше, во многом сходно с тектоникой востока Корякского нагорья, уже обнаружены нефтяные месторождения. Следует также подчеркнуть необходимость нефтепоисковых работ не только в третичных, но и в меловых отложениях, которые могут оказаться тоже нефтеносными.

ЛИТЕРАТУРА

- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М., Грязнов Л. П., Дабкин И. Е., Жегалов Ю. В., Карбивничий И. Н., Кленов Е. П., Крылов В. В., Титов В. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Гостоптехиздат, 1961.
- Богидаева В. И., Гладенков Ю. Б. Стратиграфия верхнемеловых отложений нижнего течения р. Хатырка.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, 1963, вып. 16.
- Бушуев М. И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта.— Труды Научн.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1954, 62.
- Верещагин В. Н., Невский Г. К. Перспективы нефтегазоносности Корякско-Анадырского района Охотской нефтегазоносной области. Магадан, 1959.
- Власов Г. М. История геологического развития приохотских геосинклиналей.— В кн. «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». М., Гостоптехиздат, 1961.
- Гладенков Ю. Б. Нефтепроявления нижнего течения реки Хатырки (Корякское нагорье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 9.
- Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения реки Хатырка (Корякское нагорье).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
- Егiazаров Б. Х. Новые данные по геологии и полезным ископаемым центральной части Корякского хребта.— Информ. бюлл. Научн.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1961, вып. 23.
- Миллер Д. Дж., Пейн Т. Г., Грик Дж. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Пер. с англ. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Пущаровский Ю. М. Очерк тектонического строения и развития Алеутско-Аляскинской зоны. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
- Пущаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 11. Изд-во «Недр» 1964 г.
- Русаков И. М., Егiazаров Б. Х. Стратиграфия допалеозойских и палеозойских отложений Корякского хребта.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Докл. Магадан, 1959а.
- Русаков И. М., Егiazаров Б. Х. Стратиграфия мезозойских отложений южного склона восточной части Корякского хребта. В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР».— Доклады. Магадан, 1959б.
- Русаков И. М., Трухалев А. И. Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение.— Докл. АН СССР, 1962, 145, № 2.
- Титов В. А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Доклады. Магадан, 1959.
- Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.

В. И. ТИХОНОВ
НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЯПОНИИ

ВВЕДЕНИЕ

В результате своих многолетних исследований на территории Камчатки автор пришел к выводу о чрезвычайно важном значении в ее структурном развитии позднекайнозойских тектонических движений. Именно с этими последними нужно связывать главнейшие черты современной структуры Камчатки, определяющиеся сочетанием крупнейших поднятий, прогибов, разломов и вулканических зон, в целом ориентированных в северо-восточном направлении и наложенных по отношению к более древнему кайнозойскому структурному плану. В связи с этим автор предпринял изучение другого большого звена кайнозойского тектонического пояса Азии, а именно территории Японии, чтобы выяснить, каково значение позднекайнозойских тектонических движений в этом районе.

Япония представляет собой крупную островную систему дугообразной формы, характеризующуюся в отличие от вулканических дуг достаточно широким площадным распространением пород большого стратиграфического диапазона (от древнейших до четвертичных), но сходную с ними по широкому развитию вулканизма и сейсмических явлений. Имеющиеся в этой островной системе крупные разломы и образующие ее орографические элементы вытянуты в соответствии с дугообразной формой системы.

Современная структура Японских островов, столь определенная, для некоторых исследователей служила отправным пунктом в расшифровке геологической структуры более древних структурных этажей. В настоящее время господствует представление о структурах всех этажей, как дугообразных элементах, которые по их направлению и положению отвечают современной структуре этого архипелага. Эти взгляды нашли свое наиболее полное отражение в работах Т. Кобаяси (1957, 1960) и П. Н. Кропоткина¹.

Учитывая подобные представления, ряд геологов (с теми или иными вариациями) в пределах Японии выделяет две основные структурно-фациальные зоны: внутреннюю — тяготеющую к побережью Японского моря, и внешнюю — примыкающую к Тихому океану. Складчатые структуры, по представлению этой группы исследователей, унаследованно

¹ Взгляды П. Н. Кропоткина отображены на Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000, публикуемой Геологическим институтом АН СССР.

развивались в течение длительной истории геологического развития вплоть до современной эпохи. Широко распространено мнение, что складчатые структуры Японии плавно сопрягаются со структурами Курильской дуги, которая далее на север продолжается столь же длительно развивающимися элементами Камчатки. Однако накапливающийся большой фактический материал все более и более противоречит такой упрощенной трактовке.

Некоторые японские геологи совершенно отчетливо разделяют Японию на три зоны с различным геологическим строением и развитием, т. е. на зону центрального и восточного Хоккайдо, северного Хонсю и юго-западного Хонсю вместе с островами Сикоку и Кюсю (фиг. 1). Так, М. Сайто (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961) пишет, что «зона тектонически нарушенных пород, названная Большим Рвом (Fossa Magna), расположена в средней части острова Хонсю и... делит Японию на две части —



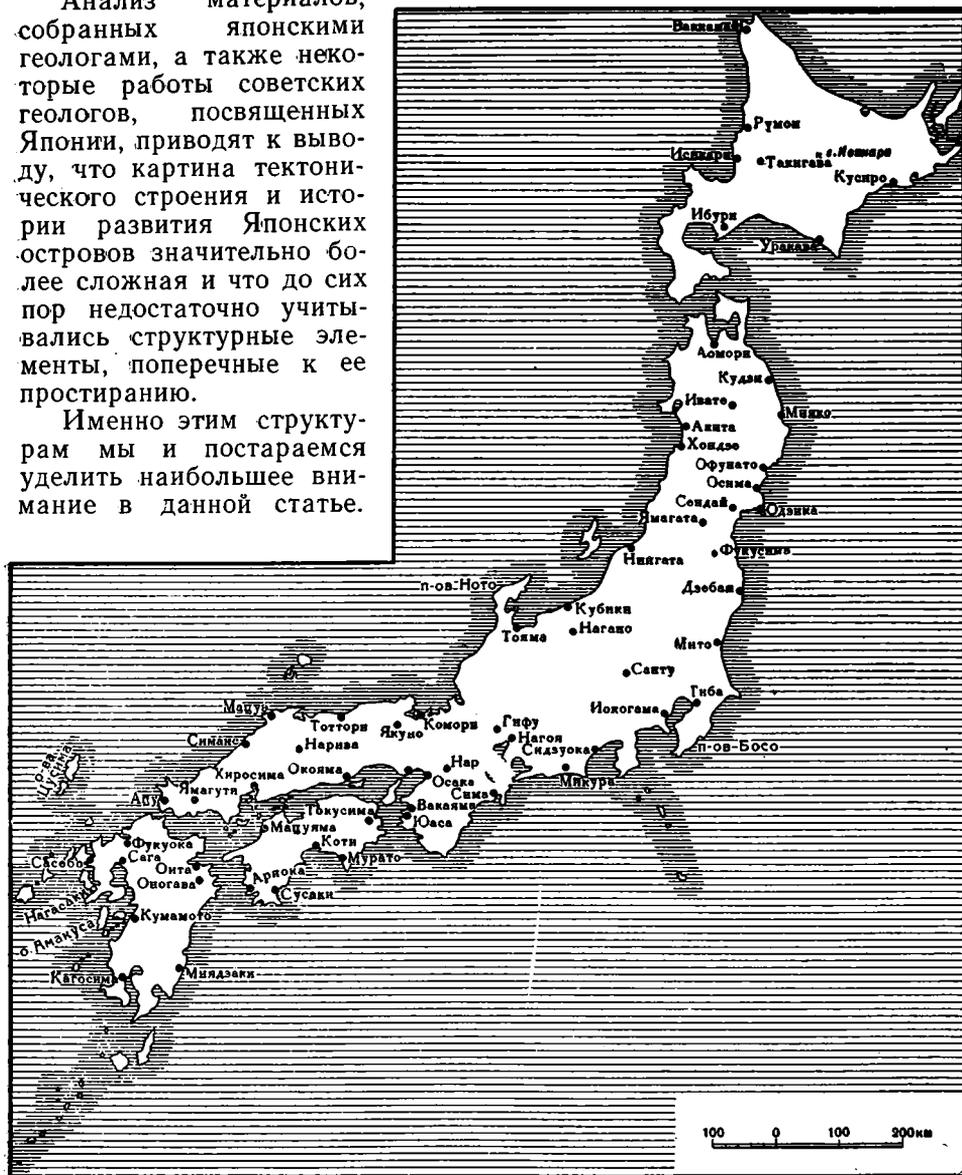
Фиг. 1. Тектонические провинции Японии (по М. Сайто и Т. Мицутси, 1956 г.)

северо-восточную и юго-западную, геологически резко отличающиеся друг от друга. Юго-западная Япония сложена главным образом палеозойскими и мезозойскими породами, в то время как кайнозойские породы имеют здесь весьма ограниченное распространение. Что касается северо-восточной Японии, то в ее пределах широко распространены кайнозойские породы, среди которых породы дотретичного возраста встречаются лишь в изолированных участках. Юго-западная полуостровная часть острова Хоккайдо представляет собой не что иное, как продолжение северо-восточной Японии, между тем как остальная его часть при-

надлежит к другой дуге складчатых гор, протягивающихся из Сахалина». Другими словами, территория Японии распадается по крайней мере на три части, структуры которых невозможно рассматривать как однородную тектоническую систему, да к тому же имеющую дуговую форму.

Анализ материалов, собранных японскими геологами, а также некоторые работы советских геологов, посвященных Японии, приводят к выводу, что картина тектонического строения и истории развития Японских островов значительно более сложная и что до сих пор недостаточно учитывались структурные элементы, поперечные к ее простиранию.

Именно этим структурам мы и постараемся уделить наибольшее внимание в данной статье.



Фиг. 2. Местонахождения основных разрезов, упоминающихся в тексте (показаны точками)

Особое значение автор придавал анализу стратиграфических разрезов развитых здесь отложений. Кроме того, изучались конкретные тектонические формы, поскольку можно было собрать такие материалы, а также учитывались данные по батиметрии и сейсмичности.

Наша работа была значительно облегчена выходом в свет русского перевода книги: «Геология и минеральные ресурсы Японии». Большую помощь в исследовании оказали также довольно подробные рукописные

обзоры стратиграфии палеозойских, мезозойских и неогеновых отложений Японии, написанные соответственно И. М. Клебановой, М. А. Пергаментом и М. Я. Серовой и любезно предоставленные в наше распоряжение. Автор выражает всем указанным лицам свою большую признательность за этот материал.

Предлагаемая статья написана в плане последовательного рассмотрения основных структурно-фациальных зон, начиная с палеозоя и кончая четвертичным периодом.

Автор вполне отдает себе отчет в схематичности как подхода, так и изложения материала, однако приведенные фактические данные, как нам представляется, обосновывают сделанные выводы. Местонахождения упоминающихся в тексте основных разрезов указаны нами на отдельной схеме (фиг. 2).

ПАЛЕЗОЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Палеозойские образования Японии в значительной степени перекрыты более молодыми отложениями и обнажаются лишь на разрозненных изолированных участках; мы рассмотрим их в целом, не подразделяя на отдельные системы. Рассмотрение будем проводить последовательно с севера на юг.

В центральной части острова Хоккайдо и в его юго-западной полуостровной части широко развиты мощные отложения палеозоя, представленные главным образом глинистыми сланцами, песчаниками, роговиками, туфами основных эффузивов, реже известняками. Простираение этих отложений в центральном Хоккайдо северо-северо-западное, а в полуостровной части — северо-западное.

Сходные отложения развиты и в северном Хонсю, а именно — в северной части горной области Китаками. Здесь отмечаются северо-западные простираения.

В южной части этой области (Китаками) развит мощный (свыше 2000 м) и палеонтологически охарактеризованный разрез палеозоя, охватывающий образования силура, девона, карбона и перми. Они представлены глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, прослоями конгломератов. Кроме того, в этом разрезе большую роль играют туфы основных и кислых эффузивов, что отличает его от разрезов северной части Китаками и Хоккайдо.

Разрезы с большим содержанием туфогенных пород прослеживаются и далее на юг в районах Сома и Хитати.

В разрезах горы Канто отложения палеозоя представлены чередующимися глинистыми сланцами, песчаниками и известняками, а также туфогенными породами. Мощность серии Мамба префектуры Сайтама достигает 1700 м.

Мощный разрез метаморфических пород (сланцы Самбагава), условно относимых к докембрию, но, возможно, частично палеозойских, развит в горах Титибу (префектура Сидзуока). По реке Тенрю эти отложения представлены главным образом чередующимися черными и зелеными серицитовыми сланцами. В подчиненном значении встречаются песчаные и карбонатные сланцы, а также тонкие прослойки известняков. Мощность разреза 3000—5000 м.

Сходные разрезы палеозоя имеются в юго-западной Японии, в районах Кумагава и Кюсю. Отложения готландия этого района характеризуются известняками и глинистыми сланцами. Несогласно залегающие на них отложения карбона в нижней части также слагаются переслаивающимися сланцами и известняками, которые выше переходят в толщу переслаивающихся сланцев, песчаников и известняков. К этой же части разреза тяготеют лавы и туфы основного состава. Разрез венчает-

ся толщей известняков. Общая мощность каменноугольных образований свыше 1000 м. Пермские отложения в нижней части представлены в этих районах туфами, кремнистыми породами и линзами известняков (300 м).

Верхнепермские отложения в низах слагаются черными глинистыми сланцами, которые в верхней части разреза переходят в толщу чередующихся глинистых сланцев и песчаников с прослоями конгломератов и линзами известняков мощностью 900 м. В других районах острова Хонсю разрез не столь полон, но литологический характер его не претерпевает существенных изменений.

В юго-западной половине островов Хонсю и Сикоку отложения палеозоя существенно отличаются от разрезов, упоминавшихся выше. В них широко распространены известняковые толщи.

В средней части острова Сикоку, близ Ино, каменноугольные отложения (свита Нодзу) представлены песчаниками, глинистыми сланцами, туфами, кремнистыми известняками и горизонтами конгломератов (250 м).

В основании пермских образований этого района располагаются сланцеватые туфы и зеленые глинистые сланцы (свита Ино). Выше они перекрываются толщей переслаивающихся глинистых сланцев и песчаников с пачками и прослоями кремнистых и фузулиновых известняков общей мощностью в 2000 м. В районе Оми каменноугольные и пермские отложения представлены массивными известняками. В горной области Хида известняки являются ведущими породами силура, девона, карбона и перми. Каменноугольные отложения юго-западного окончания острова Хонсю в районе Акиёси и его окрестностях также представлены мощной толщей известняков (300—400 м). Карбонатные разрезы палеозойского возраста известны и в других районах указанной выше территории Хонсю. Лишь в центральной части юго-западной половины острова, в районе гор Мино, Кисо и Тамба, отмечены пермские образования, представляющие переслаивающимися глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями конгломератов и известняков. Мощность их в префектуре Киото 1000—1250 м. Мощность тех же образований в районе гор Окаяма сокращается до 350 м.

Суммируя данные по разрезам палеозоя Японии, можно грубо выделить несколько фациальных зон. С севера на юг:

1. Зона острова Хоккайдо и северного окончания острова Хонсю (север горной области Китаками). Для этой зоны типичны большие мощности и преобладание в разрезах глинистых сланцев и песчаников, а также роговиков. Простираение зоны северо-западное.

2. Зона южных Китаками, простирающаяся до Хитати (горная область Канто). Здесь также широко распространены глинистые сланцы и песчаники, но характерным является присутствие в разрезе большого количества вулканогенного материала. Роговики играют резко подчиненную роль. Простираение зоны северо-западное.

3. Зона центральной части острова Хонсю, восточнее Большого Рва (Fossa Magna) — крупного грабена, рассекающего остров Хонсю на две части. Типичным разрезом этой зоны, видимо, является разрез горы Канто, для которого характерно чередование глинистых сланцев, песчаников и известняков с заметной ролью туфогенного материала.

4. Зона, охватывающая юго-западную часть острова Хонсю и остров Сикоку. Для этой зоны наиболее характерны сравнительно маломощные карбонатные разрезы.

Эта зона, видимо, распадается на две подзоны; одна из них располагается севернее крупного разлома восток-северо-восточного простираения и известна под названием линии Медианы (Median line), другая — южнее и принадлежит Тихоокеанскому побережью. Последняя

подзона имеет более мощные образования палеозоя и кроме карбонатных пород содержит терригенные и вулканогенные породы. Кроме того, в районе префектуры Киото обособляется прогиб, выполненный чередующимися песчано-сланцевыми и карбонатными породами.

5. Последняя зона находится в пределах острова Кюсю и по литологическим особенностям отложений палеозоя напоминает третью зону, примыкающую к Большому Рву. Здесь также широко распространены чередующиеся между собой глинистые сланцы, песчаники и известняки. В ряде случаев отмечается присутствие вулканогенного материала. Мощность отложений этой зоны значительна, так, например, в районе Кумагава только отложения карбона и перми превышают 2000 м.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Образования мезозойской эры весьма широко развиты на Японских островах. Представлены они отложениями триасовой, юрской и меловой систем, имеющих, как правило, несогласные соотношения между собой. Рассмотрим зональность в распространении мезозойских отложений в отдельности для каждой системы.

Зональность в отложениях триаса

В пределах Японии триасовые отложения как от подстилающих палеозойских, так и от перекрывающих юрских отделены поверхностью несогласия. Палеозойское время закончилось складчатыми движениями, после которых территория Японии была выведена из-под уровня моря и в значительной части долгое время подвергалась интенсивному воздействию денудации и эрозии («орогения Акиёси»). Лишь во второй половине триаса большая часть территории архипелага снова вовлекается в опускание и наступает новая эпоха седиментации. В связи с этим триасовые образования представлены в значительной степени мелководными, субконтинентальными и континентальными отложениями. Реже встречаются осадки, сформировавшиеся в глубоких бассейнах открытого моря.

Другая особенность триаса — это почти полное отсутствие в разрезах хемогенных кремнистых и карбонатных пород. Вулканогенные породы также редко встречаются.

Так же, как и для палеозоя, рассмотрим образования триаса Японии с севера на юг.

Триасовые отложения на острове Хоккайдо не отмечаются.

По-видимому, в триасе территория острова была областью сноса (сушей), и отложения этого возраста здесь не накапливались. Вполне вероятно, что остров входил в зону поднятий меридионального простирания, продолжающуюся на остров Сахалин, где триасовых отложений не найдено.

Триасовые отложения пользуются распространением на островах Хонсю, Сикоку и Кюсю.

По характеру образований этого возраста можно выделить две крупные области: 1) Северный Хонсю; 2) Юго-западный Хонсю, Сикоку и Кюсю.

Граница между этими областями вероятнее всего проходит по крупной тектонической зоне Большого Рва.

Первая область характеризуется нормально морскими преимущественно средне- и верхнетриасовыми отложениями большой мощности, где ведущими породами являются глинистые сланцы и песчаники, а подчиненную роль играют конгломераты и известняки.

Образования триаса данной области в свою очередь можно подразделить на два района: а) северный — Китаками и б) южный — Канто.

Северный район характеризуется большой мощностью сравнительно тонкозернистых пород, представленных глинистыми сланцами и песчаниками. Конгломераты и карбонатные породы встречаются в разрезах в виде отдельных пластов и прослоек. Отложения эти свидетельствуют об условиях накопления в открытых морских бассейнах. Схематичный разрез этих отложений в районе Инаи, Сарагаи и Рифу выглядит следующим образом.

Несогласно на серии Тоёма (пермь) располагается группа Инаи среднего триаса (скифский и анизский ярусы), состоящая главным образом из песчаников, глинистых сланцев и в меньшей степени из конгломератов и известняков. Отложения имеют большую мощность (до 3000 м) и являются типичными для геосинклинальных бассейнов.

Выше несогласно залегают верхний триас (группа Сарагаи), представленный песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами, с прослойками карбонатных пород в средней части разреза. Породы по своему характеру отвечают мелководным или прибрежно-морским условиям. Мощность их не превышает 200 м.

Южный район (Канто) характеризуется отложениями открытого, но, видимо, неглубокого моря, которые представлены грубыми песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами и нередко известняками. Мощность отложений южного района значительно меньше отложений северного.

В области юго-западного Хонсю, Сикоку и Кюсю распространены главным образом континентальные, мелководные, лагунные, бухтовые и пресноводные фации. Отложения здесь представлены в основном грубообломочными породами — песчаниками и конгломератами. Широким развитием пользуются глинистые и углистые сланцы. Нередко встречаются пласты углей, иногда рабочей мощности. Изредка в разрезах триаса этой области в виде прослоев и пачек присутствуют известняки. Мощности разрезов триасовых отложений этой области значительны и изменяются с северо-востока на юго-запад следующим образом: район Майдзуру — 3600 м; Сусай — 1070 м; Нарива — 2260 м; Ямагути — 6300 м.

Вторую область также можно подразделять на два района, разрезы которых имеют свои характерные особенности.

1. Район, относящийся к «внутренней зоне» Японии (по терминологии японских геологов).

2. Район, расположенный вдоль линии «Медианы», примыкающий к ней с севера.

Главной особенностью первого района является большое разнообразие фаций, быстрая смена их как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, невыдержанные мощности и широкое развитие угленосных отложений. Известняки в этом районе отсутствуют.

Для разрезов района линии «Медианы» характерно отсутствие угленосных отложений и наличие известняков.

Выделение четких структурно-фациальных зон Японии для триасового времени затруднительно, но, по всей видимости, они соответствуют выделенным областям и районам со специфическими типами отложений.

Зональность в отложениях юры

Юрские отложения распространены на всей территории японских островов. Наиболее распространены образования мелководных бассейнов, а также континентальные и субконтинентальные отложения. Нередко встречаются угольные пласты рабочей мощности. Учитывая ха-

рактир отложений и их мощность, можно выделить две различные области осадконакопления: 1) область острова Хоккайдо; 2) область островов Хонсю, Сикоку и Кюсю.

Для Хоккайдо характерно развитие типичных геосинклинальных образований больших мощностей. Представлены они лавами, пирокластическими породами, песчаниками, глинистыми сланцами и в меньшей степени известняками, возможно верхнеюрского возраста.

Комплекс этих пород прослеживается в меридиональном направлении вдоль осевой части острова и частично в его восточной части.

Для остальной территории Японии (острова Хонсю, Сикоку, Кюсю), типичные геосинклинальные образования не характерны. Вулканогенные породы полностью отсутствуют. Толщи конгломератов почти не встречаются. Для данной области типична значительная пестрота фаций. Широким распространением пользуются фации неглубокого моря, заливов, лагун, пресноводные и континентальные фации.

В пределах второй области, в свою очередь, можно выделить несколько районов, отличающихся друг от друга по формациям.

1. Район юго-западной Японии, ограниченный на юге «линией Медианы» и простирающийся до Большого Рва (исключая юго-западное окончание Хонсю и остров Кюсю). В его пределах преобладают разнообразные фации мелководных и континентальных отложений. Наиболее широко распространенными породами являются песчаники, песчанистые сланцы и конгломераты. В разрезе прослеживаются прослойки и пласты каменных углей. Мощности отложений незначительны, и лишь в районе плато Хида они достигают 500 м, а на севере префектуры Окаяма 560 м.

2. В районе южной части горной области Китаками преобладают мелководные образования, представленные конгломератами, песчаниками, глинистыми и песчанистыми сланцами. В верхах разреза появляются туфогенные песчаники и немногочисленные прослойки углей. Мощность разреза на полуострове Одзика достигает 3700 м. Севернее полуострова (восточнее, Кесэнума) разрез юрских отложений сокращается до 1350 м. Здесь появляются валунные конгломераты и косо-слоистые песчаники.

3. Район юго-восточной части северного Хонсю (Абукума, Асио, Канто и Хокуруку). Здесь морские мелководные фации преобладают над лагунными, пресноводными и континентальными. Из разрезов исчезают каменные угли; появляются линзы и горизонты известняков. Мощности пород этого района также значительны. Близ Хокуруку только средне- и верхнеюрские образования достигают 3000 м. Рет-нижнеюрские отложения этих же мест имеют мощность в 4000—5000 м. Следует отметить, что разрез юры близ Хокуруку несколько напоминает разрез горной области Китаками.

4. Такой же характер разреза отмечается в районе, находящемся на крайнем юге Хонсю (Ямагути), на острове Кюсю и на севере Сикоку. Юрские образования этого района имеют большую мощность — выше 1000 м (Ямагути).

5. В районе узкой зоны Симанто, примыкающей к линии Медианы с юго-востока, развиты главным образом типично морские мелководные осадки. Для разрезов характерно присутствие рифогенных известняков.

По всей видимости, на основании анализа разрезов для юрского времени можно выделить следующие структурные зоны.

1. Крупный прогиб геосинклинального типа острова Хоккайдо меридионального простираения. Этот прогиб, видимо, унаследовал структурное положение геосинклинального прогиба палеозойского времени. Как указывалось выше, в палеозое прогиб геосинклинального типа общего северо-северо-западного простираения охватывал остров Хоккайдо

и остров Хонсю до Хитати. В юрское время прогиб имел значительно меньшую ширину и по положению примерно совпадал с центральной частью острова Хоккайдо.

2. Остальная территория Японии в структурном отношении принадлежала области сложного строения. В пределах ее можно наметить участки, относительно прогнутые. Это будут: а) район Китаками; б) район Абукума; в) район Асио, Канто и Хокуруку. В районе Ямагути, видимо, намечается зона прогиба. Кроме того, вдоль тектонической линии Медианы обособляется узкий прогиб с фациями открытого моря.

Выделяются и районы относительно поднятые: а) район южных Китаками; б) зона между Абукума, с одной стороны, и Асио, Канто Хокуруку — с другой; б) район юго-западного Хонсю.

Зональность в отложениях мела

Меловое время для территории Японских островов отличалось большой сложностью и интенсивностью тектонических движений, создавших разнообразные структуры и повлиявших на образование чрезвычайно пестрого литологического и фациального состава отложений.

По типам и формационным особенностям отложений данную территорию можно подразделить на две области: область Хоккайдо и область Хонсю, Сикоку и Кюсю.

В пределах этих областей выделяются структурно-фациальные зоны второго порядка. В общих чертах эти зоны сходны с выделенными для юрского времени, но более сложно построены. Кроме того, появляются некоторые новые структурные особенности.

Рассмотрим эти области.

1. В центральной части острова Хоккайдо продолжает развиваться геосинклинальный прогиб, унаследовавший свое положение от юрского, но более широкий. На протяжении как нижнего, так и верхнего мела в нем накапливались мощные (до 7000 м) геосинклинального типа морские отложения: песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, известняки и реже эффузивы. Лишь в конце верхнего мела в разрезе появляются образования неглубоких морских бассейнов.

Как указывают японские геологи М. Камбе, И. Тераока, К. Танака, «Подводные извержения основных вулканических пород, продолжавшиеся на Хоккайдо от юры до нижнего мела, позднее сменились преимущественно терригенными осадками геосинклинального типа. Геосинклинальные погружения продолжались на протяжении почти всего мелового периода, однако в некоторых участках имели место поднятия. Более ранняя вулканическая деятельность сменилась более слабой вулканической активностью, с которой связано образование кислых эффузивных пород.

В верхнемеловое время, в связи с начавшимися поднятиями геосинклинали, вулканизм до некоторой степени возобновил свою деятельность. К концу мелового периода район Хоккайдо представлял собой сушу» (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961, стр. 57—58).

2. Для территории Хонсю, Сикоку и Кюсю типичные геосинклинальные образования не характерны (за исключением области Симанто-Накамура). Характерным является широкое распространение отложений, образовавшихся в мелководных, субконтинентальных и континентальных условиях. Наиболее распространенные породы — песчаники, сланцы, конгломераты. Заметную роль играют красноцветы. Другими словами, в этой области в основном, видимо, преобладал геосинклинальный режим. Однако на этом общем фоне формировались отдельные изолированные прогибы, с морской седиментацией.

Рассмотрим эту область подробнее.

Как и в предыдущие периоды, северо-восточная часть Хонсю по характеру отложений и структурных зон имеет некоторые свои особенности по отношению к юго-западной части Хонсю, Сикоку и Кюсю.

В меловом периоде на большей территории этой части острова преобладал, видимо, континентальный или субконтинентальный режим, накапливались маломощные толщи песчаников, глинистых сланцев и конгломератов. Большая часть их принадлежит к красноцветным образованиям. Породы, как правило, не дислоцированы, либо дислоцированы очень слабо. Лишь в южной части горной области Китаками (Офунато, Осима) обособляется небольшой прогиб, где накопились: довольно мощные (до 2500 м) геосинклинального типа отложения, представленные песчаниками, сланцами, конгломератами с мощными (в районе Осима — до 1000 м) эффузивами нижнего мела.

Породы смяты достаточно интенсивно.

К северу от Китаками, в районе Кудзи и Мияко, распространены породы, образовавшиеся в прибрежных и солоноватоводных условиях, представленные аргиллитами, песчанистыми аргиллитами, песчаниками и конгломератами. Мощность их значительно меньше: так, в районе Мияко она достигает 750—900 м, а еще севернее, в районе Кудзи, — 600—450 м. Отложения почти не дислоцированы и практически залегают горизонтально. Подобные отложения как по их составу, мощности (610 м), так и по степени дислоцированности описаны и к югу от Китаками, в районе Футаба.

Кроме южных Китаками, мощные (до 3000 м) отложения верхнего мела имеются к югу от Футаба, в грабенообразной впадине в районе Накоминато. В отличие от района Китаками, эти отложения имеют континентальный облик.

К северо-востоку от Большого Рва намечается прогиб, о чем свидетельствует разрез меловых отложений в районе Санту. Здесь, кроме песчаников и конгломератов, в разрезе появляются известняки, а мощность достигает 1700 м.

Территория юго-западной части острова Хонсю, островов Сикоку и Кюсю более сложно построена. Отмечается сложное сочетание различных направленных структурно-фациальных зон.

Если не учитывать особенности изменения мощностей, то по характеру отложений и степени дислоцированности в пределах этой территории можно выделить по крайней мере три структурно-фациальных зоны. С юга на север это будут:

1. Зона внешнего побережья Японии (Симанто-Накамура), где развиты мощные геосинклинального типа отложения, охватывающие широкий диапазон времени — от юры до верхнего мела.

2. Узкая зона, примыкающая к крупному разлому линии Медианы. Эта зона, по всей видимости, представляет собой шовную структуру, связанную с развитием названного разлома. В ее пределах накопились мощные толщи пород, образовавшихся в мелководных и субконтинентальных условиях.

3. Центральная часть юго-западного Хонсю, примыкающая к побережью Японского моря. В этой зоне распространены маломощные континентальные слабо дислоцированные образования.

Все эти зоны имеют восток-северо-восточные простирания и обычно выделяются большинством японских геологов.

В то же время анализ мощностей этого региона позволяет выделить иные структурные элементы. Так, в восточной части острова Кюсю обособляется крупный прогиб субмеридионального простирания. Выделяется он нами на основании следующих данных.

Если на острове Амакуса (западнее Кюсю) отложения верхнего мела (серия Гиляк и Уракава) представлены образованиями мелко-

водного бассейна и имеют мощность 1500—1800 м (фиг. 3), то в центральной части острова Кюсю (район Мифуне) отложения одного гиллякского времени (сеноман-турон) составляют 1500 м. На восточном побережье того же острова (район Оногава) отложения гиллякской и уракавской серий, представленных теми же фациями, достигают огромной мощности — 13 000 м. Следует также отметить, что в центральном Кюсю, к юго-западу от Мифуне, в районе Яцусиро, мощность меловых отложений превышает 5000 м.

Далее меловые отложения, примыкающие к линии Медианы и южнее ее, узкими полосами прослеживаются на восток от острова Кюсю через остров Сикоку на Хонсю. Как отмечают японские геологи, в этой зоне «геосинклинальные погружения развиваются прогрессивно с запада на восток» (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961, стр. 65). На западном окончании острова Сикоку, в районе Увадзима, мел, представленный серией Уракава и низами серии Осетонаи, имеет мощность всего 1500 м. Ближе к средней части острова (район Мацуяма) верхнемеловые образования того же состава, что и в перечисленных районах, достигают мощности 3000 м. В той же зоне в пределах острова Авадзи вновь наблюдается резкое увеличение мощности. Здесь верхнемеловые отложения, представленные конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами, залегающими на размытой поверхности гранитоидов, достигают 7000 м. Далее на восток, в горной цепи Идзуми, мощность образований сокращается до 3000 м.

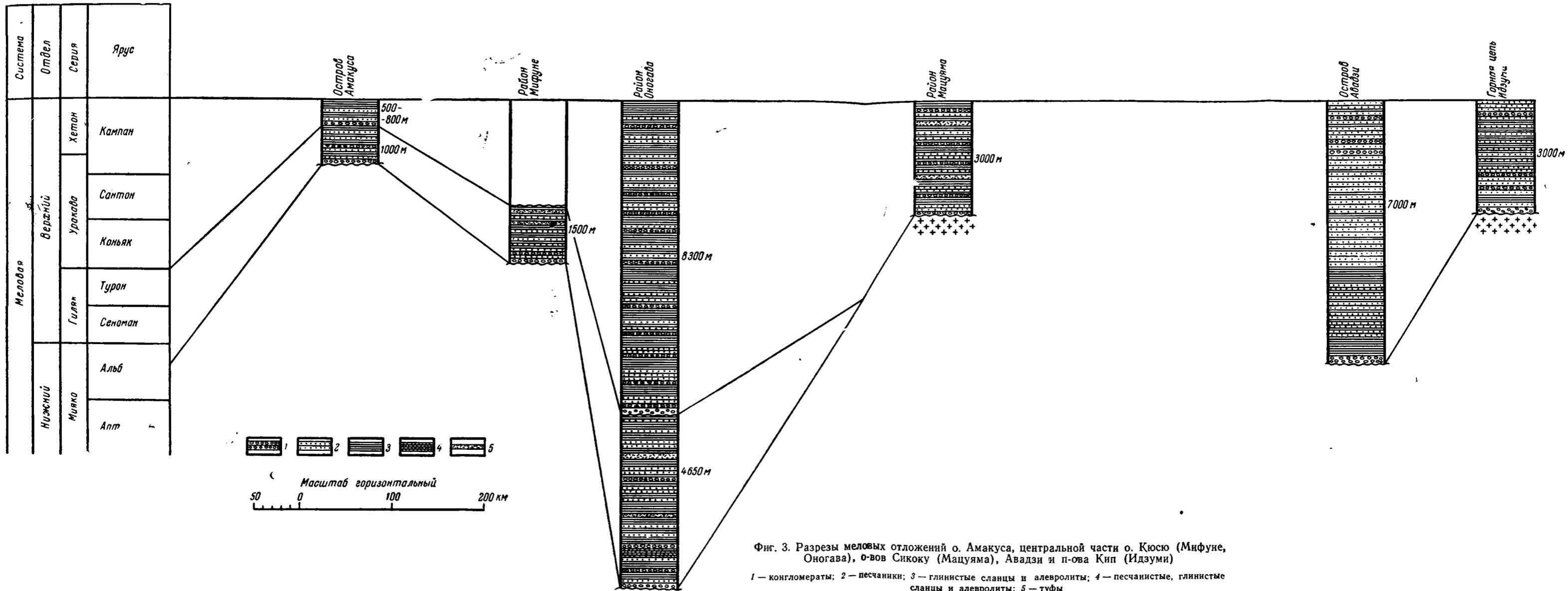
Суммируя приведенные выше данные, можно убедиться, что мы имеем один крупный прогиб, центральная часть которого располагается в восточной части острова Кюсю, западное крыло — в районе острова Амакуса, а восточное — в пределах острова Сикоку; центральная часть другого прогиба располагалась восточнее, в пределах острова Авадзи.

Рассматривая разрезы меловых отложений к северу от упомянутого профиля, можно заметить аналогичную картину изменения мощностей, но меньшей вертикальной амплитуды. Так, на севере Кюсю (в районе Тикухо-Фукуока) отложения мела, представленные мелководными фациями, достигают 2500 м. Восточнее, на западном окончании острова Хонсю, мощность мела сокращается до 1000 м. В центральной части западного Хонсю в континентальных фациях присутствуют лишь отложения верхнего мела небольшой мощности (до 200—300 м). Только в восточной части западного Хонсю, в районах Акаива-Теттори, мощность меловых образований вновь возрастает до 1500 м. На западе северного Кюсю мощность мела сокращается по отношению к указанным районам этого острова.

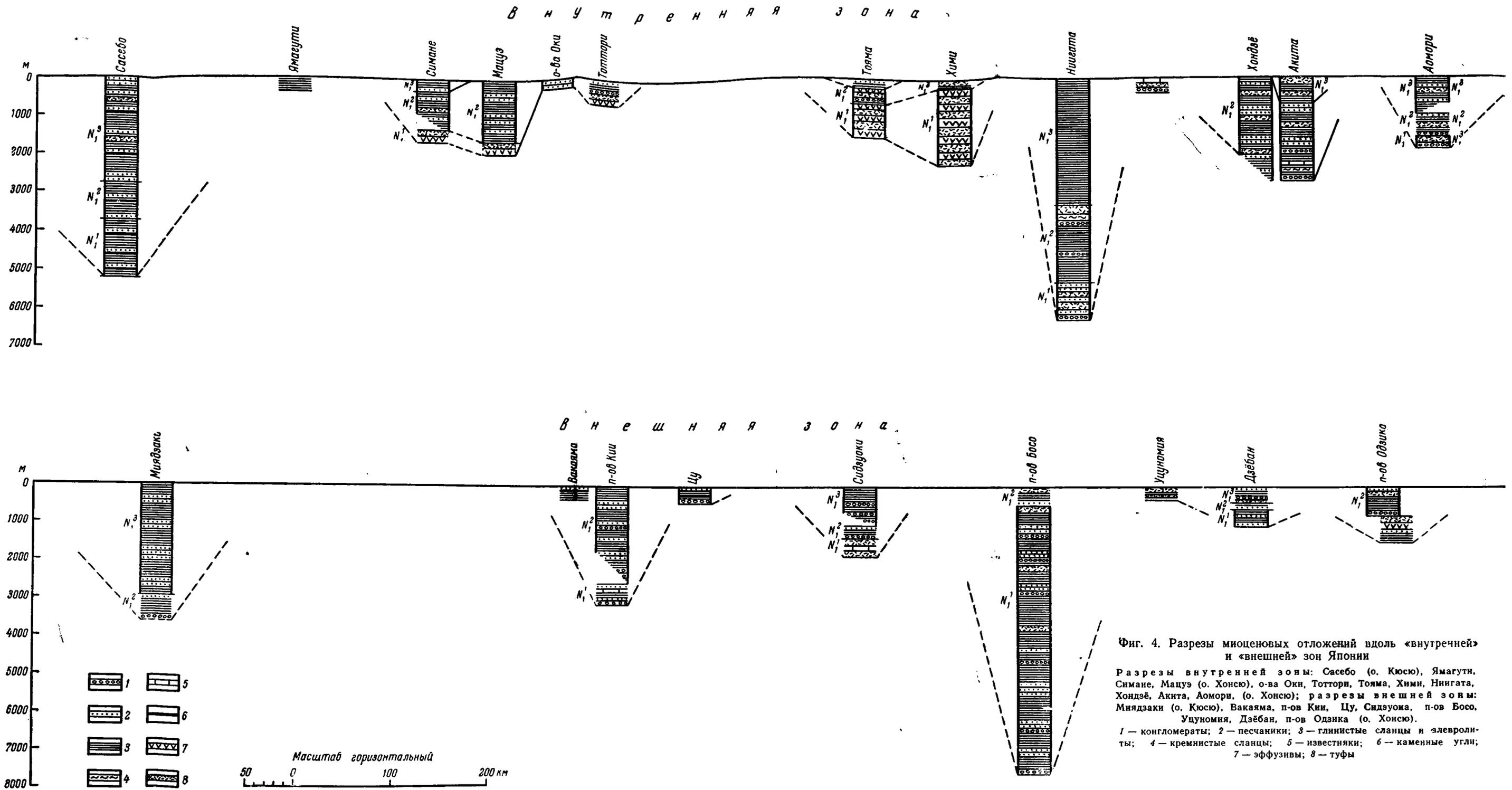
Профиль, составленный через упоминавшиеся районы, также дает картину двух прогибов с центральной наиболее прогнутой частью одного из них в северном Кюсю, а другого в районе Теттори.

К сожалению, профиль вдоль Внешней зоны Японии (Симанто-Накамура) из-за недостаточности материала в настоящее время составить нельзя.

Сопоставляя приведенные выше профили, нетрудно увидеть, что в данном случае мы имеем единый крупный прогиб субмеридионального простирания, центральная часть которого располагается в пределах восточного Кюсю. Сопряженное с этим прогибом поднятие располагалось в пределах западной части Сикоку. Второй менее значительный прогиб прослеживается в зоне островов Авадзи-Теттори. И прогибы, и поднятия разбиты крупным разломом восток-северо-восточного простирания (линия Медианы), к югу от которого происходит резкое увеличение мощностей в каждой из указанных структур. Таким образом, этот разлом, заложившийся в более ранние этапы, интенсивно проявил себя в меловое время и на фоне развития как прогиба, так и



Фиг. 3. Разрезы меловых отложений о. Амакуса, центральной части о. Кюсю (Мифуне, Оногава), о-вов Сикоку (Мацуяма), Авадзи и п-ова Кип (Идзуми)
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы и алевролиты; 4 — песчанистые, глинистые сланцы и алевролиты; 5 — туфы



Фиг. 4. Разрезы миоценовых отложений вдоль «внутренней» и «внешней» зон Японии

Разрезы внутренней зоны: Сасебо (о. Кюсю), Ямагучи, Симане, Мацуэ (о. Хонсю), о-ва Оки, Тоттори, Тоама, Хими, Ниигата, Хондзё, Акита, Аомори, (о. Хонсю); разрезы внешней зоны: Миядзакэ (о. Кюсю), Вакаяма, п-ов Кии, Цу, Сидзуока, п-ов Босо, Уцуномия, Дзёбан, п-ов Одзика (о. Хонсю).

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы и алевролиты; 4 — кремнистые сланцы; 5 — известняки; 6 — каменные угли; 7 — эффузивы; 8 — туфы

поднятия, простирающихся субмеридионально; в них, образовался резкий субширотный уступ. Область, лежащая к югу от разлома, испытывала более интенсивные опускания, благодаря чему там и накопились отложения значительной мощности.

Указанные выше тектонические элементы осложнены структурами более высоких порядков. Нужно отметить, что выделенный прогиб острова Кюсю имеет простираение, близкое к простираению мелового геосинклинального прогиба острова Хоккайдо. Кроме того, обращает на себя внимание, что на островах Цусима широко развиты отложения мела в фациях, сходных с фациями острова Кюсю. Мощности этих отложений значительны. Только серии Нактонг и Сиргай составляют 8500 м. Мощные образования мела пользуются широким распространением и в юго-восточной части Корейского полуострова.

Территорию, охватывающую юг Корейского полуострова, острова Цусима, северное Кюсю и западное Тюгоку (остров Хонсю), некоторые японские геологи (Кото) выделяют под названием «бассейна Цусима».

Таким образом, возможно, что выделенный прогиб острова Кюсю прослеживается на северо-запад через острова Цусима на юг Корейского полуострова.

КАИНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Зональность в отложениях палеогена

Отложения палеогеновой системы распространены менее широко, чем меловые, а в ряде случаев они не отделены от последних, а поэтому и менее выразительны. Все же и они позволяют выделить несколько структурно-фациальных зон.

Наиболее полные и наиболее мощные разрезы палеогена наблюдаются на островах Хоккайдо и Кюсю. На остальной территории образования этого возраста имеют значительно меньшие мощности или еще не выделены из состава более древних толщ, или отсутствуют.

Исходя из имеющегося фактического материала, кажется возможным выделить три наиболее крупные структурно-фациальные зоны, а именно: зону Хоккайдо, зону Хонсю и Сикоку и зону Кюсю.

1. Территория острова Хоккайдо в палеогене почти целиком представляла крупный прогиб, наследующий положение геосинклинального прогиба меловой эпохи. Прогиб этот выполнен мощными, главным образом пресноводными и солоноватоводными (реже морскими), угленосными отложениями. В центральной его части (район Исикари) располагаются образования эоцен-олигоценного возраста мощностью в 3000 м. На восточном крыле мощность этих образований сокращается до 900 м (район Кусиро), а на западном до 700 м (район Румои).

2. Острова Хонсю и Сикоку принадлежат другой структурно-фациальной зоне, представляющей собой поднятие. Палеогеновые отложения на этих островах сложены очень маломощными континентальными и субконтинентальными породами, распространенными изолированными участками.

Наибольшим распространением палеогеновые отложения этой зоны пользуются в северо-восточной части Хонсю и имеют наибольшую мощность. В районе Кудзи прослеживается толща песчаников, сланцев и конгломератов мощностью 350 м. Южнее, в горной области Абукума (месторождение Дзэбан), те же отложения с углями достигают 700 м мощности. Третий район, где отмечаются палеогеновые отложения, располагается к северо-востоку от Большого Рва (Сидзуока, полуостров Босо и др.).

Юго-западный Хонсю, видимо, представлял область сноса, и образования палеогена здесь почти отсутствуют. Небольшим распростране-

нием они пользуются на острове Сикоку, где отложения этого возраста сильно дислоцированы в зонах разломов, отвечающих общему направлению линии Медианы.

3. На острове Кюсю палеогеновые образования распространены почти также широко, как и на Хокайдо. На севере острова они представлены песчаниками, сланцами, конгломератами, содержащими пачки и прослой углей большой мощности, достигающей 3400 м. В южной части острова известны мощные толщи песчаников, сланцев и конгломератов, которые отложились в нормально-морских условиях.

Характер мощностей говорит, что территория острова принадлежит крупному прогибу, унаследовавшему общее положение прогиба мелового времени.

Зональность в отложениях неогена

Образования неогеновой системы особенно широко распространены в пределах Японии; разрезы их описаны наиболее подробно, богаты фауной и поэтому дают наиболее полный материал, позволяющий с достаточным основанием выделить структурно-фациальные зоны как для миоцена, так и для плиоцена.

Структурно-фациальные зоны миоцена

По мощности и особенностям литологии миоценовых образований территория Японии распадается на четыре основных района: Хоккайдо, северный Хонсю, западный Хонсю — Сикоку, Кюсю.

Для Хоккайдо характерны мощные, преимущественно нормально-морские отложения, представленные песчаниками, сланцами, конгломератами. Реже встречаются туфы. В меньшей степени развиты мелководные и континентальные угленосные образования.

В этой области, в свою очередь, можно выделить два крупных прогиба, разделенные поднятием. Поднятие, видимо, совпадало с осевой частью острова и имело субмеридиональное простирание. К западу от него, в зоне Вакканай-Румои, Исикари — Хидака, располагался один из прогибов, а восточнее (зона Куширо) — второй. Мощность отложений, в первом достигает 3500 м (Хидака) и 5000 м (Вакканай), во втором прогибе — до 5000 м (Куширо).

Для остальной территории Японских островов типичны мелководные, лагунные и континентальные образования, в ряде случаев угленосные. Наиболее распространенными породами являются сланцы, песчаники, реже конгломераты и известняки. Заметную роль в разрезе играют основные вулканогенные породы. Как правило, разрезы невыдержанные по мощности, обладают резкой изменчивостью как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Часто из разрезов выпадают отдельные горизонты и свиты. Широким распространением пользуются отложения указанного типа в районах северного Хонсю и Кюсю.

В зоне западного Хонсю — Сикоку миоценовые отложения пользуются меньшим распространением и имеют значительно меньшую мощность.

Острова Хонсю, Сикоку, Кюсю образуют широкую дугу, выпуклой стороной обращенную в сторону Тихого океана. Как уже указывалось, в пределах этой дуги выделяют обычно две основные структурно-фациальные зоны: Внутреннюю зону и Внешнюю зону, обособляющиеся и для миоценовых отложений. Сопоставленные нами на основании стратиграфических разрезов схематические профили вдоль этих зон позволяют наметить иные структурные зоны, имеющие, как правило, прости-

рания от северо-западного до меридионального, т. е. поперечные к прогибанию дуги.

Рассмотрим эти профили (фиг. 4).

На севере внутренней зоны, в районе Аомори, Акита и Хондзе, имеется мощный разрез миоценовых отложений, представленный песчаниками, сланцами, туфами основных эффузивов, реже конгломератами, кремнистыми сланцами и известняками. Породы образовались в условиях мелкого моря и достигают мощности более 2500 м. Южнее этого прогиба, на широте г. Ямагата, в разрезе отсутствуют как нижний, так и верхний миоцен, а средний миоцен, представленный песчаниками, конгломератами, известняками и туфами, не превышает 300 м.

Далее к югу, в районе г. Ниигата, находится полный разрез миоцена, сложенный главным образом глинистыми сланцами и в меньшей мере песчаниками, конгломератами, туфами и кремнистыми сланцами. Разрез миоценовых пород этого района имеет огромную мощность, превышающую 6000 м.

Следующий к юго-западу прогиб располагается в районе полуострова Ното и г. Тояма. Отложения этого района представлены главным образом основными и средними эффузивами, туфами и в меньшей степени мелководными сланцами, песчаниками и конгломератами. Мощность отложения этого района превышает 2000 м.

На территории юго-западного Хонсю миоценовые отложения — в основном маломощные (200—500 м) континентальные породы. Лишь в районе Симане обособляется прогиб, выполненный отложениями неглубокого моря, представленными глинистыми сланцами, песчаниками, а в основании — вулканогенными породами, общей мощностью до 2000 м.

В северной части острова Кюсю, в районе Сасебо, миоценовые отложения представлены мощной (до 5200 м) толщей континентальных и мелководных угленосных пород. Мощность этих образований близ г. Нагасаки — около 4000 м.

На севере Внешней зоны острова Хонсю, в районе г. Сендай, континентальные и мелководные сланцы и песчаники, а также вулканогенные породы достигают 1000 м мощности. Между г. Сендай и угольным месторождением Дзёбан мощность тех же отложений сокращается до 200—300 м.

В районе месторождения Дзёбан миоценовые песчаники, сланцы, конгломераты и туфы имеют мощность около 1000 м, а еще южнее, на полуострове Босо, достигают огромной мощности в 7000 м.

Близ Сидзуока те же отложения не превышают 1500 м мощности.

Далее на юго-запад, в юго-западной части Хонсю и острова Сикоку, принадлежащих Внешней зоне дуги, миоценовые отложения либо отсутствуют, либо представлены континентальными образованиями, мощность которых измеряется первыми десятками и сотнями метров. Лишь на полуострове Кии обособляется прогиб, выполненный мелководными и континентальными образованиями, превышающими 2500 м.

В южной части острова Кюсю, близ г. Миядзаки, континентальные и мелководные песчаники и сланцы миоцена имеют мощность свыше 3000 м.

Сопоставляя разрезы Внешней и Внутренней зон Японской дуги, нетрудно заметить, что миоценовые образования как по литологическим особенностям, так и по мощности лучше увязываются поперек «зон», чем вдоль них.

На основании характера и мощности отложений нам представляется совершенно естественным выделение (с севера на юг) следующих структурно-фациальных зон (фиг. 5).

На севере острова Хонсю обособляется зона Сендай — Акита, представляющая собой сложно построенный прогиб. Еще более отчетливо увязываются зоны больших мощностей полуострова Босо и Ниигаты. Зона Босо — Ниигата представляет собой узкий глубокий син-клинальный прогиб. Несколько менее значительный прогиб располагается к востоку от Большого Рва по линии Сидзуока — Тояма. Эти прогибы разделены соответствующими сопряженными поднятиями и имеют, как правило, северо-западные простирания.

Область юго-западного Хонсю и Сикоку в миоцене, видимо, представляла собой поднятие, где местами образовывались маломощные континентальные отложения небольшой мощности. Исключения представляли лишь районы полуострова Кии и района Симане, где сформировались локальные прогибы.



Фиг. 5. Схема расположения структур третичного этапа развития
 1 — зоны прогибов; 2 — зоны поднятий; 3 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — оси антиклинальных складок

В центральной и северо-восточной части острова Кюсю располагался крупнейший прогиб субмеридионального простирания, выполненный мощными мелководными и континентальными угленосными отложениями.

В свете изложенных данных большой интерес представляет работа японского геолога К. Тагучи (Taguchi, 1962), проведенная им в северном Хонсю, в префектурах Акита и Ямагата. Этот исследователь, изучивший третичные образования территории названных префектур, составил схему тектоники (фиг. 6). На этой схеме К. Тагучи в третич-

соединяющей города Мариока, Итиносеки, Сендай. Это нарушение прослеживается вдоль северо-восточной части Хонсю и по своему значению, видимо, аналогично линии Медианы.

Разломы субмеридионального простираения хорошо подчеркиваются морфологией современного рельефа и соответствуют его общему дугообразному простираению.

Еще раньше структуры северо-западной ориентировки в третичных отложениях северо-восточного Хонсю отмечал другой японский геолог — М. Омори (Omori, 1958).

Таким образом, мы имеем северо-западные простираения не только для крупных структурно-фациальных зон, но и для структур более мелких, их осложняющих.

Структурно-фациальные зоны плиоцена

Для плиоценового времени, так же как и для миоцена, имеется достаточно богатый материал, позволяющий составить схематические профили вдоль «Внутренней» и «Внешней» зон Японии. Этот материал свидетельствует, что и для плиоценового времени схематически можно наметить примерно те же структурно-фациальные зоны, которые имели место в миоцене.

Остров Хоккайдо, по всей вероятности, входил в зону прогиба, где накопились мощные толщи преимущественно морских отложений.

Как и для миоцена, на территории Хоккайдо выделяются два прогиба субмеридионального простираения, разделенные крупным поднятием, соответствующим по положению современной осевой части острова. Западный прогиб прослеживается от г. Вакканай к г. Уракава. Слагающие его отложения представлены глинистыми сланцами и песчаниками, морскими в нижней части разреза и континентальными, угленосными в его верхней части.

В центре прогиба мощность этих пород колеблется от 2000 м (Вакканай) до 2500 м (Уракава). Западнее, в районе г. Исикари, мощность их сокращается до 1000 м.

Восточный прогиб выполнен сходными отложениями и в районе Ку-сиро достигает мощности 2500—2700 м.

Северный Хонсю — область, где плиоценовые отложения пользуются наиболее широким распространением и представлены главным образом континентальными и мелководными образованиями. На этой половине острова выделяются структурно-фациальные зоны, подобные миоценовым. С севера на юг выделяются:

1. Сложная зона прогиба Акита — Сендай. Породы, слагающие его, представлены песчаниками и сланцами с подчиненным значением туфогенных пород. Мощность их в районе г. Сендай — 1000 м, а в районе г. Акита 2000 м. К югу от этой зоны прогибания плиоценовые отложения либо отсутствуют, либо имеют незначительную мощность.

2. Следующий и наиболее значительный прогиб, расположенный в зоне г. Ниигата, — полуостров Босо. Характер выполняющих его отложений существенно не отличается от описанных выше. Отличие заключается лишь в том, что в юго-восточных разрезах зоны большую роль играют конгломераты, а в северо-западных — в верхней части — появляются лигниты. Мощность плиоценовых образований к западу от г. Хиба достигает 6000 м. К северо-востоку, в центральной части острова, мощность их сокращается до 2500—1500 м.

Примерно такую же мощность имеют плиоценовые отложения близ г. Ниигата (2500 м).

3. Третий значительный прогиб, отделенный от предыдущего зоной сокращенных мощностей, расположенный по направлению г. Сидзуока —

г. Кубики. Выполняющие его отложения представлены континентальными песчаниками и сланцами с прослоями туфов. Мощность их в районе Сидзуока до 1000 м, в районе Кубики—600—1300 м.

Область юго-западного Хонсю и Сикоку в плиоцене, видимо, представляла собой область сноса. Мощных толщ пород, подобных распространенным на северном Хонсю и Хоккайдо, не отмечается. Здесь, как правило, развиты маломощные континентальные образования. Большая часть площади складывается более древними осадочными и интрузивными породами. Но и для данной территории можно наметить некоторые структуры этого времени. Так, К. Хуцита (Huzita, 1962) в районе городов Оцу и Нара выделяет крупную синклинальную складку меридионального простирания, прослеживающуюся от залива Вакаса на юг до широты залива Осака. Другая синклиналь располагается в районе г. Осака, между зонами крупных разломов: зоной широтного разлома «Медиана» и зоной разломов северо-восточного простирания, располагающейся между заливами Нарима и Осака, на острове Амакуса. Простирание структуры — северо-восточное.

Наиболее широким распространением плиоценовые отложения этой области пользуются в районах, тяготеющих к внутреннему морю Сето-Найкай, которое является зоной современного прогиба, заложившегося, видимо, еще в неогене. Это внутреннее море располагается севернее тектонической зоны «Медианы» и, вероятно, связано с ее развитием.

В области острова Кюсю, как на севере, так и в центральной части и на юге, распространены континентальные песчано-сланцевые породы небольшой мощности. Структурное положение их не вполне ясно, но, очевидно, они в общих чертах наследуют структуру прогиба миоценового времени.

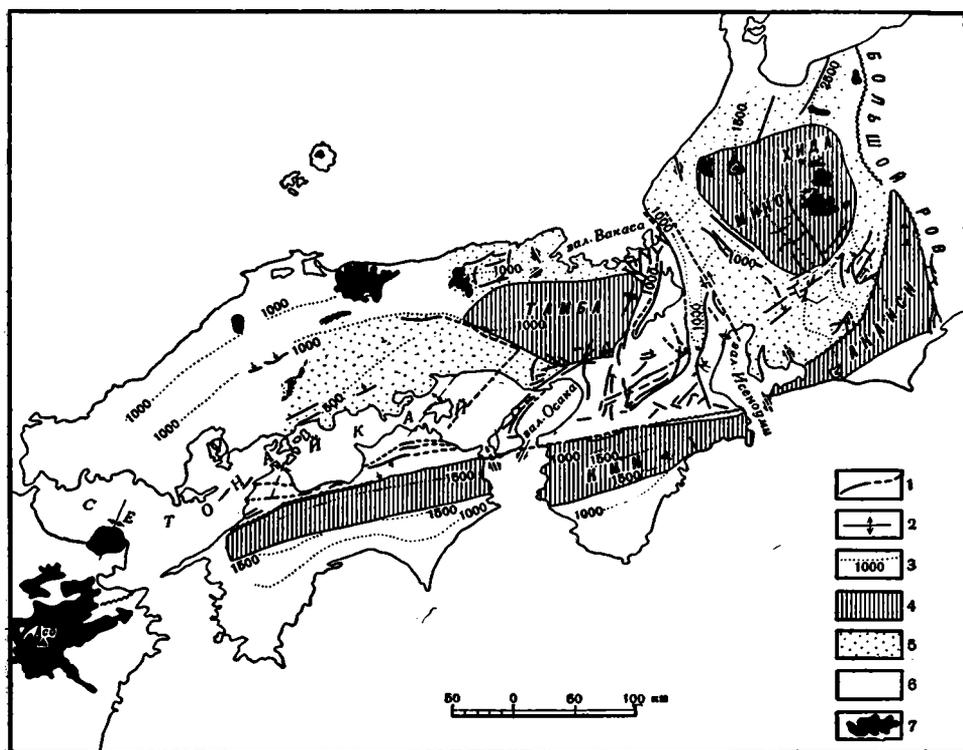
Зональность в четвертичных отложениях и позднекайнозойские структурные элементы

Выделить структурно-фациальные зоны по характеру и мощности осадочных четвертичных отложений в настоящее время затруднительно. Лишь по распространению их можно сделать некоторые предположения. Отмечается, что площади наибольшего распространения осадочных четвертичных отложений располагаются в пределах некоторых участков зон прогибов неогенового времени. В качестве примера можно привести восточный Хоккайдо, а также широкое поле четвертичных отложений на территории префектур Канагава, Токио, Тиба, Яманаси и Сайтама, находящихся в пределах прогиба Ниигата — Босо неогенового времени.

В восточной части юго-западного Хонсю К. Хуцита (Huzita, 1962) (фиг. 7) выделяет крупный прогиб субмеридионального простирания, простирающийся от залива Исеноуми на юге до залива Вакаса на севере. Этот прогиб с востока и запада сопрягается с крупными поднятиями.

Ф. Махачек (1959), в работе «Рельеф Земли» приводит схему сводовых поднятий (по Рюлланду) (фиг. 8). Сходную картину расположения поперечных прогибов дает также Е. М. Рудич (1962). На этих схемах отчетливо видно, что большинство поперечных прогибов и поднятий совпадает по положению со структурными зонами поднятий и прогибов дочетвертичных этапов развития.

Однако уже не эти элементы определяют современный структурный план Японии. В четвертичное время поперечные структурно-фациальные зоны, имевшие ведущее значение в прежние эпохи геологической исто-



Фиг. 7. Схема основных структур юго-западной Японии для плейстоцена. По К. Хуцита (Huzita, 1962)

1 — разломы; 2 — оси складок; 3 — изолинии современного рельефа (в м); 4 — поднятые массивы; 5 — области прогибания и интенсивных складчатых и разрывных дислокаций; 6 — области прогибания и слабых складчатых и разрывных дислокаций; 7 — четвертичные вулканические породы

рии, проявили себя в редуцированном виде. Основную роль в это время начинают играть продольные структурные зоны, соответствующие общему направлению дуги. Для расшифровки новейшей тектоники необходим анализ морфологии рельефа и вулканизма.

Современный рельеф Японии характеризуется линейно вытянутыми вдоль островов хребтами, подчеркивающими общее дугообразное очертание островной системы.

Среди этих горных цепей следует различать два генетически различных типа. К первому типу относятся высокоподнятые участки земной коры, сложенные породами дочетвертичного возраста. Положительные формы рельефа представляют собой и положительные структурные формы, т. е. антиклинальные или горст-антиклинальные поднятия четвертичного времени. К данному типу относятся меридиональные хребты центрального Хоккайдо, горные хребты Китаками, Абукума, Канто — северного Хансю, субширотные хребты полуострова Кии и острова Сикоку (фиг. 7), а также хребет северо-восточного простираения на острове Кюсю, прослеживающийся между заливами Яцусиро и Усуки. Как правило, все эти хребты сопровождаются крупными разломами, прослеживающимися вдоль их подножий.

Обращает на себя внимание приуроченность хребтов, образующих единую зону горных поднятий, к Внешней зоне островной дуги.

Примыкающие к островам со стороны Тихого океана и сопряженные с упомянутой зоной поднятия, глубоководные впадины, вероятнее

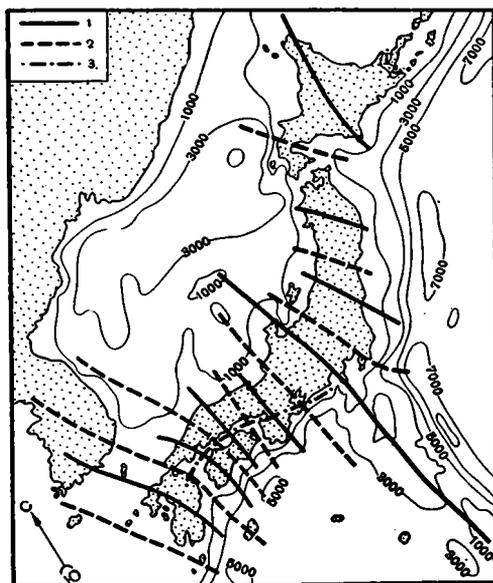
всего, являются крупными прогибами, интенсивно развивавшимися в четвертичное время.

Ко второму генетическому типу горных цепей относятся зоны четвертичных вулканов. В этих зонах, вытянутых линейно, вулканические постройки располагаются близко одна относительно другой, а нередко несколько вулканических конусов почти сливаются друг с другом, в результате чего образуются положительные формы рельефа, формирующие горные хребты. В то же время эти хребты не являются зонами тектонических поднятий и располагаются либо в зоне сочленения поднятия и прогиба, либо в областях прогибов, подобно тому, как это зафиксировано в Срединной камчатской депрессии (зона вулканов Шивелуч-Ключевской-Николка).

Р. Ота и К. Савамура (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961) выделяют в Японии шесть вулканических зон: вулканическая зона Тисима по положению и простираению совпадает с зоной Курильских островов и пересекает остров Хоккайдо; зона Насау располагается в центральной части северной половины острова Хонсю, к западу от горных хребтов Китаками и Абукума; вулканические зоны Тёкай и Дайсен прослеживаются на острове Хонсю вдоль побережья Японского моря; зона Фудзи принадлежит островам Идзусито и Бонин; очень небольшая вулканическая зона Нарикюра имеет небольшую протяженность, субмеридиональное простираение и располагается в центральной части Хонсю между зонами Дайсен и Фудзи.

Практически зоны Насау, Тёкай и Дайсен образуют единую собственно японскую вулканическую зону. Зоны же Тисима, Фудзи, между прочим, так же, как и зона Рюкю, являются секущими по отношению к зоне Хонсю и принадлежат другим вулканическим дугам.

Таким образом, современная структура японских островов представляется в следующем виде (фиг. 9).



Фиг. 8. Схема ориентировки зон сводовых поднятий Японии
По Рюлану (1932)

1 — оси поперечных поднятий; 2 — оси поперечных прогибов;
3 — ось продольного прогиба

Как известно, наиболее крупные острова Японии образуют дугу, обращенную выпуклой стороной к Тихому океану. Внутренняя, тыловая, сторона дуги относительно опущена и разбита дугообразными скрытыми разломами, вдоль которых располагаются вулканические постройки.

На внешней, фронтальной, стороне дуги располагается зона крупных поднятий, которая далее под водами океана, сменяется системой глубоководных океанических желобов.

Современный структурный план Японских островов продолжает интенсивно развиваться, о чем свидетельствуют огромный размах современного рельефа суши и морского дна (до 10 000 м), высокая сейсмоактивность и интенсивный современный вулканизм.



Фиг. 9. Схема структур четвертичного этапа развития (наложенный план дислокаций)
 1 — зоны поднятий; 2 — зоны прогибов; 3 — зоны вулканов; 4 — зоны проницаемости (скрытые разломы); 5 — разломы; 6 — оси антиклиналей

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ниже постараемся подвести итог изложенному и сделать некоторые вытекающие из этого материала выводы.

Как следует из сказанного, территория Японии распадается на ряд крупных областей, каждая из которых существенно отличается от смежных с ней по характеру отложений, т. е. по особенностям развития. К подобному же выводу приходит и Н. Г. Бродская (1963), анализируя литологию третичных образований Японии. С севера на юг можно выделить следующие области: Хоккайдо, северный Хонсю, юго-западный Хонсю и Сикоку и остров Кюсю, обособляющиеся для мезозойского и третичного времени.

Особенности их развития таковы. Если в пределах Хоккайдо длительное время господствовал геосинклиальный режим (кроме триасового времени), то территория юго-западного Хонсю и Сикоку долгое время обладала режимом геоантиклинального типа. Области же северного Хонсю и Кюсю имели режим, напоминающий до некоторой степени условия внутренних впадин.

В пределах упомянутых областей выделяются крупные структурно-фациальные зоны, простирающиеся от северо-западного до меридионального, т. е. поперечные к островной дуге. Зоны эти представляют собой крупные, сложно построенные прогибы и поднятия, наследованно развивавшиеся на протяжении мезозоя и третичного времени (например, зона прогибов Кюсю, Ниигата — Босо; Акита — Сендай и др.).

Выделенные области и поперечные к дуге структурно-фациальные зоны пересекаются структурными образованиями, параллельными общему направлению островной дуги. Как правило, секущие структуры обусловлены развитием зон крупных разломов. Эти зоны вызывают резкое скачкообразное увеличение и уменьшение мощностей отложений, некоторое изменение фаций; с ними связаны протяженные зоны метаморфизма (см. фиг. 1). К ним же тяготеют интрузии гипербазитов (Рудич, 1962), а также интенсивный вулканизм. Наконец, к зонам разломов приурочены пояса повышенной дислоцированности отложений, в пределах которых развиваются мелкие, нередко изоклинальные складки и мелкая гофрировка пород.

Несмотря на то, что указанные структурные направления сосуществовали на протяжении длительной геологической истории, ведущую роль в структурном развитии Японии до конца третичного времени играли направления, поперечные к простираению островной дуги.

В четвертичном периоде, наоборот, наиболее резко и отчетливо проявили себя продольные структурные зоны. Поперечные структуры имеют в это время резко подчиненное значение.

Все изложенное, естественно, приводит к выводу, что в геологической структуре Японии устанавливаются два резко несогласных генеральных структурных направления, которые, видимо, связаны причинной зависимостью, поскольку они сосуществовали в процессе длительного геологического развития данной области.

Один структурный план ориентирован по отношению к островной дуге в поперечном направлении, примерно отвечающем направлению материковых структур прилежащих частей азиатского континента. Основные структурные элементы плана развивались унаследовано, по крайней мере в течение всего мезозоя и почти всего кайнозоя. Создается впечатление, что для него характерно распространение широких и протяженных, длительно и равномерно развивающихся структур с соответствующим набором формаций.

Второй структурный план соответствует общему направлению островной дуги и является наложенным по отношению к поперечному. Для него характерна тесная взаимосвязь прогибов и поднятий с развитием крупных разрывных дислокаций, которые, очевидно, в основном и определяют особенности этого плана. Процессы, происходящие в структурных зонах наложенного плана дислокаций, отличаются большой тектонической контрастностью и протекают неравномерно. Такой структурный план, заложенный еще в ранние этапы геологической истории, получил наиболее полное развитие в четвертичное время. В этом заключается важная общая черта тектонического строения Японии и Камчатки (Тихонов, 1963).

Морфология наземного и подводного рельефа сопредельных участков, его огромный размах, интенсивно проявляющие себя крупные зоны разломов, высокая сейсмоактивность и напряженный вулканизм данно-

го района Тихоокеанского тектонического пояса позволяют полагать, что здесь происходит заложение новой геосинклинальной системы, находящейся на начальных этапах своего развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геол., 1960, № 10.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Пер. с англ.: В. М. Гурьян. Под ред. и с пред. Н. А. Беляевского. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1961.
- Кобаяси Т. Современные вертикальные движения в Японии. В кн.: Живая тектоника. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Кобаяси Т. Триасовый орогенез Акиеси. В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. ли-ры, 1960.
- Махачек Ф. Рельеф земли, т. I. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии, как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. В кн.: Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс, 21 сессия.— Докл. сов. геол. Проблема 10.)
- Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— Океанология, 1961, 1, вып. 3.
- Huzita K. Tectonic development of the Median Zone (Setouti) of Southwest Japan since the Miocene.— Journ. Geosci., Osaka City Univ., 1962, 6.
- O m o r i T., K o m a t s u N. Some types of inter-formational disturbances. In: Jubilee publication in the commemoration of proffessor H. Fusimoto sixtieth birthday. Tokyo, 1958.
- T a g u c h i K. Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region and the bordering Akita and Yamagata prefectures and the adjoining areas, with the species reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. Sci. Rept. Tohoku Univ., 4 ser., 1962, 7, № 3.

В. А. ШВОЛЬМАН

ТЕКТОНИКА ФИЛИППИНСКОГО АРХИПЕЛАГА

До сих пор тектоника Филиппин анализировалась только с точки зрения их места в системе островных дуг Индонезии и западной периферии Тихого океана. Причем сведения о строении архипелага, приводимые, например, в работе Ван Беммелена (Ван Беммелен, 1957), отличаются крайней скудностью. По ним нельзя составить сколько-нибудь цельного представления о тектонике этой области. То же можно сказать о работе Умбгрова (Umbgrove, 1949). Однако сложность строения архипелага вызывала определенные трудности при попытках вписать его в систему островных дуг. Очевидно, для того, чтобы понять тектонику этого района, необходимо как можно детальнее познакомиться со строением отдельных островов Филиппин и, по возможности, разделяющих их морей. Такая попытка сделана в предлагаемой работе. Она помогла выявить некоторые любопытные особенности геологии этого обширного региона.

Филиппинский архипелаг состоит из 11 главных и около 7000 мелких островов, расположенных между островом Тайвань на севере и Индонезийским архипелагом на юге. От Азиатского континента он отделен обширным Южно-Китайским морем. К востоку от архипелага расположена Филиппинская океаническая впадина, которая, по-видимому, является пограничной структурой на стыке Филиппин и бассейна Тихого океана. На севере Филиппинский архипелаг отделен от острова Тайвань проливом Баши, глубина которого больше чем 4800 м (Irving, 1952). На юге он соединен подводными гребнями с островами Калимантан (Борнео) и Сулавеси. Выступающие над уровнем моря части подводных хребтов образуют острова архипелагов Сангихе и Сулу и вытянутый в северо-восточном направлении остров Палаван. Подводные хребты разделены бассейнами морей Сулу и Целебесского, глубина которых местами превышает 5000 м, а в среднем не менее 4000 м.

Филиппины — активно развивающаяся в настоящее время геосинклинальная область. Поэтому современный план островов и разделяющих их морей, а также их рельеф прямо отражают существующие здесь геологические структуры. Смит (Smith, 1924) указывает, что острова архипелага являются наиболее возвышенной частью погруженных горных масс: одни из них — гребни антиклинорий, другие — горсты, а третьи — вершины вулканов. Пониженные области здесь обычно соответствуют отрицательным геологическим структурам, которые иногда (долина Кагаяни, Центральная равнина острова Лусон, бассейн острова Панай) почти целиком сохранили форму первоначальных бассейнов осадконакопления, заложившихся в миоцене (King, McKee, 1949). Хотя в некоторых других местах, таких как, например, полуострова Бикол и

Бондок на юго-восточном Лусоне и остров Себу, складчатость и эрозия нарушили первоначальную форму бассейнов. Архипелаг четко делится на две области, отличающиеся по строению и особенностям развития (фиг. 1). Восточная область состоит из островов: Лусон, Катандуанес, Самар, Лейте, Минданао (исключая северо-западную часть). Промежуточное положение на юго-западной границе занимают острова Мариндуке, Таблас, Ромблон, Сибуян, Масбате, которые по строению и типу развития теснее связаны с западной областью. Западная область объединяет острова, окружающие море Сулу: Балабак, Палаван, группу Каламиан, Миндоро, Панай, Негрос, Себу, Бохоль, северо-западную часть Минданао, архипелаг Сулу.

ВОСТОЧНАЯ ОБЛАСТЬ

Восточная область Филиппин распадается на несколько тектонических районов. В направлении с севера на юг это будут: район впадины Кагаян, район впадины Пампанга, «бассейн юго-восточного Лусона», район впадины Агусан — Давао и, наконец, район впадины Котабато. Именно в этой последовательности выделенные районы и описываются ниже. В конце данного раздела статьи приводятся сведения о тектонике крупнейшей дислокации Филиппин — зоны Филиппинского разлома.

Район впадины Кагаян

В центре Северного Лусона находится впадина Кагаян, ограниченная с запада Центральной кордильерой, а с востока — хребтом Сьерра Мадре. На юге оба хребта сливаются, замыкая впадину.

Центральная кордильера представляет собой горст-антиклинорий, сложенный довольно разнообразным комплексом метаморфических пород. Ядро антиклинория образовано гнейсами и ортосланцами, возникшими за счет основных эффузивов, которые прорваны интрузиями габбро и диоритов. По периферии широко распространены метаморфизованные эффузивы базальтового и андезитового составов, агломераты из обломков основных пород, пирокластические породы и граувакки. На севере среди них встречаются кремнистые сланцы и яшмы. Максимальную мощность (3660 м) метаморфизованные эффузивно-терригенные образования имеют на востоке Центральной кордильеры.

Раньше весь этот комплекс относился к дотретичному фундаменту (Irving, 1952). Сейчас появились данные о том, что значительная часть метаморфизованных эффузивно-терригенных пород могла накопиться на протяжении верхнего мела — нижнего миоцена (Durkee, Pederson, 1961). В граувакковых песчаниках на юго-востоке Центральной кордильеры были обнаружены орбитониды, возраст которых не древнее верхнего мела. А в мраморизованных песчаных известняках на западе хребта Сьерра Мадре найдены камерины, определяющие эоцен-олигоценный возраст, содержащих их слоев. Наконец, на севере этого хребта, в граувакках, среди мощной (2440 м) толщи пирокластических и метаморфизованных осадочных пород собрано большое количество эулепидин, характерных на Филиппинах (и в Индонезии) для осадков, переходных от олигоцена к миоцену, которые на юге Лусона, в частности, представлены близкими по составу к анализируемым вулканогенно-терригенными образованиями. Интересно, что эти отложения дислоцированы по тому же плану, что и перекрывающие их неметаморфизованные породы миоцена, так что резкие несогласия между данными комплексами не типичны, хотя иногда и имеются (Durkee, Pederson, 1961). Подобные взаимоотношения между переходными и миоценовыми породами характерны и для других районов Восточных Филиппин.

В южной половине Центральной кордильеры в грабенах и останцах



Фиг. 1. Схема тектоники Филиппинского архипелага

Структурные комплексы: 1 — дочетичный, 2 — эоцен-миоценовый, 3 — плиоцен-современный. Морфология структур: 4 — оси антиклинорий и крупнейших антиклиналей, 5 — разрывы, 6 — линия Филиппинского разлома; 7 — граница Западной и Восточной областей; 8 — эффузивы смешанного состава; 9 — современные вулканы; 10 — ультраосновные породы главным образом доэоценового возраста

Основные структуры. Восточная область: 1 — горст Тирурай, 2 — антиклинорий Банга, 3 — антиклинорий Мидсап, 4 — антиклинорий Сарангани, 5 — Центральный антиклинорий Минданао, 6 — горст Давао, 7 — горст Тихоокеанской кордильеры, 8 — антиклиналь Бурнас, 9 — антиклиналь Тикао, 10 — антиклиналь Бондок, 11 — антиклинорий Замбалес, 12 — антиклинорийный блок Сьерра-Мадре, 13 — антиклинорий Центральной кордильеры Лусона; Западная область: 14 — антиклинорий Замбоанга, 15 — антиклиналь Себу, 16 — антиклинальный блок Антик, 17 — впадина Илоило

на метаморфических породах сохранились нижнемиоценовые отложения. На юго-востоке, по границе со впадиной Кагаян, они представлены базальтами и андезитами, переслаивающимися с уплотненными аргиллитами и граувакками. Эти же породы есть в грабенах близ осевых частей кордильеры. Они резко дислоцированы, что отличает их от близких по возрасту образований, распространенных в прилегающих частях впадины Кагаян. Другой разновидностью пород этого возраста, обнаруженной здесь, являются органогенные и обломочные известняки низов нижнего миоцена с примесью эффузивного материала, мощность которых измеряется первыми сотнями метров. На метаморфизованном вулканогенном комплексе известняки залегают либо с резким контактом, либо имея в основании пачку граувакковых песчаников, без отчетливых угловых несогласий, которые видны только на контакте этих пород с глубоко метаморфизованными образованиями ядра антиклинория. Кроме нижнемиоценовых осадков, в этом же районе Центральной кордильеры встречаются кварцевые диориты и гранодиориты, которые внедрились, по-видимому, в момент оживления тектонических движений в конце среднего миоцена (Iring, 1952).

Блоковая структура Центральной кордильеры подчеркивается тем, что она с запада и востока ограничена сбросами. Продольные разломы рассекают также внутренние части блока. Наиболее крупные из них имеют длину, превышающую 50 км. К некоторым разломам приурочены грабены, заполненные нижнемиоценовыми или четвертичными осадками. Ограничивающие впадину Кагаян с востока и юга, хребет Сьерра Мадре и горы Карабалло сложены в ядрах средними и основными плутоническими породами, а во внешних частях — раннетретичными метаморфизованными вулканическими и осадочными образованиями. В современной структуре они являются антиклинальными блоками, которые облекаются осадочными отложениями, заполняющими впадину Кагаян. В течение большей части миоцен-плиоценового времени эти блоки были устойчивыми поднятиями, испытывавшими лишь незначительные вертикальные колебания (Durkee, Pederson, 1961). Это доказывается прислонением к ним осадков миоцен-плиоцена, которые ложатся на метаморфические породы часто разными горизонтами. Длительное существование поднятий доказывается также уменьшением мощности и выклиниванием отдельных частей разреза неогеновых отложений с приближением к указанным структурам.

В пределах впадины Кагаян можно выделить три района, отличающихся в основном мощностями и в меньшей степени характером слагающих осадков, а также структурными особенностями: к западу и востоку от реки Кагаян и к северу от восемнадцатой параллели.

Повсеместно на севере, западе и юге разрез начинается известняками, подобными тем, которые встречаются на юге Центральной кордильеры. Они имеют максимальную мощность (свыше 540 м) на западе, уменьшающуюся на севере до 430 м. На востоке известняки в основании миоценового разреза встречаются только в районе восемнадцатой параллели, там, где северная часть блока хребта Сьерра Мадре отделяется от основной антиклинали поперечной впадиной.

На западе известняки сменяются терригенными осадками, продолжавшими накапливаться в течение всего миоцена. Они начинаются флишеподобной толщей переслаивающихся глинистых сланцев и граувакковых песчаников, мощностью свыше 1500 м. В этой толще обнаружены пелагические фораминиферы нижнемиоценового возраста. Выше, в центральных частях западного района, залегают граувакковые песчаники с редкими прослоями глинистых сланцев, средней мощностью свыше 1200 м, относящиеся в основном к среднему миоцену.

на метаморфических породах сохранились нижнемиоценовые отложения. На юго-востоке, по границе со впадиной Кагаян, они представлены базальтами и андезитами, переслаивающимися с уплотненными аргиллитами и граувакками. Эти же породы есть в грабенах близ осевых частей кордильеры. Они резко дислоцированы, что отличает их от близких по возрасту образований, распространенных в прилегающих частях впадины Кагаян. Другой разновидностью пород этого возраста, обнаруженной здесь, являются органогенные и обломочные известняки низов нижнего миоцена с примесью эффузивного материала, мощность которых измеряется первыми сотнями метров. На метаморфизованном вулканогенном комплексе известняки залегают либо с резким контактом, либо имея в основании пачку граувакковых песчаников, без отчетливых угловых несогласий, которые видны только на контакте этих пород с глубоко метаморфизованными образованиями ядра антиклинория. Кроме нижнемиоценовых осадков, в этом же районе Центральной кордильеры встречаются кварцевые диориты и гранодиориты, которые внедрились, по-видимому, в момент оживления тектонических движений в конце среднего миоцена (Irving, 1952).

Блоковая структура Центральной кордильеры подчеркивается тем, что она с запада и востока ограничена сбросами. Продольные разломы пересекают также внутренние части блока. Наиболее крупные из них имеют длину, превышающую 50 км. К некоторым разломам приурочены грабены, заполненные нижнемиоценовыми или четвертичными осадками. Ограничивающие впадину Кагаян с востока и юга, хребет Сьерра Madre и горы Карабалло сложены в ядрах средними и основными плутоническими породами, а во внешних частях — раннетретичными метаморфизованными вулканическими и осадочными образованиями. В современной структуре они являются антиклинальными блоками, которые облекаются осадочными отложениями, заполняющими впадину Кагаян. В течение большей части миоцен-плиоценового времени эти блоки были устойчивыми поднятиями, испытывавшими лишь незначительные вертикальные колебания (Durkee, Pederson, 1961). Это доказывается прислонением к ним осадков миоцен-плиоцена, которые ложатся на метаморфические породы часто разными горизонтами. Длительное существование поднятий доказывается также уменьшением мощности и выклиниванием отдельных частей разреза неогеновых отложений с приближением к указанным структурам.

В пределах впадины Кагаян можно выделить три района, отличающихся в основном мощностями и в меньшей степени характером слагающих осадков, а также структурными особенностями: к западу и востоку от реки Кагаян и к северу от восемнадцатой параллели.

Повсеместно на севере, западе и юге разрез начинается известняками, подобными тем, которые встречаются на юге Центральной кордильеры. Они имеют максимальную мощность (свыше 540 м) на западе, уменьшающуюся на севере до 430 м. На востоке известняки в основании миоценового разреза встречаются только в районе восемнадцатой параллели, там, где северная часть блока хребта Сьерра Madre отделяется от основной антиклинали поперечной впадиной.

На западе известняки сменяются терригенными осадками, продолжавшими накапливаться в течение всего миоцена. Они начинаются флишеподобной толщей переслаивающихся глинистых сланцев и граувакковых песчаников, мощностью свыше 1500 м. В этой толще обнаружены пелагические фораминиферы нижнемиоценового возраста. Выше, в центральных частях западного района, залегают граувакковые песчаники с редкими прослоями глинистых сланцев, средней мощностью свыше 1200 м, относящиеся в основном к среднему миоцену.

Верхнемиоценовые — нижнеплиоценовые отложения этого района состоят из глинистых сланцев с прослоями граувакковых алевролитов и песчаников мощностью больше 1000 м. Четкое разделение миоценовой терригенной толщи на ряд пачек характерно только для центральных частей западного района. К северу и югу толща становится монотонной с нерегулярным переслаиванием упомянутых пород. Ее максимальная мощность (около 8200 м) замерена в среднем и нижнем течении р. Танудан (правый приток р. Чико).

В большинстве мест восточного района впадины Кагаян выше метаморфизованных эффузивов залегают граувакковые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами. Верхняя (среднемиоценовая) часть разреза этой толщи при движении на север, к восемнадцатой параллели, постепенно замещается обломочными и коралловыми известняками, максимальная мощность которых достигает 540 м. В районе восемнадцатой параллели известняки снова замещаются мощными обломочными осадками. Там, где терригенная толща содержит осадки не только нижнего, но и большей части среднего миоцена, ее мощность превышает 1000 м. В южном направлении мощность уменьшается. Терригенные отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена подобны тем, которые встречаются на западе. На севере они, сокращаясь в мощности, частично замещаются рифовыми известняками, а на юге литологически не отличимы от более древних пород. Максимальная мощность осадков этого возраста не превышает 640 м.

В северном районе известняки перекрываются обломочными породами нижнего миоцена, основание которых литологически подобно одновозрастным отложениям западного района. В верхах разреза появляются известняковые прослои. На западе терригенные осадки целиком замещаются тонкослоистыми обломочными и органогенными известняками. Суммарная мощность нижнемиоценовых пород на севере не больше 1000 м. Среднемиоценовые отложения здесь, по-видимому, отсутствуют, а верхний миоцен — нижний плиоцен представлен глинистыми сланцами и песчаниками грауваккового состава со значительной примесью туфового материала максимальной мощностью около 300 м.

Плиоцен-нижнеплейстоценовые осадки распространены по всей впадине Кагаян, за исключением ее северного района. Они несогласно перекрывают более древние отложения по бортам впадины, где местами ложатся прямо на метаморфические породы, и состоят из континентальных песчаников и песков грауваккового состава, среди которых есть редкие и маломощные прослои глин. Мощность их меняется от 390 м на западе до 200 м на востоке. Интересно, что среди граувакков в центральных частях западного района встречены кислые туфы.

Необходимо отметить, что средне-верхнемиоценовые отложения на западе впадины прорваны штоками андезитов и диоритов, диаметром до 1000 м.

На западе и севере впадины Кагаян протягивается система разрывов, отделяющая наиболее прогнутую часть структуры от комплекса метаморфических пород и сравнительно стабильной ее северной периферии. Разрывы в большинстве представляют собой нормальные сбросы с опущенными восточными или южными крыльями. По некоторым разрывам возможны левосторонние горизонтальные перемещения с амплитудой до 6 км. Зоны разломов ассоциируются с пликативными дислокациями миоцен-плиоценовых слоев. Вероятно, возраст складок постепенно омолаживается в направлении с запада на восток. В этом же направлении уменьшается степень их интенсивности и увеличивается четкость их прямого отражения в рельефе. Если по соседству с метаморфическим ядром Центральной кордильеры складки в миоценовых породах часто близки к изоклинальным, то восточнее они постепенно

выполаживаются, и на территории, прилегающей с запада к долине реки Кагаян, становятся четко асимметричными с падениями слоев в антиклиналях на западных крыльях порядка $5-10^\circ$ и практически вертикальными — на восточных. Для асимметричных складок весьма характерно их эшелонированное расположение со смещением отдельных структур с юго-востока на северо-запад. Несомненная связь складок с движениями по разрывам. Она часто непосредственно выражается крутыми взбросами, пересекающими восточные крылья некоторых антиклиналей. Простираение складок обычно параллельно системам разрывов, ограничивающих впадину.

Существенно иное строение восточного борта впадины. Здесь миоцен-плиоценовые осадки ложатся на более древние породы со стратиграфическим контактом, образуя моноклинали, слои в которой падают на восток, к центральному частям структуры. Любопытно, что крутизна падения отдельных пачек пород в моноклинали уменьшается вверх по разрезу от 40° в наиболее древних отложениях, перекрывающих метаморфические породы, до 10° в осадках плиоцен-плейстоцена.

Сравнительно маломощные осадочные породы северной окраины впадины Кагаян полого смяты в брахиформные структуры субширотного простираения. На юге, в приподнятых крыльях сбросов, обнажаются блоки древних метаморфических пород.

Таким образом, впадина Кагаян является асимметричным синклинальным прогибом, ограниченным на юге и востоке поднятиями и постепенно неполаживающимся в северном направлении. Горст-антиклинорий Центральной кордильеры, как структура, ограничивающая впадину с запада, возник, скорее всего, в середине нижнего миоцена.

Район впадины Пампанга

Впадина Пампанга (Центральной долины) находится между хребтом Замбалес на западе и южным отрогом хребта Сьерра Madre на востоке. На юге она перекрыта плиоцен-плейстоценовыми туфами и четвертичным аллювием, которые заполняют ее на значительную глубину, маскируя третичные осадки.

Хребет Замбалес представляет собой, по-видимому, складчато-глыбовую антиклинорную структуру, сложенную метаморфическими породами доэретичного фундамента¹, значительную роль в составе которых играют интрузии среднего и ультраосновного составов. На юге хребта широко распространены плиоцен-четвертичные эффузивы андезитобазальтового состава с незначительной примесью дацитов и риолитов (Irving, 1952).

Южный отрог кордильеры Сьерра Madre также, вероятно, можно охарактеризовать как складчато-глыбовый антиклинорий, в строении которого участвуют в основном метаморфизованные вулканические породы, очевидно, близкие по возрасту к встречающимся на севере Лусона.

Большая часть впадины Пампанга перекрыта мощным аллювием. Поэтому судить о ее строении можно только по характеру третичных отложений, обнажающихся на бортах. Северная половина структуры полого погружается в сторону залива Лингаен. Часть восточного борта впадины, не затопленная морем, ограничивает с запада Центральную кордильеру Северного Лусона.

¹ Здесь и ниже под фундаментом понимается складчатое основание геосинклинального комплекса. Однако включение в складчатое основание всех мезозойских образований Филиппин, как это делает автор, представляется далеко не ясным. — *Прим. ред.*

На востоке впадины выше метаморфизованных осадочных и плутонических пород обычно с граувакковыми песчаниками в основании залегают обломочные и конгломератовидные известняки, часто содержащие кораллы. Мощность их не превышает 200—250—300 м. По возрасту они охватывают нижний миоцен и нижнюю половину среднего миоцена. На известняках местами встречается пачка граувакковых песчаников и аргиллитов мощностью не больше 60 м. Выше, иногда с небольшим разрывом, залегает мощная и пестрая по составу толща терригенных осадков среднего миоцена. В составе ее широко распространены конгломераты, на 90% состоящие из гальки основных изверженных и вулканических пород (Durkee, Pederson, 1961). Конгломераты местами содержат андезитовые лавы и брекчии (Irving, 1952). Типичным районом их распространения является юго-западное крыло антиклинория Центральной кордильеры. На севере и юге они постепенно замещаются более тонкозернистыми осадками, вплоть до алевролитов. Мощность среднемиоценовых осадков превышает 3000 м. Среднемиоценовые породы с постепенным переходом сменяются тонкими песками, алевролитами, глинами с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов, относящимися к верхам миоцена—низам плиоцена, мощность которых достигает 3300 м (Corby a. oth., 1951). Венчают разрез третичных осадков восточного борта верхнеплиоценовые континентальные песчаники (200—750 м), залегающие с разрывом и иногда угловым несогласием на подстилающих отложениях. Интересно, что здесь, как и во впадине Кагаян к северу от восемнадцатой параллели, находится устойчивый блок, так как в этом районе выше ниже-среднемиоценовых известняков, мощностью 240 м, непосредственно залегают верхнеплиоценовые песчаники (Durkee, Pederson, 1961).

Основание разреза западного борта впадины Пампанга сложено миоценовыми песчаниками, мощностью свыше 2800 м, выше которых лежат плиоценовые глинистые сланцы (180 м) и туфы мощностью около 200 м.

Судя по мощностям третичных отложений, впадина представляет собой асимметричный синклинальный прогиб; наиболее глубокая часть его находится на востоке, в области, прилегающей к южному отрогу хребта Сьерра Madre, и зоне Филиппинского разлома, которая ограничивает здесь с юга и запада Центральную кордильеру. Осадки, заполняющие прогиб, смяты в пологие складки, параллельные длинной оси структуры. Более сложным строением отличается северное продолжение впадины, вдоль западного склона Центральной кордильеры. Эта сложность объясняется существованием здесь целой системы меридиональных разрывов, протягивающихся вдоль западного берега Лусона по границе антиклинория Центральной кордильеры и соседней впадины.

Структурный рисунок западного берега Северного Лусона определяется разрывами меридионального, северо-западного и в меньшей степени северо-восточного направления. Разрывы являются нормальными сбросами, у которых обычно опущены западные крылья. К северо-востоку от города Виган находится горст, сложенный метаморфизованными осадочными и вулканическими породами, прорванными основными и ультраосновными интрузиями. Он разделяет область распространения третичных осадочных пород на два «бассейна». Более сложное строение имеет южный бассейн, где третичные отложения смяты в резкие складки, часто имеющие приразломный характер. Кроме того, здесь развиты наиболее мощные разрезы третичных осадков впадины Пампанга. К северу от горста находится стабильная область, сложенная почти ненарушенными миоценовыми известняками и плиоценовыми континентальными песчаниками (Durkee, Pederson, 1961).

«Бассейн юго-восточного Лусона»

«Бассейн юго-восточного Лусона», кроме полуострова Бондок и района залива Рагай, охватывает острова Буриас и Тикао и, возможно, протягивается на юг к западной части острова Самар. Большая часть бассейна является впадиной, залитой морем в пределах пролива Момпог, северо-восточной части моря Сибуйан и залива Рагай на севере и пролива Буриас и моря Самар — на юго-востоке. На северо-востоке впадина ограничена структурами юго-восточной части острова Лусон и Западного Самара. Юго-восточный Лусон, — по-видимому, сложно построенный антиклинорий, возникший на месте глубокого третичного прогиба и осложненный плиоцен-четвертичными впадинами на северо-востоке.

Самые древние из встречающихся здесь отложений представлены парасланцами с маломощными прослоями известняков и ортосланцами, образовавшимися за счет основных эффузивов, обнаруженными на острове Рапу-Рапу. Известняки олигоцена с прослоями слегка литифицированных угленосных сланцев, мощностью 180—300 м, встречены на островах Катандуанес и Каграрай и на востоке полуострова Карамоан. Наибольшим распространением здесь пользуются образования верхнего олигоцена и миоцена. Верхнеолигоценовые породы состоят из сильноскладчатых вулканитов большой мощности, на которых залегают угленосные формации нижнего-среднего миоцена, мощностью 1400—3000 м (провинция Сорсогон). Отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена образованы алевритами, мергелями, известняками и в меньшей степени песчаниками, мощность которых колеблется от 800 до 1500 м в провинции Албай. Плиоценовые рифовые известняки мощностью до 60 м встречаются на северо-восточном берегу залива Рагай. Между заливом Сан-Мигель на северо-западе и заливами Албай и Лагоной на юго-востоке находится обширная впадина, перекрытая аллювием р. Бикол на юго-западе и прибрежно-морскими осадками на северо-востоке. Впадина погружается на юго-восток и открыта в сторону Тихого океана. Почти по оси ее, несколько отклоняясь к югу, протягивается цепь молодых андезитово-базальтовых вулканов, образующих вулканический хребет. Он, по-видимому, приурочен к разлому, отделяющему структуры северо-восточного берега залива Рагай и пролива Буриас, сложенные в основном породами миоцена, от района полуострова Карамоан и острова Катандуанес, где обнажаются, вероятно, более древние структуры в породах дотретичного фундамента и олигоцена, перекрытые сравнительно маломощным чехлом более молодых образований.

Остров Самар, скорее всего, представляет собой дотретичную структуру, сложенную интенсивно дислоцированными разнообразными породами фундамента. Большую роль среди последних играют кристаллические сланцы, состоящие на юге из парасланцев с маломощными прослоями известняков. В центральной части острова значительную площадь занимают метаморфизованные вулканические породы среднего и основного составов, интродуцированные перидотитами и диоритами (Irving, 1952). На тектонические движения третичной эпохи остров Самар, по-видимому, реагировал как единый блок, так как здесь осадкообразование было не так велико, как в соседних районах, слои мало нарушены и образовали в рельефе низкие плато (King, McKee, 1949). Правда, на юго-западе Самара и на острове Дарам, в области, прилегающей к Филиппинскому рифту, обнажаются принадлежащие к верхнему олигоцену сильно складчатые известковистые полимиктовые песчаники, галечниковые слои, черные глинистые сланцы, содержащие лавовые потоки и силлы, а также тонкие прослои орбитоидных известняков.

суммарной мощностью 990 м. В заливе Сан-Педро их несогласно перекрывают полого наклоненные известняки нижнего миоцена и алевроиты, глинистые сланцы и известняки среднего миоцена (Irving, 1952), причем последние распространены также вдоль северо-восточного берега моря Самар.

Юго-западная граница рассматриваемого бассейна, начинаясь на юге Центрального Лусона, протягивается через остров Мариндуке к северным берегам островов Таблас, Ромблон, Сибуян и Масбате, затем она идет вдоль северо-восточного берега острова Масбате к Северному Лейте.

Для юго-западного борта бассейна характерно широкое распространение метаморфических пород дотретичного фундамента, указывающих на блоковую структуру островов. Метаморфизованные вулканические породы, интродуцированные перидотитами и диоритами, протягиваются от юга центрального Лусона на остров Мариндуке, являющийся горст-антиклиналью северо-западного простирания, центральная часть которой, кроме того, сложена кварцитами. На породах фундамента с резким несогласием залегают осадки верхнего олигоцена — низов нижнего миоцена, облекающие метаморфическое ядро. Разрез начинается хорошо слоистой толщей вулканических осадков, песчаников и глинистых сланцев, лавовых потоков и агломератов, содержащих местами прослой известняков. Мощность этой толщи колеблется от 1590 до 2250 м. Ее фациальными аналогами на западе острова, по-видимому, могут быть известняки Марланга (500 м) и глинистые сланцы Бануро (1000 м). Выше, замещая друг друга по простиранию, лежат кварциты Тапиан (540 м) и известняки (390 м). На северо-востоке и юго-западе острова эти отложения перекрывают алевроиты, глинистые сланцы и известняки среднего миоцена, на которых на юго-западе с перерывом лежат мергели, алевроиты, известняки и песчаники верхов верхнего миоцена и низов плиоцена. Острова Ромблон и Сибуян представляют собой антиклинали северо-северо-западного простирания, сложенные в основном дотретичными парасланцами (Irving, 1952).

Остров Таблас — это меридиональная антиклиналь, протягивающаяся, возможно, через острова Симара и Бантон к острову Мариндуке. В строении ее участвуют парасланцы, перекрытые на юге и, вероятно, на западе алевроитами, глинистыми сланцами и известняками среднего миоцена. На западе их сменяют алевроиты и песчаники верхнего миоцена, а на севере конгломераты этого возраста ложатся прямо на метаморфические породы (Irving, 1952).

Структурный рисунок острова Масбате определяют широко распространенные здесь парасланцы метаморфического фундамента, занимающие большие площади в центральном районе. Они слагают два хребта — антиклинали северо-западного простирания. Более молодые третичные образования имеют ограниченное распространение. Песчаники низов нижнего миоцена встречаются в виде отдельных пятен среди метаморфических пород в центральной части острова. Алевроиты, глинистые сланцы и известняки среднего миоцена средней мощностью 450 м имеются на западном побережье. Песчаники, алевроиты, мергели и известняки верхнего миоцена ложатся на метаморфические породы на севере и востоке и, в свою очередь, перекрываются мергелями, алевроитами, известняками и песчаниками верхов верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Плиоценовые рифовые известняки широко распространены на юге, в районе мыса Кадуруан, а также встречаются на небольшой площади северо-восточного побережья, поблизости от г. Масбате.

Вдоль оси острова Лейте в виде хребта протягивается антиклиналь, сложенная главным образом эффузивами основного и среднего

составов. Ирвинг (Irving, 1952) указывает, что основная масса этих пород накопилась в третичную эпоху; четвертичный и современный вулканизм, проявление которого обнаруживается на севере и на острове Билиран, имеет гораздо меньшие масштабы.

К востоку от г. Байбай антиклиналь сложена алевроитами, глинистыми сланцами и известняками среднего миоцена, а на крайнем юге, включая остров Панаон,—серпентинитами дотретичного фундамента. К северо-востоку от рассмотренной антиклинали находится широкая впадина, перекрытая плащом новейших континентальных осадков. С северо-востока она ограничена антиклиналью, сложенной в основном парасланцами и серпентинитами, которая протягивается вдоль пролива Сан-Хуанико к заливу Сан-Педро. На юго-западном крыле этой антиклинали обнажаются эффузивно-терригенные отложения верхнего олигоцена, известняки нижнего миоцена и глинисто-карбонатные породы среднего миоцена, по-видимому, близкие по составу, взаимоотношениям и возрастному объему к аналогичным образованиям, распространенным в соседней юго-западной части острова Самар. О морфологии впадины можно судить только по строению ее бортов. Она, скорее всего, асимметричная. О том, что более глубокая ее часть находится на юго-западе, свидетельствуют мощные третичные эффузивы и глинисто-карбонатные отложения среднего миоцена. Отсутствие установленных пород верхнеолигоценового — нижнемиоценового возраста может быть связано с тем, что они перекрыты более молодыми осадками или слагают нижнюю часть эффузивного разреза. В северо-восточном направлении, в сторону устойчивой области острова Самар, впадина, по-видимому, выполаживается. О выклинивании или резком сужении этой структуры на юго-востоке свидетельствует появление на обоих ее бортах (острова Панаон, Динагат, юго-восточный Самар) метаморфических пород фундамента, хотя вполне вероятно, что она узким грабенем к востоку от г. Суригао (остров Минданао) соединяется с впадиной Агусан-Давао.

Вдоль юго-западного крыла осевой антиклинали острова проходит разлом, по которому к ней причленяются под острым углом субмеридиональные структуры западных полуостровов. Современная структура юго-западного полуострова сложена в основном третичными эффузивами, из-под которых на востоке обнажаются серпентиниты дотретичного фундамента. Встречающиеся на западе и юго-западе алевроиты и глинистые сланцы верхнего миоцена, по мнению Ирвинга (Irving, 1952), возможно, лежат непосредственно на породах дотретичного фундамента, имея в основании конгломераты. Мощность разреза верхнего миоцена, по-видимому, не превышает 500 м. На юго-западе эти отложения перекрываются мергелями и известняками верхов миоцена и низов плиоцена мощностью до 45 м. Северо-западный полуостров является сложной геологической структурой, которую Ирвинг (Irving, 1952) называет широкой геоантиклиналью, а Гозон (Gozon, 1961) — антиклинорием. Здесь имеется несколько антиклиналей, сложенных мощной толщей миоценовых пород. Разрез этих отложений составлен Корби (Corby a. oth., 1951). В основании разреза залегают песчаники, относящиеся к верхам олигоцена и низам миоцена и содержащие в низах конгломераты (2300 м). Рубеж нижнего и среднего миоцена характеризуют глинистые сланцы Тагнокот (1500 м). В основании средне-верхнемиоценовой серии Туктук есть пачка конгломератов Кадлум (45 м), на которой лежат известняки Калубиан (150 м). Известняки перекрываются глинистыми сланцами Дао (240 м), сменяющимися, в свою очередь, известняками Гутусан (240 м), венчающими разрез серии Туктук. Переходной от миоцена к плиоцену толщей являются глинистые сланцы Бата (810 м). Плиоцен-четвертичные отложения

представлены известняками Хубай и рифовыми известняками Сан-Исидро суммарной мощностью около 100 м. Для структур северо-западного полуострова характерно просачивание во многих местах на поверхность нефти и довольно широкое распространение больших по площади месторождений природного асфальта. Большинство поверхностных нефтепроявлений связано со сланцами Тагнокот, Дао и Бата (Gozon, 1961).

В северной части рассматриваемого бассейна, осложняя его тектонику, располагается ряд структурных поднятий, соответствующих полуострову Бондок юго-восточного Лусона и островам Буриас и Тикао.

Полуостров Бондок представляет собой коробчатую антиклиналь, на своде которой отмечается ряд дополнительных складок. Близкими по морфологии, очевидно, являются структуры островов Буриас и Тикао. Разрез третичных отложений, слагающих эти структуры, отличается меньшей полнотой и мощностью и большим количеством перерывов и несогласий, чем на территориях, расположенных к северо-востоку и юго-западу. На северо-западе острова Буриас и близ оси острова Тикао установлено резко несогласное налегание третичных пород на серпентиниты древнего фундамента. Причем на острове Буриас изверженные и метаморфические породы в районе мыса Ред-Рокк перекрываются грубослоистыми и интенсивно складчатыми известняками Макалаванг, минимальной мощностью 975 м (Irving, 1952). На южном конце острова верхней части этих известняков соответствуют породы карбонатной толщи Килла (Quilla), из которых на поверхность просачивается нефть. Указанные отложения относятся к олигоцену и низам миоцена. На полуострове Бондок в нижнем миоцене и, возможно, начале среднего миоцена накопились нефтеносные глинистые сланцы и песчаники Виго, мощность которых Корби (Corby a. oth., 1940) определяет цифрой 435 м. Основание средне-верхнемиоценовых осадков состоит в этом районе из грубообломочных пород. На Кондоке они представлены конгломератами Молаве (123 м), залегающими в основании серии Кангуинса и относящимися к верхам среднего миоцена. На острове Буриас им соответствует основание серии Сан-Паскуаль, резко несогласно залегающей на подстилающих образованиях. Несколько раньше, по-видимому, в самом начале среднего миоцена, началось накопление осадков в северо-восточной половине острова Тикао (Irving, 1952), где они перекрывают, вероятно, породы фундамента. Распространенные несколько шире верхнемиоценовые отложения имеют более тонкий состав, исключая острова Буриас и, возможно, Тикао. На Бондоке они (Corby a. oth., 1940) состоят из известковистых песчаников Маглихи (300—600 м), нижних песчанистых мергелей (40—200 м) и глинистых сланцев Бакау (50—100 м). На Буриасе и Тикао в это время образовались грубые терригенные осадки верхней части серии Сан-Паскуаль и ее аналогов, которые на юго-востоке последнего острова ложатся непосредственно на породы дотретичного фундамента. Менее распространенные переходные от миоцена к плиоцену отложения на полуострове Бондок представлены верхними мергелями и известняками (70 м), венчающими серию Кангуинса, а на северо-восточной половине островов Буриас и Тикао — песчано-глинистыми осадками. Плиоценовые отложения встречаются на полуострове Бондок и, возможно, на острове Буриас, а на Тикао морские осадки этого возраста не обнаружены (Irving, 1952). На Бондоке и, вероятно, на Буриасе они состоят из рифовых и массивных известняков Малумбанг мощностью 30—60 м (Corby a. oth. 1940).

Характерно, что структуры на расположенной по соседству к западу территории перешейка Таябас сложены существенно иным по мощности и составу разрезом третичных отложений, сходных в основных чертах с

одновозрастными образованиями восточной части острова Мариндуке. Дотретичный фундамент здесь представлен изверженными породами среднего состава. Наиболее древними третичными образованиями являются известняки эоцена, выше которых следуют отложения верхнего олигоцена формации Кезон (Irving, 1952). Последние начинаются известняками (1500 м), которые перекрываются лавами, агломератами, песчаниками и глинистыми сланцами (2400—3000 м). Выше с резким угловым несогласием залегают известняки Пагбилао (990 м), относящиеся к нижнему миоцену. Их сменяет угленосная формация среднего миоцена, мощность которой в среднем достигает 450 м. На угленосной формации с перерывом и, возможно, угловым несогласием лежат мергели и известняки верхов миоцена — низов плиоцена мощностью до 100 м, несогласно перекрывающиеся на востоке перешейка Таябас песчаниками верхнего плиоцена мощностью до 200 м. Таким образом, общая мощность третичных отложений в этом месте около 6000 м, что, примерно, в три раза превышает мощность однообразных пород на полуострове Бондок. Примерно во столько же раз больше, чем на Бондоке, мощность третичных осадков, распространенных на северо-восточном побережье залива Рагай и пролива Буриас.

Приведенная выше характеристика структур и разрезов позволяет определить естественные границы «бассейна юго-восточного Лусона» в третичное время и происхождение его современных очертаний. На северо-востоке сравнительно устойчивые территории находились в области Камаринес-Норте и полуострова Карамоан юго-восточного Лусона и островов Катандуанес и Самар, где обнаруживается широкое распространение пород дотретичного фундамента, перекрытого в общем маломощным чехлом слабо нарушенных главным образом глинисто-карбонатных миоцен-плиоценовых отложений. По тем же признакам юго-западный контур очерчивается юго-восточной частью Центрального Лусона, западной половиной острова Мариндуке, островами Таблас, Ромблон, Субуян и осевым хребтом острова Лейте. На северо-западе «бассейн» замыкался в районе пролива Полильо, оба берега которого сложены породами дотретичного возраста, а на юге он, по-видимому, соединялся с впадиной Агусан-Давао.

Современные очертания обусловлены плиоценовыми и постплиоценовыми движениями, во время которых происходило воздымание хребтов — островов и образование молодых впадин, часто сопровождавшееся вулканической деятельностью. Последняя вызвала в отдельных местах накопление больших масс эффузивного материала, перекрывшего древние структуры, как это произошло, например, в районе озера Бай на востоке Центрального Лусона. Эти явления нарушили контуры «бассейна» и значительно усложнили его первоначальную структуру. Она представляла собой геосинклиналиный прогиб, осложненный рядом геантиклиналей, располагавшихся примерно по оси прогиба и соответствующих сейчас полуострову Бондок, островам Буриас и Тикао, а также антиклинали, протягивающейся вдоль пролива Сан-Хуанико на острове Лейте. Прогиб по особенностям структуры и развития довольно четко делится на две части: северо-западную и юго-восточную. Более широкая, северо-западная, часть охватывает пролив Момпог и северную половину моря Сибуян, залив Рагай и пролив Буриас. Для нее характерны наиболее резкие и дифференцированные движения, особенно в верхнем олигоцене и нижнем миоцене, и заполнение мощными (свыше 6000 м) третичными осадками, среди которых большую роль играют вулканогенные и угленосные образования, обнажающиеся на окружающих островах. Юго-восточная часть, соответствующая морю Самар, отличалась более спокойным тектоническим режимом, меньшим размахом движений, что отразилось в значительной меньшей мощности третичных

отложений (в среднем 1500 м), имеющих к тому более тонкий состав. Вулканизм здесь имел ограниченное значение, хотя следы его обнаруживаются в верхнеолигоценовых — нижнемиоценовых образованиях на юго-западе острова Самар и в особенно больших размерах вдоль осевой антиклинали острова Лейте.

Район впадины Агусан-Давао

Следующим крупным тектоническим элементом, расположенным вдоль зоны Филиппинского разлома, является впадина Агусан-Давао с окружающими ее структурами: Центральной (на западе) и Тихоокеанской (на востоке) кордильерами.

Центральная кордильера пересекает остров Минданао и протягивается от мыса Дивата (Divata) на севере до полуострова Сарангани на юге. Она, по-видимому, представляет собой сложно построенный горст-антиклинорий, так как ядро ее состоит из резко приподнятых пород дотретичного фундамента и метаморфизованных вулканических и осадочных образований домиоценового и нижнемиоценового возраста (частично перекрытых плиоцен-четвертичными вулканитами), которые, в свою очередь, облекаются неметаморфизованными миоценовыми отложениями, круто падающими в сторону смежных депрессий (Ranneft a. oth., 1960).

На крайнем юге (полуостров Сарангани) ядро структуры состоит из ряда блоков, нарушенных продольными разрывами, которые сложены рассланцованными и измененными андезитовыми порфиритами, базальтами, агломератами и вулканическими брекчиями домиоценового и нижнемиоценового возраста. Крылья антиклинория образованы породами среднего и верхнего миоцена, представленными в основании массивными известняками и голубовато-серыми морскими глинистыми сланцами и песчаниками мощностью больше 450 м, которые перекрываются морскими же аргиллитами и песчаниками мощностью около 450 м. На северо-западном крыле эти породы, резко несогласно налегая на метаморфический комплекс, смяты в дополнительную синклиналь, осложненную более мелкими складками. На юго-востоке средне- и верхнемиоценовые отложения, контактирующие с ядром большей частью по разрыву, образуют крутую моноклиналь, наклоненную на юго-восток. Кроме того, на северо-западе миоценовые породы несогласно перекрываются поднятыми на значительную высоту рифовыми известняками плио-плейстоцена, а на юго-востоке берег полуострова погружен и миоценовые слои скрываются под уровень моря, что заставляет предполагать общий наклон структуры на юго-восток (Ranneft a. oth., 1960).

Антиклинорий Сарангани отделен от остальной части горст-антиклинория синклиналью Буаян и вулканическим хребтом Матутум-Апо. Синклиналь Буаян — это пологая брахискладка с максимальным падением слоев, не превышающим 10—15°, сложенная рифовыми известняками и связанными с ними глинами и песчаниками плиоцен-плейстоцена. На востоке она сменяется такой же пологой антиклиналью северо-восточного простирания, большая часть которой погребена под эффузивно-терригенными отложениями периферии хребта Матутум-Апо. Последний хребет образован так называемыми вулканическими породами Минданао (Ranneft a. oth., 1960). Они объединяют вулканогенные образования, начиная с верхов миоцена и кончая современными. Наибольший объем и наибольшую площадь распространения среди этих пород имеют эффузивы плиоцена и нижнего плейстоцена. Породы состоят из базальтовых потоков, туфов, туфопесчаников, агломератов, пепла, вулканических бомб и грязевых потоков, формирующих

плато, окружающие эруптивные аппараты, в пределах которых встречаются порфириновые андезиты, дациты и базальты, ассоциирующиеся с пирокластическими разностями. Хребет Матутум-Апо включает три вулканических конуса, в разной степени разрушенных эрозией, расположенных на одной линии север-северо-восточного направления.

Наименее изученная средняя часть Центральной кордильеры, расположенная к северу от хребта Матутум-Апо, имеет, по-видимому, то же строение, что и антиклинорий Сарангани. Ядро здесь также состоит из ряда блоков, разделенных продольными разломами (Ranneft a. oth., 1960). Правда, возраст слагающих его пород древнее, чем на полуострове Сарангани. Они представлены главным образом перидотитами, базальтами, порфириновыми андезитами, габбро, диоритами и метаморфизованными их аналогами с примесью метаморфизованных осадочных пород. Весь комплекс относится к дотретичному фундаменту. На восточном крыле структуры дотретичный фундамент перекрывают рифовые известняки эоцена, распространенные к югу от реки Адгаоан. Неполная мощность этих пород превышает 600 м. В этом районе на них непосредственно налегают слабо консолидированные глины, песчаники и конгломераты плиоцена. В других местах — на севере и востоке — крылья антиклинория сложены миоценовыми отложениями, падающими в сторону смежных прогибов. На восточном крыле они обнажаются из-под отложений верхнего плиоцена-плейстоцена и представлены переслаиванием морских темно-серых песчаников, конгломератов и сланцев неопределенной, но, несомненно, большой мощности. Указанные породы, залегающие на дотретичном фундаменте, сильно смяты, раздроблены и прорваны базальтами, диоритами и габбро. Эти отложения, по последним данным, принадлежат в основном к верхнему миоцену (Ranneft a. oth., 1960). На северном конце антиклинория, к югу от мыса Дивата, верхнемиоценовые породы несогласно перекрываются осадками нижнего плиоцена мощностью около 500 м, залегающими местами на дотретичном фундаменте. Они в основании состоят из переслаивания массивных песчаников и конгломератов, а в верхах — из тонкослоистых туфовых сланцев и песчаников, которые с угловым несогласием перекрываются породами верхнего плиоцена — плейстоцена. Последние к востоку от мыса Дивата состоят из довольно рыхлых красновато-коричневых переслаивающихся конгломератов, песчаников, мергелей и известняков, мощностью 30—75 м. В западном направлении они замещаются коралловыми рифовыми известняками.

К западу от мыса Дивата, причленяясь под острым углом к Центральному антиклинорию, в северо-западном направлении протягивается вулканический хребет Камигин-Балатокан, сложенный «вулканическими породами Минданао», перекрывающими миоценовые отложения антиклинория. На северо-западе хребет заканчивается активными вулканами острова Камигин.

Современная структура Тихоокеанской кордильеры представляет собой сложную структурный тектонический блок, в общем наклоненный на восток, в сторону Филиппинской океанической впадины (Ranneft a. oth., 1960). Это доказывается тем, что западная сторона кордильеры приподнята вдоль зоны Филиппинского разлома, тогда как восточная погружена и образует затопленный берег моря типа далматинского. О сложности строения блока можно судить по разнообразию пород, встречающихся в его наиболее приподнятой части и резкой их дислоцированности.

На юге полуостров Давао образован поднятым антиклинорным блоком, сложенным породами метаморфического фундамента. Из них большую часть составляют серпентиниты и частично серпентинитизированные перидотиты, ассоциирующиеся с габбро, базальтами, диоритами,

иногда метаморфизованными, среди которых встречаются в незначительном количестве метаморфические парапороды. На восточном крыле антиклинория (западный берег бухты Пухада и мыс Ламиган) обнажаются массивные перекристаллизованные известняки эоцена мощностью около 50 м. Известняки залегают в виде эрозионных останцов на породах фундамента, обнаруживая крутые падения (до 60°) на восток-северо-восток (Ranneft a. oth., 1960). В северном направлении структура погружается и метаморфический комплекс перекрывается андезитами и базальтами предположительно миоценового возраста. Полуостров Давао ограничен с запада и востока разломами и в современной структуре выступает как хорошо выраженный горст.

Чередованием горстов и грабенов характеризуется строение территории восточнее горста Давао от бухты Пухада и залива Майо на юге до верховьев реки Агусан на севере. Блоки в пределах указанных структур сложены главным образом третичными вулканическими породами. На северном берегу залива Майо и бухты Пухада они перекрывают угленосные отложения нижнего миоцена и погружаются под глинистые сланцы и песчаники верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена. На севере бухты Пухада нижнемиоценовые угленосные отложения несогласно залегают на эоценовых породах. В верховьях реки Агусан (к северу от полуострова Давао), как указывалось выше, третичные вулканические породы ложатся непосредственно на метаморфизованные образования дотретичного фундамента и скрываются под отложениями верхнего плиоцена. К востоку от реки Манаф (нагорье Олагусан) из-под плиоцен-плейстоценовых осадков обнажаются рифовые известняки верхнего миоцена мощностью 20—75 м, которые лежат на серпентинитах дотретичного возраста. В нагорье Олагусан, расположенном к востоку от верхнего течения Агусана и являющимся комплексом по-разному приподнятых горстов, широко распространены песчано-сланцевые отложения верхнего миоцена, залегающие непосредственно на фундаменте и аналогичные по составу тем, которые встречены на севере Центрального антиклинория к югу от залива Бутуан.

Осадочные породы в блоках смяты в складки, оси которых либо параллельны ограничивающим разрывам, либо диагональны по отношению к ним. При этом, если углы падения в отложениях верхнего миоцена достигают 70—80°, а в среднем имеют 60°, то в верхнеплиоценовых образованиях они редко достигают 40° и чаще не превышают 28—30°. Тем не менее, несмотря на отмеченную дисгармонию и устанавливаемое несогласие между указанными комплексами, современные структуры в них построены по единому плану и обнаруживают согласные простирания. Поэтому возникает предположение, что складки имеют приразломный характер и возникли в результате движения по разрывам, ограничивающим блоки (Ranneft a. oth., 1960). Рассмотренные структуры полуострова Давао и нагорья Олагусан на севере погружаются под четвертичный аллювий болот верхнего Агусана, занимающих восточную часть впадины Агусан-Давао.

К востоку от охарактеризованного района, протягиваясь на север до пролива Суригао, располагаются структуры гигантского одностороннего горста собственно Тихоокеанской кордильеры. На западе их ограничивает протяженный сброс, служащий восточным рубежом впадины Агусан-Давао. От залива Бислиг на севере до залива Майо на юге горст сложен в основном переслаивающимися песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами, углями и известняками нижнего миоцена, мощностью около 900 м. К югу от залива Бислиг они залегают на изверженных и метаморфических породах, условно относящихся к дотретичному фундаменту. На западе, в наиболее приподнятой области, нижнемиоценовые отложения залиты андезитами, которые, по-видимому, относят-

ся к верхнему миоцену (Ranneft a. oth., 1960). Сильнее всего породы нижнего миоцена дислоцированы в районах, прилегающих к основному сбросу. Здесь часты падения слоев в 30—40° и даже 60°. К востоку складки быстро выполаживаются, и пласты приобретают почти ненарушенное залегание с весьма пологим падением на восток.

Севернее, между заливами Бислиг и Лианга, вдоль сброса обнажаются метаморфические породы, прорванные габбро и диоритами третичного возраста, частично, возможно, относящимися к верхам миоцена или низам плиоцена. Эти образования перекрываются широко распространенными здесь рифовыми известняками верхнего миоцена, мощностью около 300 м, которые очень полого наклонены в сторону Тихого океана. Севернее залива Лианга расположен широкий антиклинальный свод, ядро которого сложено древними метаморфическими и изверженными породами, близкими по составу к распространенным на полуострове Давао, возможно прорванными миоценовыми интрузиями среднего состава. На юго-западе на породах ядра резко несогласно залегают верхнемиоценовые отложения, начинающиеся пачкой обломочных известняков, мощностью 90 м. Выше следуют серые глинистые сланцы и песчаники, мощностью примерно 900 м. Известняки, сланцы и песчаники местами интродированы андезитами, базальтами и, возможно, диоритами. Кроме того, в основании терригенной толщи песчаники и сланцы переслаиваются с андезитовыми брекчиями. На сланцево-песчаниковых образованиях встречаются изолированные обнажения несогласно залегающих рифовых известняков максимальной мощностью 90 м. Восточное крыло структуры также сложено породами верхнего миоцена, среди которых главную роль, по-видимому, играют рифовые известняки. Эта толща, в основном распространенная между заливами Лианга и Бислиг, протягивается на север по крайней мере до реки Таго. Весьма характерно то, что здесь, как и на юге, наибольшее смятие верхнемиоценовые породы испытали в области, прилегающей к зоне разрывов, ограничивающих с запада рассматриваемую структуру. В этой же зоне указанные отложения прорваны интрузиями и содержат прослой эффузивов.

На крайнем севере области Суригао, к юго-востоку от одноименного города, обнажается мощный морской осадочный разрез, который может охватывать нижний и верхний миоцен (Santos — Ynigo, 1944). В разрезе выделяются три формации. Нижняя, мощностью около 750 м, состоит из переслаивающихся базальтовых потоков и конгломератов, образованных за счет базальтов, песчаников и сланцев, местами содержащих маломощные пласты обломочных известняков и углей. Средняя, мощностью примерно 450 м, образована серовато-коричневыми песчаниками и сланцами с тонкими прослоями известняков и углей, согласно залегающими на подстилающих отложениях. Верхняя сложена массивными или неясно слоистыми коралловыми известняками, максимальной мощностью около 200 м, которые с локальными несогласиями перекрывают подстилающие породы. Структурное положение миоценовых отложений Северного Суригао не совсем ясно. Литологически они сходны с близкими по возрасту образованиями, распространенными на юго-западе острова Самар и северо-востоке острова Лейте вдоль пролива Сан-Хуанико. В то же время угленосные отложения (как, вероятно, и рифовые известняки), по крайней мере частично эквивалентны породам области залива Бислиг (Ranneft a. oth., 1960). Поэтому можно предположить, что они также относятся к западному крылу структуры северной части Тихоокеанской кордильеры. Но к западу от района, где обнажаются миоценовые породы, находится ряд горстов и грабенов, сложенных как более молодыми, так и более древними породами.

Непосредственно к западу, в грабене озера Майнит, к югу от последнего древние отложения перекрыты плащом четвертичного аллювия, а

к северу от него распространены плиоценовые образования, залитые на небольшой площади у восточного борта грабена молодыми базальтами. Следующий к западу горст, отделяющий озеро Майнит от моря Минданао, сложен метаморфическими породами, на которых разбросаны отдельные пятна массивных перекристаллизованных известняков и в меньшем количестве глинистых сланцев, песчаников и конгломератов эоцена, мощностью около 450 м. Таким образом, создается впечатление, что миоценовые отложения Северного Суригао приурочены к центральным частям структуры севера Тихоокеанской кордильеры. Но, скорее всего, современная картина обусловлена молодыми блоковыми перемещениями вдоль зоны Филиппинского разлома, осложнившими строение западного крыла более древней антиклинали, имевшей, по-видимому, первоначально асимметричный профиль. К сожалению, историю развития этой складки во времени и пространстве восстановить трудно, так как в имеющихся материалах нет данных о характере изменения фаций и мощностей миоценовых отложений по направлению к своду структуры, за исключением тех, из которых можно заключить, что характер осадкообразования на ее крыльях был неодинаков.

Впадина Агусан-Давао сбросом, проходящим близ оси ее максимального прогибания и относящимся к зоне Филиппинского разлома, делится на две части, из которых западная приподнята относительно восточной.

Западная часть впадины располагается между заливами Бутуан на севере и Давао на юге. Большая часть ее площади на поверхности сложена слабо консолидированными аргиллитами, глинами, песчаниками и конгломератами с массивами рифовых известняков мощностью до 150 м, относящимися к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену. Максимальная мощность этих пород составляет 2000—2500 м. Они образуют моноклираль, слои в которой падают от Центрального антиклинория на восток под углом 10—15°.

На востоке, между северным отрезком Тихоокеанской кордильеры и нагорьем Олагусан, широко распространен четвертичный аллювий. Только с приближением к ограничивающим впадину приподнятым областям на севере, юге и востоке из-под четвертичных отложений появляются породы плиоцен-плейстоцена, полого наклоненные в сторону наиболее прогнутой части структуры.

В целом впадина Агусан-Давао — односторонний грабен (Ranneft a. oth., 1960), так как на востоке она отделена от Тихоокеанской кордильеры сбросом, а на западе слагающие ее породы составляют нормальное пологое крыло Центрального антиклинория. О составе и примерных мощностях пород, заполняющих впадину, можно судить по отложениям, обнажающимся на ее крыльях. В основании ее, по-видимому, залегают эоценовые образования, потому что эоценовые известняки в изобилии встречаются в русловых отложениях и в гальке молодых третичных конгломератов вдоль обоих бортов впадины (Ranneft a. oth., 1960). Эоценовые породы перекрываются сериями миоцен-плиоценовых осадков. Масштаб прогибания впадины неодинаков в разных ее частях (Ranneft a. oth., 1960). Сильнее всего прогнута ее средняя часть, соответствующая среднему и верхнему течению р. Агусан, где мощность осадков, вероятно, превышает 5000 м близ оси прогиба.

В южном направлении, к заливу Давао, мощность осадков уменьшается до 3000 м, а на севере, с приближением к заливу Бутуан, она падает до 2000—2500 м. Структура впадины осложнена рядом антиклиналей и серией разрывов. Антиклинали, скорее всего, генетически связаны с осевым сбросом. На севере эта связь четко определяется тем, что складки находятся по соседству с разломом и параллельны ему. На юге, на острове Самаль, антиклинали сосредоточены на восточной стороне последнего, т. е. к западу от разлома, проходящего по дну залива.

Давао и ограничивающего горст одноименного полуострова. Антиклинали довольно крутые и узкие, со средним падением слоев на крыльях, достигающим 30° и более. Разрывы нарушают сплошность плиоцен-плейстоценовых пород главным образом в западной части впадины. Величина смещения по ним, по-видимому, незначительна. Основными среди них являются разрывы северо-западного направления, хотя имеются довольно многочисленные дизъюнктивы северо-восточного и восточного простирания (Ranneft a. oth., 1960). Вообще, вероятно, Филиппинский разлом — главный фактор, контролирующий локальные структуры впадины Агусан-Давао и прилегающей части Тихоокеанской кордильеры.

Район впадины Котабато

Крупной структурой, параллельной зоне Филиппинского разлома, является бассейн Котабато и его тектоническое обрамление. Впадина Котабато на севере ограничена нагорьем Ланао-Букиддон и хребтом Мидсаяп, на востоке — Центральной кордильерой, на юге — системой горных кражей Банга, на западе — нагорьем Тирурай и возвышенностью Блик.

Хребет Мидсаяп состоит из трех параллельных меридиональных гребней — Акир-Акир, Бабуи и Китубод — сложенных разбигыми на блоки складчатыми миоценовыми осадками, прорванными интрузиями, а также метаморфическими дотретичными породами. Структуры хребта Мидсаяп на севере широко перекрыты «вулканическими породами Минданао», слагающими нагорье Ланао-Букиддон.

Наиболее древние породы в пределах хребта Мидсаяп обнажаются на горе Акир-Акир и относятся к домиоценовому фундаменту (Ranneft a. oth., 1960). Гора Акир-Акир является монолитным тектоническим блоком, состоящим из метаморфизованных вулканических пород, представленных серпентинитами, прорванными габбро. Миоценовые отложения имеют тектонический контакт с метаморфическими породами ядра и круто падают в сторону от него. Нижнемиоценовые образования встречаются в изолированных блоках на западном склоне горы Акир-Акир. Они состоят из сильно перемятых и частично метаморфизованных черных и темно-серых слоистых глинистых известняков, сланцеватых известняков, гравелитов и конгломератов. Наибольшим распространением на западном крыле структуры горы Акир-Акир пользуются круто падающие на запад и юго-запад песчаники, конгломераты, черные глинистые сланцы, массивные белые и серые известняки среднего миоцена, мощностью от 720 до 1800 м. Они интродированы дайками уралитизированного габбро и в меньшем количестве дайками и силлами андезитовых порфириров. На среднемиоценовых породах согласно залегают голубые и серые аргиллиты и алевролиты верхнего миоцена, с прослоями туфов, песчаников и линзами конгломератов. Мощность верхнемиоценовых отложений в пределах хребта Мидсаяп колеблется от 900 до 1620 м.

Перечисленные миоценовые образования расчленены рядом падающих на запад сбросов, которые контролируют распределение даек и силлов в этом районе. К востоку от метаморфического ядра горы Акир-Акир находится узкий грабен, сложенный четвертичным террасовым гравием и базальтами, образующими плоские возвышенности. Из-под четвертичных отложений местами здесь обнажаются резко смятые, часто стоящие на головах породы верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Эти же породы более широко обнажены на западном склоне горы Акир-Акир и слагают в основном структуру горного кража Бабуи, расположенного к востоку от грабена. Они согласно перекрывают верхнемиоценовые осадки и состоят из тонкослоистых известковистых алевролитов, аргиллитов и песчаников, которые являются батинальными осадками, мощно-

стью от 600 до 900 м (Ranneft a. oth., 1960). Ядро кряжа Бабуй сложено брекчированными андезитами, дацитами и основными интрузивными породами, которые ассоциируются со стоящими на головах слоями агломератов. Среди этих пород встречаются отдельные блоки метаморфизованных нижнемиоценовых отложений. Крылья антиклинали Бабуй состоят из пород верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Западное крыло образовано круто падающими на запад слоями. На восточном крыле слои смяты в сжатые складки, нарушены разрывами и интродированы базальтовыми дайками. Интенсивность складок быстро убывает в сторону от ядра антиклинали. На севере, среди базальтового плато, где базальты перекрывают антиклиналь Бабуй, располагается ряд неков, состоящих из андезитовых агломератов. Эти неки находятся на одной линии, являющейся продолжением оси антиклинали. В южном направлении антиклиналь, выполаживаясь, погружается под осадки плио-плейстоцена, в которых на ее продолжении имеется антиклиналь меридионального простиранья с падением на крыльях, не превышающим 15—20°.

Крайней восточной структурой хребта Мидсаяп является антиклиналь Китубод. От антиклинали Бабуй она отделена синклиналью в породах верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Ядро антиклинали сложено метаморфизованными глинистыми сланцами и граувакками, вероятно, нижнего миоцена, которые прорваны базальтовыми дайками и интрузией гранодиоритов. Граувакки и сланцы полого смяты вдоль меридиональной оси и местами рассечены разрывами. Ядро структуры, возможно, ограничено меридиональными разломами, которые погребены под вышележащими породами. Восточное крыло антиклинали так же, как и ее северное и южное продолжения, состоит из полого смятых и разбитых продольными сбросами рифовых известняков плио-плейстоцена. Вообще же отложения плио-плейстоцена, перекрывающие с угловым или стратиграфическим несогласием антиклинали Бабуй и Китубод и слагающие северную периферию впадины Котабато, состоят из рифовых известняков, которые фациально замещаются мергелями и глинами, меняющими мощность от 45 до 360 м по направлению к внутренним частям впадины.

Таким образом, хребет Мидсаяп — это сложно построенный складчато-глыбовый антиклинорий, ядром которого служит блок горы Акир-Акир. При этом современная структура антиклинория в значительной степени контролируется продольными меридиональными разрывами.

Хребет Банга на южной границе впадины Котабато состоит из трех гробней северо-северо-западного направления разделенных структурными депрессиями, представляющими собой весьма пологие синклинали в четвертичном и современном аллювии.

Северо-восточный грабен Алип является антиклиналью, которая на юге и востоке перекрыта «вулканическими породами Минданао», образующими хребет Матутум-Апо, а на севере погружается внутрь впадины Котабато. Северная половина ядра антиклинали сложена андезитовыми порфиритами третичного вулканического комплекса, относящегося к нижнему миоцену (Ranneft a. oth., 1960). Южнее ядро состоит из пород дотретичного метаморфического комплекса, близких по составу к тем, которые обнажаются на горе Акир-Акир. Крылья антиклинали Алип сложены отложениями среднего и верхнего миоцена, состав и мощности которых сходны с одновозрастными образованиями, распространенными в пределах антиклинория Сарангани. Несмотря на то, что миоценовые породы на крыльях смяты в складки второго порядка, разбиты дополнительными разрывами и прорваны андезитами, они все же имеют общее падение на юго-запад в западном крыле и на восток и юго-восток — в восточном. Вполне возможно, что антиклиналь погру-

жается в южном направлении в сторону долины Буаян (Ranneft a. oth., 1960), а простираение ее определяется разломами, которые придают ей форму горста.

Центральный гребень Роксас-Матулас отделен от антиклинали Алип довольно широкой структурной впадиной Коронадал, заполненной четвертичными и современными аллювиальными и вулканогенно-обломочными осадками. Эта весьма пологая синклиналь является как бы проливом, соединяющим бассейн Котабато с примыкающей к заливу Сарангани впадиной Буаян.

Гребень Роксас-Матулас состоит из двух кулисообразно расположенных антиклиналей север-северо-западного простираения. Антиклинали сложены породами среднего-верхнего миоцена, плиоцена и нижнего плейстоцена. Среднемиоценовые отложения, основания которых не видно, начинаются переслаиванием глинистых сланцев, граувакков алевролитов, тонкослоистых обломочных известняков, мощностью от 450 м до 600 м. Выше они сменяются рыхлыми голубовато-серыми песчаниками и аргиллитами, содержащими линзы рифовых известняков. Мощность этих пород меняется от 450 до 900 м. В ядре антиклинали Матулас среднемиоценовые породы содержат местами базальтовые дайки и силлы. Отложения верхнего миоцена согласно лежат на подстилающих породах и состоят из агломератов, переслаивающихся с песчаниками, которые в северном направлении фациально замещаются морскими аргиллитами, причем мощность отложений меняется от 720 м на юге до 540 м на севере, а мощность агломератов падает при этом с 520 м до 66 м. Эти отложения согласно перекрываются аргиллитами и алевролитами верхнего миоцена — нижнего плиоцена, мощностью от 225 до 360 м. Так как аргиллиты содержат батинальную фауну, то рассмотренные выше породы, очевидно, образовались на соответствующих глубинах; к тому же агломераты, которые по-видимому, являются «мгновенными» осадками, объясняя своим происхождением скорее всего мутьевым потоком (Ranneft a. oth., 1960). Лежащие выше рифовые известняки и связанные с ними обломочные породы, мощностью 230—450 м, перекрывают с резким угловым несогласием осадки миоцена и с незначительным угловым или эрозионным несогласием сменяют отложения нижнего плиоцена. Указанные образования относятся к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену.

Северная антиклиналь гребня Роксас-Матулас является симметричной складкой с падением слоев на крыльях порядка 30°, рассеченной сбросом, расположенным под острым углом к оси структуры. Восточное крыло сброса опущено на величину от 220 м до 450 м. Южная антиклиналь несколько смещена к востоку по отношению к северной и представляет собой асимметричную складку с очень крутым, местами запрокинутым, западным крылом и более пологим — восточным, падения слоев в котором, однако, достигают 65°. Кроме того, восточное крыло нарушено продольным сбросом, по нему произошло опускание ее восточной части.

Крайний юго-западный элемент хребта Банга образован горными кряжами района озера Себу. Они объединяют структуры, переходные от антиклиналей Роксас-Матулас к сложно построенному району нагорья Тиурай. Структуры сложены породами среднего и верхнего миоцена. На крайнем юге отложения среднего миоцена несогласно налегают на породы метаморфического фундамента, протягивающиеся далеко на север в нагорье Тиурай. В основании здесь находятся массивные рифовые известняки (450 м), которые сменяются толщей переслаивающихся граувакков, карбонатных сланцев, голубоватых аргиллитов, содержащих линзы углей и маломощные прослойки конгломератовидных известняков. Мощность последней толщи меняется от 450 до 900 м. Их соглас-

но сменяют аргиллиты, алевролиты и песчаники верхнего миоцена и нижнего плиоцена, наиболее распространенные в этом районе и имеющие мощность 600—700 м. Эти отложения переходного возраста, близкие по составу к тем, которые распространены в гребне Роксас-Матулас, также, по-видимому, имеют батиальное происхождение. Севернее вулкана Паркер среднемиоценовые породы прорваны дацитовыми порфирами, которые, в свою очередь, погребены под агломератами и базальтовыми потоками «вулканических пород Минданао», широко перекрывающими с юга структуры гребня Роксас-Матулас и горных кряжей озера Себу.

Структура горных кряжей неоднородна. В промежутке между гребнем Роксас-Матулас и юго-западными структурами, в сравнительно узкой полосе миоценовых отложений, обнажающихся из-под «вулканических пород Минданао», породы падают на север и северо-запад под углами порядка 30°. Юго-западнее появляются весьма пологие структуры север-северо-западного простирания. Пологие складки нарушены продольными сбросами, по которым обычно опущено восточное крыло. При движении на запад и север складки становятся более сжатыми, количество разрывов увеличивается по мере приближения к основному сбросу, отделяющему кряжи Себу от района нагорья Тиурай. На северо-востоке структуры кряжей также ограничены сбросом, отделяющим их от широкой долины Алла, отвечающей весьма пологой синклинали в аллювиальных осадках, которая полого погружается на север и разделяет гребень Роксас-Матулас и кряжи Себу. Этот сброс в северном направлении постепенно приближается к западному и сливается с ним. С постепенным сближением обоих разломов, очевидно, связано увеличение напряженности складок в миоценовых породах в северном направлении. Кстати, восточный сброс отделяет миоценовые породы, имеющие северные и северо-западные падения, от пород, обладающих восточными и северо-восточным падением. Весьма характерны для этого района разрывы северо-восточного простирания, встречающиеся на юге и секущие поперек складки. Они, по-видимому, свидетельствуют о присутствии ослабленной тектонической зоны аналогичного направления, вдоль которой расположены вулканы хребта Апо-Матутум-Паркер.

Нагорье Тиурай, ограничивающее с запада впадину Котабато, состоит из двух хребтов (Дагума и Юго-Западного берега), между которыми находится впадина Куламан, перекрытая на севере эффузивами возвышенности Блик. В целом нагорье является горстовым блоком, приподнятым по отношению к расположенным восточнее структурам (Rapneft a. oth., 1960).

Хребет Дагума, находящийся на востоке нагорья, сложен метаморфическим комплексом фундамента и осадочными и плутоническими породами нижнего миоцена. Метаморфический комплекс состоит из метаморфизованных осадочных пород (кремнистых, аспидных и кристаллических сланцев, граувакков и конгломератов), чередующихся с порфиритовыми андезитами и базальтами. Нижнемиоценовые отложения, как и в хребте Мидсаяп, представлены черными и темно-серыми слоистыми и сланцеватыми известняками, гравеллитами и конгломератами, мощностью около 450 м. Породы миоцена и фундамента интродуцированы диоритами, дацитами и андезитовыми порфирами.

Структурно хребет Дагума — это наклонный на запад тектонический блок, центральная часть которого рассечена продольными разрывами, создающими чередование метаморфических пород фундамента и осадочных образований миоцена. Например, один из сбросов в северной половине блока ограничивает с востока распространение сравнительно полого падающих на восток отложений нижнего миоцена. Восточное крыло сброса, состоящее из пород фундамента, приподнято минимум на 900 м. На востоке блок Дагума отделен от впадины Котабато про-

тяженным сбросом, восточное крыло которого поднято на высоту 1800 м. Здесь породы фундамента непосредственно контактируют с плиоцен-плейстоценовыми и четвертичными осадками впадины. При этом рифовые известняки плиоцен-плейстоцена, полого падающие на восток, перекрывают большую часть трассы разлома. На юге эти породы несогласно налегают на миоценовые образования кражей озера Себу, а на севере они лежат поверх «вулканических пород Минданао» на восточной окраине возвышенности Блик. Мощность рифовых известняков западной периферии впадины Котабато равна 180—300 м. На западе блок Дагума погружается под миоцен-плиоценовые осадки впадины Куламан, которые с резким угловым несогласием ложатся на комплекс фундамента и перекрывают нижнемиоценовые плутонические породы. На юге блок Дагума сливается со структурами хребта Юго-Западного берега.

Хребет Юго-Западного берега сложен главным образом андезитовыми порфиритами и базальтами, а также диоритами, которые на юго-востоке составляют огромный батолит, вытянутый согласно простиранию структуры. Кроме того, небольшие диоритовые тела встречаются на северном конце хребта. Эти породы в основном относятся, по-видимому, к нижней половине миоцена, хотя и включают элементы дотретичного фундамента, обнажения которого встречаются на юго-восточном и северном концах хребта, где фундамент представлен теми же породами, что и в блоке Дакума. Среди полутонических пород разбросаны небольшие разобщенные блоки нижнемиоценовых отложений. В их пределах слои круто падают как на восток, так и на запад. Средне- и верхнемиоценовые осадки, распространенные на склонах хребта, близки по составу и мощности к отложениям этого возраста, заполняющим внутреннюю впадину Куламан. Поэтому они будут охарактеризованы ниже.

Хребет Юго-Западного берега представляет собой наклоненный на северо-восток тектонический блок, дополнительно рассеченный продольными разрывами, что вызывает чередование вулканических и осадочных пород. На юго-западе ядро блока облекается падающими в соответствующем направлении отложениями верхнего миоцена и плиоцена. На северо-востоке оно перекрывается осадками, содержащими видимые на поверхности образования не только верхнего, но и среднего миоцена. Вполне возможно, что с юго-запада блок ограничен системой сбросов, которые к югу от Лебака имеют северо-западное простирание, а к северу — меридиональное, что обуславливает существующий изгиб юго-западного берега острова Минданао (Ranneft a. oth., 1960).

Возвышенность Блик состоит из скопления плиоценовых вулканов, образующих северную часть нагорья Тиурай. Она сложена «вулканическими породами Минданао». По южной периферии возвышенности в окнах среди эффузивов обнажаются породы фундамента сходящихся и погружающихся на север хребтов Дагума и Юго-Западного берега, а также верхнемиоценовые отложения севера впадины Куламан. На севере «вулканические породы Минданао» несогласно перекрываются массивными коралловыми известняками и связанными с ними обломочными породами рифовых фаций. Рифовые известняки относятся к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену и имеют мощность до 180 м. Они полого падают на север и северо-запад и рассечены широтными сбросами, у которых обычно опущены северные крылья. Остров Бонго в заливе Иллана также сложен рифовыми известняками, наклоненными на запад под углом 8°.

Центральная часть нагорья Тиурай занята плато Куламан. На плато широко распространены миоценовые и плиоценовые породы. Наиболее древние отложения обнажаются на склонах окружающих хребтов. Они состоят из конгломератов и песчаников, мощностью до 450 м; согласно сменяющихся либо слонистыми морскими конгломератами; либо

белыми известняками; мощность их по направлению к центральным частям плато увеличивается от 180 до 270 м. Перечисленные породы относятся к среднему миоцену. Выше согласно залегают аргиллиты, алевролиты и рыхлые песчаники верхнего Миоцена, мощностью 150—450 м. На миоценовых породах несогласно лежат коралловые рифовые известняки, максимальной мощностью 150 м, которые выклиниваются на границе плато против домиоценовых изверженных пород. Эти известняки относятся к плиоцену.

Плато Куламан — третичный осадочный бассейн (Ranpeft a. oth., 1960), представляющий собой в современной структуре синклиналию впадину, заполненную третичными осадками, с максимальной мощностью в наиболее прогнутой части бассейна, превышающей 1300 м. На юге впадина выклинивается, а на севере погребена под эффузивами возвышенности Блик. На севере впадина также, скорее всего, замыкается, о чем свидетельствует широкое распространение здесь пород фундамента и верхнего миоцена, обнажающихся в окнах среди вулканических образований. Слои миоценовых отложений по западной и восточной окраинам плато падают в сторону его внутренних частей, постепенно выполаживаясь к оси впадины. На юге миоценовые осадки широко перекрыты плиоценовыми известняками.

Таким образом, хребты, окружающие впадину Куламан, можно рассматривать как антиклинали в миоценовых отложениях. Эти антиклинали формировались по крайней мере в течение среднего и верхнего миоцена. Об этом говорит некоторое уменьшение мощностей по направлению к осям. В плиоцене антиклинали были резко приподняты по разломам и с тех пор существовали как устойчивые поднятия. Этим можно объяснить широкое обнажение в их ядрах пород метаморфического фундамента, которые были вскрыты длительно действовавшей эрозией.

Восточную границу впадины Котабато, как уже отмечалось выше, составляют западное крыло Центрального антиклинория и вулканический хребет Матумум-Апо. Западное крыло антиклинория сложено мелководными морскими песчаниками и алевролитами среднего — верхнего миоцена и нижнего плиоцена, мощностью свыше 400 м. На них несогласно налегают рифовые известняки восточного борта впадины, имеющие мощность от 30 до 60 м. Эти известняки относятся к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену. Они несогласно перекрывают, кроме того, «вулканические породы Минданао» и комплекс фундамента на востоке, а сами погребаются базальтами и пирокластическими образованиями нагорья Ланао-Букидон на севере и континентальными конгломератами и песчаниками аллювия впадины Котабато.

Наконец, возможно, следует особо остановиться на северо-западной периферии впадины, к северу от нижнего течения Рио-Гранде и находящегося здесь города Котабато. Особенностью северо-западной периферии является то, что плиоцен-плейстоценовые осадки в этом месте состоят главным образом из морских конгломератов, мощностью до 180 м, среди которых встречаются массивы рифовых известняков (Ranpeft a. oth., 1960). Конгломераты полого падают на юго-запад, в сторону долины Рио-Гранде, и несогласно налегают на «вулканические породы Минданао» южной окраины нагорья Ланао-Букидон и складчатые образования западной части хребта Мидсап.

Впадина Котабато является асимметричной структурой север-северо-западного простирания, выклинивающейся как на севере, так и на юге. Она заполнена мощной толщей миоцен-плиоценовых осадков. Наиболее прогнутая часть впадины находится на западе, в области, прилегающей к хребту Дагума. Мощность осадков здесь превышает 4500 м на севере и больше 3500 м на юге. На восток-северо-восток впа-

дина постепенно выполаживается, что сопровождается уменьшением мощности соответствующих осадков, слагающих западное крыло Центрального антиклинория и смежную с ним часть впадины. Причем, если на западе граница впадины это сброс по восточному склону хребта Дагума, то на востоке заполняющие ее осадки перекрывают структуры Центрального антиклинория с нормальным стратиграфическим контактом. Весьма характерным элементом структуры впадины является «погруженный гребень Котабато», отделяющий глубокую западную половину ее от более мелкой восточной (Ranpeft a. oth., 1960). По данным аэромагнитометрии и наземной гравиметрии он соединяет гору Акир-Акир и гребень Алип, сложенные изверженными и метаморфическими домиоценовыми породами и метаморфизованными осадками нижнего миоцена. Это — вал в плане слегка выпуклый к западу, гребень которого близко подведен к поверхности и перекрыт, по-видимому, только осадками плио-плейстоцена и современным аллювием. Вал имеет асимметричное строение с почти вертикальным восток-северо-восточным склоном и довольно пологим запад-юго-западным. Есть предположения, что конфигурация этой структуры определяется разломами (Ranpeft a. oth., 1960). Таким образом, впадину Котабато можно представить как грандиозный односторонний, грабен, состоящий из двух ступеней, разделенных «погруженным гребнем Котабато».

Своеобразным строением отличается северо-западная часть острова Минданао, включающая нагорье Ланао-Букиднон и полуостров Замбоанга. В этих районах основная площадь занята молодыми «вулканическими породами Минданао», образующими плато, сложенные базальтами и обломочными продуктами вулканических извержений, среди которых возвышаются конуса, состоящие из андезитов и пирокластических пород. Более древние отложения обнажаются из-под эффузивов на полуострове Замбоанга и в нагорье Ланао-Букиднон, к востоку и к северу от озера Ланао, которое, по-видимому, имеет провальное происхождение и возникло при извержении больших масс эффузивного материала (Ranpeft a. oth., 1960). Район к востоку от озера Ланао известен под названием хребта Илиган. Этот хребет протягивается от озера к одноименному заливу, следуя вдоль его восточного побережья на север до залива Макаялар.

Наиболее широким распространением на северо-западе Минданао пользуются породы метаморфического фундамента. Причем здесь обнажаются наиболее древние образования (Ranpeft a. oth., 1960). Они состоят из слюдяных и хлоритовых сланцев, кварцитов, аспидных сланцев и мраморов, прорванных серпентизированными перидотитами, габбро и диоритами. Вполне возможно, что архипелаг Сулу также сложен породами фундамента несмотря на множество вулканических островов в его составе. Ирвинг (Irving, 1952) считает, что в пользу этого свидетельствует характер пород, распространенных на крупном острове Тави-Тави и смежных более мелких островах, которые близки по составу к образованиям фундамента, слагающим большую часть полуострова Замбоанга. Мнение о дотретичном возрасте шельфа Сулу поддерживают также Фелисиано и Тевес (Feliciano a. Teves, 1953). Наконец, по Тейлору (Cogby a. oth., 1951), архипелаг Сулу сложен серпентинитами, несогласно перекрытыми метаморфическими породами, на которые, в свою очередь, налегают более молодые эффузивы.

Третичные осадки на северо-западе Минданао несколько отличаются по составу и имеют меньшую мощность, чем одновозрастные отложения северной периферии впадины Котабато, обнажающиеся в хребте Мидсаяп. К самым древним третичным образованиям относятся хлоритовые и аспидные сланцы, филлиты и рассланцованные черные известняки, интродуцированные измененными диабазами, встречающиеся

в изолированных обнажениях к югу от города Кагаян-де-Оро, расположенного на берегу залива Макаялар, где они имеют видимую мощность свыше 180 м. Эти породы условно относятся к эоцену (Rappett a. oth., 1960). Возможно, в эоцене и олигоцене образовались кристаллические, аспидные и кремнистые сланцы, плотные граувакки и конгломераты, измененные вулканические породы, иногда присутствующие среди фундамента в этом районе. Нижнемиоценовые отложения встречаются на крайнем западе района, на полуостровах Замбоанга и Сибугуей. Они обнажаются в окнах среди вулканических пород и состоят из плотных карбонатизированных граувакковых и аркозовых песчаников, переслаивающихся с аргиллитами и содержащих редкие линзовидные пласты известняков и битуминозных углей. Мощность этих пород около 450 м. Они несогласно перекрываются отложениями среднего миоцена и более молодыми осадочными и вулканическими породами. Породы среднего и верхнего миоцена обнажаются в хребте Илиган и на полуострове Замбоанга. Западные и восточные разрезы разделены обширной территорией, перекрытой «вулканическими породами Минданао» и отличаются по составу и мощностям. Среднемиоценовые осадочные породы, которые обнажаются среди базальтовых потоков к востоку от озера Ланао, в основании состоят из 60-метровой пачки конгломератов, перекрытых толщей переслаивающихся конгломератовидных известняков, конгломератов, серых и черных сланцев и песчаников, мощностью свыше 360 м.

Средний миоцен на севере хребта Илигин представлен конгломератами и песчаниками, содержащими включения известняков, мощностью всего 90—120 м. Верхнемиоценовый комплекс хребта образован тонкослоистыми аргиллитами и алевролитами, литологически не отличимыми от мощного одновозрастного разреза хребта Мидсаяп. Мощность этих пород в хребте Илиган с юга на север уменьшается с 540 до 300 м. Перечисленные отложения перекрыты эффузивами. На севере, на берегу залива Илиган, на них с угловым несогласием залегают рифовые известняки, мощностью 45—90 м, а в заливе Макаялар и к югу от Кагаян-де-Оро — рифовые известняки и связанные с ними кластические породы (90—240 м), относящиеся к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцену.

Среднемиоценовые отложения юга полуострова Замбоанга состоят из грубых вулканических конгломератов и агломератов, переслаивающихся с плотными граувакковыми песчаниками и глинистыми сланцами, мощность которых меняется от 60 до 450 м. На них трансгрессивно налегают массивные коралловые известняки и слоистые белые и серые известняки, мощностью 30—210 м. Контакт между средне- и нижнемиоценовыми осадками на полуострове Сибугуей и на севере Замбоанги не виден. Однако конгломераты среднего миоцена содержат гальки и валуны пород более древнего комплекса. Верхнемиоценовые осадки обнажаются в ограниченных областях на юго-востоке полуострова Замбоанга и его крайнем северо-востоке, близ Диплога. На юге среднемиоценовые известняки согласно перекрываются рыхлыми известковистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками с небольшим количеством прослоев туфов, линз известняков и конгломератов, мощностью 600—900 м. Верхний миоцен в районе Диплога представлен преимущественно хрупкими туфовыми сланцами и песчаниками, мощностью 900 м.

Вдоль северного и южного берегов центральной части полуострова Замбоанга, на южном берегу бухты Синданган и к югу от Диплога, на юге полуострова Сибугуей и на острове Олутанга породы фундамента и миоценовые отложения перекрываются слабо консолидированными туфовыми сланцами, алевролитами и песчаниками (150 м), выше которых лежат коралловые известняки (90 м). Эти породы принадлежат верхне-

му плиоцену — нижнему плейстоцену. В других местах древние образования погребены под базальтовыми потоками и связанными с ними пирокластическими породами в возвышенных областях и под рыхлым вулканическим и террасовым гравием и аллювием вдоль речных долин и берегов.

Тектонически район северо-западного Минданао, по-видимому, является районом сочленения структур, связанных в своем развитии с зоной Филиппинского разлома и расположенных на границе с бассейном Тихого океана, с одной стороны, и структур внутренней области, объединяющей западные острова архипелага, с другой. В пользу этого говорят следующие обстоятельства.

Ряд признаков указывает на существование здесь положительной структуры, которая прослеживается от полуострова Замбоанга в восток-северо-восточном направлении до залива Макаялар. Прежде всего, не является случайностью, что здесь широко распространены породы метаморфического фундамента. Они прослеживаются от полуострова Замбоанга, через перешеек, соединяющий его с центральной частью Минданао, где обнажаются в основании горста, до нагорья Ланао-Букиднон. В пределах последнего фундамент встречается к югу от озера Ланао и слагает значительную часть хребта Илиган. Крайний восточный выход метаморфических пород находится в приподнятом крыле сброса, на левом берегу реки Тоголоан, впадающей в залив Макаялар. Этот разрыв, по-видимому, относится к системе разломов северо-западного простирания, по которым происходит сочленение субширотной структуры с Центральным антиклинорием. С этой точки зрения, становится понятным возникновение здесь вулканического хребта Камигин-Балатокан и его конфигурация. Следующее характерное обстоятельство — различие третичных разрезов. Нижнемиоценовые породы отличаются от одновозрастных образований хребта Мидсаяп более грубым составом и присутствием граувакков и битуминозных углей. В среднемиоценовых отложениях, кроме резкого уменьшения мощностей при движении с юга на север (особенно в хребте Илиган), также происходит огрубление состава, а на западе (полуостров Замбоанга) большая роль принадлежит вулканогенно-обломочным осадкам. К тому же, на западе обнаруживается трансгрессивное налегание известняков, составляющих верхнюю часть разреза, на подстилающие обломочные породы. Разрезы верхнего миоцена в общем сохраняют постоянство состава, но и у них мощности уменьшаются в северном направлении, а в районе Диплога, на северо-востоке полуострова Замбоанга, имеется также существенное отличие и в составе, так как здесь осадки этого возраста представлены туфовыми сланцами и песчаниками. Характерно, что в хребте Илиган отсутствуют батинальные отложения переходного от миоцена к плиоцену возраста, которые встречаются на северной периферии впадины Котабаты.

Помимо литолого-стратиграфических особенностей, на существование структуры, поперечной по отношению к впадине Котабаты, указывают чисто структурные признаки. Прежде всего, к ним относится простирание существующих здесь складок в миоценовых породах. В хребте Илиган, к востоку от озера Ланао, миоценовые отложения смяты в крутую синклиналь, погружающуюся на северо-восток. Элементы структур северо-восточного простирания можно уловить и в тектонических блоках в северной части этого хребта. Но особенно характерны в этом отношении складки на восточном берегу полуострова Замбоанга, которые обладают субширотным и северо-восточным простиранием (Rampelt a. oth., 1960). Кроме складок, северо-восточное и субширотное простирание имеет множество разрывов, пересекающих осадочные и метаморфические породы и имеющих немаловажное значение в современной

структуре. С ними ассоциируются складки на восточном берегу полуострова Замбоанга. А распределение осадочных и метаморфических пород на полуострове «обусловлено тектоническими линиями северо-восточного направления» (Ranpeft a. oth., 1960, стр. 559). Большое количество широтных и северо-восточных разрывов сосредоточено к западу, северу и югу от озера Ланао. Хотя хребет Илиган содержит целую серию пересекающихся разрывов, но и здесь несомненна важность тектонических линий северо-восточного направления, которая подчеркивается исследователями Минданао (Rannett a. oth., 1960). В частности, они, по-видимому, обусловили довольно резкое уменьшение мощности, особенно среднемиоценовых отложений, к северу, по сравнению с районом к востоку от озера Ланао. Наконец, не случайно на вулканическом нагорье Ланао-Букиддон большинство вулканических конусов сгруппировано в широтные цепи. Это, несомненно, связано с существованием разломов аналогичного направления в фундаменте нагорья.

О том, что субширотная структура северо-западного Минданао находится на границе двух областей, развивавшихся по разным тектоническим планам, можно судить по присутствию тектонических элементов чуждого для нее меридионального и северо-западного направления. К таким элементам, в частности, относится меридиональное направление расланцевания пород метаморфического фундамента на полуострове Замбоанга. Но в основном взаимодействие двух, по-разному построенных, областей проявилось в форме разрывов и блоковых перемещений по ним. По этим разрывам, вероятно, возникли вулканический кряж север-северо-западного простирания на полуострове Баганиан и меридиональный вулканический гребень вдоль западного побережья залива Илиган. К востоку от Диплога при блоковых подвижках по меридиональным разрывам, очевидно, произошло смятие верхнемиоценовых отложений этого района в складки соответствующего простирания. На перешейке, соединяющем полуостров Замбоанга с Центральным Минданао, имеется горст, вытянутый в запад-северо-западном направлении. А к юго-востоку от Кагаян-де-Оро находится другой горст, ограниченный сбросами с запада и востока, где обнажены древние породы, условно отнесенные к эоцену. В эту же группу явлений можно, вероятно, отнести современное меридиональное поднятие хребта Илиган. Но самым ярким примером взаимодействия двух тектонических направлений служит его геологическая структура к северу и северо-востоку от озера Ланао. Здесь главный разлом, протягивающийся с юго-запада на северо-восток, осложнен грабенами и горстами, простирающимися на северо-запад. Эти пересекающиеся разрывы образовали расположенную в шахматном порядке систему наклонных тектонических блоков, определяющих рисунок современной структуры в плане.

Между прочим, подобное взаимодействие двух тектонических направлений в разных масштабах проявилось и на остальной территории острова Минданао. Примерами этого являются субширотные сбросы на северном склоне возвышенности Блик, погружающаяся на северо-восток антиклиналь Тавиран-Хилл, расположенная здесь же, протягивающиеся с запад-юго-запада на восток-северо-восток разрывы на юге кряжей Себу. С крупным разломом северо-восточного простирания, по-видимому, связано образование вулканического хребта Апо-Матутум-Паркер, пересекающего Центральный антиклинорий. Наконец, очевидно, не случайно присутствие разрывов субширотного и северо-восточного направления во впадине Агусан-Давао, и вероятно, что наиболее низкая часть Тихоокеанской кордильеры, сложенная миоценом, представляет собой грабен, обязанный своим происхождением субширотным разломам.

Исходя из изложенного, можно заключить, что район северо-западного Минданао представляет собой антиклинорий восток-северо-восточ-

ного простираия. Структура антиклинория осложнена блоковыми движениями, возможно, главным образом верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста, сопровождавшимися значительными по объему излияниями эффузивного материала. Эти движения сильно нарушили рисунок древней структуры, а вулканогенные образования, перекрывшие ее на большой площади, резко затруднили расшифровку тектоники антиклинория. О том, что тектонические подвижки продолжаются здесь до настоящего времени, свидетельствуют активные вулканы и землетрясения, последнее из которых в нагорье Ланао-Букиддон произошло в 1955 г.

Филиппинский разлом

Филиппинский разлом представляет собой крупнейшую структурную линию архипелага, отчетливо выраженную в его тектоническом плане. Характеристике этого нарушения посвящена часть работы Аллена (Allen, 1962), где анализируются движения по разломам в Тайвань-Филиппинском регионе Тихоокеанского пояса. Почерпнутые оттуда сведения послужили основой приводимого ниже описания.

Первым, кто более или менее убедительно доказал наличие грандиозного разлома длиной 1200 км, проходящего через весь Филиппинский архипелаг в его восточной части, был Виллис (Willis, 1937). Ему же принадлежит термин «зона Филиппинского разлома» (Philippine fault zone). Зона структурно охватывает полосу переплетающихся и ветвящихся разрывов. Но влияние ее на тектонику смежных территорий проявилось далеко за пределами этой полосы. Приведенные обстоятельства вызывают затруднения при определении разлома как единой линии на всем его протяжении. Тем не менее Аллен показал, что это можно сделать, исходя из морфологии современного рельефа как суши, так и морского дна, так как в пределах зоны разлома имеется тектоническая линия, вдоль которой и сейчас происходят перемещения или они были в сравнительно недавнее время. Морфологическими доказательствами этому являются сбросовые уступы, впадины и провальные озера.

Лучше всего линия разлома выражена на острове Лейте. Здесь, между городами Висарес и Лейте, она представляет собой трог, шириной около 500 м, состоящий из ряда параллельных активных разрывов. Южнее по зоне разлома произошло смещение на северо-запад на 350 м русла реки Бао, а еще дальше на юго-восток разлом рассекает склон четвертичного вулкана Янагда. Здесь же находится ряд замкнутых депрессий — грабенов, одним из которых является озеро Данао. На юго-восточном окончании острова разлом четко прослеживается по смещению правых притоков р. Лайог вдоль северо-восточного основания Центрального хребта.

На севере Минданао вдоль зоны разлома располагается ряд горстов и грабенов, а также морфологически выраженных депрессий, одна из них занята озером Майнит. Южнее разлом делится на ряд параллельных ветвей, многие из которых рассекают пойменные осадки реки Агусан и четвертичные отложения впадины Агустан-Давао. Но эффективнее всего выражена та ветвь разлома, которая в виде уступа проходит вдоль западной границы Тихоокеанской кордильеры, отделяя ее от соседней впадины, и погружается в море к востоку от полуострова Давао.

К северу от г. Лейте разлом прослеживается в северо-восточной части острова Масбате, где к нему, по-видимому, приурочен ряд замкнутых впадин и смещение русел некоторых потоков. По тем же признакам можно установить, что он пересекает Юго-восточный Лусон по перешейку между заливом Рагай и бухтой Калауаг.

Более сложная картина наблюдается там, где разлом проходит через Центральный Лусон между бухтой Дингалан на юго-востоке и

заливом Лингайен на северо-западе. Несмотря на то, что Виллис (Willis, 1937) и Ван Беммелен (Van Bemmelen, 1949) отрицают перемещение по разлому в этом месте, особенности морфологии его здесь почти также наглядны и отчетливы, как и на Лейте. Действительно, на промежутке между бухтой Дингалан и Центральной долиной, там, где разлом пересекает южный отрог кордильеры Сьерра-Мадре, ему соответствует хороший видный сбросовый уступ. Подобный же уступ к северо-востоку от Умингана отделяет Центральную кордильеру от находящейся южнее впадины. Кроме того, разрыв смещает отложения конусов выноса рек Агно и Дигмала при выходе их на равнину Центральной долины. При этом, например, юго-западная часть конуса р. Дигмала по отношению к северо-восточной опущена на 1 м. Таким образом, трассу разлома как будто можно проследить почти до залива Лингаен. Но, с другой стороны, из материалов геологического картирования (Dugkee а. Rederson, 1961) известно, что Центральная кордильера ограничена с запада и востока целой серией разрывов, группирующихся в меридиональные зоны, причем к восточной зоне примыкает наиболее глубокая часть впадины Кагаян, а с западной зоной, по-видимому, связаны глубоководные землетрясения у западного берега Северного Лусона, где разрывы к тому же пересекают как плиоценовые, так и четвертичные осадки. Поэтому вполне естественно возникает предположение, что по направлению к заливу Лингаен Филиппинский разлом разветвляется и его северным продолжением служат меридиональные зоны разрывов, окаймляющие Центральную кордильеру. При этом основной ветвью, скорее всего, является западная, как более сейсмичная и протягивающаяся через весь Северный Лусон, в то время как восточная гасится поперечной системой разрывов на северном замыкании впадины Кагаян.

Рассмотренные выше проявления Филиппинского разлома на суше объединяются в одну линию подводными удлиненными замкнутыми депрессиями вдоль его трассы между островом Алабат и бухтой Дингалан, в проливе Рагай, между островами Тикао и Масбате, а также Лейте и северо-восточным Минданао и к югу от последнего (Irving, 1951).

Плоскость сместителя Филиппинского разлома почти на всем его протяжении, вероятно, близка к вертикальной. Об этом лучше всего говорит прямолинейность его трассы в областях с высоким рельефом. Например, к юго-востоку от пересечения его рекой Бао в северном Лейте трасса разлома на расстоянии меньше чем 3 км поднимается на высоту более 400 м, почти не меняя своего направления. Такой же характер разлом имеет в горных районах на севере и юге Минданао. Любопытно, что линия Филиппинского разлома не имеет непосредственной связи с четвертичным и современным вулканизмом, исключая, возможно, лишь остров Лейте. Вулканы этого возраста находятся по обе стороны от нее, но ни один из них (кроме района Лейте) не лежит на трассе разлома, что резко отличает его от тектонической линии подобной протяженности, например, на острове Суматра.

По сейсмичности зона разлома ничем не выделяется среди других областей архипелага. По мнению Аллена (Allen, 1962), это, прежде всего, объясняется скудостью исторических данных по району. Кроме того, наличие большого числа землетрясений необязательно определяет степень тектонической активности. Главное в этом случае — количество энергии, выделяющейся в эпицентре, так как при одном сильном толчке может быть реализовано значительно большее тектоническое напряжение, чем при целом ряде слабых сотрясений на широкой территории в течение десятков, а может быть и сотен лет. Между тем есть сведения о нескольких сильных землетрясениях, приуроченных к зоне Филиппинского разлома и, вероятно, связанных со смещениями вдоль плоско-

сти активного разрыва. К числу таких землетрясений Аллен относит следующие:

1. Землетрясение 16 августа 1869 г., которое было разрушительным на большей части Центральных Филиппин; эпицентр его находился, очевидно, близ Масбате, а поверхностные смещения и крупные трещины возникли близ Тикао и на юге Масбате, т. е. там, где активный разлом пересекает сушу в настоящее время.

2. При землетрясении 1 июля 1879 г. в Суригао (Минданао) произошло широко растрескивание и смещение поверхности земли между Анаоаном и озером Майнит в месте ясно видимого в рельефе современного раскола.

3. 21 июня 1893 г. во время одного из самых сильных в истории Филиппин землетрясений, приуроченного к Восточному Минданао, зафиксированы широко распространенные опускания в болотах верхнего течения реки Агусан и интенсивные подвижки по трассе разлома к востоку от современного города Монкайо.

4. Сильнейшее землетрясение Филиппинского архипелага, зарегистрированное инструментально, произошло 14 апреля 1924 г. вдоль продолжения трассы Филиппинского разлома к югу от Минданао, во время которого большие по масштабу смещения на поверхности отмечались к северо-востоку от полуострова Давао, в районе Мати, где линия активного современного разлома погружается под уровень моря.

К сожалению, ничего неизвестно о количестве энергии, выделившейся в очаге, для большинства упомянутых землетрясений. Поэтому нельзя определить суммарный эффект толчков, а он, по-видимому, был немалый и во всяком случае сравнимый (если не больший) с общей энергией землетрясений других районов архипелага.

Много споров вызывает характер и направление движений по разлому. Прежде всего, нет единого мнения о том, какие движения преобладают — вертикальные или горизонтальные. Ведущую роль вертикальных движений в формировании геологических структур отстаивают Ван Беммелен (Van Bemmelen, 1949) и другие сторонники волновой теории образования островных дуг (Umbgrove, 1949). Решающую роль крупных горизонтальных движений защищает большая группа геологов, пытающаяся объяснить особенности тектоники периферии Тихого океана и, в частности, Филиппинского архипелага относительным перемещением больших пластин земной коры в горизонтальном направлении. Лучшее всего недостаточную обоснованность представлений о решающей роли горизонтальных движений доказывают прямо противоположные выводы о направлении перемещений, к которым приходят авторы различных теорий, независимо от того, касаются они всего Тихоокеанского пояса или отдельных его сегментов.

В теориях, рассматривающих особенности орогении всего Тихоокеанского пояса или западной его половины, одни исследователи (Beni-off, 1959; St. Amand, 1959) считают, что главным направлением перемещения на западе было правостороннее, а другие (Vening Meinesz, 1954; Weeks, 1959; Biq Chingchang, 1960) — левостороннее. Анализ сейсмических явлений в этих районах тоже не дает однозначных решений, так как он допускает как левостороннее (Ritsema a. Veldkamp, 1960), так и правостороннее (Aki, 1960) движение.

В работах, посвященных непосредственно Филиппинскому архипелагу, где ставится этот вопрос, он также решается по-разному. Здесь приводятся доказательства и левосторонних (Willis, 1937; King a. McKee, 1949) и правосторонних (Alvir, 1926) перемещений вдоль Филиппинского разлома. Работы основаны, главным образом, на изучении характерных черт рельефа и плана расположения островов, что объясня-

ется недостаточностью и, по-видимому, необидительностью чисто геолого-структурных данных. Действительно, единственным геологическим доказательством Виллиса (Willis, 1937) были следы скольжения по плоскости разрыва на острове Масбате. Но позднее (Allen, 1962) выяснилось, что этот разрыв является второстепенным и расположен по отношению к основному разлому под углом около 30°. Виссер (Wisser, 1952) пытался обосновать левостороннее движение по этому разлому широтным сжатием, благодаря которому, по его мнению, возникли некоторые структуры юго-восточного Лусона и северо-восточного Минданао. Аллен (1962) справедливо заметил, что широтное сжатие вполне совместимо с таким движением, но отнюдь не доказывает его. Правда Аллена видна хотя бы из того, что Алкараз (Algaraz, 1947) на основании множества наблюдавшихся им меридиональных «линеаментов», образовавшихся, как он считает, в результате растяжения, реконструирует такую систему напряжений, которая вызвала бы правосторонние смещения.

Но лучше всего умозрительность гипотез, придающих основное значение горизонтальным движениям, видна тогда, когда с их помощью пытаются объяснить факты, установленные при геологической съемке более или менее крупных территорий. Впрочем это же можно сказать и о волновой теории.

Например, анализируя строение и происхождение конкретных структур на Минданао, геологи, работавшие здесь (Ranneft, a. oth., 1960), не задумываясь, отдают предпочтение вертикальным движениям. Так, они считают, что впадина Агусан-Давао формировалась как односторонний грабен между двумя антиклинальными поднятиями, быстро заполнявшийся осадками, которые в основном сносились с Центральной кордильеры. В таком же духе они рассматривают строение и формирование впадины Котабато. Но, интерпретируя структурный план Минданао, эти авторы пытаются объяснить его происхождение относительным горизонтальным перемещением блоков, несмотря на все противоречия, которые им встречаются. По их мнению, блок впадины Котабато движется на юг-юго-восток и давит на полуостров Сарангани, вызывая изгиб последнего на восток. При этом в тылу блока, в зоне растяжения, возникает вулканическое плато Ланао-Букидон. Но вулканическая область есть и перед фронтом этого блока (хребет Апо-Паркер), в зоне предполагаемого сжатия. С этой точки зрения авторы никак не могут объяснить положение полуострова Замбоанга и его выпуклую на северо-северо-запад форму. Очевидно, чтобы связать противоречивые факты, они привлекают на помощь «ундационную теорию» Ван Беммелена, в общем не совместимую с теориями горизонтального дрейфа. Но и она не может объяснить всего. Желая привести в соответствие с этой теорией некоторые особенности геологии Минданао, авторы выделяют здесь вулканическую (Центральная кордильера) и невулканическую (Тихоокеанская кордильера) дуги. Но вулканизм Центральной кордильеры — явно наложенный по отношению к имеющемуся здесь антиклинорию и, скорее всего, связан с разломами, косо секущими его структуру. В то же время в Тихоокеанской кордильере широко распространены доказательства третичного вулканизма, а на крайнем северо-востоке и современного (четвертичного). Но все же рациональным зерном «ундационной теории» является то, что она подчеркивает роль вертикальных движений в образовании структур земной коры. Так что, по-видимому, правильнее поступают исследователи северного Лусона (Dugkee a. Pederson, 1961), отмечая, что нет единой теории, которая могла бы объяснить геологическое строение Филиппин, и считая, что главными в формировании структур были вертикальные движения, хотя они и допускают сдвиги с амплитудой до нескольких километров. Геологи же, настаивающие на преобладании левосторонних сдвиговых пе-

ремещений по зоне Филиппинского разлома, сами указывают, что «не найдено полевых доказательств, определяющих сумму боковых перемещений вдоль рифта» (Rappett a. oth., 1960, стр. 549), очевидно, потому, что «величину и относительное направление перемещения вдоль разрывов обычно невозможно определить» (там же, стр. 552). Поэтому их утверждение не имеет фактического обоснования.

Аллен (Allen, 1962), проследившая трассу современного Филиппинского разлома, устанавливает левостороннее перемещение вдоль него, достигающее первых сотен метров, на основании изгиба русел притоков некоторых рек. Однако он обращает внимание на то, что сейчас нет определенных геологических доказательств больших горизонтальных движений по разлому. Более того, Аллен, являясь сторонником ведущей роли горизонтальных движений, тем не менее подчеркивает, что «современное распределение суши и моря, так же как и распределение горных хребтов (а, следовательно, и структур, которые они отражают. — В. Ш.), по-видимому, значительно больше зависит от вертикальных, чем от горизонтальных движений» (Allen, 1962, стр. 4803).

Отмеченная выше противоречивость во мнениях о направлении перемещения вдоль Филиппинского разлома и отсутствие прямых доказательств большой величины сдвига заставляют отвергнуть ведущую роль горизонтальных движений в этом районе, как недостаточно обоснованную, и признать главными вертикальные движения. Этот вывод подкрепляется анализом тектоники обрамления разлома, неотъемлемым элементом которой он является.

Если рассматривать структуру восточной области Филиппинского архипелага в целом, то можно увидеть, что она образована системой вытянутых в северо-западном и субмеридиональном направлении впадин, как правило, имеющих асимметричное строение, часть которых сейчас залита морем. Впадины ограничены обычно складчато-глыбовыми антиклиналями, ориентированными согласно их удлинению.

Древние метаморфические комплексы, обнажающиеся в ядрах антиклинорий, практически не содержат аркозовых пород и кварцитов, а мраморизованные известняки незначительной мощности имеют ограниченное распространение. Для третичных разрезов типичны преимущественно терригенный, довольно грубый (особенно в нижней половине) состав, часто флишоидный облик и постоянное присутствие вулканогенных андезито-базальтовых пород и граувакков, образовавшихся главным образом при подводных излияниях и в морских условиях, а также накопление мощных паралических угленосных формаций на юго-востоке Лусона. Эффузивов особенно много в отложениях нижнего миоцена, где они часто играют решающую роль. Вверх по разрезу их количество постепенно уменьшается, и они становятся более кислыми. Любопытны находки батиальной фауны на юге области. Весьма характерна сравнительно активная интрузивная деятельность, выразившаяся во внедрении на протяжении среднего и отчасти верхнего миоцена — нижнего плиоцена, габбро, диоритов и в ограниченном количестве гранодиоритов. Молодые плиоцен-четвертичные и современные эффузивы в основном наземного происхождения, имеющие андезито-базальтовый состав, занимают обширные площади на юге Лусона и западе Минданао и на севере Лейте. Они приурочены к границам этой активной тектонической области и осложняющим ее молодым разломам.

О большом размахе тектонических движений в пределах Восточных Филиппин лучше всего говорит мощность третичных осадков, которая достигает максимума на северо-востоке Лусоне (свыше 8000 м), а в среднем равна 6000—7000 м. Несовпадение во времени и разный характер движений, подчеркивающие сложность истории этой области, определяются соотношением мощностей разновозрастных частей разреза на севере и

юге, а также составом соответствующих отложений. Если к северу от Лейте основная мощность разреза падает на образования нижнего — среднего миоцена (исключая восточный борт впадины Пампанга), то на юге (остров Минданао) больше половины мощности разреза составляют верхнемиоценовые и более молодые породы. Причем, во впадине Агусан-Давао эта доля приходится на отложения плиоцена-нижнего плейстоцена. Далее, если на севере и в центре Лусона морское осадконакопление прекратилось в конце миоцена — начале плиоцена, то на юге морские образования широко распространены во внутренних частях островов вплоть до середины плейстоцена.

Таким образом, структуры, пестрый состав и большие мощности осадков четко отражают резкую дифференцированность и большой размах вертикальных движений в этом районе Филиппин.

Какова же роль Филиппинского разлома в структуре восточной области архипелага? Так как эта область находится на окраине бассейна Тихого океана, то естественно было бы предположить, что по разлому проходит граница, разделяющая стабильную океаническую область и подвижные районы современной геосинклинали.

Действительно, по восточному краю архипелага располагается ряд блоков, отличавшихся стабильностью на протяжении третичной истории. Такими блоками являются Тихоокеанская кордильера на Минданао, остров Самар, север Юго-Восточного Лусона, острова Полильо и хребет Сьерра-Мадре на Северном Лусоне. Они характеризуются относительно небольшой мощностью третичных осадков и их слабой дислоцированностью, а также широким распространением на поверхности обнаженных эрозией древних метаморфических пород, часто образующих простые куполовидные структуры (северо-восток Минданао, Самар и т. д.). Но так как распространение активной зоны на восток было, очевидно, неравномерным, то граница ее со стабильными блоками является достаточно сложной и по-разному выражена в современной структуре. На Минданао и Юго-Восточном Лусоне она проходит по разлому, причем на Лусоне ему соответствует современный вулканический хребет. На Самаре и Северном Лусоне по границе структур расположены впадины, так что разрывов на поверхности не видно, хотя на юго-западе Самара имеется область интенсивно дислоцированных пород, указывающая на существование здесь тектонически активной зоны. Отсюда понятно, что современную восточную границу активно развивающейся геосинклинали нельзя представить в виде единой линии, которая соответствовала бы Филиппинскому разлому. Та линия, по которой обычно трассируется современный разлом, отделяет подвижную область от стабильных структур только на востоке Минданао. На центральных островах она проходит по западной границе, в заливе Рагай — внутри впадины, а на Лусоне — среди структур восточной области. Отмеченное положение зоны Филиппинского разлома заставляет предположить, что она является наложенной и объединяет наиболее резко выраженную в современном рельефе суши и дна моря систему молодых дизъюнктивных дислокаций, развивающихся в настоящее время. Отдельные звенья этой системы могут иметь достаточно древнее заложение и, возможно, существовали по крайней мере на протяжении большей части третичной эпохи, когда с ними был связан вулканизм (Минданао, Лейте). Возникновение зоны Филиппинского разлома в ее современном виде, очевидно, произошло в плио-плейстоценовое время, когда тектонические движения создали современный структурный план архипелага. Ее возникновение, вероятно, связано каким-то образом с формированием Филиппинской впадины, на что указывает почти параллельное расположение этих структур. Но природа их генетической связи пока остается неясной.

Существенно иное строение и историю имеет Западная область Филиппинского архипелага, которая, как уже говорилось, охватывает бассейн моря Сулу с окружающими его островами.

Основная площадь расположенного на севере острова Миндоро сложена кристаллическими сланцами и филлитами, иногда содержащими прослой мраморизованных известняков. В центральных частях острова встречаются гнейсы и кварциты. Довольно широко здесь распространены метаморфизованные вулканические породы основного состава, прорванные габбро и диоритами (Irving, 1952). На юго-востоке Миндоро Тевес (Teves, 1954) отмечает присутствие серпентинитов; их внедрение, по его мнению, относится к мелу. Интересные описываемые им взаимоотношения метаморфических пород в этом районе с вышележащими слабо измененными осадками. Выше кристаллических сланцев и филлитов предположительно палеозойского возраста согласно залегают аспидные сланцы с прослоями метаморфизованных песчаников, которыми начинается мезозойский (?) разрез. Аспидные сланцы сменяются толщей чередующихся конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, в которых Холлистер (Corby a. oth., 1940) собрал аммониты средне-верхне-юрского облика. Эти породы, мощностью несколько сот метров, окаймляют с востока метаморфическое ядро острова.

Мезозойские породы, по-видимому, с угловым несогласием перекрываются отложениями олигоцена — нижнего миоцена (Irving, 1952). Последние состоят из глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и известняков. В основании разреза встречаются в ограниченном количестве крупногалечные конгломераты. Суммарная мощность этих пород не превышает 300 м. На них, возможно, трансгрессивно налегают угленосные отложения и массивные известняки, общей мощностью 750—1050 м, которые накопились в начале среднего миоцена. Среднемиоценовые осадки встречены на юго-востоке и севере Миндоро. Они венчают разрез морских третичных отложений этого острова, весьма слабо дислоцированных.

В современной структуре остров Миндоро выступает как массивное блоковое поднятие, ориентированное в субмеридиональном направлении.

Находящиеся к юго-западу от Миндоро острова Каламиан представляют собой блоки, сложенные парасланцами, кварцитами и метаморфизованными кремнистыми породами дотретичного возраста (Irving, 1952).

Узкий, вытянутый на северо-восток гребень острова Палаван также сложен в основном метаморфическими дотретичными образованиями, среди которых значительная роль принадлежит парасланцам с прослоями известняков и другим породам, близким по составу к тем, которые распространены на Миндоро и островах Каламиан. Действительно, де лос Сантос (Santos, 1959) на Центральном Палаване описывает измененные аркозы, парасланцы и метаморфизованные вулканические породы. Последние являются метаморфизованными базальтами с хорошо выраженной подушечной отдельностью. На юге Палавана и острове Балабак широко распространены основные эффузивы спилитового облика, содержащие прослой кремнистых сланцев, марганценосных железистых известняков, аргиллитов, реже алевролитов и песчаников, ассоциирующиеся с комплексом ультраосновных пород (John, 1963). На Балабаке в прослоях известняков обнаружены нуммулиты и фораминиферы верхнего мела — нижнего эоцена (John, 1963). Подобные породы имеются на островах Бангей, Баламбанган и Северный Калимантан, где они относятся к кремнисто-спилитовой формации (Fitch, 1953).

Комплекс по-разному метаморфизованных осадочных и плутонических пород прорван интрузиями габбро, диоритов и гранодиоритов (Irving, 1952). Последние встречаются на Северном и Центральном Палаване. Кроме того, на Центральном Палаване в значительном количестве есть и ультраосновные интрузии доэоценового возраста (Santos, 1959).

Неметаморфизованные эоценовые известняки, мощностью 200—300 м, встречаются на севере (Irving, 1952) и юге (Casasola, 1956) Палавана, а также в центре острова (Santos, 1959).

Миоценовые отложения в этом районе имеют ограниченное распространение. Нижний миоцен представлен к северу от Пуэрто-Принсеса кристаллическими известняками, а к югу от него — известковистыми песчаниками и сланцами (Irving, 1952). На Южном Палаване выше песчаников и сланцев лежат массивные песчаники, вероятно, относящиеся к среднему — верхнему миоцену (Casasola, 1956). На Балабаке миоценовые осадки представлены чередованием аркозовых песчаников и глинистых сланцев, содержащих прослой алевролитов и известняков (John, 1963). Общая мощность миоценовых отложений на Палаване составляет примерно 2000 м.

Плиоценовые морские образования встречаются лишь в виде узких полос в некоторых местах вдоль берега островов Палаван и Балабак. На юге Балабака они состоят из слюдястых и полевошпатовых песчаников, уплотненных глин, алевритов, мергелей и коралловых известняков небольшой мощности (John, 1963). По восточному берегу этого острова и в некоторых местах на Палаване коралловые пляжи приподняты на несколько метров над уровнем моря.

Если метаморфизованные породы смяты в резкие (до изоклинальных) складки и разбиты многочисленными разрывами, главным образом параллельными оси удлинения островов, то перекрывающие их миоценовые осадки дислоцированы значительно слабее и образуют весьма пологие структуры. Эти осадки обычно облекают более древние породы. Таким образом, остров Палаван можно представить как антиклиналь грандиозных масштабов, которая существовала в виде довольно устойчивого поднятия на протяжении большей части третичной истории.

Группа северо-восточных островов, по-видимому, была наиболее подвижным районом западной области в третичную эпоху, так как, несмотря на четко выраженную блоковую структуру, здесь обнаружены самые мощные (из установленных на западе) разрезы мио-плиоцена, а также следы миоценового вулканизма и современной эффузивной деятельности.

На Панае, самом северном острове из этой группы, широко распространены дотретичные метаморфические породы разного состава, от кристаллических сланцев с прослоями мраморизованных известняков до метаморфизованных эффузивов и связанных с ними кремнистых сланцев. Эти образования прорваны интрузиями ультраосновного, основного и среднего составов (Irving, 1952). Лучшее всего метаморфический комплекс изучен на западе острова; в хребте Антикке. Юг хребта сложен так называемой «формацией Бонгбонган», состоящей из измененных базальтовых потоков, слоистых кремнистых сланцев, терригенных осадков и диабазовых силлов (Santos-Ynigo, 1949). Эти породы смяты в складки северо-восточного простирания и прорваны интрузиями дотретичных серпентинизированных перидотитов и, в меньших размерах, габбро и диоритов, а также андезитами, возможно, позднемиоценового возраста. На крайнем севере метаморфический комплекс слагают кристаллические сланцы, представленные кварцево-слюдястыми, кварц-полевошпатовыми и хлоритовыми разновидностями, а также кремнистые сланцы, граувакки, кварциты, мраморизованные известняки и метаморфизованные вулканические породы (Francisco, 1956). Весь комплекс

прорван кварцевыми диоритами, скорее всего, дотретичного возраста. Складки в метаморфических породах субмеридионального простирания.

На северо-западе Паная третичные осадки образованы толщей чередующихся глинистых сланцев, известняков и конгломератов, среди которых в значительном количестве присутствуют потоки базальтовых лав. Эта толща налегает на размытую поверхность метаморфического комплекса и соответствует, вероятно, всему миоцену (Francisco, 1956). Вулканическая деятельность в этом районе, скорее всего, связана с проходящим вдоль западного берега острова разломом, который продолжается на север, располагаясь восточнее Табласа.

Существенно иное строение имеет восточная часть острова, где находится глубокий миоценовый синклинальный прогиб, известный под названием «бассейна Илоило» (Irving, 1952). Этот погружающийся на юг прогиб ограничен метаморфическими породами на западе, севере и северо-востоке. Асимметрия его структуры устанавливается разным составом и различными мощностями миоценовых осадков на западе и востоке прогиба. Корби (Corby, a. oth., 1951) приводит самостоятельные разрезы для восточного и западного бортов прогиба. На западе разрез начинается песчаниками и массивными валунными конгломератами, максимальной мощностью 2400 м, накопление которых, возможно, началось в эоцене, а закончилось в начале нижнего миоцена. Остальная часть миоценового разреза представлена так называемой формацией Торао, состоящей из песчаников и глинистых сланцев. На западе ее мощность меняется от 570 м у борта до 2000 м с приближением к оси прогиба. На востоке эти песчаники ложатся непосредственно на метаморфические породы, а на западе, перекрывая конгломераты, иногда также покоятся на дотретичном фундаменте. Мощность песчаников на востоке едва превышает 1200 м. За пределами прогиба в верхнем миоцене на севере и востоке острова отложились небольшой мощности известняки и конгломераты, которые местами сохранились в виде останцов в горной области. Миоцен-плиоценовые осадки, мощностью до 5000 м, образовались только в наиболее прогнутой западной части «бассейна». Они состоят из двух или трех пачек конгломератов, содержащих валуны метаморфических пород, которые переслаиваются с голубыми ленточными и известковистыми глинами. Плиоценовые пески, алевроиты и глины, мощностью около 600 м, также распространены близ структурной оси прогиба (Irving, 1952).

Наиболее крутые падения имеют третичные осадки по бортам структуры (особенно на западе), но к центру прогиба они быстро выволаживаются. В поле распространения третичных пород обнаружены просачивания на поверхность горячих газов (Gozon, 1961).

В целом остров Панай — это массивный блок, ограниченный с запада протяженным разломом, южная часть которого осложнена глубоким асимметричным прогибом.

Мало что известно о геологии острова Негрос. Весьма вероятно, что горная часть его, как и на Панае, сложена в основном породами дотретичного метаморфического комплекса. Об этом говорят некоторые геологические и геофизические данные (Feliciano a. Teves, 1953). По данным Ирвинга (Irving, 1952), на юго-западе острова обнаружены средние изверженные породы, а на северо-востоке — конгломераты (900 м) и известняки (200 м) среднего — верхнего миоцена. Здесь же распространены плиоценовые рифовые известняки (300 м). Эта часть острова, является, по-видимому, периферией глубокого миоценового прогиба, располагавшегося на месте острова Себу, где присутствует мощный комплекс миоценовых отложений. Четвертичный и современный вулканизм здесь, скорее всего, связан с опусканием по разломам северо-западной части острова. Вулкан на юге, вероятно, находится на пересечении

разломов, ограничивающих грабен пролива Таньон, который отделяет Негрос от Себу.

Другой борт прогиба Себу, очевидно, находился в районе острова Бохоль. На севере этого изометричного по форме и пологого по рельефу острова встречены метаморфизованные эффузивы, близкие по составу и облику к тем, которые распространены на Панае, а на востоке — большой массив ультраосновных пород (Irving, 1952). В центре Бохоля имеются эоценовые известняки, мощностью 200—300 м, взаимоотношения которых с метаморфическими породами не установлены. На северо-западе острова непосредственно на метаморфическом фундаменте лежат нижнемиоценовые известняки, мощностью около 100 м. В среднем — верхнем миоцене на значительной части острова отложились песчаники и конгломераты, мощностью до 900 м, которые перекрывают с размывом нижнемиоценовые известняки, а местами покоятся прямо на метаморфическом фундаменте. Вверх по разрезу терригенные осадки замещаются известняками, мощностью до 200 м. Плиоценовые рифовые известняки Каркар, распространенные в западной половине Бохоля и достигающие 400 м мощности, лежат на подстилающих отложениях с трансгрессивным контактом (Irving, 1952). Сравнительно маломощные разрезы третичных отложений, их весьма слабая дислоцированность, широкое распространение метаморфического комплекса (особенно на севере и востоке) говорят за то, что остров Бохоль отличался довольно стабильным развитием, причем на протяжении значительных отрезков времени его северная и восточная части были приподняты (Feliciano a. Teves, 1953; Irving, 1952). В современной структуре этот остров выступает как обширное куполовидное поднятие.

На месте расположенного между Негросом и Боколем острова Себу находилась осевая часть миоценового прогиба. Поэтому здесь накопились наиболее мощные осадки этого возраста, которые впоследствии были смяты в довольно сложные складки. В центральной части северной половины острова обнажаются гнейсы и ортосланцы, частично образованные за счет основных эффузивов, и метаморфизованные вулканические породы, аналогичные имеющимся на Панае. Последние, возможно, относятся частично к мелу, в пользу чего говорят следующие обстоятельства. Холлистер и Тейлор (Irving, 1952) в Центральном Себу обнаружили известняково-галечную формацию, которая содержит плохо сохранившихся орбитолин, вызывающих предположение о меловом возрасте содержащих их пород. С этими известняками, возможно, сопоставляется «формация Пандан», состоящая из метаморфизованных известняков, сланцев и конгломератов с прослоями углей. В дальнейшем детальным картированием было установлено широкое распространение известняков с орбитолинами среди пород, которые, кроме осадков, характерных для «формации Пандан», содержат многочисленные прослой слегка метаморфизованных эффузивов.

Нижнемиоценовые отложения, налегающие в центральных частях Себу на дотретичные образования, начинаются угленосной свитой (120 м) и известняками (100 м), которые сменяются осадками формации Малубог, состоящими из чередования известняково-карбонатных и угленосных пачек, в основании которых находится «глинистая свита». Мощность формации Малубог достигает 1170 м (Corby a. oth., 1951). Разрез вышележащих отложений Корби характеризует следующим образом.

Породы среднего и низов верхнего миоцена представлены известняками, мощностью свыше 520 м, которые перекрываются песчаниками и конгломератами нижней половины верхнего миоцена (1100 м), а также известняками и мергелями верхов миоцена — низов плиоцена (400—900 м). Рифовые известняки плиоцена, мощностью от 150 до 400 м,

широко перекрывают северную треть Себу и распространены по периферии остальной части острова.

Остров Себу является грандиозной коробчатой антиклиналью. Наиболее древние метаморфические породы сейчас обнажены на севере в центральных частях острова. Обрамляющие их наиболее древние третичные осадки смяты в складки северо-восточного простирания, а верхнемиоценовые и более молодые породы изогнуты в пологий ориентированный в северо-восточном направлении свод с крутыми крыльями. Он полого погружается под уровень моря на севере и юге (Irving, 1952). Ирвинг считает, что остров Себу, как положительная структура, сформировался в основном на рубеже среднего и верхнего миоцена.

О том, что миоценовый прогиб не ограничивался островом Себу, а занимал также территории проливов Таньон и Бохоль, свидетельствуют, во-первых, малая плотность пород на дне пролива Таньон и параллельность изоаномал берегам, указывающая на совпадение простираний структур на дне пролива и Себу и, во-вторых, близкое сходство отложений Себу и Бохоля, несмотря на значительно меньшую их мощность на последнем (Feliciano a. Teves, 1953). Самая лубокая часть прогиба находилась на востоке, так как миоценовые отложения северо-западного полуострова острова Лейте имеют наибольшую мощность (больше 5400 м) по сравнению с другими островами этого района. Положение этой части на границе с Восточной областью, по-видимому, не случайно. О существовании подвижных структур к востоку от прогиба позволяет судить несколько большая, чем на острове Себу, терригенность осадков. С контрастными движениями в пограничной области скорее всего связан обильный третичный вулканизм на Лейте. Прогиб северо-западного полуострова, по-видимому, отделялся от восточных частей Лейте четким порогом, так как разрезы последних отличаются иным составом и несравненно меньшими мощностями. На юге прогиб выполаживается по направлению к острову Боколь и юго-западному полуострову Лейте, как это можно видеть из сокращения мощностей и выпадения из разрезов отдельных пачек и свит третичных отложений. На северо-западе его ограничивали остров Негрос и восточная часть моря Висаян. Исходя из геофизических данных и геологии островов, окружающих южную половину моря Сибуян и море Висаян, филиппинские геологи пришли к выводу, что дно этих морей, очевидно, сложено метаморфическими и изверженными породами древних комплексов (Feliciano a. Teves, 1953).

Характерно, что остров Себу был тем местом, где впервые на Филиппинах обнаружили нефть. С тех пор эта территория пользуется славой наиболее перспективного нефтеносного района архипелага (Irving, 1952).

Самым крупным структурным элементом Западной области является впадина моря Сулу, ограниченная шельфами Палавана, Калимантана и Сулу на северо-западе, юго-западе и юго-востоке. На ее северо-восточной границе располагаются острова Панай и Негрос. Впадина Сулу представляет собой неправильный четырехугольник, вытянутый с юго-запада на северо-восток. Примерно посередине он разделяется на две части подводным гребнем, которому на поверхности соответствуют атоллы. Более глубокой является юго-восточная половина впадины, где дно опущено на четыре с лишним километра. Максимальные глубины (свыше 5500 м) обнаружены к юго-западу от Негроса и к северо-западу от полуострова Замбоанга. Максимальная глубина на северо-западе равна 2350 м, а в среднем колеблется от 2000 м на юго-западе до 1600 м на северо-востоке. Впадина Сулу характеризуется четкими положительными аномалиями (Feliciano a. Teves, 1953). Об интенсивном прогибании структуры в настоящее время говорит большая мощность современных кораллов (свыше 400 м), которая была установлена при бурении скважины на атолле Туббатаха (Daleon, 1958), нахо-

дящемся в центральной части впадины. До сих пор ничего неизвестно о составе осадков, распространенных на дне моря Сулу. Скорее всего это впадина, наложенная на структуры относительно стабильной Западной области Филиппин. Такой вывод можно сделать, исходя из строения окружающих ее островов и быстрого современного погружения.

Распространенный на островах метаморфический комплекс состоит из разнообразных пород от гнейсов до филлитов и аспидных сланцев. Особенностью состава этого комплекса является довольно широкое присутствие здесь кварцитов и аркозов, которые встречаются почти на всех островах, а также мощных пачек известняков. В верхах метаморфической толщи, сложенных терригенными породами, обнаружены средне-верхнеюрские осадки — самые древние датированные фауной отложения Филиппинского архипелага. Присутствие эффузивов в меловых отложениях сближает их по составу с одновозрастными образованиями Восточной области. А широкое распространение среди меловых пород известняков, углей и кремнистых сланцев определяет их специфику. Породы метаморфического комплекса прорваны интрузиями, состав которых меняется от перидотитов до гранодиоритов. Основная масса интрузий, скорее всего, относится к дотретичному времени, хотя часть их, по-видимому, внедрилась в нижнем и среднем миоцене, но строгих доказательств этому не обнаружено.

О более спокойной тектонической обстановке в Западной области в третичную эпоху по сравнению с востоком архипелага свидетельствует сравнительно тонкий состав соответствующих осадков с преобладанием глинисто-карбонатного материала почти по всему разрезу. Угленосные образования нижнего и среднего миоцена на Себу и Миндоро отличаются ничтожной мощностью по сравнению с подобными породами, например, на Лусоне. Песчано-сланцевые отложения, местами с прослоями конгломератов, возникли только во впадинах на Паная и северо-западе Лейте, т. е. в местах наибольшего погружения в третичное время, а также в районе Палавана — Балабака, где в их составе существенную роль играет аркозовый материал. Вообще аркозы, как и кварциты, весьма характерны для миоценовых пород Западной области. Некоторое огрубление осадков в пределах северо-восточных островов произошло на рубеже среднего и верхнего миоцена. Но в последующую эпоху снова восстановился режим глинисто-карбонатного осадконакопления. Характерно, что рифовые известняки плиоцена встречаются, как правило, только по периферии островов, за исключением Мариндуке, Миндоро и мелких островков к востоку от последнего, где они вообще отсутствуют.

Суммарная мощность миоцен-плиоценовых осадков на западе архипелага гораздо меньше, чем на востоке. Максимум ее падает на районы Себу (около 4400 м) и Центрального Паная и Северо-западного Лейте (5500 м). На основной же площади она едва достигает 1500—2000 м.

Следы подводного базальтового вулканизма внутри области обнаружены среди глинисто-карбонатных отложений миоценового возраста только на северо-западе Паная. Молодой (четвертичный) вулканизм, проявившийся в ограниченных масштабах на острове Негрос, связан с плиоцен-четвертичной тектонической переработкой этой территории. Главной ареной эффузивной деятельности являются пограничные участки Западной области, в том числе архипелаг Сулу. Внедрение интрузий в третичное время определено не доказано, хотя оно, возможно, имело место на некоторых островах (Палаван, Панай), правда, в ограниченных размерах.

Структуру Западной области Филиппин представляет собой обширную впадину северо-восточного простирания, окруженную рядом поднятий — островов. Большая часть островов выступала на протяже-

нии третичной истории как довольно стабильные блоки, что следует из сравнительно слабой дислоцированности и относительно небольшой мощности миоцен-плиоценовых осадков. Исключение составляет группа северо-восточных островов. Но даже здесь остров Себу, возникший на месте глубокого миоценового прогиба, выступает в современной структуре как грандиозная коробчатая антиклиналь. Наиболее интенсивные складки имеются только в районах сочленения двух основных тектонических областей архипелага: на западе Лейте, северо-западе Минданао и западе Мариндуке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше особенности геологии Филиппин приводят к выводу о том, что архипелаг состоит из двух регионов, разбившихся по разным тектоническим планам, которые довольно резко отличаются как по типу структур, так и по составу и мощности осадков. Отчетливее всего резкость сочленения этих регионов видна на западе Минданао. Здесь субмеридиональные и северо-западные структуры Восточной области соприкасаются с находящимся к северу от них субширотным антиклинорием. В районе сочленения располагается ряд молодых вулканов, группированных в цепи восток-северо-восточного простирания, отвечающие линиям разломов аналогичного направления. Такой же характер, по-видимому, имеет юг острова Лусон, где неслучайным является активный современный вулканизм, а структуры в древних породах ориентированы поперек впадины и антиклинориев Центрального Лусона. Большей сложностью отличается граница между областями в промежутке между Минданао и Лусоном. На Лейте и Масбате она проходит по линии современного активного разлома, причем на Лейте к ней был приурочен обильный третичный вулканизм. Севернее на границе находится впадина, залитая морем. На юге этой впадины разбросаны сложные в основном метаморфическими породами острова Ромблон, Сибуян и Таблас. На севере, в месте ее сужения, на острове Мариндуке обнажаются весьма характерные разрезы нижнего миоцена, которые на востоке и северо-востоке состоят из пород, типичных для Восточной области, а на западе — для Западной. К сожалению, существует мало данных о структуре Мариндуке, поэтому детали границы здесь проследить нельзя.

Сравнивая историю двух основных областей Филиппин, трудно что-либо сказать о ее раннем, дотретичном, периоде. Но состав метаморфических пород и большое количество содержащихся в них древних интрузий (особенно на западе) указывают на то, что по крайней мере в мезозое территория архипелага отличалась интенсивным геосинклинальным развитием. Присутствие в Западной области кварцитов, аркозов и известняков в древних толщах, при полном отсутствии первых двух и крайне незначительном количестве последних на востоке, заставляет думать, что различия в тектоническом режиме основных регионов архипелага наметились уже в это время. Они, очевидно, продолжали существовать и в нижнетретичную эпоху. Но историю этого отрезка времени восстановить очень трудно из-за ограниченности знаний о распространении и характере отложений палеогена.

Наиболее резко разный характер тектоники проявился в миоцене, особенно нижнем и среднем. На востоке накопились мощные, близкие по облику к эвгеосинклинальным осадки, а на западе — сравнительно небольшие по объему глинисто-карбонатные отложения с незначительным содержанием в них песчаников и конгломератов и почти полным отсутствием вулканических проявлений. Если на востоке в это время формировались сравнительно узкие и глубокие впадины и разделяющие их кордильеры, то на западе подобные структуры, по-видимому, имели

ограниченное распространение и были сосредоточены вблизи границы с более активным регионом. Наконец, на востоке широко распространены миоценовые интрузии основного, среднего и даже кислого составов, а на западе они до сих пор достоверно не установлены.

Плиоценовому этапу, очевидно, предшествовала эпоха тектонической активизации, во время которой в значительной степени (особенно на западе) были созданы современные структуры архипелага. Движения этого времени вызвали на большой площади регрессию моря, так как плиоценовые породы обычно перекрывают более древние образования с размывом, а часто и с угловым несогласием. Плиоценовые морские осадки представлены главным образом рифовыми известняками и связанными с ними обломочными фациями. Только в пределах наиболее глубоких и устойчивых прогибов на западе (Панай) и востоке (Северный и Центральный Лусон, Восточный Минданао) в их составе преобладают терригенные образования, в том числе и континентальные (Лусон, Панай). Плиоценовое осадконакопление на западе имело ограниченное распространение в пределах современных островов, так как осадки этого времени встречаются главным образом по их периферии, свидетельствуя о том, что они в это время уже были поднятиями. На востоке плиоценовые отложения широко представлены внутри островов, указывая на сравнительно молодые движения, которые вывели эти районы из-под уровня моря и местами довольно сильно деформировали плиоценовые породы. Плиоцен-плейстоценовый вулканизм на западе приурочен к границам области (исключая Негрос), а на востоке он встречается как по границам, так и внутри региона (Минданао, Северный Лусон). Современная структура Восточной области состоит из чередования в общем линейных впадин и антиклинальных хребтов, в то время как на западе рисунок определяет обширная впадина Сулу, окруженная блоковыми поднятиями островов.

В целом для истории кайнозойского развития Филиппин можно выделить три основных этапа, по-разному проявившиеся на западе и востоке архипелага. Первый охватывает его дотретичную историю, когда здесь существовала, вероятно, активная мезозойская геосинклиналь. Трудно судить о характере смены мезозойского тектонического режима кайнозойским. Возможно, ему предшествовал этап общего поднятия области, так как палеоценовые отложения нигде на Филиппинах не обнаружены. Вряд ли это поднятие сопровождалось горообразованием, потому что эоцен-олигоценные осадки, несогласно перекрывающие образования предыдущего этапа, состоят главным образом из глинисто-карбонатных пород. Второй этап, начавшийся в конце олигоцена, сопровождался постепенным усилением движений, которые достигают максимума активности в нижнем миоцене. Затем происходит постепенное ослабление подвижности к концу миоцена, сопровождавшееся выравниванием рельефа и регрессией моря, на фоне которого происходило формирование резких, но локальных структур на Лусоне и в Центральных Филиппинах, нашедшее отражение в образовании грубокластических осадков и внедрении интрузий на Лусоне и Минданао на рубеже среднего и верхнего миоцена и в верхнем миоцене.

Начало последнего этапа, продолжающегося до сих пор, отмечено плиоценовой трансгрессией. За минувший отрезок времени оформился современный структурный рисунок архипелага. О продолжении подвижек свидетельствуют высокая сейсмичность и действующие вулканы на Филиппинах, а также рост островов (например, Палавана и Минданао) и углубление морей (Сулу). В соответствии с намеченными этапами можно выделить три основных структурных комплекса: доэоценовый, эоцен-миоценовый, в котором эоцен и олигоцен отвечают начальному периоду, и плиоцен-современный.

Рассмотренные выше особенности геологического строения и истории развития двух основных регионов Филиппин приводят к выводу, что в области архипелага происходит сочленение расположенной юго-западнее складчатой зоны северной Индонезии, переработанной здесь молодыми движениями, и позднекайнозойских геосинклинальных структур западной периферии Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Aki K. Further study of the mechanism of circum-Pacific earthquakes from Rayleigh waves.—*J. Geophys. Res.*, 1960, 65.
- Alcaraz A. P. The major structural lines of the Philippines. *Philippine Geol.*, 1947, 1(2).
- Allen C. R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region.—*J. Geophys. Res.*, 1962, 67, № 12.
- Alvir A. D. A theory on the major tectonics structure of Luzon, Philippine Islands. In: *Proceedings Pan Pacific Science Congress. 3-rd Congress. Vol. 1. 1926.*
- Benioff H. Circum-Pacific tectonics. *Publs. Dominion Observatory Ottawa*, 1959, 20(2).
- Bi Ching Chang. Circumpacific tectonics in Taiwan. In: *Report of the 21 Session International Geological Congress. Norden. Pt. 18. Copenhagen, 1960.*
- Casasola A. G. Geological reconnaissance of Southern Palawan. *Philippine Geol.*, 1956, 10.
- Corby G. W. a. oth. Geology and oil possibilities of the Philippines. Manila, 1940.
- Corby G. W. a. oth. Geology and oil possibilities of the Philippines. *Rept. Philippines Dept. Agric. and Natur. Res., Tech. Bull.*, 1951, № 21.
- Daleon B. A. Tabulated data on exploratory wells drilled in the Philippines. *Philippine Geol.*, 1958, 12, № 2.
- Durkee E. F. a. Pederson S. L. Geology of Northern Luzon.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1961, 45, № 2.
- Feliciano J. M. a. Teves J. S. The geology of Philippine Inland Seas. In: *Proceedings of the 17th Pacific Science Congress. Vol. 2. New Zealand, 1953.*
- Fitch F. H. A comparison of North Borneo and Philippine geology and its bearing on mineral prospecting. *Ann. Rept. Geol. Surv. Dept. British Terr. in Borneo for 1953. Kuching, Sarawak, 1954.*
- Francisco F. U. The Pre-Tertiary rocks of Buruanga Peninsula, Panay Island. In: *Proceedings of the 18-th Pacific Science Congress. Vol. 2. Philippines, 1956.*
- Gozon B. M. Geology of the Philippine Islands.—*Petrol. Eng.*, 1961, 33, № 1.
- Irving E. M. Geological history and petroleum possibilities of the Philippines.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1952, 36, № 3.
- John T. U. Geology and mineral deposits of East-Central Balabac Island, Palawan Province, Philippines.—*Econ. Geol.*, 1963, 58, № 1.
- King P. B., McKee E. M. Preparation of Philippine diagrams.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1949, 60, № 12.
- Rannett T. S. M. a. oth. Reconnaissance geology and oil possibilities of Mindanao.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1960, 44, № 5.
- Ritsema A. K. a. Veldkamp Y. Fault plane mechanisms of Southeast Asian earthquakes.—*Koninkl. Ned. Meteorol. Inst. Mededel en Verh.*, 1960, № 76.
- Santos V. de los. Preliminary report on the geology and mineral resources of Central Palawan.—*Philippine Geol.*, 1959, 10.
- Santos-Ynigo L. M. Geology of the Surigao Gold district.—*Philippine Bur. Min. Unpublished Rept.*, 1944.
- Santos-Ynigo L. M. Geology and pyrite deposits of Southern Antique, Panay.—*Philippine Geol.*, 1949, 3.
- Smith W. D. Geology and mineral resources of the Philippine Islands. *Philippine Bur. Sci.*, 1924.
- St. Amand P. Circum-Pacific orogeny. *Publs. Dominion Observatory Ottawa*, 1959, 20(2).
- Teves J. S. The Pre-Tertiary geology of Southern Oriental Mindoro.—*Philippine Geol.*, 1954, 8.
- Umbgrove J. H. F. *Structural history of the East Indies.* Cambridge, 1949.
- Van Bemmelen R. W. *The geology of Indonesia.* Hague, 1949.
- Weeks L. G. Geologic architecture of Circum-Pacific.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1959, 43, № 2.
- Vening-Meiresz F. A. Indonesian archipelago a geophysical study.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, 65, № 2.
- Willis B. Geologic observations in the Philippine archipelago, *Natl. Res.—Council Philippines. Bull.*, 1937, № 13.
- Wisser E. Preliminary notes on the relation of Philippine mining districts to the structural history of the archipelago.—*Philippine Geol.*, 1952 6(4).

И. В. АРХИПОВ

**ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ
ОСТРОВОВ ИНДОНЕЗИЙСКОГО АРХИПЕЛАГА**

Индонезия — один из своеобразнейших и наиболее сложно построенных в геологическом отношении участков земного шара. Своеобразна и сложна, прежде всего, геолого-структурная позиция Индонезии, располагающейся, с одной стороны, между двумя (азиатским и австралийским) континентальными блоками, а с другой — между океаническими платформами Тихого и Индийского океанов, в месте пересечения двух поясов кайнозойской складчатости (субширотного южноазиатского и субмеридионального — восточноазиатского). Своеобразны также история геологического развития Индонезии, почти непрерывно сопровождавшаяся интенсивнейшим вулканизмом, и общий характер ее разновозрастной и гетерогенной геологической структуры, значительная часть которой в настоящее время занята шельфовыми морями и глубоководными морскими впадинами.

Совокупность признаков свидетельствует о том, что Индонезия является современной геосинклинальной областью, еще не завершившей полного цикла своего развития. Для характеристики современной тектонической активности индонезийского архипелага достаточно отметить, что в Индонезии (в Молуккском море) зафиксированы самые крупные в мире отрицательные аномалии силы тяжести, что Индонезия — наиболее активная в сейсмическом отношении область земного шара, что в пределах Индонезийского архипелага располагается наибольшее по сравнению с другими вулканическими районами мира число действующих вулканов. Сочетание пространственно сближенных высоких горных цепей островов и глубоководных впадин Индонезии обуславливает грандиозный размах современного тектонического рельефа.

Особенности тектонического положения и истории развития Индонезии, специфика ее современной структуры, а также многообразие и сложность происходящих на ее территории геологических процессов неизменно вызывали и вызывают огромный интерес геологов и в особенности геологов-тектонистов (Stille, 1945; van Bemmelen, 1949; Umbgrove, 1949, и др.). Это и понятно, так как трудно найти на земном шаре район, который был бы также благоприятен для изучения разнообразнейших проблем теоретической и прикладной тектоники, как Индонезия. «Живая» тектоника Индонезии — своеобразный «пробный камень» многих тектонических концепций и гипотез.

Тектоника Индонезии — громадная, необычайно сложная и ко многому обязывающая тема. В небольшом очерке, конечно, нельзя дать сколько-нибудь полной ее характеристики по такому широкому кругу

вопросов, как структурное описание, история развития, связь тектогенеза с магматизмом, связь морской и островной тектоники, тектоническая интерпретация геофизических данных и др. Автор настоящего очерка не ставил, да и не мог поставить перед собой цель охватить все это многообразие аспектов изучения тектоники Индонезии. В его задачу входил анализ, с позиций советской тектонической школы, некоторых общих вопросов тектоники Индонезии и ее геологической истории. Эта задача оказалась достаточно трудной не только из-за сложности и своеобразия тектоники Индонезии, но также и потому, что при составлении настоящего очерка автор был вынужден основываться исключительно на литературных материалах зарубежных геологов, подход которых к объяснению некоторых геологических явлений и сама методика геологических исследований в ряде случаев в значительной степени отличается от принятых в нашей стране.

Причиной, побудившей написать этот очерк, явилось, с одной стороны, желание применить к этому своеобразнейшему в геологическом отношении участку земного шара некоторые утвердившиеся у нас тектонические воззрения и попытаться найти в Индонезии те общие закономерности строения и развития геосинклинальных областей, которые в последнее время установлены для других районов Евразии, а с другой — стремление в какой-то степени восполнить тот пробел, который образовался в нашей литературе по тектонике Индонезии. Дело в том, что если к настоящему времени, несмотря на крайне неравномерную геологическую изученность территории Индонезии, мы все же располагаем (главным образом благодаря монументальной и очень содержательной сводке Р. В. ван Беммелена) в целом вполне удовлетворительными сведениями по стратиграфии и весьма полной характеристической магматизма и истории развития Индонезии, то этого нельзя сказать в отношении систематического описания тектонической структуры Индонезии. Такого описания нет не только для всего архипелага в целом, но даже и для отдельных крупных островов. Работы зарубежных авторов по тектонике Индонезии в большинстве случаев посвящены обоснованию на индонезийском примере той или иной тектонической гипотезы, а содержащиеся в них описания геологических структур касаются, как правило, лишь отдельных, более или менее крупных районов Индонезии (чаще всего нефтеносных бассейнов). Они обычно отрывочны и не систематизированы в единое целое. Кроме того, многие чрезвычайно важные и интересные стороны тектоники и истории развития Индонезии или вообще не получили в геологической литературе должного отражения, или охарактеризованы недостаточно ясно и, с нашей точки зрения, не всегда правильно.

Очерк состоит из двух разделов и сопровождается тектонической схемой (фиг. 1). Первый раздел содержит краткую общегеологическую и структурную характеристику отдельных островов Индонезийского архипелага (кроме Филиппин)¹. Во втором синтезируются данные по структуре отдельных островов и делаются некоторые общие заключения о тектонике Индонезии в целом.

¹ В описание включена характеристика геологической структуры острова Новая Гвинея, относимого к Круго-Австралийской и Меланезийской складчатым системам (Беммелен, 1957), но имеющего в своем геологическом развитии много общего с островами Индонезийского архипелага.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТРОВОВ ИНДОНЕЗИЙСКОГО АРХИПЕЛАГА

В основу краткого поостровного описания основных черт стратиграфии, магматизма и тектоники Индонезии положены материалы из сводных работ Р. В. ван Беммелена (1949, 1956, 1957) — крупнейшего исследователя и знатока геологии Индонезии. При написании этого раздела нами были использованы также обобщающие сводки по геологии Индонезии Д. Умбgroва (Umbgrove, 1949), Д. Вестервельда (Westerveld, 1952₁) и Т. Кломпа (Klomppe, 1957). Кроме того, по Суматре были использованы данные Д. Вестервельда (Westerveld, 1952₂) и И. Веннекерса (1961), по Яве — Х. Схуппли (Schuppli, 1946), по Борнео — Ф. Роя (Roe, 1954), Н. Хайля (Haile, 1954, 1957), П. Колленета (Collenette, 1954, 1958), Ф. Фитча (Fitch, 1955, 1958), Г. Вильфорда (Wilford, 1955), Е. Стефенса (Stephens, 1956), Х. Кирка (Kirk, 1957), Е. Вольфендена (Wolfenden, 1960) и Р. Вильсона (Wilson, 1961), по Новой Гвинее — М. Глесснера (Glaessner, 1950), Т. Давида (David, 1950), Д. Томпсона (Thompson, 1953) и Н. Осборна (Osborne, 1956).

При геологической характеристике островов нами использовались также геологические карты разных масштабов, сопровождающие сводку Р. В. ван Беммелена (1949), геологическая карта Евразии масштаба 1:6 000 000 (1956), геологическая карта Азии и Дальнего Востока масштаба 1:5 000 000, составленная Геологической Службой Индии (Geological map of Asia and the Far East., 1959), схематическая геологическая карта восточной части Новой Гвинее масштаба 1:2 500 000, составленная по данным Д. Монтоммери, Н. Осборна и М. Глесснера, геологическая карта Австралии и Новой Гвинее масштаба 1:6 336 000 (Geological map of Australia and New Guinea, 1952) и серия геологических карт по Борнео — приложений к отчетам последних лет упомянутых выше сотрудников геологической службы британских территорий Борнео (Roe, Haile, Collenette, Fitch, Wilford, Stephens, Kirk, Wolfenden, Wilson).

Суматра

Стратиграфия. Наиболее древними образованиями Суматры следует считать кристаллические сланцы, ортогнейсы и граниты района Лампунг в южной части острова, докаменноугольные и допермские граниты Центральной Суматры и кристаллические сланцы Северной Суматры. Данных, свидетельствующих о докембрийском возрасте кристаллических пород Южной и Северной Суматры, не имеется. Возможно, что это сильно метаморфизованные палеозойские образования.

Древнейшими фаунистически охарактеризованными отложениями, известными на Суматре, являются каменноугольные и пермские отложения, широко развитые в горной части острова. По своему составу верхнепалеозойские отложения Суматры близки к пахангской вулканической серии Малайи.

В мезозойском разрезе Суматры установлено присутствие верхнетриасовых, юрских и меловых отложений. Несмотря на отсутствие фаунистически охарактеризованного нижнего и среднего триаса сколько-нибудь значительного углового несогласия между верхним палеозоем и мезозоем на Суматре не наблюдается (несогласное залегание триасовых глинистых сланцев на пермских и каменноугольных отложениях предполагается лишь на севере Суматры). Верхнетриасовые отложения широко развиты во всей горной части острова и играют вместе с верхним палеозоем главную роль в ее геологической структуре.

Юрские и меловые отложения Суматры представлены разнообразными по составу вулканогенно-осадочными образованиями (глинисты-

ми и кремнистыми сланцами, известняками, песчаниками, вулканическими брекчиями, лавами и др.). Характерно присутствие офиолитов. Значительная метаморфизованность, сильная дислоцированность, а также ограниченность и разобщенность современных выходов пород юрского и мелового возраста Суматры значительно осложняют изучение их стратиграфии. Можно, однако, предполагать, что все несогласия внутри толщи мезозоя Суматры не выходят за пределы местных перерывов и что верхнетриасовые, юрские и меловые отложения образуют (по крайней мере на какой-то части острова) в целом единый разрез.

Третичные отложения Суматры повсеместно отделены от подстилающих пород поверхностью несогласия. Это главное несогласие во всем комплексе осадочных образований Суматры, состоящем из верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Стратиграфия третичных отложений Суматры изучена сравнительно хорошо в основном благодаря работам геологов-нефтяников. Стратиграфическое расчленение разреза третичных отложений Суматры и его корреляция с западноевропейской стратиграфической шкалой проведены (как и на других островах Индонезийского архипелага) в основном по фауне фораминифер. В разрезе третичных отложений Суматры выделяются осадки палеогенового и неогенового возраста, значение которых в геологическом строении острова крайне неравноценно.

Палеогеновые отложения имеют на Суматре весьма ограниченное развитие и приурочены главным образом к современной горной части острова, тяготея в основном к ее северным и центральным районам. Ряд выходов палеогена известен также на островах, расположенных западнее Суматры (Ниас, Бату и др.). В северной Суматре палеоген представлен преимущественно морскими осадками разнообразного состава, а в центральной Суматре терригенными континентальными образованиями, накапливавшимися в отдельных межгорных прогибах.

Неогеновые отложения (главным образом миоцен и в меньшей степени плиоцен) распространены на Суматре чрезвычайно широко. Ими в основном заполнены глубокие синклинальные прогибы, занимающие обширные низменные пространства между горной частью острова и его северо-восточным побережьем. Менее широко неогеновые отложения развиты вдоль юго-восточного побережья Суматры, где они образуют ряд сравнительно небольших синклинальных структур, представляющих, по-видимому, вместе с островами, расположенными к западу от Суматры, приподнятые участки крупного неогенового прогиба, основная часть которого в настоящее время занята морем. В основании неогенового трансгрессивного комплекса в пределах северной Суматры, а также в ряде мест Центральной Суматры залегают олигоцен, связанный с вышележащими неогеновыми отложениями постепенным переходом. В Южной Суматре неоген (миоцен) чаще всего ложится непосредственно на породы дотретичного возраста. Литологически неоген Суматры представлен континентально-морскими угле- и нефтеносными осадками, в разрезе которых в целом существенно преобладают различные глинистые породы. Значительная роль в составе неогеновых отложений Суматры принадлежит вулканогенным образованиям. Отличительной особенностью неогеновых отложений Суматры (а также Явы, Борнео и некоторых других островов Индонезии) является их огромная мощность. Так, например, общая мощность третичных (в основном неогеновых) осадков в Южной Суматре достигает 6000 м, а в Северной — 8000 м.

Четвертичные отложения Суматры представлены в горной части острова в основном различными вулканическими породами, а в

низменных прибрежных равнинах — морскими, озерно-болотными и аллювиальными отложениями.

Магматизм. Как интрузивным, так и в особенности эффузивным образованиям разного возраста в геологической структуре Суматры принадлежит очень важная роль. Среди интрузивных пород наиболее широко развиты гранитоиды, в то время как интрузивные тела основного и ультраосновного составов встречаются реже. Наиболее древними интрузивными образованиями кислого состава являются граниты в кристаллических сланцах района Лампунг и докаменноугольные граниты Барисанского хребта. Значительно шире распространены верхнемезозойские (в основном, по-видимому, верхнемеловые) граниты, развитые в Северной и Центральной Суматре, и гранитоиды среднего миоценового возраста, известные в Южной и частично в Центральной Суматре. Офиолитовые интрузивные и эффузивные породы имеются по всей вероятности, мезозойский (юра-мел) возраст и распространены в основном в северных и центральных частях острова. Более молодые интрузивные образования основного состава известны на некоторых островах, расположенных к западу от Суматры.

Вулканическая деятельность была характерна для всей верхнепалеозойской и мезо-кайнозойской истории геологического развития Суматры. Тем не менее выделяются эпохи повышенной вулканической активности. Так, в кайнозойское время заметные усиления вулканической деятельности отмечаются в олигоцене («древнеандезитовый» вулканизм Южной Суматры) и в плио-плейстоцене (излияния кислого и основного составов в горной части Суматры).

Структура. Альпийская тектоническая структура Суматры представляет собой сравнительно узкую (до 300—320 км в поперечнике при протяженности около 1700 км), вытянутую в направлении с северо-запада на юго-восток систему кулисообразно сменяющих друг друга крупных антиклинальных поднятий (антиклинориев) и сопряженных с ними прогибов (синклинориев). В поперечном сечении структура Суматры асимметрична, так как система антиклинориев, которой соответствует горная часть острова, тяготеет к его юго-западному побережью. Поэтому прогибы, примыкающие к системе антиклинориев с северо-востока, значительно шире прогибов, расположенных между антиклинорной зоной и юго-западным побережьем острова (их значительная часть занята в настоящее время морем). Северо-восточная и восточная окраины Суматры относятся уже к области мезозойской консолидации юго-восточной Азии. Здесь под незначительным по мощности чехлом верхнетретичных и четвертичных осадков сразу же залегают сильно дислоцированные и прорванные гранитами породы пермотриаса.

Система структурно связанных друг с другом, неодинаковых по своим размерам антиклинориев Северной, Центральной и Южной Суматры может рассматриваться как единое, очень крупное антиклинальное сооружение (мегаантиклинорий). В то же время каждый из составляющих эту систему антиклинориев отличается своими особенностями. Одной из таких отличительных особенностей перечисленных выше антиклинориев является разная доля участия в их геологическом строении пород кристаллического фундамента, верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя. Например, в структуре антиклинория Северной Суматры главную роль играют верхнепалеозойские и, в значительной степени, палеогеновые отложения, тогда как мезозойские породы имеют подчиненное значение. В геологической структуре Центральной Суматры, напротив, велика роль мезозойских и крайне незначительна — палеогеновых отложений. Наконец, в строении Южной Суматры главное значение приобретают сильно метаморфизованные породы фунда-

мента при почти полном отсутствии отложений верхнепалеозойского и мезозойского возраста. Эти особенности распределения разновозрастных комплексов пород в пределах антиклинориев Северной, Центральной и Южной Суматры, а также отмеченная выше неравномерность пространственного размещения на территории горной части Суматры разных по составу и возрасту интрузивных комплексов свидетельствуют, по нашему мнению, о поперечной (по отношению ко всему острову в целом) тектонической зональности общей антиклинальной структуры Суматры и об известной обособленности в развитии слагающих ее тектонических элементов на протяжении длительного отрезка геологической истории. Эта обособленность была, по всей вероятности, в значительной степени затушевана и сглажена альпийскими горообразовательными движениями, в результате которых система довольно разнородных по возрасту и составу слагающих их пород структурных элементов Суматры оказалась объединенной и выступающей в современной структуре как единое целое. Об этом, в частности, свидетельствует система продольных грабен, прослеживающихся вдоль осевых частей всех трех поднятий через весь остров, от его крайней северо-западной до юго-восточной оконечностей, и непрерывная цепь действующих вулканов, вытянувшаяся также по всей горной части Суматры.

Одной из примечательных особенностей структурно-тектонического плана Суматры является кулисообразность в расположении друг относительно друга не только самих антиклинориев, но и составляющих их более мелких структур. В ориентировке последних, кроме того, наблюдается ясно выраженная тенденция располагаться в двух (север-северо-западном и запад-северо-западном) направлениях, в результате чего образуемые ими крупные структуры (антиклинории) имеют «суммарное» северо-западное простираие и ломано-ступенчатую форму в плане.

Важная роль в структуре антиклинорной зоны Суматры принадлежит разрывным нарушениям, среди которых преимущественным развитием пользуются сбросы и взбросы. Наиболее отчетливо сбросовые дислокации проявились в осевых, наиболее возвышенных частях антиклинориев, где они образуют систему продольных грабен — рифтовую зону Суматры. Протягиваясь вдоль всего острова, рифтовая зона не представляет в то же время единой дислокационной линии, распадаясь на несколько кулисообразно сменяющих друг друга, местами раздваивающихся под острым углом, сравнительно узких (в среднем около 10 км шириной) и длинных грабен, хорошо выраженных в современном рельефе. Чаще всего это двусторонние грабены с хорошо развитыми обоими бортами, местами — односторонние грабены (сбросовые уступы).

Развитие рифтовой зоны тесно связано с формированием общей антиклинорной структуры Суматры. Начало ее образования относится к раннетретичному времени, когда область современной горной Суматры, являвшаяся до этого участком преимущественного прогибания, испытала первые интенсивные поднятия. Дальнейшее ее развитие явилось следствием тектонических движений эпохи среднего миоцена. В окончательном виде зона грабен сформировалась во время интенсивных поднятий конца неогенового — начала четвертичного периода. Сбросы северо-западного или близкого к нему направления, кроме рифтовой зоны, играют важную роль также и в структуре других частей горной Суматры (в районе озера Тоба, к юго-востоку от города Сиболга, на крайнем юге острова и в ряде других мест). Разрывные нарушения типа взбросов развиты в основном в верховьях рек Кампар и Индерагири (на восточном склоне поднятия Центральной Суматры),

где верхнепалеозойские и мезозойские породы по системе разломов, по-видимому, несколько надвинуты на неогеновые отложения.

В результате широкого развития сбросовых дислокаций, разделяющих мегантиклинорий Суматры на целый ряд косых вытянутых блоков, структура мегантиклинория в целом имеет складчато-глыбовый характер.

Примыкающие с северо-востока к мегантиклинорию Суматры неогеновые прогибы занимают окраинное (пограничное) положение, отделяя альпийские складчатые структуры горной части острова от области мезозойской складчатости, на которую они наложены. Прогибы северо-восточной Суматры не представляют собой единой синклинальной структуры, разделяясь поперечными поднятиями по крайней мере на три крупных прогиба: Аче на севере, Индерагири — Рокан в центральной и Палембангский прогиб в южной части Суматры. Каждый из них, в свою очередь, распадается на целый ряд более мелких антиклинальных и синклинальных структур. Отличительными особенностями неогеновых прогибов северо-восточной Суматры является их сравнительная узость, огромная глубина и асимметричное строение (юго-западные борта прогибов, примыкающие к мегантиклинорию горной Суматры, значительно круче и уже северо-восточных, наложенных на мезозойское складчатое основание, т. е. наиболее опущенные части прогибов, располагаются вблизи от краевых частей антиклинорий). Все три прогиба вытянуты в северо-западном направлении, сменяя друг друга по простиранию и частично кулисообразно. В их общей северо-западной ориентировке, так же как и в расположении осложняющих их более мелких антиклиналей и синклиналей, проявляется сильное влияние запад-северо-западного и север-северо-западного структурных направлений (особенно в прогибах Аче и Палембангском). Крупные антиклинальные и синклинальные складки, осложняющие внутреннюю структуру прогибов, соответствуют выступам и впадинам дотретичного основания, разделенным разрывными нарушениями. Антиклинали обычно узкие, сильно вытянутые, с крутыми крыльями. В их пределах породы дислоцированы, как правило, значительно сильнее, чем в более широких и пологих синклиналях. Особенно интенсивные складчатые дислокации, сопровождаемые системами взбросов и сбросов, отмечаются на крыльях антиклиналей. Наибольшей сложностью строения отличаются антиклинальные структуры, расположенные в непосредственной близости от горной части Суматры. Антиклинали и синклинали, осложняющие прогибы, как и сами прогибы, нередко асимметричны, что обусловлено разной крутизной их крыльев. Это позволяет прийти к выводу о том, что большинство их имеет в своей основе глыбовые структуры.

Ява

Стратиграфия. Стратиграфия мезозойских и тем более палеозойских отложений Явы совершенно не ясна. Палеозойские породы нигде в пределах Явы не выходят на поверхность в естественных обнажениях и, насколько можно судить, не вскрыты скважинами.

Небольшие выходы мезозойских (меловых и, возможно, юрских) отложений известны лишь в отдельных районах Западной и Центральной Явы. По составу это хлоритовые сланцы и филлиты, а также разнообразные основные и ультраосновные породы (габбро, перидотиты, серпентиниты), по-видимому, одновозрастные верхнемезозойским офиолитам Суматры.

Поверхностное развитие палеогеновых отложений также весьма ограничено (мелкие изолированные выходы в западных и централь-

ных частях острова). Представлен палеоген разнообразными терригенными и карбонатными породами, в верхних частях разреза которых, в олигоцене, встречаются эффузивы среднего состава («древние андезиты»). На подстилающих мезозойских породах палеогеновые отложения залегают несогласно. Видимая мощность палеогена в Западной Яве достигает 2500—2800 м. В восточной части Явы выходы палеогеновых отложений на поверхность не известны. Лишь на острове Мадура в ядрах антиклинальных структур обнажается олигоцен.

Большая часть поверхности Явы (свыше 90%) сложена неогеновыми и четвертичными отложениями. Разрез неогена образован в основном морскими осадками преимущественно глинистого и карбонатно-глинистого состава, достигающими в Восточной Яве 4000 м мощности. Континентально-морские фации появляются лишь в верхней части неогенового разреза. Мощность их в восточных частях острова составляет около 2000 м. На крайнем северо-востоке Явы и на острове Мадура в верхах неогеновой толщи присутствуют рифовые известняки.

Магматизм. Вулканические образования основного и среднего состава играют исключительно важную роль в верхнеогеновых, четвертичных и современных отложениях Явы, покрывающих значительную часть территории острова. Распространение интрузивных пород на Яве очень ограничено. Кроме верхнемезозойских интрузий основного и ультраосновного состава, на Яве более или менее широко развиты лишь гранитоиды среднего миоцена, образующие ряд мелких массивов в разных частях острова.

Структура. Мощный покров молодых осадочных и вулканических пород скрывает внутреннюю структуру Явы, представления о которой несравненно более ограничены, чем наши знания тектоники Суматры.

При сравнении тектонической структуры этих двух островов прежде всего обращают на себя внимание два обстоятельства: 1) простираание общей структуры Явы в целом запад-северо-западное, близкое к широтному. Расположение всех главных тектонических элементов внутри острова также преимущественно субширотное. Это резко отличает тектоническую структуру Явы от структуры Суматры, в пространственной ориентировке которой в целом отчетливо преобладают северо-западные простираания. Смена суматринских структурных направлений яванскими происходит резко, без сколько-нибудь плавного перегиба, в районе Зондского пролива; 2) вся современная структура Явы по сравнению со структурой Суматры значительно опущена, вследствие чего эрозионный срез даже в наиболее приподнятых центральных частях острова лишь кое-где вскрыл самые верхние части структур, сложенных мезозойскими породами.

В то же время между структурами Явы и Суматры наблюдается и известное сходство, проявляющееся как в близости общей схемы тектоники обоих островов, так и в совпадении главных этапов их развития, по крайней мере, в верхнем мезозое и кайнозое. Как и на Суматре, в пределах Явы выделяется крупное антиклинальное поднятие — антиклинорий, вытянутый вдоль острова. Севернее его располагается прогиб, заполненный верхнепалеогеновыми и неогеновыми осадками большой мощности. Значительная часть этого прогиба в настоящее время занята водами Яванского моря. Прогиб расширяется и становится глубже в восточном направлении. Дном прогиба (во всяком случае его северного борта) служит пермо-триасовое складчатое основание, входящее в область мезозойской складчатости Юго-Восточной Азии.

Внутри Яванского антиклинория и сопряженного с ним прогиба намечается несколько антиклинальных и синклинальных зон и более

мелких структурных элементов, сведения о которых очень скудны. Известно лишь, что местами складчатые дислокации весьма интенсивны (имеются опрокинутые и лежащие складки). Чрезвычайно мало данных также и о разрывных нарушениях Явы, хотя, по всех вероятности, роль их в структуре острова столь же велика, как и на Суматре. Об этом, в частности, свидетельствуют линейное расположение многих очагов современного вулканизма в пределах Яванского антиклинория, приуроченность к зоне сочленения структуры Явы и Суматры всемирно известного вулкана Кракатау и многие другие факты.

Развитие мезозойского геосинклинального прогиба на Яве, как и на Суматре, завершилось перед палеогеном образованием поднятия, к северу от которого (между этим поднятием и областью мезозойской складчатости) стал развиваться прогиб, занимающий ту же самую структурно-тектоническую позицию, что и прогибы северо-восточной Суматры. Совпадают и этапы главных тектонических движений в пределах Суматры и Явы в период их развития в неоген-четвертичное время (интенсивные поднятия в среднем миоцене и в конце неогена — начале четвертичного времени), а также эпохи наибольшей активности магматической деятельности (верхнемезозойские офиолиты, «древние андезиты» в олигоцене, интрузии гранитоидов среднемиоценового возраста, резкое усиление наземного вулканизма в конце третичного и начале четвертичного времени).

Калимантан (Борнео)

Геология Калимантана — одного из крупнейших островов Индонезийского архипелага — изучена очень неравномерно. Хуже всего в геологическом отношении исследованы трудно доступные центральные части Калимантана, по ряду районов которых до настоящего времени не имеется никаких геологических карт. Значительно лучше изучены нефтеносные прибрежные районы острова, в особенности Саравака, Брунея и Британского Северного Борнео.

Стратиграфия. В ряде районов Западного, Центрального, Северного и Юго-Восточного Калимантана (Борнео) известны выходы разнообразных метаморфических пород неопределенного возраста (кристаллических сланцев, гнейсов, слюдяных, хлоритовых и графитовых сланцев, рассланцованных рогообманковых пород и др.). Не ясно, являются ли они выступами кристаллического докембрийского фундамента или выходами разновозрастных метаморфических образований. Различная степень метаморфизма и разнообразный состав этих пород свидетельствуют скорее всего об их неодинаковом генезисе и возрасте. Часть из них имеет заведомо доверхнепалеозойский возраст, так как перекрывается фаунистически охарактеризованными каменноугольными отложениями. Менее определенно можно говорить о возрасте тех метаморфических образований, которые перекрываются мезозойскими и третичными отложениями.

Древнейшими фаунистически охарактеризованными отложениями не только на Борнео, но и во всей западной части Индонезии являются нижнедевонские отложения района Телен (восточная часть Центрального Борнео). Их пространственное развитие и характер взаимоотношения с ниже- и вышележащими отложениями не ясны. Возможно, среднепалеозойскими (девонскими) могут быть также слюдяные и хлоритовые сланцы, несогласно перекрываемые пермско-каменноугольными отложениями в районе к западу от Кучинга (крайняя северная часть западной оконечности острова).

Значительно более широким распространением на Борнео пользуются отложения верхнего палеозоя, изолированные выходы которых

среди мезо-кайнозойских осадков известны во многих районах Западного и Центрального Борнео. Разрез верхнепалеозойских отложений Борнео далеко не всегда удается разделить по фауне и литологически на каменноугольную и пермскую части, вследствие чего в геологической литературе эти отложения обычно описываются как нерасчлененные пермско-каменноугольные. В составе их выделяются разнообразные кремнистые породы, глинистые сланцы, мергели, известняки, а также основные эффузивы и пирокласты. Грубообломочный материал, как правило, отсутствует.

Выходы триасовых отложений на поверхности занимают на Борнео небольшие площади и приурочены почти исключительно к западной части острова, где образуют несколько довольно крупных участков к югу и юго-западу от города Кучинга. Кроме этого, возможно присутствие отложений триасового возраста в разрезе верхнепалеозойской — нижнемезозойской (?) толщи в районе верхнего течения р. Капуас, в Центральном Борнео. На Борнео фаунистически доказан лишь верхний триас. По составу это конгломераты, песчаники, глинистые и графитовые сланцы, ритмичное чередование которых носит флишевый характер. Известняки и мергели встречаются в виде редких маломощных горизонтов или вообще отсутствуют. Местами присутствуют тонкие прослои углей. Для триасовых отложений Борнео очень характерны эффузивные и экструзивные образования кислого, среднего и основного состава, а также туфы и агломераты. На породах пермского и каменноугольного возраста триасовые отложения Борнео залегают без заметного углового несогласия. Данные об их мощности отсутствуют.

Палеонтологически доказанные юрские отложения известны в двух районах Борнео: в Западном Борнео (в области развития триасовых отложений) и в Юго-Восточном Борнео (в хребте Мератус, восточнее города Банджермасин). Возможно, что юрский возраст имеют верхние части формации Данау Индонезийского Борнео, стратиграфический интервал которой определяется в широком пределе — от верхнего палеозоя до юры включительно.

В Западном Борнео фаунистически обосновано присутствие лишь верхнеюрских отложений, залегающих резко несогласно на триасе и верхнем палеозое и связанных постепенным переходом с меловыми отложениями. Верхняя юра здесь представлена известняками (преимущественно органогенными), глинистыми сланцами, песчаниками (часто известковистыми и углистыми) и туфопесчаниками, а также конгломератами, гравелитами и кремнистыми сланцами. Известняки в ряде случаев замещают песчано-глинистые породы фациально и образуют линзовидные тела внутри их. Для известняков характерно присутствие оолитовых разностей и сингенетических (внутриформационных) известняковых конгломератов — брекчий. Мощность известняков достигает 300 м. Местами наблюдается ритмичное чередование глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Нередко также глинистые породы преслаиваются с известняками. Грубообломочные породы обычно имеют косую слоистость.

В Юго-Восточном Борнео в составе юрских отложений основная роль принадлежит радиоляриевым кремнистым породам с офиолитами и известковистым песчаникам. Верхняя часть юрского разреза хребта Мератус, как и в Западном Борнео, связана с меловыми отложениями постепенным переходом. Общий стратиграфический объем юрского разреза Юго-Восточного Борнео неясен. Возраст его нижней части, возможно, уже более древний, чем верхнеюрский.

Среди образований мезозойского возраста наиболее широким распространением на Борнео пользуются меловые отложения и в

особенности породы верхнего мела, которым принадлежит важная роль в строении многих крупных антиклинальных структур. Отложения нижнего мела, имеющие более ограниченные площади выходов на поверхность, тесно связаны с верхнеюрскими отложениями, образуя единый осадочный комплекс. Этот комплекс отличается большим литологическим разнообразием (глинистые сланцы, песчаники, мергели, известняки, кремнистые породы, пирокласты и др.) и резкой фациальной изменчивостью.

Верхнемеловые отложения известны в Северном, Центральном, Западном и Юго-Восточном Борнео.

В Северном и Центральном Борнео (в пределах Саравака) верхний мел представлен мощной серией морских осадков чаще всего смешанного вулканогенно-осадочного происхождения. Выше разрез верхнего мела сложен преимущественно осадочными породами (обычно песчано-глинистыми отложениями флишевого типа). Состав вулканогенно-осадочной серии довольно однообразен, однако количественные соотношения отдельных ее компонентов непостоянны: участками это главным образом песчаники, кремнистые сланцы, глинистые сланцы и известняки с горизонтами базальтов, спилитов, туфов и агломератов, участками — базальтовые и спилитовые лавы с подчиненными прослоями кремнистых пород и, реже, песчаников, а также более или менее равномерное переслаивание осадочных и эффузивных пород. С эффузивами нередко ассоциируют интрузии основного и ультраосновного состава. Вулканогенно-осадочная серия верхнемелового возраста в геологической литературе по Борнео получила наименование кремнисто-спилитовой формации (по двум наиболее типичным для нее типам пород — кремнистым сланцам и спилитам). Иногда ее называют также формацией Данау на основании сходства с одноименной формацией в Индонезийском Борнео. Низы верхнемеловой толщи Северного и Центрального Борнео не вскрыты или не изучены, а ее верхняя часть относится уже к палеоцену — нижнему эоцену. Мощность толщи измеряется несколькими километрами.

В Западном Борнео верхнемеловые отложения образуют вместе с верхнеюрскими и нижнемеловыми породами единый осадочный комплекс, характеризующийся большой литологической пестротой и фациальным непостоянством слагающих его преимущественно мелководных осадков.

В пределах индонезийской территории Центрального Борнео верхнемеловые отложения, судя по геологическим картам, образуют ряд выходов среди третичных пород. Сведения о верхнемеловых отложениях этой части Борнео очень скудные и неясные. Есть основание предполагать, что к югу от области озер верхнего течения р. Капуас происходит сокращение мощности и изменение фаций верхнего мела в сторону преобладания сравнительно мелководных типов осадков. Еще меньше данных о верхнемеловых отложениях Юго-Восточного Борнео. Можно лишь отметить, что им, по-видимому, принадлежит немаловажная роль в геологическом строении хребта Мератус.

Третичные отложения распространены на Борнео значительно шире всех других осадочных образований. В пределах нефтеносных областей Северо-Западного, Северного, Восточного и Юго-Восточного Борнео стратиграфия палеогена и неогена разработана достаточно хорошо. Значительно слабее изучена стратиграфия третичных отложений Центрального Борнео. Для третичных отложений Борнео в целом очень характерны громадные мощности, большое разнообразие и резкая изменчивость фаций.

Палеогеновые отложения развиты почти по всему острову, кроме его юго-западной и некоторых районов центральной частей. Состав,

мощности и условия залегания палеогеновых отложений в разных частях острова неодинаковы. Наиболее резко выделяются палеогеновые отложения Западного и Центрального Индонезийского Борнео, представленные слабо дислоцированными осадками континентально-морского и континентального происхождения умеренной мощности. Во всех других частях острова разрез палеогена сложен очень мощными, сильно складчатыми осадочными сериями геосинклинального типа.

В Северном Борнео низы палеогеновой толщи (палеоцен и нижний эоцен) относятся к кремнисто-спилитовой серии, большая часть которой имеет верхнемеловой возраст. Более верхние части палеогенового разреза (в основном средний и верхний эоцен, а местами, по-видимому, и олигоцен) представлены преимущественно песчано-глинистыми породами, ритмичное чередование которых часто носит флишевый характер. Местами в разрезе преобладают глинистые осадки, а местами — песчаники и алевролиты. Изредка присутствуют туфогенные, кремнистые и карбонатные породы. Общая мощность толщи достигает 9000 м. Для собственно эоценовой части палеогенового разреза Северного Борнео характерно локальное развитие красноцветных пород (красных песчаников, красных кремнистых и глинистых сланцев с незначительными соляными залежами), которые образуют отдельные фации внутри толщи сероцветных песчано-глинистых осадков.

В Северо-Западном Борнео (бассейн р. Раджанг) палеогеновые отложения представлены мощной флишеподобной толщей слабо метаморфизованных песчано-глинистых пород с конгломератами, редкими линзами известняков и горизонтами лав, туфов и агломератов. Лишь местами (преимущественно в верхней, олигоценовой, части разреза) в составе палеогеновых отложений преобладают известняки и песчаники, а глинистые породы образуют подчиненные прослои. Наибольшая мощность палеогеновой толщи здесь составляет не менее 1000 м. Низы ее соединены постепенным переходом с песчано-глинистыми и кремнисто-спилитовыми породами верхнемелового возраста.

Внутри сильно дислоцированной толщи палеогеновых отложений Северного и Северо-Западного Борнео отмечено несколько перерывов, которые, однако, не являются одновозрастными и повсеместными: в разных районах из палеогенового разреза выпадают различные его части. Так, например, в некоторых частях Северного Борнео частично или полностью отсутствует олигоцен (местами вместе с нижним миоценом), а в Северо-Западном Борнео — средний и верхний эоцен.

К югу от долины р. Лупар и района озер Верхнего Капуаса в разрезе палеогена, так же как и в верхнем мелу, происходят резкие и существенные изменения. В пределах Западного и Центрального Индонезийского Борнео (западная часть Саравака, бассейн среднего течения р. Капуас и хребта Мюллер) палеоген представлен уже не морскими, а континентально-морскими и континентальными озерными угленосными песчано-глинистыми отложениями, отличающимися значительной степенью дислоцированности и несогласным залеганием на подстилающих породах. Их средняя мощность около 3000 м. Местами песчано-глинистые отложения фациально замещаются осадками почти исключительно глинистого состава, а местами — преимущественно песчаниками («платопесчаники» Центрального Борнео). Вулканические породы здесь обычно редки и представляют собой маломощные sillы базальтов и андезитов. Лишь в хребте Мюллер и, по-видимому, в верховьях р. Барито верхняя часть палеогенового разреза сложена вулканическими породами смешанного состава, фациально замещающими часть песчано-глинистой толщи.

В Восточном и Юго-Восточном Борнео палеоген представлен мощной толщей осадков морского происхождения. Фациальный переход

континентально-морских и континентальных палеогеновых отложений Центрального Борнео в морские происходит в бассейне верхнего течения рек Махакам и Барито. В составе палеогеновых отложений Восточного и Юго-Восточного Борнео выделяются конгломераты (базальные), песчаники, песчано-глинистые, глинисто-мергелистые и карбонатные породы. Значительно реже встречаются туфогенные образования и линзообразные тела дацитового состава. Толща в целом сильно фациально изменчива. Непостоянна также и ее мощность. Наибольшие мощности палеогеновых отложений Восточного и Юго-Восточного Борнео отмечены в районе верховий р. Махакам (до 11 000 м) и в бассейне рек Булунган и Беррау (свыше 9000 м). В указанных районах в разрезе палеогеновых отложений преобладают глинисто-мергелистые и песчано-глинистые осадки. В пределах Юго-Восточного Борнео (хребет Мератус) палеогеновые отложения залегают на подстилающих породах трансгрессивно. Характер взаимоотношений палеогеновых и нижележащих отложений в более северных частях Борнео неясен.

Неогеновые отложения Борнео имеют по сравнению с палеогеновыми отложениями более ограниченное распространение, тяготея в основном к окраинным частям острова. Пространственное развитие, мощности и состав осадков неогенового возраста контролируются в целом теми же структурно-фациальными зонами, что и палеогеновые отложения. Поэтому неогеновые отложения, несмотря на ряд местных перерывов в основании и внутри разреза, следует рассматривать как верхний член единого третичного осадочного комплекса. По сравнению с палеогеном в неогене несколько увеличивается роль осадков континентально-морского происхождения.

В Северном Борнео неоген представлен преимущественно песчано-глинистыми породами с растительными остатками и линзами углей. Участками в разрезе количественно преобладают плохо сортированные песчаники, пески и алевролиты, участками — фациально замещающие их глинистые породы. Нередко чередование песчаных и глинистых слоев имеет ритмичный характер. В подчиненных количествах присутствуют рифовые известняки и конгломераты. В низах миоценовой части разреза местами встречаются экструзивные тела андезитов, дацитов и их туфов. Мощность неогеновых отложений Северного Борнео изменчива, в среднем величина ее весьма значительна.

На подстилающих породах неогеновые отложения в северных частях Борнео залегают с перерывом (несогласие в основании нижнего или верхнего миоцена), но местами, по-видимому, здесь имеется и непрерывный переход палеогеновых отложений в неогеновые. Плиоцен в Северном Борнео чаще всего отсутствует. В тех местах, где плиоценовые отложения имеются, в их основании обычно наблюдается несогласие.

В Северо-Западном Борнео в состав миоценовых отложений входят песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, лигниты. В низах миоцена глинистые сланцы чередуются с мергелями и известняками, достигающими местами значительной мощности. Плиоцен представлен в основном песками и глинами с прослоями лигнитов, туфогенных пород, гравелитов и конгломератов. В верховьях р. Раджанг широко развиты вулканические плиоценовые породы: плато-базальты, дациты и их туфы, андезитовые брекчии и др. Мощность вулканической толщи превышает 1000 м. Верхи ее имеют уже четвертичный возраст. В основании плиоцена прослеживается перерыв. В ряде прибрежных районов морское осадконакопление продолжается с перерывами до настоящего времени. Максимальная мощность неогена в Северо-Западном Борнео 6000—7000 м.

Неогеновые отложения Восточного и Юго-Восточного Борнео отличаются исключительно резко выраженной фациальной изменчивостью, сопровождающейся не менее резкими колебаниями в их мощностях. В одних структурно-фациальных зонах шло накопление сравнительно маломощных (сотни метров), преимущественно карбонатных пород. Примером такой зоны может служить полуостров Манкалихат. В пределах других зон, таких, как прогиб бассейнов р. Барито, нижнего течения рек Махакам и Булунган, формировались мощнейшие (до 15 000 м) толщи однообразных песчано-глинистых осадков с прослоями мергелей, известняков, углей и лигнитов (прослои карбонатных пород и углей в неогеновых отложениях Восточного и Юго-Восточного Борнео более многочисленны, чем в одновозрастных отложениях Северо-Западного Борнео). В ряде мест в миоценовых отложениях Восточного и Юго-Восточного Борнео в значительных количествах присутствует вулканический материал.

В Центральном (Индонезийском), Западном и Юго-Западном Борнео неогеновые отложения представлены в основном континентальными осадочными и вулканогенными фациями, имеют незначительные мощности и весьма ограниченное пространственное распространение.

Магматизм. Магматические породы, играющие в геологическом строении Борнео важную роль, разнообразны по составу и возрасту. Их выходы на дневную поверхность размещены крайне неравномерно, а соотношения глубинных и излившихся аналогов очень сложны.

Наиболее широко распространенными и в то же время одними из наиболее древних (если не считать доверхнетриасовые граниты и габбро Западного Борнео) интрузивными породами Борнео являются послеверхнетриасовые (юрские) тоналиты и граниты Юго-Западного Борнео, одновозрастные с оловоносными гранитами Малайи и тяготеющих к ней островов в Южно-Китайском море. Внедрение их было связано с главным этапом складчатости, приведшей к образованию области мезозойд Юго-Восточной Азии и, в частности, к установлению в Западном и Юго-Западном Борнео устойчивого платформенного режима с континентальными условиями осадконакопления.

В верхнем мезозое (в юре или мелу) в Юго-Восточном Борнео (район хребта Мератус) произошло внедрение крупных массивов ультраосновного и основного составов, а также более кислых пород, вплоть до гранодиоритов и гранитов.

В верхнемезозойское время, в палеогене и неогене, т. е. в эпохи интенсивного развития и последующего замыкания основных геосинклинальных прогибов и начала формирования современной структуры Борнео, в разных районах острова (кроме его юго-западной и крайней западной частей) внедрились сравнительно небольшие по размеру тела интрузивных пород ультраосновного, основного, среднего и кислого составов. Наиболее крупными из них являются гранитные и гранодиоритовые массивы района Кинабалу (Северное Борнео), имеющие миоценовый возраст, а также широко распространенные в этой части Борнео выходы основных и ультраосновных пород, прорывающих отложения кремнисто-спилитовой серии (верхний мел — эоцен).

Характерно отсутствие единых для всего Борнео эпох интрузивного магматизма, неодновременность проявления которого в разных, иногда соседних районах, хорошо отражает разновозрастность тектонических движений в пределах Борнео. Особенно отчетливо разновозрастность интрузивной деятельности на Борнео проявилась в неодновременности внедрения в разных частях острова габброидов и массивов ультраосновных пород, часто непосредственно связанных с подводными излияниями лав основного состава внутри активно развивающихся геосинклинальных прогибов. Связь кислого интрузивного магматизма с

тектоническими движениями на Борнео чаще всего проявляется в обычной для геосинклинальных областей приуроченности интрузий гранитоидов к зонам поднятий.

Эффузивный магматизм преимущественно основного состава неизменно сопутствовал развитию геосинклинальных прогибов Борнео в течение верхнего палеозоя, мезозоя и большей части кайнозоя. Эффузивные породы часто сопровождаются экструзиями и мелкими рвушицами и согласными интрузивными телами разного состава. Горизонты вулканических пород и рассеянный вулканогенный материал встречаются почти во всех частях разрезов разновозрастных и разных по составу осадочных серий, участвующих в геологическом строении Борнео. Тем не менее на фоне почти непрерывно развивавшихся вулканических процессов можно выделить эпохи значительной активизации вулканизма и наметить районы, где эта активизация проявилась наиболее сильно. Одной из таких эпох является верхний мел — нижний палеоген, когда в Северном и Центральном Борнео накапливались отложения кремнисто-спилитовой серии. Заметное усиление активности вулканических процессов произошло в олигоцен-миоценовое и в неоген-четвертичное время (в основном в виде наземных излияний). Однако неоген-четвертичный вулканизм проявился на Борнео значительно слабее, чем на Суматре и Яве, а современные действующие вулканы на Борнео полностью отсутствуют.

Структура. В структурном и историко-геологическом отношении остров Борнео не представляет собой единого целого. Его западная и юго-западная части относятся к мезозоидам Юго-Восточной Азии, тогда как вся остальная, большая территория острова входит в пояс кайнозойского тектогенеза.

Западная и юго-западная части Борнео, относящиеся к области мезозойской складчатости, по своей структуре и истории развития в альпийское время резко отличаются от всех других частей Борнео. Основу структуры Западного и Юго-Западного Борнео составляют сильно дислоцированные верхнепалеозойские и верхнетриасовые породы, прорванные громадной массой юрских гранитоидов. Отсутствие сколько-нибудь значительного углового несогласия между верхнепалеозойскими и верхнетриасовыми отложениями дает основание считать, что герцинские движения не играли главной роли в формировании этой структуры.

После интенсивной складчатости в раннеюрское время область Западного и Юго-Западного Борнео консолидировалась и реагировала на последующие тектонические движения в основном как жесткий и устойчивый массив, не испытавший в целом значительных опусканий на протяжении всего верхнего мезозоя и кайнозоя, когда на большей его части сохранялись континентальные условия. Поэтому Западное и Юго-Западное Борнео в зарубежной геологической литературе нередко называют «континентальным районом Борнео». Все более молодые структуры наложены на раннемезозойское складчатое основание резко несогласно и распространены на нем локально. Структуры, сложенные морскими верхнеюрскими и меловыми отложениями, известны в основном в крайней северо-западной части мезозойского массива Борнео. Морфологически это неглубокие мульдообразные впадины, разбитые серией небольших по амплитуде сбросов запад-северо-западного и северо-западного направлений. Во внутренних частях впадин слои залегают весьма полого, резко увеличивая угол наклона лишь вблизи их бортов.

Влияние на массив Западного и Юго-Западного Борнео активно развивавшихся в альпийское время соседних с ним областей проявилось в образовании прогибов, наложенных на его краевые части и за

полненных в основном континентально-морскими и континентальными отложениями палеогенового и неогенового возраста, которые подстилаются частично породами складчатого мезозойского основания, а частично — верхнемезозойскими отложениями эпиконтинентального (?) типа.

Один из таких прогибов (Капуасский) образовался в пределах северной окраины мезозойского массива Западного и Юго-Западного Борнео (бассейн среднего течения р. Капуас и его притоков — рек Кетунгау и Мелави). Слагающие его палеогеновые, а также менее широко развитые меловые и неогеновые отложения по своему составу, умеренным мощностям и в целом сравнительно слабой дислоцированности (слои часто образуют платообразные участки) разительно отличаются от разновозрастных отложений соседних областей Северо-Западного и Центрального (Британского) Борнео. Отличительной особенностью этого прогиба является также преобладающее развитие в его пределах складчатых и разрывных (в основном сбросы) дислокаций запад-северо-западного направления, тогда как в соседних областях Борнео, относящихся к зоне кайнозойского тектогенеза, господствуют северо-восточные и север-северо-восточные простирания структур. Граница между мезозойской структурой массива Западного и Юго-Западного Борнео и областью кайнозойского тектогенеза проходит, по-видимому, вдоль северной окраины наложенного прогиба, по зоне крупного тектонического нарушения (глубинного разлома), протягивающегося через весь остров в восток-юго-восточном направлении (от устья р. Лупар на западе до района нижнего течения р. Махакам на востоке).

Другим наложенным прогибом является впадина Южного Борнео. Заполняющие ее маломощные и слабонарушенные палеогеновые и неогеновые отложения полого перекрывают складчатое основание Юго-восточной части мезозойского массива. В восточной части впадины, в пределах бассейна р. Барито, мощность и степень дислоцированности слагающих ее третичных осадков резко увеличиваются и наложенная впадина переходит в узкий прогиб, сопряженный с антиклинорием Мератуса. Здесь, под третичными и четвертичными отложениями бассейна р. Барито, в субмеридиональном направлении проходит граница областей мезозойской и кайнозойской складчатости.

Активизация магматической деятельности в пределах окраинных частей мезозойского массива Западного и Юго-Западного Борнео также, по-видимому, была обусловлена в основном влиянием и интенсивным воздействием на консолидированную структуру массива альпийских тектонических движений. Эта активизация была достаточно сильной и проявилась как в вулканической, в основном наземной (эффузивные породы смешанного состава), так и в интрузивной форме (главным образом дайки и некрупные тела гипабиссального типа, состав которых колеблется от основного до кислого).

Часть Борнео, относящаяся к области кайнозойского тектогенеза, имеет сложную геологическую структуру, главными элементами которой являются: антиклинорий Центрального Борнео, антиклинальное поднятие Северного Борнео и антиклинорий Юго-Восточного Борнео (антиклинорий хребта Мератус), а также сопряженные с ними крупные синклинальные прогибы Северо-Западного, Северо-Восточного, Восточного и Юго-Восточного Борнео. Каждый из перечисленных главных тектонических элементов рассматриваемой части Борнео состоит из ряда более мелких, но также достаточно сложно построенных структур, распадающихся, в свою очередь, на множество частных, более или менее простых по своей морфологии антиклиналей и синклиналей (некоторые из них достигают значительных размеров).

Исключительно важное значение в структуре как крупных, так и слагающих их более мелких тектонических единиц этой части Борнео имеют разнообразные разрывные нарушения.

В строении антиклинорий главную роль играют осадочные и вулканогенно-осадочные образования мезозойского (в основном мелового), а также нижне- и среднепалеогенового возраста. Значительно меньшее участие в этом принимают вулканические и интрузивные породы. В пределах сильно приподнятой восточной и, по-видимому, юго-восточной части антиклинория Центрального Борнео на поверхность выведены палеозойские породы.

Разделенные антиклинориями прогибы занимают окраинные, прибрежные части острова. Они заполнены колоссальными по мощности (до 12—15, а в среднем около 8—10 км) толщами преимущественно песчано-глинистых осадков верхнего палеогена и неогена.

Наиболее крупный антиклинорий Центрального Борнео, занимающий осевую часть острова, в то же время является наиболее плохо изученным. Сравнительно хорошо обследована лишь западная часть антиклинория, которая располагается на территории Саравака. Северная же и восточная его части, входящие в пределы наиболее труднодоступных районов Индонезийского Борнео, практически не изучены. На геологических картах по этим частям острова местами показаны нерасчлененные третичные отложения, а местами оставлены «белые пятна». Поэтому, в частности, остается неясным, какую роль в строении антиклинория Центрального Борнео играют палеозойские породы. Судя по тому, что именно к этим мало изученным областям (район Телена) приурочены находки нижнедевонской фауны, можно предположить значительное развитие средне- и верхнепалеозойских отложений в участках распространения нерасчлененных третичных пород и «белых пятен». Если такое предположение верно, то антиклинорий Центрального Борнео имеет ассиметричное поперечное сечение: наиболее древние участки его ядра располагаются не в осевой части антиклинория, а смещены к его восточной и юго-восточной окраине.

В плане антиклинорий Центрального Борнео характеризуется неправильно-вытянутыми очертаниями и резкой сменой своего генерального простирания от запад-северо-западного и восток-северо-восточного в его западной и южной частях до север-северо-восточного (близкого к субмеридиональному) в центральной и северной частях. На фоне этой главной смены простирания антиклинория — изменения ориентировки его осевой линии — происходят более частые, но также резкие, угловатые (часто коленообразные в плане) изгибы слагающих антиклинорий как крупных, так и мелких структур. При этом нередко в участках резких смен главных простираний структур располагаются центры активного неоген-четвертичного вулканизма и возрастает интенсивность складчатых деформаций.

Антиклинорий Центрального Борнео не продолжается в Западное и Юго-Западное Борнео, частично косо упираясь в границу областей мезозойской и альпийской складчатостей, а частично поворачивая к запад-северо-западу вдоль этой границы (не пересекая ее). Антиклинорий Центрального Борнео как бы «обтекает» жесткий массив Западного и Юго-Западного Борнео, очертания которого определили главные направления простираний соседних с ним структур антиклинория. Непосредственно с юга к антиклинорию примыкает не выступ складчатого мезозойского основания, а его опущенная и частично переработанная молодыми движениями часть — наложенный прогиб верхнемезозойского — палеогенового возраста. Этот прогиб, как уже отмечалось выше, по целому ряду признаков резко отличается от одновозрастных с ним структур на соседней территории «альпийского»

Борнео. Структурная разобщенность антиклинория Центрального Борнео и мезозойского массива Западного и Юго-Западного Борнео проявилась по крайней мере уже в верхнем мезозое, когда в пределах этих двух областей начали накапливаться разные по мощностям и составу осадки, испытавшие впоследствии различные по интенсивности и пространственной ориентировке складчатые деформации. Границу между антиклинорием Центрального Борнео и областью мезозойской складчатости следует рассматривать как одну из главных структурных и историко-геологических границ Борнео.

Внутренние части антиклинория Центрального Борнео представляют собой сложную складчатую структуру. Особенно сложно построены те его внутренние участки, которые в основном образованы мощными песчано-глинистыми толщами флишевого типа. На фоне мелкой сложной складчатости флишевых толщ более крупные складчатые структуры нередко распознаются с большим трудом. Здесь широко развиты крутые, сильно сжатые, часто изоклиальные, линейно вытянутые складки и чешуйчатые структуры, чередующиеся с зонами значительно более спокойного залегания тех же пород. Характерно, что эти смены в условиях залегания и степени дислоцированности слоев обычно очень резкие. Местами наблюдается дисгармоничная складчатость и сильная раздробленность пород (особенно в участках резких смен господствующих простираций). Нередко породы слабо рассланцованы. Глинистые породы испытали незначительный динамометаморфизм, следствием которого явилось образование аргиллитов, филлитов и аспидных сланцев. Складчатые структуры осложнены многочисленными разрывными нарушениями — как взбросами и небольшими по амплитуде надвигами, так и сбросами.

По мере удаления от осевых частей антиклинория и приближения к его крыльям, сложенным более молодыми (в основном палеогеновыми) отложениями, напряженность складчатых и разрывных дислокаций заметно ослабевает. Среди складчатых структур появляются сравнительно просто построенные синклинальные складки, разделенные более узкими антиклиналями. Широкое развитие получают сбросы, приуроченные в основном к крутым прибортовым частям в целом обычно пологих синклинальных структур. Часто наблюдаемое увеличение мощностей одних и тех же горизонтов в синклиналиях и сокращение их в антиклиналях свидетельствует о том, что развитие, по меньшей мере, части складчатых структур шло длительно и происходило одновременно с осадконакоплением. На длительное и дифференцированное развитие отдельных антиклинальных структур указывают и многочисленные узко-местные внутрiformационные размывы и угловые несогласия, приуроченные в разных местах к разным частям стратиграфического разреза.

Краевые части антиклинория Центрального Борнео, сложенные породами верхнего палеогена и нижнего неогена, постепенно переходят в борты прогибов Северо-Западного, Северо-Восточного и Восточного Борнео. В Северо-Восточном направлении, на участке между заливами Бруней и Сибуко, структура антиклинория Центрального Борнео испытывает общее погружение, скрываясь под неогеновыми отложениями. Мезозойские (верхнемеловые) отложения вновь выходят на поверхность значительно севернее, в антиклинальном поднятии Северного Борнео.

Антиклинальное поднятие Северного Борнео, располагающееся в пределах северной и северо-восточной оконечностей острова, не обнаруживает вытянутости в каком-либо одном определенном направлении, представляя в плане сложную структуру, разные части которой ориентированы по-разному. Чаще всего в расположении структурных

элементов здесь преобладают взаимоперпендикулярные запад-северо-западные и северо-северо-восточные простирания. В наиболее приподнятых участках антиклинальной зоны Северного Борнео на поверхность выведены породы кремнисто-спилитовой серии (верхний мел — эоцен). Большая же ее часть сложена песчано-глинистыми отложениями палеогенового возраста. Важную роль в строении зоны играют также и изверженные (интрузивные и излившиеся) породы, образующие несколько крупных массивов в ее центральных частях. В краевых частях зоны, главным образом в пределах ее юго-восточной окраины, широким развитием пользуются неогеновые, преимущественно миоценовые, отложения.

Наибольшей сложностью дислокаций отличаются породы кремнисто-спилитовой серии. Крутые падения в неогеновых отложениях наблюдаются только лишь в прибортовых частях сложенных ими синклинальных структур, в значительной степени наложенных на более древние структурные элементы и в целом не согласующихся с их простираниями. Частое несоответствие направлений разновозрастных структур нельзя, однако, рассматривать как свидетельство того, что существование в пределах Северного Борнео двух четко выраженных структурных направлений является результатом последовательного наложения одной системы складчатых дислокаций (более молодой) на другую (более древнюю).

Оба господствующих в антиклинальной зоне Северного Борнео тектонических направления отчетливо проявляются в ориентировке разнообразных структурных элементов независимо от их морфологических особенностей и возраста: совершенно одинаково могут быть ориентированы оси складок сильно перемятых верхнемеловых-эоценовых пород и несогласно залегающих на них весьма слабо деформированных неогеновых отложений, в то же время однотипные складчатые деформации разновозрастных толщ нередко подчинены сразу двум взаимопересекающимся структурным направлениям. Это указывает на то, что развитие тектонических элементов, подчиненных обоим структурным направлениям, было, в первом приближении, одновременным и весьма продолжительным. Вместе с тем, влияние каждого из этих двух главных для всего Борнео в целом, но по-разному сказывающихся в разных его частях структурных направлений (север-северо-восточного — «филиппинского» и запад-северо-западного — «зондского») было в пределах антиклинальной зоны Северного Борнео, по-видимому, приблизительно равным по силе своего проявления. Одним из подтверждений этого следует считать частые, резкие и в то же время «равноценные» по своему структурному значению смены простираний складчатых и разрывных дислокаций и их угловатые торцовые сочленения.

Антиклинорий Юго-Восточного Борнео (антиклинорий хребта Мератус) отделен от Центрального и Юго-Западного Борнео глубокими прогибами, заполненными палеогеновыми и неогеновыми осадками. В его строении участвуют главным образом мезозойские (в основном, по-видимому, меловые и в меньшей степени юрские) отложения. Важную роль в структуре осевых частей антиклинория играют также массивы ультраосновных и, реже, основных, средних и кислых интрузивных пород. Крылья антиклинория сложены палеогеновыми и отчасти неогеновыми отложениями. Последние нередко трансгрессивно залегают непосредственно на мезозойском ядре антиклинория.

Структура антиклинория Мератус, в целом вытянутая с юг-юго-запада на север-северо-восток, в северной своей части расширяется и раздваивается. Здесь параллельно главной оси антиклинория располагаются крупные антиклинальные структуры с меловыми породами

в своих ядрах, объединенные широкими полями выходов окаймляющих их палеогеновых отложений. В тесной связи со структурой антиклинория хребта Мератус находится, по-видимому, также и антиклиналь острова Лаут, в центральной части которого располагаются массивы ультраосновных пород и выходы дотретичных осадочных образований.

Внутреннее строение антиклинория хребта Мератус достаточно сложно и еще не получило в геологической литературе по Борнео сколько-нибудь подробной характеристики. Простираение элементов внутренней структуры антиклинория меняется от северо-восточных в его юго-западной оконечности до север-северо-восточных, близких к меридиональным, в центральной и северной частях. Юго-западное продолжение антиклинория скрыто под водами Яванского моря. В северном направлении его структура погружается под неогеновые отложения прогиба Юго-Восточного Борнео, отделяющего антиклинорий хребта Мератус от антиклинория Центрального Борнео. Третичный прогиб, ограничивающий антиклинорий хребта Мератус от области мезозойской складчатости Юго-Западного Борнео, располагается в бассейне нижнего и среднего течения р. Барито. Он отличается сравнительной узостью и асимметричным поперечным сечением (наиболее прогнута часть прогиба, примыкающая к антиклинорию).

Внешние очертания прогиба Северо-Западного Борнео (Саравакского), сложенного в основном неогеновыми отложениями, в целом определяются структурным планом сопряженного с ним антиклинория Центрального Борнео. Простираения главных структурных элементов внутри Саравакского прогиба дважды резко под углом меняются с запада на восток от запад-северо-западных и субширотных до северо-восточных и север-северо-восточных. Наиболее отчетливо смена генеральных простираций выражена в районе верхнего течения р. Барам. Интенсивность складчатости слагающих прогиб отложений (в целом умеренной) ослабевает по направлению к внутренним его частям. Однако это ослабление не происходит постепенно и непрерывно, так как степень дислоцированности пород отдельных частей прогиба весьма неодинакова и быстро меняется от достаточно интенсивной до слабой. Наиболее интенсивные складчатые и разрывные деформации наблюдаются в местах резких смен главных простираций и в некоторых антиклинальных структурах, которые, как правило, более узкие и сложнее построенные, чем разделенные ими синклинали. Последние обычно отличаются пологим залеганием слоев в своих центральных частях и значительно более крутым — на крыльях. Многие антиклинали и синклинали имеют асимметричное поперечное сечение. Характер изменения мощностей осадков в пределах синклинали и антиклинальных структур указывает на то, что значительная их часть развивалась одновременно с осадконакоплением. От участка к участку меняются не только степень дислоцированности, но и структурные взаимоотношения между отдельными свитами и толщами: несогласное залегание в одних местах сменяется согласным в других и наоборот. Широким развитием в пределах Саравакского прогиба пользуются сбросы и взбросы, осложняющие чаще всего антиклинальные структуры. В расположении складчатых и разрывных нарушений часто наблюдается кулисообразность. С толщами пластичных глинистых пород местами связано развитие диапировых структур. Саравакский прогиб, как и другие крупные прогибы Борнео, заполненные мощнейшими толщами морских и континентально-морских, третичных осадков преимущественно песчано-глинистого состава, является нефтеносным.

Прогиб Северо-Восточного Борнео занимает низменное пространство северной части Индонезийского Борнео, тяготеющее к побережью залива Сибуко, включая низовья рек Булунган и Берау, а также сам

залив Сибуко. По своим размерам прогиб Северо-Восточного Борнео уступает другим третичным прогибам Борнео. Тем не менее слагающие его осадки, преимущественно песчано-глинистого состава, достигают значительной мощности и образуют целый ряд крупных складчатых структур, причем к некоторым из них приурочены очень важные в экономическом отношении нефтяные месторождения (острова Таракан, Бунью и др.). Преобладающие простирания основных структурных элементов в южной части прогиба север-северо-восточные, в северной части — запад-северо-западные.

Поперечным структурным выступом полуострова Манкалихат прогиб Северо-Восточного Борнео отделен от крупного и глубокого прогиба Восточного и Юго-Восточного Борнео. Наиболее опущенная часть этого прогиба располагается в бассейне р. Махакам, где мощность заполнения их осадков палеогенового и неогенового возраста превышает 10 000 м. Вдоль побережья Макассарского пролива и западнее, в более отдаленных от моря частях острова, в северо-восточном и север-северо-восточном направлениях протягивается несколько антиклинальных и синклинальных зон, осложняющих внутреннее строение прогиба. Каждая из этих зон образована системой более или менее сложно построенных сопряженных антиклинальных и синклинальных складок. Наиболее сложной по структуре является антиклинальная зона, расположенная к западу от города Самаринда. К крайевым частям этой зоны приурочено несколько крупных месторождений нефти. Характер складчатых дислокаций третичных отложений в пределах прогиба Восточного и Юго-Восточного Борнео (морфология складок, их связь с разрывными нарушениями и т. п.) близок к таковым в других разновозрастных и однотипных прогибах Борнео.

Вследствие того, что сведения о составе, структуре и пространственном развитии палеозойских и мезозойских отложений в центральных частях Индонезийского Борнео очень скудны и отрывочны, история формирования рассмотренных выше главных структурных элементов области кайнозойского тектогенеза Борнео на ранних этапах их развития остается еще весьма проблематичной. Так, например, в настоящее время мы не располагаем данными о том, насколько интенсивно на территории «альпийского» Борнео проявились мезозойские движения, приведшие в пределах соседней области Западного и Юго-Западного Борнео к образованию консолидированной складчатой зоны. Имеющийся в нашем распоряжении материал пока не позволяет ответить на вопрос, были ли верхнемезозойские — нижнетретичные геосинклинальные прогибы «альпийского» Борнео наложенными или унаследованными по отношению к верхнепалеозойским и нижнемезозойским структурам.

Основные этапы развития современной тектонической структуры области кайнозойского тектогенеза Борнео с достаточной степенью достоверности могут быть намечены лишь для отрезка геологической истории, начиная с верхнемезозойского времени, когда на значительной части рассматриваемой территории Борнео в геосинклинальных прогибах накапливались мощные вулканогенно-осадочные серии. Движения на рубеже мезозойской и кайнозойской эпох (ларамийская складчатость) отчетливо проявились, по-видимому, лишь в пределах Юго-Восточного Борнео, тогда как в других геосинклинальных прогибах Борнео осадконакопление в верхнем мелу и нижнем палеогене было, по всей вероятности, непрерывным. Неясно, к какому времени относится начало развития антиклинальных сооружений Центрального и Северного Борнео. Возможно, что участки суши здесь существовали уже в мезозое или даже в палеозое, однако первые интенсивные поднятия произошли лишь в палеогеновое время.

Кайнозойская история рассматриваемой части Борнео — история закономерного направленного роста и расширения антиклинального поднятия Центрального и Северного Борнео и соответствующего опускания и смещения к краевым частям острова участков прогибания. Эта общая и главная тенденция в развитии основных антиклинальных и синклинальных элементов Борнео проявляется достаточно отчетливо, хотя из-за сложных дифференциальных движений процесс развития тектонической структуры Борнео был значительно более сложным и многостепенным, чем последовательное непрерывное расширение растущей зоны поднятий и сокращения (в пределах острова) площадей участков прогибания.

В пределах антиклинальных сооружений Центрального и Северного Борнео и соседних с ними частей прогибов в толще кайнозойских отложений известно несколько несогласий, свидетельствующих о том, что рост поднятий и опускание прогибов неоднократно прерывались и возобновлялись вновь. Образовавшиеся в результате этих перерывов поверхности несогласий, как правило, очень плохо выдержаны по простиранию. От участка к участку изменяются не только отчетливость структурного (или литологического) выражения несогласий, но и их возраст. Образно говоря, несогласия «блуждают» в разрезе и по площади. Поэтому в кайнозойской истории развития Борнео очень трудно выделить общие для всего острова в целом эпохи кратковременных преобладающих поднятий и связанные с ними фазы складчатости. Развитие разных частей сложной тектонической структуры Борнео отличалось значительной самостоятельностью и неодновременностью. Это позволяет наметить лишь наиболее общие закономерности процесса формирования структуры Борнео, проступающие на фоне сложной мозаики дифференциальных тектонических движений. Они проявляли себя не в течение коротких, а на протяжении весьма продолжительных отрезков времени и отражали лишь главную направленность процесса тектонического развития острова и самые основные этапы этого развития.

Одним из важнейших этапов истории геологического развития Борнео в кайнозое следует считать начало интенсивного опускания третичных прогибов, сопровождаемого не менее энергичным воздыманием и размывом разделяющих их поднятий, произошедшее в конце палеогена. В течение верхнего палеогена и главным образом неогена шло активное развитие прогибов и поднятий, неоднократно прерывающееся локальными поднятиями. Среди этих поднятий крайне затруднительно выделить «главные тектонические движения» и «главную складчатость», так как этап развития охватил отрезок времени от верхнего эоцена до плиоцена включительно: в одних районах наиболее сильные тектонические движения произошли в конце эоцена, в других — в олигоцене, в третьих, в миоцене или плиоцене. Складчатые дислокации, теснейшим образом связанные с поднятиями, также меняют свой возраст от одного участка к другому. Заключительные интенсивные поднятия всей территории Борнео, приведшие к формированию ее современной структуры, произошли в плиоцене и в четвертичное время.

Рассмотрение особенностей строения и развития Борнео приводит нас к выводу о том, что природа структуры Борнео во многом определяется глыбовой раздробленностью ее жесткого основания, проявлявшейся уже по крайней мере с мезозоя. Эти выводы основываются на следующих данных: 1) резкой изменчивости фаций и мощностей мезозойских и кайнозойских осадков; 2) наличии складок, формирование которых происходило одновременно с осадконакоплением; 3) разновозрастности складчатых деформаций в разных частях Борнео

и отсутствии единых фаз складчатости; 4) особенностях пространственного размещения складчатых деформаций (чередование зон напряженной складчатости, с участками значительно более спокойного залегания слоев) и их морфологии (широкое развитие синклиналей с пологими днищами и крутыми бортами и асимметричных антиклиналей); 5) резких угловых сменах региональных простираций и торцовых сочленениях складчатых и разрывных структур, а также приуроченности к участкам резких смен простираций очагов активного вулканизма.

Длительное развитие глыбовых структур нескольких порядков (от очень крупных, соответствующих целым тектоническим зонам, до весьма мелких, отвечающих частным складчатым формам) привело к созданию сложной современной структуры Борнео. Ее правильнее было бы называть складчато-глыбовой, так как лежащая в ее основе глыбовая природа, сильно затушевана складчатыми деформациями мощных осадочных толщ.

Сильная залесенность территории Борнео и широкое развитие рыхлых продуктов латеритного выветривания (особенно в зонах разломов, где породы сильно раздроблены) очень затрудняют выявление разрывных нарушений на местности. Тем не менее все данные свидетельствуют о том, что разрывным нарушениям в геологической структуре Борнео принадлежит громадная роль. Разрывные нарушения Борнео различны как по своим масштабам, так и по морфологии, генезису и возрасту. Большая их часть имеет характер сбросов и крутых взбросов и разделяет глыбово-складчатые структуры разных порядков; остальная (меньшая) часть — мелкие надвиги и пологие взбросы — возникла в зонах сложной складчатости в результате интенсивного развития складчатых деформаций.

Наиболее крупным и, по-видимому, одним из самых древних разрывных нарушений Борнео следует считать упомянутый выше глубинный разлом, отделяющий область мезозойской складчатости Западного и Юго-Западного Борнео от кайнозойских геосинклинальных структур Северо-Западного, Центрального и Юго-Восточного Борнео. Трудно сомневаться в том, что разломам глубокого заложения принадлежит важная роль также в строении антиклинорных зон «альпийского» Борнео, характеризующихся широким развитием основных и ультраосновных изверженных пород и сопряженных с ними глубоких прогибов, где накапливались мощнейшие осадочные толщи. Однако пока еще трудно точно установить местоположение этих разломов, и мы вынуждены ограничиться лишь одним упоминанием о возможности их существования. Большая роль принадлежит крупным разрывным нарушениям также в возникновении конфигурации современной береговой линии Борнео и в морфологии дна морей, омывающих остров с севера и востока.

Глыбово-складчатые структуры Борнео и разделяющие их крупные и мелкие разрывные нарушения в своем пространственном расположении чаще всего подчинены двум главным тектоническим направлениям: запад-северо-западному, в целом характерному для альпийско-гималайского геосинклинального пояса (альпийско-гималайскому), и север-северо-восточному, местами приближающемуся к меридиональному, типичному для области кайнозойской складчатости восточно-азиатской части Тихоокеанского кольца (тихоокеанскому). Значительно реже наблюдаются северо-восточные и другие простираения структур. Указанные два главных структурных направления, встречаясь в пределах Борнео, пересекаются и сложное взаимодействуют, следствием чего является описанное выше непостоянство в простирациях как крупных, так и более мелких тектонических элементов, их линейная вытя-

нутость и резкие угловатые сочленения. Сильнее всего влияние этих двух структурных направлений выражено на территории «альпийско-го» Борнео. Здесь в целом преобладают север-северо-восточные простирания, но в пределах Северного Борнео, в полосе, прослеживающейся от полуострова Манкалихат к верховьям р. Раджанг, а также в районе к северу от р. Лупар отчетливо и резко проявляется «чуждое» запад-северо-западное расположение структур. Во внешних очертаниях и внутренней структуре располагающегося южнее наложенного верхнемезозойского — палеогенового прогиба среднего течения р. Капуас запад-северо-западное структурное направление уже господствует, тогда как север-северо-восточная ориентировка структур практически отсутствует.

Краткое резюме по тектонике Борнео сводится к следующему: сложность и своеобразие тектоники Борнео определяются глыбовой природой структуры острова и его расположением в разновозрастных складчатых областях и в зоне активного взаимодействия структурных направлений двух, по-разному ориентированных складчатых поясов.

Сулавеси (Целебес)

Геология Целебеса изучена к настоящему времени еще совершенно недостаточно. Большие участки территории острова (особенно в пределах Северного и Западного Целебеса) на геологических картах показаны «белыми пятнами».

Стратиграфия. На Целебесе очень широко распространены метаморфические породы разнообразного состава и невыясненного возраста. Присутствие фаунистически охарактеризованного палеозоя на Целебесе не доказано.

В мезозойском разрезе, образованном достаточно мощной (не менее 2000—3000 м) серией осадков геосинклинального типа, устанавливается наличие отложений триасового, юрского и мелового возраста. Однако недостаточная палеонтологическая изученность этих отложений, а также отсутствие сколько-нибудь надежных сведений о их пространственном развитии не позволяют произвести удовлетворительного расчленения мезозойского разреза Целебеса на триасовую, юрскую и меловую части и сделать заключение о том, насколько широко распространены на Целебесе отложения каждой из этих систем. Не установлено также, имеется ли перерыв в основании юры и мела или вся толща мезозойских отложений Целебеса накопилась в результате непрерывного седиментационного цикла. В ряде случаев мезозой на Целебесе не отделен от отложений третичного возраста.

Литология мезозойских отложений Целебеса очень разнообразна, а чередование слоев разного состава нередко имеет флишевый характер. В низах мезозойской толщи в целом несколько преобладают карбонатные породы, а в верхах — песчано-глинистые. Кроме того, в верхних частях мезозойского разреза местами известны вулканогенные образования. В то же время мезозойские отложения Целебеса, как и других островов Индонезийского архипелага, испытывают сильные фациальные изменения. Возможно, что в пределах отдельных фациальных зон в течение длительного периода отлагались литологически однотипные, но разновозрастные осадки (т. е. не исключена вероятность того, что фациальная горизонтальная, изменчивость мезозойских отложений Целебеса зачастую может быть выражена значительно сильнее возрастной, вертикальной).

Выходы палеогеновых отложений известны на Юго-Западном и Восточном Целебесе, где представлены преимущественно известняками, залегающими на подстилающих породах как трансгрессивно, так и без

заметных следов несогласия. На Северном Целебесе отложения палеогена практически отсутствуют.

Неогеновые отложения распространены на Целебесе значительно шире палеогеновых, слагая целый ряд довольно крупных изолированных участков в разных частях острова. Низы неогена (нижний миоцен) представлены в основном карбонатными породами, общей мощностью около 1000 м, залегающими на известняках олигоцена с постепенным переходом. Верхнемиоценовые — плиоценовые отложения по составу резко отличаются от нижнего миоцена: это в основном конгломераты, брекчии, туфогенные породы и песчаники, реже глинистые известняки и глины (так называемая моласса Целебеса), несогласно перекрывающие все доверхнемиоценовые породы и достигающие мощности 2500 м.

Магматизм. В пространственном размещении интрузивных пород, играющих в геологическом строении Целебеса первостепенную роль, уже давно подмечена интересная закономерность: граниты (а также верхнетриетичные эффузивные породы) развиты почти исключительно в пределах северного и западного полуостровов Целебеса, тогда как все главные выходы офиолитов тяготеют к его восточному и юго-восточному полуостровам, на территории которых кислые интрузивные породы и молодые вулканические образования почти неизвестны. Граниты, образующие на Северном и Западном Целебесе многочисленные (в том числе весьма крупные) массивы, имеют среднеплиоценовый возраст. Значительная часть территории Восточного и Юго-Восточного Целебеса занята крупнейшими не только в Индонезии, но и во всем мире массивами ультраосновных и основных интрузивных пород. По мнению одних исследователей, образование этих массивов происходило одновременно с интенсивным геосинклинальным прогибанием восточных частей Целебеса в мезозойское время и завершилось в конце мезозоя — начале палеогена, по мнению других — в среднем миоцене. Вполне вероятно, что процесс формирования ультраосновных и основных интрузивных массивов Восточного и Юго-Восточного Целебеса был многоэтапным и продолжительным.

Эффузивный магматизм играл на Целебесе в мезо-кайнозойе значительно меньшую роль, чем на других островах Индонезии, где вулканические породы в ряде мест количественно преобладают в разрезе осадочных серий. Современные действующие вулканы известны лишь на крайней северо-восточной оконечности Северного полуострова Целебеса, откуда прослеживаются через цепочку островов вулканического архипелага Сангихе к Минданао, а также в заливе Томини, расположенном между Северным и Восточным полуостровами Целебеса (вулкан Унауна).

Структура. О тектонике Целебеса известно очень мало. Относясь географически к Большим Зондским островам, Целебес в то же время отличается от них отсутствием в его окружении шельфовых морей и причудливо-сложной формой. Целебес принадлежит к восточной части Индонезийского архипелага, отличающейся от его западной части, куда входят Суматра, Ява и Борнео, целым рядом не только морфологических, но также структурных и историко-геологических особенностей, о которых подробнее будет сказано ниже. От расположенного в непосредственной близости Борнео структура Целебеса отличается, в частности, тем, что в ней, наряду с осадочными породами очень большое значение имеют также метаморфические и интрузивные образования.

Конфигурация Целебеса в плане с его странными отростками — полуостровами, расположенными под углом друг к другу, послужила основанием для выдвижения специальных гипотез, объясняющих причудливую форму Целебеса в основном с позиций крайне трудно применимой в данном случае концепции островных дуг (Умбгров, 1952).

С нашей точки зрения, объяснение всех, на первый взгляд, странных и «загадочных» особенностей как конфигурации береговой линии Целебеса, так и его структуры, особенностей распределения изверженных пород разного состава и др., следует искать в глыбовом строении земной коры, в значительной самостоятельности развития отдельных глыбовых структур Целебеса и их подчиненности разным структурным направлениям.

На Целебесе, как и на Борнео, но только более резко и наглядно, выражено сильное влияние субширотных (альпийско-гималайских) и субмеридиональных и в меньшей степени северо-восточных (тихоокеанских) структурных линий. Если в строении многих индонезийских островов и в морфологии дна разделяющих их морей взаимное проникновение структурного влияния альпийско-гималайского и тихоокеанского геосинклинальных поясов проявилось хоть и достаточно ясно, но без значительных морфологических и историко-геологических последствий, то на Целебесе оно (по не совсем понятным причинам) достигло своего максимума. О том, насколько сильным был этот двусторонний, более или менее одновременно проявлявшийся структурный контроль, можно судить по резким и многочисленным переменам в простираниях отдельных структурных элементов внутри острова и по тому, как располагаются в целом слагающие его полуострова. Следствием расположения Целебеса в зоне пересечения крупных разрывных нарушений двух почти взаимноперпендикулярных направлений явилась сильная раздробленность и, как результат этого, повышенная проницаемость земной коры в его пределах, способствовавшая внедрению громадных количеств ультраосновных и основных пород.

Одной из основных особенностей тектоники Целебеса, явившихся, на наш взгляд, прямым следствием ее глыбовой природы, следует считать различия в геологическом строении Западного и Восточного Целебеса, которые отличаются не только характером интрузивного магматизма, но также, по-видимому, и историей развития, а кроме того, некоторыми геолого-структурными особенностями. К сожалению, из-за слабой геологической изученности Целебеса нет еще достаточных данных, которые бы убедительно свидетельствовали об этих различиях. Некоторые сведения на этот счет имеются у Д. Умброва (1952), согласно которому, в мезозойское время осадконакопление в Западном Целебесе несколько раз прерывалось поднятиями, тогда как прогибания бассейна Восточного Целебеса было более устойчивым.

Структуру Целебеса в целом можно рассматривать как систему нескольких сложно построенных складчато-глыбовых антиклинорий, непосредственно сопряженных с глубокими котловинами заливов, разделяющих полуострова Целебеса, и впадин окружающих его морей. Связь наземной (островной) и подводной тектоники проявляется на Целебесе на редкость отчетливо и наглядно.

Рассмотрение Целебеса как сложной глыбовой структуры заставляет предполагать широкое развитие на нем разрывных дислокаций. Доказательством их существования служат, кроме широкого развития разрывных нарушений в тех районах Целебеса, геология которых более или менее изучена, мозаичность ряда выходов изверженных, метаморфических и осадочных пород, а также прямолинейность многих элементов рельефа наземной части острова и морфологии дна вдающихся в него морских заливов и, кроме того, резкие смены в их простираниях. Во всяком случае трудно сомневаться в том, что роль разрывных дислокаций в тектонике Целебеса очень велика. Крупнейшим разрывным нарушением Целебеса является, по-видимому, глубинный разлом субмеридионального направления, отделяющий Западный Целебес от Восточного. Очень характерным элементом глыбовой и разрывной тектоники Целебеса являются грабены, заполненные неогеновыми отложениями.

Малые Зондские, Молуккские и другие острова Восточно-Индонезийских морей

Широко принятое географическое объединение островов Восточно-Индонезийских морей в архипелаги Малых Зондских и Молуккских островов не соответствует историко-геологической и структурной зональности восточной части Индонезии. Приведенная ниже краткая геологическая характеристика островов Восточно-Индонезийских морей, в основу которой положены особенности истории их геологического развития и современной структуры, дается в связи с этим вне зависимости от их обычного географического районирования и проводится по следующим трем основным группам островов:

1. Вытянутая в широтном направлении к востоку от Явы гирлянда островов, располагающихся между Явой и островом Ветар.

2. Острова, окружающие море Банда, а также острова Сумба Саву, Роти, Тимор, Кай и Мисол.

3. Острова, образующие южное и восточное ограничение Молуккского моря: Сула, Оби, Бачан и остров Хальмахера вместе с рядом мелких островов к западу и северу от него.

Острова, расположенные между Явой и Ветаром

Здесь относятся острова Бали, Ломбок, Сумбава, Флорес, Алор и ряд более мелких островов.

Стратиграфия. Отличительными особенностями этой группы островов является полное отсутствие в их пределах поверхностных выходов пород донеогенового возраста и исключительно широкое развитие в неоген-четвертичных отложениях разнообразных продуктов подводного и наземного вулканизма. В основном это андезито-базальты и их туфы, реже — дациты и липариты. Собственно осадочная часть неоген-четвертичного разреза, мощность которого неизвестна, представлена преимущественно карбонатными породами (мергелями и органогенными известняками) морского происхождения и аллювиальными галечниками.

Магматизм. Рассеянные, не крупные по размеру массивы гранитов и гранодиоритов Флореса имеют среднемиоценовый возраст. Все острова рассматриваемой группы характеризуются интенсивной вулканической деятельностью, эпохи наибольшей активности которой относятся к началу и к концу неогена и к четвертичному времени. Острова, расположенные между Явой и Ветаром, — область напряженного современного вулканизма. На островах Бали, Ломбок, Сумбава, Флорес и на ряде других более мелких островов этой группы располагается большое количество действующих вулканов, почти непрерывная и прямая цепочка которых, однако, не продолжается восточнее острова Пантар.

Структура. Гирлянду островов в целом следует рассматривать как частично покрытую морем, а в основном — приподнятую выше его уровня, сильно вытянутую узкую антиклинальную зону, состоящую из ряда сменяющих друг друга по простиранию, более или менее крупных антиклинальных структур (отдельных островов) и сопряженную с расположенными непосредственно севернее и южнее ее также узкими и глубокими синклинальными зонами, которыми являются впадины морей Бали, Флорес, Саву и др.

То обстоятельство, что вся гирлянда островов примыкает на западе к Яве и вытянута в строгом соответствии с простиранием этого острова, дает основание считать ее непосредственным структурным продолжением Явы к востоку. По сравнению с Явой антиклинальная зона Бали — Ломбок — Сумбава — Флорес — Алор в целом приподнята значительно

слабее (наименее приподнята, по-видимому, восточная часть зоны, где ширина слагающих ее островов сильно сокращается).

Широкое развитие молодых вулканических пород, покрывающих большую часть рассматриваемых островов, и полное отсутствие выходов палеогеновых и более древних пород лишают возможности судить об их внутренней структуре. Тем не менее можно предполагать, что глубинное строение Явы и ее прямого структурного продолжения не имеет существенного различия и что история их геологического развития должна быть во многом сходной. Об этом, в частности, свидетельствует интенсивное развитие на Яве и на островах гряды Бали — Алор неоген-четвертичного вулканизма, проявления которого на расположенных непосредственно севернее и южнее антиклинальной системы Ява — Бали — Алор островах Борнео, Целебес, Сумба и Тимор очень незначительны (неогеновый вулканизм) или полностью отсутствуют (современная вулканическая деятельность).

Острова, окружающие море Банда, и острова Сумба, Саву, Роти, Тимор, Кай и Мисол

Эти острова, разбросанные на большом пространстве Южной и Восточной Индонезии, а также ряд расположенных между ними более мелких островов, объединяет сходство их геологической истории и в значительной степени структурные особенности. В геологической литературе по Индонезии эти острова (за исключением Сумбы) нередко рассматриваются как составные части единой «геосинклинали Банда». Приведенная ниже их краткая геологическая характеристика дается в основном по Р. В. ван Беммелену (1957) и Т. Кломпу (Klompre, 1957).

Стратиграфия. На многих перечисленных выше островах широким развитием пользуются разнообразные метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, слюдяные сланцы, филлиты, амфиболиты и др.), возраст которых неясен. На островах Тимор и Лети как будто бы имеется постепенный переход от кристаллических сланцев к неметаморфизованным отложениям с фауной нижней перми. На Цераме возраст метаморфических пород заведомо доверхнетриасовый (здесь на метаморфическом основании залегают слабо измененные отложения верхнего триаса).

Верхнепалеозойские (пермские) отложения известны только на Тиморе, Лети, Бабаре и Танимбаре, т. е. на южной окраине моря Банда. Пермские отложения Тимора, охарактеризованные богатой и разнообразной фауной, представлены глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, мергелями, туфами и туфогенными породами, накапливавшимися в различных фациальных зонах. На острове Лети в составе пермских отложений преобладают песчаники, а на островах Бабар и Танимбар — известняки.

Полный разрез триаса палеонтологически доказан только на Тиморе. На всех других островах достоверный разрез мезозойских отложений начинается лишь с верхнего триаса, представленного в основном флишеподобными песчано-глинистыми осадками. Фациальная зональность в распределении разных по составу разновозрастных осадков на Тиморе проявилась в триасе еще более отчетливо, чем в перми, сохранившись, по-видимому, на продолжении всей последующей мезозойской истории. В верхнем триасе на сравнительно небольшой по площади территории современного Тимора накапливалось не менее четырех различных фациальных типов геосинκлиналиных осадков (в том числе флишевые отложения). Мезозойское осадконакопление на других островах рассматриваемой группы также было подчинено структурно-фациальной зональности, отчетливость выражения которой, однако, из-за незначительных размеров этих островов менее ясная, чем на Тиморе.

Юрские отложения на большинстве перечисленных выше островов, по-видимому, без перерыва сменяются верхнетриасовыми. Юра фаунистически не выделена в мезозойской толще Восточного Тимора, а нижний лейас не установлен на Цераме и Буру (это, однако, может быть следствием еще недостаточной изученности мезозойского разреза указанных островов). Р. В. ван Беммелен считает, что юрскими (по крайней мере, частично) могут быть дотретичные отложения Сумбы, представленные формацией аспидных сланцев. Плохо сохранившиеся растительные остатки в сланцах указывают, с другой стороны, скорее на их палеозойский, чем мезозойский возраст (Klotpe, 1957).

Фаунистически охарактеризованные меловые отложения до настоящего времени неизвестны на многих островах «геосинклинали Банда», но там, где меловые породы установлены, они образуют единый разрез вместе с юрскими отложениями.

Третичные отложения островов, входящих в рассматриваемую группу, характеризуются спорадичностью пространственного развития, неполнотой разреза (местами палеоген отсутствует, а на дотретичных породах залегает непосредственно неоген), а также умеренными мощностями.

Палеогеновые отложения известны на островах Буру, Церам, Мисол, Кай, Ямдена, Тимор и Сумба (на других островах палеоген не обнаружен). В составе их преобладают карбонатные породы. Мощность палеогена обычно не превышает 1200—1300 м. Палеогеновые отложения образуют чаще всего мелкие обособленные выходы и в большинстве случаев залегают на подстилающих породах несогласно.

По сравнению с палеогеном неогеновые отложения образуют более крупные по площади, но обычно также изолированные участки распространения. Представлены они в основном разнообразными известняками, мергелями, реже — известковистыми песчаниками, глинами, туфогенными породами и др. Залегание неогеновых отложений трансгрессивное. Внутри неогенового разреза отмечается несколько локальных угловых несогласий.

Магматизм. По сравнению со всеми другими рассмотренными выше районами Индонезии интенсивность проявления глубинного и поверхностного мезо-кайнозойского магматизма в пределах островов, входящих в «геосинклиналь Банда», весьма незначительна.

По данным Р. В. ван Беммелена (1957), небольшие массивы миоценовых гранитоидов имеются в западной части Церама и на островах, расположенных между Церамом и Буру, а выходы интрузивных пород кислого состава предположительно верхнеогенового возраста — на островах Ветар и Лиран. Возраст гранитов Сумбы проблематичен, как проблематичен и возраст вмещающих их пород.

Интрузии основного состава островов Церам, Буру и Ветар связаны с офиолитовой серией мезозойского возраста. В состав офиолитов Церама и Буру, внедрившихся в процесс интенсивного геосинклинального прогибания в юрско-меловое время, входят также экстрезии порфиритов, диабазов и щелочных эффузивных пород. Проявления вулканической деятельности в кайнозое ограничились на рассматриваемой части Индонезии присутствием небольшого количества туфогенных пород в неогеновых отложениях Сумбы и Тимора, а также современным вулканизмом периферийных частей моря Банда (мелкие вулканические острова Апи, Дамар, Нила и др.).

Структура. Острова, окружающие море Банда, принято рассматривать как единую, круто изогнутую в плане структуру («дугу» Банда) — крайнюю в восточной части Индонезии систему островных дуг. Доказательством этого, кроме петлеобразного смыкания (точнее, сближения) восточных частей гирлянд островов северного и южного

обрамления моря Банда, сторонники структурного единства «геосинклинали Банда» (Р. В. ван Беммелен, Д. Умбгров, Т. Кломп и др.) считают сходство истории геологического развития входящих в эту зону островов, отличной от истории развития внешнего окружения дуги Банда.

Не оспаривая того, что все рассмотренные выше острова по некоторым признакам их современной структуры и особенностям геологической эволюции сильно отличаются от смежных частей Индонезии, мы, тем не менее, не считаем возможным объединять их в единую изогнутую структуру. Основанием для этого, с нашей точки зрения, служит отсутствие непосредственной структурной связи между северными и южными островами моря Банда в области их сближения на востоке, равно как и отсутствие плавного дугообразного изгиба образованной этими островами гирлянды. Кроме того, единство их геологической истории весьма относительно. Оно выражается лишь в широком распространении на большинстве островов метаморфических пород и мезозойских отложений, в незначительном развитии мезо-кайнозойского интрузивного магматизма и в общей сильной тектонической приподнятости большей части островов, следствием чего, по-видимому, явилось ограниченное распространение третичных отложений.

Наряду с этими общими чертами сходства в геологическом строении и развитии разных частей «геосинклинали Банда» имеются и существенные отличия, проявляющиеся в приуроченности пермских отложений преимущественно к островам южной части моря Банда, в развитии нижнего и среднего триаса лишь на Тиморе, в пространственной ограниченности проявлений глубинного и поверхностного магматизма территорий отдельных островов, в неравномерном распространении третичных осадков и др. Короче говоря, отдельные составные части «дуги» Банда неравнозначны друг другу по своей геологической истории, причем характерно то, что, как правило, наиболее значительные отличия в развитии наблюдаются в местах резких искривлений «дуги» и наименее существенные — на участках прямолинейного или слабо изогнутого простиранья составляющих «дугу» элементов. Это мы рассматриваем как одно из доказательств отсутствия структурной непрерывности «геосинклинали Банда».

В своем расположении острова, входящие в геосинклинали Банда подчинены не одной единственной изогнутой в дугу структурной линии, а нескольким более или менее прямолинейным направлениям, пересечение которых создает эффект ломано-дугообразной изогнутости единой гирлянды островов. В основе такого расположения островов здесь, как и в других частях Индонезии, лежит, по нашему мнению, система глыбовых структур нескольких порядков и разделяющих их разрывных нарушений, определяющая многие структурные особенности этой области Индонезийского архипелага, не объяснимые с точки зрения гипотезы ее дугообразного строения.

Прежде всего представление о глыбовой природе тектонических структур объясняет совершенно непонятную с позиции гипотезы островных дуг структурную связь и различия в истории, современном геологическом строении и пространственной ориентировке островов системы Бали — Амор, с одной стороны, и расположенных в непосредственной близости от них островов Саву, Роти и Тимор — с другой. Объяснимыми становятся также «загадочное» положение острова Сумба, форма и пространственные взаимоотношения целого ряда других островов, план распределения действующих вулканов моря Банда, прямолинейность, параллелизм и угловатость большей части структурных элементов морского дна, а также кулисообразность в расположении последних по отношению друг к другу и к островам.

По-видимому, в основном причинами, обусловленными глыбовой раздробленностью земной коры, вызваны также отмеченные выше структурно-геологические различия как между отдельными рассматриваемыми островами и их группами, так и между всей «геосинклиалью Банда» в целом и другими областями Индонезии (на фоне различий общего характера, обусловленных существованием крупных блоков земной коры выделяются частные различия, причиной которых является делимость крупных блоков на ряд более мелких).

Не имея возможности сколько-нибудь подробно охарактеризовать структуру каждого из островов рассматриваемой группы в отдельности, остановимся на некоторых общих особенностях их тектонического строения. Все острова представляют собой более или менее сложно построенные складчато-глыбовые антиклинальные структуры, непосредственно соединенные друг с другом подводными седловидными перемычками или расположенные кулисообразно. Связь элементов островной и морской тектоники здесь, как и во всей Индонезии, прямая, отчетливо выраженная и непосредственная.

Расположение и внешние очертания островов и разделяющих их подводных впадин и поднятий контролируются многочисленными крупными разрывными нарушениями, по системе сложных пересечений которых «выколота» мозаика угловатых глыб, часть из которых имеет более или менее изометричную (чаще всего ромбовидную) форму, а часть — форму значительно более удлиненных блоков-пластин. В пределах участков островной суши глыбовая тектоника отчетливее всего выражена на самых крупных островах этой группы — Тиморе и Цераме, где, помимо более древних разрывных нарушений, разделявших длительно существовавшие структурно-фациальные зоны, широко развиты и молодые, верхнетретичные, разрывные дислокации — главным образом сбросы, ограничивающие неогеновые грабены.

В отличие от более западных районов Индонезии (за исключением, по-видимому, восточной части Целебеса, а также, возможно, «альпийского» Борнео) на островах «геосинклинали Банда» крайне незначительно проявились тектонические движения мезозойского времени. В мезозое здесь не отмечена ни одна сильная «фаза складчатости». Известные во многих местах «геосинклинали Банда» перерывы в мезозойском разрезе не сопровождались, однако, значительными угловыми несогласиями и не привели к сколько-нибудь длительному прекращению устойчивого процесса прогибания и осадконакопления, продолжавшегося, по всей вероятности, в течение большей части мезозойского времени (верхний триас, юра, мел). Весьма умеренными были также складчатые движения конца мезозоя — начала третичной эпохи. Отмеченные особенности геологической истории «геосинклинали Банда» подтверждаются отсутствием на ее территории гранитов мезозойского и раннетретичного возраста (Klompé, 1957).

Тектоническая активность в третичную эпоху и в особенности в неогене была, напротив, повышена. В это время по-видимому, сформировались в окончательном виде основные элементы современной структуры «геосинклинали Банда» и внедрилась главная масса гранитоидов. Интенсивность кайнозойской складчатости на Тиморе и Цераме была, например, настолько значительной, что местами структура этих островов носит покровный характер, обусловленный, по мнению Т. Кломпа, скорее всего, гравитационными причинами.

Вопрос о проявлениях на Цераме и Тиморе герцинской орогении, доказательством чего Т. Кломп считает присутствие в составе метаморфического фундамента этих островов сильно измененных раннегеоцинскими движениями палеозойских пород, остается, на наш взгляд, открытым. Так как возраст метаморфических образований «геосинклинали

Банда» точно не установлен, вполне возможно, что пермские отложения залегают не на палеозойском, а на более древнем складчатом основании. Неясно также, насколько правомочны отстаиваемые Т. Кломпом представления, согласно которым на месте современного моря Банда в предверхнепалеозойское время существовала обширная суша — участок палеозойской или более древней платформы, регенерированной в верхнем палеозое и нижнем мезозое. Это предположение представляется нам весьма правдоподобным, но пока еще убедительно не доказанным.

Острова Сула, Оби, Бачан, Хальмахера и другие острова восточной части Молуккского моря

Острова Сула и Оби, так же как и остров Мисол, по своему структурному положению и истории развития, с одной стороны, тяготеют к «геосинклинали Банда», а с другой — к Восточному Целебесу. Хальмахера, Бачан и расположенные вокруг них более мелкие острова обнаруживают отчетливую структурную связь с полуостровом Фогелькоп Новой Гвинеи.

Стратиграфия. В отличие от островов, окружающих море Банда, на островах Оби, Сула, Бачан и Хальмахера палеозойские и триасовые отложения, по-видимому, полностью отсутствуют.

Мезозой начинается здесь юрскими глинистыми сланцами (так называемыми жеодовыми сланцами), залегающими, очевидно, непосредственно на метаморфическом основании. На островах Хальмахера и Бачан юра, видимо, отсутствует и разрез мезозоя здесь начинается с мела. Меловые отложения островов Сула и Оби образуют вместе с юрскими отложениями, по всей вероятности (так же как и на других островах Восточно-Индонезийских морей), единый разрез.

Палеоген на островах Сула и Оби неизвестен. На островах Хальмахера палеоген сменяет мезозойские отложения без видимых следов несогласия. Неогеновые отложения развиты также нешироко (в основном на островах Хальмахера и Оби).

Магматизм. Мезо-кайнозойский интрузивный магматизм и вулканические явления проявились на Оби, Хальмахере и группе островов, расположенных вокруг них, весьма интенсивно.

Интрузивные породы, образующие на Хальмахере ряд крупных массивов и встречающиеся в виде более мелких выходов на островах Оби, представлены главным образом габбро и ультраосновными разновидностями, внедрившимися предположительно в верхнем мезозое и связанными с офиолитовой серией. Гораздо реже состав интрузивных пород средний и кислый.

Начало активной вулканической деятельности относится к меловому периоду (подводные излияния андезитов). В дальнейшем усиление вулканической активности произошло в эоцене, а также, по-видимому, и в неогене. Очаги современного вулканизма приурочены к северной части Хальмахеры и к группе островов, расположенных западнее Хальмахеры.

Структура. Есть все основания считать, что в структуре островов, окружающих Молуккское море с юга и востока, и в морфологии самого дна этого моря, роль глыбовых структур столь же велика, как и в других, описанных выше частях Индонезии. Только с позиций глыбовой тектоники можно удовлетворительно объяснить многие особенности Северных Молуккских островов и их взаимоотношений в плане (прежде всего сложную конфигурацию береговой линии острова Хальмахера, весьма близкого по своей форме к Целебесу в миниатюре, а также структурные соотношения смежных, но расположенных взаимноперпендикулярно островов Сула-Манголи и Сула-Санана — так называемую сульскую шпору).

Отличительными особенностями геологической истории этих островов следует считать позднее (в верхнем мезозое) начало геосинклинального прогибания, прекратившегося на значительной части рассматриваемой территории, по-видимому, уже в раннем палеогене, а также интенсивный интрузивный магматизм преимущественно основного состава в мезозое и повышенную вулканическую активность в кайнозойское время.

Новая Гвинея

Новая Гвинея изучена в геологическом отношении еще очень плохо и крайне неравномерно. В особенности мало сведений имеется о геологическом строении труднодоступной горной области западной Новой Гвинеи, большую часть территории которой на геологических картах острова занимают «белые пятна». Несколько лучше изучена геология Восточной, Австралийской Новой Гвинеи (в частности, области Папуа), а также западной оконечности Новой Гвинеи — полуостровов Фогелькоп и Бомбаран.

Слабая геологическая изученность Новой Гвинеи в целом не позволяет пока еще иметь более или менее определенные и законченные представления об общей схеме стратиграфии Новой Гвинеи и о пространственном развитии выделяемых в настоящее время на территории этого острова стратиграфических подразделений. В особенности это относится к палеозойским и нижнемезозойским отложениям Новой Гвинеи с их еще совершенно неясным возрастным расчленением, а также к широко распространенным на острове разнообразным метаморфическим породам, стратиграфическое положение которых весьма проблематично. Значительно благополучнее (в основном благодаря поисково-разведочным работам на нефть) обстоит дело с изученностью стратиграфии третичных отложений Новой Гвинеи.

Стратиграфия. В северной и восточной частях Новой Гвинеи (на полуострове Фогелькоп, в горах Циклопа, Торричелли, Принца Александра, в бассейне р. Сепик, в горах Бисмарка и в особенности в горах Оуэн Стенли), а также на островах, расположенных к северу и к востоку от Новой Гвинеи, выходят на поверхность или залегают на незначительной глубине различные по составу и по степени изменения метаморфические породы: гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты, хлоритовые, глинистые и графитовые сланцы, филлиты, мрамора и другие породы, прорванные интрузивными телами основного, среднего и кислого составов.

Возраст метаморфических пород не установлен. Хотя для ряда мест можно довольно определенно говорить о том, что метаморфизм предшествовал накоплению пермских и мезозойских осадков, характер взаимоотношения метаморфических образований с фаунистически охарактеризованными палеозойскими и мезозойскими отложениями в большинстве случаев остается неясным. Скорее всего, судя по очень большим различиям в степени метаморфизма пород, в метаморфическую серию Новой Гвинеи входят разновозрастные образования. По мнению геологов Нидерландской Новогвинейской нефтяной компании (Р. Бемелен, 1957), часть из них может иметь палеозойский или даже нижнемезозойский возраст. Третичные отложения всюду отделены от метаморфических пород и прорывающих их интрузий поверхностью глубокого размыва и несогласия.

Наиболее древними фаунистически охарактеризованными отложениями не только в пределах Новой Гвинеи, но также и всего Индонезийского архипелага являются встреченные в валунах верхнесилурийские известняки Снежных гор (западная часть Новой Гвинеи). В Снежных горах, кроме того, описаны нижний (?), средний и верхний девон, а

также верхний карбон и пермь, представленные глинистыми сланцами, песчаниками и известняками. В восточной части Новой Гвинеи, в области Папуа, известны лишь пермские морские отложения, небольшой мощности (около 250 м), несогласно перекрывающие метаморфические и изверженные породы. Выходы нерасчлененных палеозойских отложений имеются на полуострове Фогелькоп и в прибрежных горах к югу от залива Гелвина. Общая площадь выведенных на поверхность палеозойских пород в пределах Новой Гвинеи очень незначительна.

Мезозойские отложения довольно широко развиты в горных частях Новой Гвинеи, протягиваясь сравнительно неширокой и (в современных выходах) прерывистой полосой почти вдоль всего острова. Отсутствие мезозойских отложений в прибрежных районах Северной части Новой Гвинеи, а также в предгорьях Папуа свидетельствует о первичной эрозии мезозойского прогиба. Фактическая площадь современного распространения мезозойских отложений на поверхности, по-видимому, в действительности больше той, которая показана на геологических картах, так как можно с достаточной уверенностью предполагать, что значительные пространства геологически не изученной территории Центрального хребта, а также некоторые районы, включенные на геологических картах в зоны развития метаморфических пород, на самом деле заняты мезозойскими отложениями.

На Новой Гвинеи палеонтологически доказано присутствие отложений юрской и меловой систем. Древнейшими мезозойскими фаунистически охарактеризованными отложениями на Новой Гвинеи является нижний лейас западной части острова. Триас в пределах Новой Гвинеи достоверно не установлен. К нижнему мезозою могут относиться конгломераты, кварцитовые песчаники, глинистые сланцы и карбонатные породы района Мимика и Оатква-Акимеугах (западная часть острова), содержащие неопределимые окаменелости очень плохой сохранности.

В разрезе средне- и верхнеюрских отложений западной и центральной частей Новой Гвинеи выделяются фаунистически охарактеризованные байос, келловей и оксфорд, представленные в основном глинистыми сланцами и филлитами с присутствием карбонатных пород, тонкозернистых песчаников, алевролитов, а местами (западная часть Новой Гвинеи) также кремнистых сланцев и вулканических пород среднего состава.

Нижний мел в западной и центральной частях Новой Гвинеи также представлен преимущественно глинистыми породами, соединенными с подстилающими верхнеюрскими отложениями постепенным переходом и в большинстве мест согласно перекрывающимися верхнемеловыми отложениями, имеющими в основном тоже глинистый состав.

В области Папуа мезозойские отложения несогласно залегают на осадочных породах пермского возраста и на гранитах. В разрезе мезозоя, начинающегося здесь с верхней юры (по другим данным, с нижней юры) преобладают песчано-глинистые осадки с присутствием туфового материала. Мощность верхней юры, почти целиком представленной темными глинистыми сланцами, достигает 1800 м. В нижней части разреза верхнеюрской глинистой толщи залегают массивные коралловые известняки, мощностью до 60 м. В западных частях Папуа (в бассейне верховий р. Флай) в юрском разрезе, кроме глинистых сланцев, присутствует большое количество конгломератов, состоящих из гранитов и песчаников. Мощность юры здесь около 1200 м.

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения Папуа, по-видимому, разделены перерывом (угловое несогласие между юрой и мелом отсутствует, но отложения неокома фаунистически не доказаны). Апг — альбские и верхнемеловые отложения представлены в Папуа мощной (до 5500 м) толщей песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и различ-

ных туфогенных пород. В бассейне верховий р. Флай мощность меловых отложений, представленных в основном алевролитами, сокращается до 1000 м.

Палеогеновые (эоценовые и олигоценые) отложения, хотя и не образуют крупных выходов на поверхности, распространены достаточно широко на полуострове Фогелькоп, в центральной, северной и восточной частях Новой Гвинеи. По составу это преимущественно мелкозернистые, сравнительно маломощные (первые сотни метров) известняки, верхняя часть которых относится уже к нижнему миоцену. Лишь в крайних восточных частях Новой Гвинеи (район Порт-Морсби и залива Гуденаф) эоцен представлен в основном не известняками, а кремнистыми сланцами и мергелями с песчаниками и фораминиферовыми известняками, а также туфами. Общая мощность толщи около 1500 м. С этими отложениями связаны разнообразноэффузивные породы и интрузии основного и ультраосновного составов. На верхнем мелу палеогеновые отложения залегают чаще всего с перерывом. В пределах северных частей Новой Гвинеи палеогеновые и, возможно, частично верхнемеловые известняки образуют отдельные изолированные останцы, располагающиеся непосредственно на метаморфических породах. В районе Порт-Морсби и залива Гуденаф палеоген, по всей вероятности, соединен с подстилающими верхнемезозойскими отложениями постепенным переходом.

Неогеновые отложения на территории Новой Гвинеи развиты в основном в двух длинных и глубоких прогибах, протягивающихся в субширотном направлении к северу и югу от Центральных гор, а также на полуостровах Фогелькоп и Бомбаран.

На западе Новой Гвинеи, в пределах северного неогенового прогиба, а также в некоторых районах южного прогиба, средне- и верхнемиоценовые и плиоценовые отложения трансгрессивно залегают на эоценовых, мезозойских и палеозойских породах и, кроме того, на гранитах и метаморфических образованиях. В других местах западной части Новой Гвинеи неогеновые отложения связаны с палеогеновыми постепенным переходом. В составе миоценовых отложений запада Новой Гвинеи преобладают карбонатно-глинистые породы (глинистые сланцы, мергели, известняки). Плиоцен представлен двумя фациально различными типами отложений: 1) песчано-глинистыми с бурыми углями, характеризующимися весьма широким развитием вулканогенных пород и сопровождающимися их интрузивными образованиями разнообразного состава (развиты в основном на полуострове Фогелькоп и в районе южных склонов Центральных гор), и 2) мергелистыми и карбонатно-песчаными породами (распространены преимущественно на юге полуострова Бомбаран и в северном прогибе). Литологическая и палеонтологическая граница между миоценом и плиоценом очень нечеткая. Мощность неогеновых отложений запада Новой Гвинеи превышает 5000 м.

В восточных частях Новой Гвинеи, в пределах северного прогиба, разрез неогена начинается толщей миоценовых песчано-глинистых пород с мощными горизонтами известняков, залегающей в большинстве случаев прямо на метаморфических породах, а местами — на эоценовых известняках. Для миоцена характерно присутствие вулканического материала, которого нет в плиоценовых отложениях. Количество известняков в разрезе миоцена увеличивается в северном направлении. Вместе с этим происходит общее сокращение мощности миоценовых отложений, средняя величина которой составляет около 3500 м. Миоценовые отложения перекрываются плиоценовыми морскими и пресноводными глинистыми породами, песчаниками и конгломератами с прослоями бурых углей, отлагавшихся в более или менее изолированных осадочных бассейнах. Мощность плиоцена колеблется в пределах от 2000 до 4200 м.

В южном прогибе восточной части Новой Гвинеи (в области Папуа) неоген представлен в основном средним и верхним миоценом. По составу это туфогенные песчаники, алевролиты, известняки, глинистые сланцы и разнообразные вулканические породы, несогласно залегающие на мезозойских и эоцен-нижнемиоценовых отложениях (в пределах хребта Оуэн-Стенли неоген ложится на метаморфические породы). Мощность их достигает 4500—5000 м. В южном и западном направлениях мощность миоценовых отложений Папуа сокращается и одновременно с этим в их разрезе резко увеличивается роль известняков. В районе Мабиадам миоценовые известняки залегают на гранитах, по-видимому, уже входящих в фундамент северной части Австралийской платформы. Плиоценовые отложения, образующие в пределах Папуа несколько изолированных выходов, согласно перекрывают миоцен и представлены кремнистыми породами, переходящими вверх по разрезу в пески и пресноводные конгломераты с углями.

Все изложенные выше данные по стратиграфии Новой Гвинеи можно кратко подытожить следующим образом. Сводный разрез палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Новой Гвинеи достаточно полный, хотя местами в нем имеются, по-видимому, значительные стратиграфические перерывы. Эти перерывы, однако, не сопровождаются заметными угловыми несогласиями. Палеозойские отложения представлены в основном осадками миогеосинклинального типа умеренной (?) мощности. Мезо-кайнозойские отложения образуют мощные, разнообразные по составу, фашиально изменчивые толщи вулканогенно-осадочных пород, накапливавшихся в сравнительно узких геосинклинальных прогибах, вытянутых приблизительно в том же направлении, что и современная структура острова.

Магматизм. Одними из наиболее древних магматических образований Новой Гвинеи являются, по всей вероятности, разнообразные по составу интрузивные породы (граниты, диориты, габбро), прорывающие метаморфический комплекс и перекрытые мезозойскими осадками.

Присутствие вулканических пород среднего состава в меловых, юрских и более древних отложениях западной части Новой Гвинеи, а также туфогенного материала в отложениях верхнеюрского и мелового возраста области Папуа является свидетельством эффузивной деятельности в мезозое. К проявлениям мезозойского интрузивного магматизма относятся меловые граниты полуострова Фогелькоп.

Палеогеновый магматизм отмечен лишь в восточных частях Новой Гвинеи (район Порт-Морсби и залива Гуденаф). Продуктами его являются разнообразные вулканические породы и связанные с ними интрузивные тела основного и ультраосновного составов.

Главной эпохой вулканизма на Новой Гвинее был миоцен и плиоцен (особенно в пределах южного неогенового прогиба), когда в осадочные бассейны поступило большое количество разнообразного вулканического материала. В ряде мест эффузивные породы неогенового возраста сопровождаются интрузивами различного состава.

Третичный вулканизм в целом был более напряженным в восточных и южных частях Новой Гвинеи. Интенсивная вулканическая деятельность в Папуа продолжалась и в четвертичное время, доказательством чего являются покровы андезито-базальтов и конуса действующих и недавно потухших вулканов. В западной части Новой Гвинеи (на полуострове Фогелькоп) известен лишь один действующий вулкан — Усмани.

Структура. Одним из главных структурных элементов Новой Гвинеи является антиклинальная зона центральной части острова, протягивающаяся от его крайней западной до восточной оконечностей. Орографически центральной антиклинальной зоне соответствует наиболее возвышенная осевая часть острова. Вторая крупная антиклиналь-

ная зона располагается вдоль северного побережья Новой Гвинеи, прослеживаясь от залива Гелвинк на западе до залива Юон на востоке. По ширине, общей протяженности и амплитуде современных поднятий северная антиклинальная зона значительно уступает центральной.

К северу и югу от центральной антиклинальной зоны располагаются основные синклиналильные структуры Новой Гвинеи. Одна из них разделяет центральную и северную антиклинальные зоны (северный прогиб), другая (южный прогиб) занимает большую часть низменного пространства южной части Новой Гвинеи. Крупной синклиналильной структурой является также южная часть полуострова Фогелькоп вместе с полуостровом Бомбараи. В ряде участков северного побережья Новой Гвинеи (между северной антиклинальной зоной и морем) располагаются узкие разобщенные участки еще одного прогиба, основная часть которого в настоящее время занята морем.

Центральная антиклинальная зона представляет собой сложно построенное складчато-блоковое сооружение, состоящее из целого ряда отдельных крупных антиклинорий. Антиклинории не только сменяют друг друга по простиранию или кулисообразно, но и нередко сочленяются под углом, в результате чего в общем запад-северо-западном простирании центральной антиклинальной зоны наблюдаются коленообразные изгибы, в пределах которых простирания меняются на северо-западные и даже север-северо-западные, близкие к меридиональным. Наиболее отчетливо такие изгибы — переломы в господствующих структурных направлениях выражены в западной (между полуостровом Фогелькоп и Снежными горами) и в восточной (хребет Кратке и хребет Оуэн-Стенли) частях острова.

В поперечном сечении центральная антиклинальная зона в целом обнаруживает заметные черты асимметрии, проявляющейся в том, что на северных склонах образующих зону хребтов слоистые толщи регионально залегают с меньшими углами падения, чем на южных их склонах. Наиболее ясно асимметрия в строении центральной антиклинальной зоны выражена в Снежных горах, хребте Оранже и горах Стар. Подтверждением структурной асимметрии центральной антиклинальной зоны является орографическая асимметрия слагающих ее хребтов, южные склоны которых в Центральных горах значительно круче северных.

В строении центральной антиклинальной зоны на западе и в центральных частях Новой Гвинеи главная роль принадлежит дислоцированным отложениям палеозойского, мезозойского, палеогенового и в меньшей степени неогенового возраста, а в восточной части острова — метаморфическим и интрузивным породам. Характерно, что участки интенсивных складчатых деформаций, часто осложненных разрывными нарушениями, в пределах зоны нередко чередуются с выходами пород, испытавших значительно более умеренную складчатость.

Вдоль южного края центральной антиклинальной зоны, отделяя ее от южного прогиба, протягивается крупный разлом. Морфологически в современной структуре он чаще всего выражен как крутой взброс, плоскость которого падает в северном направлении. Скорее всего, это не одна структурная линия, а целая система разрывных нарушений, развившихся по зоне длительно существовавшего регионального глубинного разлома, отделявшего палеозойско-мезозойский геосинклиналильный прогиб Новой Гвинеи от области Австралийской платформы. Очень крупное разрывное нарушение отделяет также с юга участок восточной части центральной антиклинальной зоны, сложенный метаморфическими и интрузивными породами, от района развития преимущественно мезозойских и кайнозойских отложений. Двумя отмеченными разломами, конечно, не исчерпываются все крупные разрывные нарушения, осложняющие структуру центральной антиклинальной зоны и широко

развитые не только в окраинных, но и во внутренних ее частях. Подтверждением этого служит, в частности, структурный контроль разрывными нарушениями (главным образом сбросами) орографических элементов, часто обнаруживающих в своей ориентировке поразительную линейную вытянутость и правильность расположения относительно друг друга.

Северная антиклинальная зона, вытянутая в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток вдоль северного побережья Новой Гвинеи, состоит из нескольких разобщенных, кулисообразных антиклинальных структур, в ядрах которых обнажаются метаморфические и интрузивные породы (горы Циклопа, Бевани, Торричелли, Принца Александра, Адельберта, Финистерре и др.), а крылья сложены неогеновыми отложениями, осложненными складчатыми и разрывными нарушениями. Выходы метаморфических и интрузивных пород, как правило, невелики по площади, узки и оборваны сбросами. Зачастую эти выходы представляют собой вытянутые цепочкой изолированные «островки» древних пород среди неогеновых отложений. В ряде участков в ядрах антиклинальных структур, кроме метаморфических и интрузивных пород, обнажаются останцы эоценовых известняков.

Северный прогиб, разделяющий центральную и северную антиклинальные зоны, не представляет единой синклинали структуры. Он образован системой отдельных, более или менее крупных прогибов, частью соединенных, а частью изолированных друг от друга поперечными и продольными поднятиями. Наиболее крупными из этих прогибов являются вытянутые в субширотном направлении впадины бассейна рек Руффар — Иденбург на Западе и впадина бассейна р. Сепик на востоке. Юго-восточным продолжением впадины Сепик является сильно вытянутый узкий прогиб Раму-Маркем, имеющий отчетливо выраженное грабенообразное строение.

Севернее гор Ван-Реса, Бевани, Торричелли, Принца Александра и Адельберта, между этими горами и береговой линией, располагаются изолированные друг от друга выходами кристаллических пород участки развития неогеновых отложений — фрагменты прогиба, занятого в настоящее время морем. Поскольку есть данные, указывающие на прямую структурную связь этого прогиба с системой впадин северного прогиба, оба прогиба исторически можно рассматривать как части единой обширной синклинали зоны, а всю северную антиклинальную зону в целом — как осложняющее ее внутреннее продольное поднятие.

В пределах этой синклинали зоны неогеновые отложения залегают по преимуществу непосредственно на метаморфическом основании и лишь на западе подстилаются мезозойскими породами. Наиболее глубокая часть синклинали зоны располагается непосредственно к северу от гор Бевани и Торричелли. Здесь суммарная мощность неогеновых осадков достигает 10 000 м. В то же время это область наиболее напряженных складчатых деформаций. К югу, в направлении к центральной антиклинальной зоне, мощность заполняющих прогибы отложений сокращается, а складчатые структуры становятся более спокойными и широкими.

Южный прогиб в значительной степени наложен на платформенную палеозойскую структуру Северной Австралии и по своему промежуточному положению между областью кайнозойской складчатости и консолидированным платформенным массивом, по особенностям своего внутреннего строения и формационного состава слагающих его осадков, а также по времени формирования может рассматриваться как краевой. Северной границей прогиба является южная окраина центральной антиклинальной зоны. Южное ограничение прогиба выражено четко, будучи замаскировано четвертичными отложениями

низменности южной части Новой Гвинеи. Тем не менее, с учетом того, что в районе Мабиадам (на берегу Торрессова пролива) сразу же под неогеновыми отложениями обнажаются сильно измененные породы, принято считать, что южная окраина низменности Папуа, а также острова Ару, возможно, относятся уже к области палеозойской (?) складчатости, окаймляющей с севера Австралийскую платформу. Прогиб сужается и становится более мелким в запад-северо-западном направлении, а к восток-юго-востоку погружается под Коралловое море. В поперечном сечении прогиб отчетливо асимметричен: северное его крыло по сравнению с южным отличается значительно большей мощностью (до 5000 м и более) слагающих пород и их более сильной дислоцированностью.

Базальные горизонты неогеновых отложений, заполняющих прогиб, обычно залегают в его северном крыле на мезозойских и реже на палеогеновых и палеозойских породах, а в южном крыле переходят непосредственно на палеозойский (?) складчатый фундамент.

Прогиб, занимающий южную часть полуострова Фогелькоп и полуостров Бомбараи, заполнен неогеновыми и частично палеогеновыми отложениями большой мощности, участвующими в пологих складчатых дислокациях. Простирающиеся складчатые структуры в пределах прогиба северо-западные и субширотные.

По своему структурному положению, строению, времени возникновения, а также по формационному составу, мощностям и характеру дислоцированности слагающих их осадков главные верхнетретичные прогибы Новой Гвинеи (и в особенности южный прогиб — бассейн Папуа) близки к крупным неогеновым прогибам Индонезийского архипелага.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ИНДОНЕЗИЙСКОГО АРХИПЕЛАГА

После краткой геолого-структурной характеристики отдельных островов индонезийского архипелага представляется возможным рассмотреть основные черты тектоники Индонезии в целом.

Общие особенности структуры Индонезийского архипелага

План внутренней структуры островов Индонезийского архипелага, равно как и их внешние очертания, обычно достаточно сложны. Это особенно хорошо видно на примере крупных по площади островов центральной и восточной частей Индонезии — Борнео, Целебеса и Хальмахеры. Весьма сложна также и морфология дна индонезийских морей, в особенности к востоку от Борнео.

Характернейшей особенностью структурно-тектонического плана Индонезии является невыдержанность пространственной ориентировки, прямолинейные и прямолинейно-ломаные простирающиеся и резкие угловатые (торцовые) сочленения большинства как крупных, так и мелких тектонических элементов островной суши и морского дна.

Расположение этих элементов не является беспорядочным. Оно строго подчинено нескольким закономерным, выдержанным на огромных территориях направлениям. Главными из них в западной части Индонезии следует считать север-северо-западные и пересекающие их запад-северо-западные (близкие к широтному) направления, характерные для Альпийско-Гималайского складчатого пояса Евразии, а в пределах восточной части Индонезии — север-северо-восточные и восток-северо-восточные простирающиеся, типичные для восточно-азиатской части Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. На Новой Гвинее вновь преобладают взаимно пересекающиеся север-северо-западные и запад-северо-западные структурные направления.

Пересечения «альпийских» и «тихоокеанских» простираний в центральной и восточной частях Индонезии привело к возникновению здесь сложнейших структурных взаимоотношений не только внутри отдельных островов, но также и между островной сушей и морским дном. Следствием этого явились неправильная, нередко прихотливая и причудливая конфигурация многих островов и сложная морфология дна морских впадин центральной и восточной частей Индонезии, резко отличающие ее от более западных областей Индонезийского архипелага.

Кроме перечисленных главных направлений, в расположении тектонических элементов восточной, центральной и западной частей архипелага имеются и другие простирания структур, однако они скольнибудь значительно не влияют на структурно-тектонический план Индонезии. Все наиболее типичные и примечательные его особенности определяются перечисленными выше главными структурными направлениями.

Своеобразие и сложность структурного плана Индонезии отчетливо отражают особенности строения и развития разных ее частей. Как уже говорилось выше, не вся территория Индонезии (в физико-географическом понимании) входит в состав области кайнозойской складчатости: Северо-Восточная Суматра, и Юго-Западное Борнео относятся к мезозоидам Юго-Восточной Азии, а южная часть Новой Гвинеи принадлежит, по-видимому, уже к палеозойским структурам, ограничивающим с севера Австралийскую платформу.

Неоднородна структура и самой области кайнозойской складчатости Индонезии, в которой резко обособляются две части, соответствующие Западной и Восточной Индонезии, граница между которыми проходит между Борнео и Целебесом. Интересно отметить, что эта граница в целом совпадает с так называемой линией Уоллеса, разделяющей азиатскую и австралийскую зоогеографические области (Klompke, 1957).

В морфологическом отношении Западная Индонезия характеризуется сравнительно простой формой островов, широким развитием шельфовых морей и отсутствием внутренних глубоководных впадин, типичных для восточно-индонезийских морей. Геологическая структура Западной Индонезии отличается нешироким площадным распространением выходов пород метаморфического комплекса, интенсивным развитием верхнемезозойского интрузивного магматизма кислого состава и наличием глубоких прогибов, заполненных мощнейшими толщами терригенных осадков в основном неогенового возраста.

Действующие вулканы Западной Индонезии строго сгруппированы в одну линейную зону, протягивающуюся от хр. Пегу-Йома в Бирме через Андаманское море к Суматре, а далее — непрерывной цепочкой по всей Суматре, Яве и расположенной восточнее гирлянды Малых Зондских островов, вплоть до острова Ветар. Для Западной Индонезии характерны, кроме того, очень выдержанные аномалии силы тяжести.

Для Восточной Индонезии чрезвычайно типична прихотливая форма островов, разделенных глубоководными морями со сложной морфологией дна. В геологической структуре островов этой области большая роль принадлежит разнообразным метаморфическим породам, часто перекрытым непосредственно мезозойскими или даже третичными отложениями (палеозойские отложения здесь во многих местах, видимо, отсутствуют). Мезозойские отложения Восточной Индонезии, отличающиеся большой полнотой разреза и отсутствием внутри него скольнибудь значительных структурных несогласий, сопровождаются крупными интрузивными массивами основного и ультраосновного состава (мезозойские граниты здесь, по-видимому, очень редки). Третичные отложения на островах восточно-индонезийских морей не слагают крупных структур и представлены преимущественно карбонатными осадками

умеренной мощности. Для действующих вулканов Восточной Индонезии нетипично их расположение в одной непрерывной линейной зоне. Очаги современного наземного и подводного вулканизма образуют здесь несколько разобщенных и по-разному ориентированных групп, а также встречаются в виде отдельных изолированных вулканов, как, например, вулкан Унауна, расположенный к югу от полуострова Минахаса (Целебес). Картина распределения положительных и отрицательных гравитационных аномалий в пределах Восточной Индонезии значительно более пестрая, чем в ее западных частях. Здесь наблюдаются очень резкие различия в их значениях.

В пределах Западной и Восточной Индонезии — наиболее крупных структурных подразделений Индонезийского архипелага — в свою очередь, выделяются более мелкие разнородные тектонические элементы, соответствующие как группам островов, так и отдельным островам или их частям. Таким образом, можно говорить о разных масштабах проявления резкой тектонической неоднородности Индонезии.

Нельзя не отметить еще одну исключительно характерную и очень важную особенность тектоники Индонезии в целом — теснейшую связь структур островной суши и морского дна. Трудно назвать какой-либо другой район Земного шара, где бы эта связь проявилась более отчетливо и наглядно, чем в Индонезии. Структуры многих островов Индонезийского архипелага часто находят прямое продолжение в рельефе морского дна. Тектонические элементы, возвышающиеся в настоящее время в виде островов и находящиеся ниже уровня моря, зачастую непосредственно продолжают друг друга, представляя собой единое структурное целое. Островные и морские структуры, как правило, подчинены одним и тем же закономерностям расположения и взаимоотношения в пространстве, образуя один и тот же структурно-тектонический план. В этой связи нельзя не отметить известную условность разделения тектоники Индонезии на «островную» и «морскую» и их противопоставления.

Особенности формационного состава, фации и мощности мезо-кайнозойских отложений Индонезии

Своеобразие современной тектонической структуры Индонезии, как и многие особенности ее эволюции, отражены в характере пространственного развития и фациальной изменчивости разных по составу и возрасту типов отложений, а также в величинах и изменчивости их мощностей. В данном случае имеются в виду лишь наиболее широко распространенные в Индонезии отложения мезозойского и кайнозойского возраста и не рассматриваются обнажающиеся на ограниченных площадях и значительно менее изученные палеозойские отложения.

Отсутствие необходимого фактического материала, характеризующего мезо-кайнозойские отложения Индонезии в степени, достаточной для выяснения закономерностей их изменчивости в разрезе и по простиранию в пределах каждого острова, не дает, к сожалению, возможности произвести сколько-нибудь полный анализ фаций и мощностей указанных отложений. Поэтому мы вынуждены ограничиться лишь наиболее общей характеристикой пространственного распределения разных по составу и мощностям осадков мезозойского и кайнозойского возраста и наметить самые главные особенности развития их различных формационных типов во времени и в пространстве.

Состав мезо-кайнозойских отложений, участвующих в геологическом строении Индонезии, необычайно разнообразен. Среди них выделяется бесконечное множество типов терригенных, органогенных и хемогенных осадочных образований, встречающихся в разных парагенетических сочетаниях. Исключительно важная роль в составе осадочных формаций

мезозойского и кайнозойского возраста принадлежит разнообразным продуктам подводного и наземного вулканизма. Это как рассеянный вулканический материал, так и компактные тела вулканического происхождения — горизонты лав, туфов, пирокластов и т. п. разнообразного, но по преимуществу среднего и основного составов, пластующиеся с осадочными морскими и континентальными отложениями или образующие мощные покровы. Такие покровы неоген-четвертичного возраста широко развиты на многих островах Индонезии, нередко занимая большую часть их территории. Интенсивная вулканическая деятельность наложила резкий отпечаток на состав большинства осадочных формаций мезозойского и кайнозойского возраста, развитых на островах Индонезийского архипелага, которые следует рассматривать как вулканогенно-осадочные.

Мезозойские и третичные отложения Индонезии характеризуются не только большим разнообразием состава, но и очень резко выраженной фациальной изменчивостью. Особенно отчетливо фациальная зональность мезозойских отложений проявилась в пределах северо-западного и западного Борнео и на Тиморе, где на коротких расстояниях отложения одного состава переходят в одновозрастные с ними осадки иного состава. Очень сильно фациальная изменчивость в толще отложений мезозойского возраста выражена на Новой Гвинее, на Целебесе и ряде других островов восточной части Индонезии. Важно подчеркнуть устойчивость мезозойских структурно-фациальных зон во времени: часть их возникла, несомненно, еще в верхнем палеозое и существовала в течение всего мезозоя. Известны случаи сохранения мезозойских фациальных зон в палеогене.

Данные о величинах и характере изменчивости мощностей мезозойских осадков очень скудны и разрознены. В описаниях большинства стратиграфических разрезов в использованных нами литературных источниках они отсутствуют. Судя по ряду обрывочных сведений, можно предполагать, что величины мощностей отложений мезозойского возраста, так же как и их состав, были подвержены значительным изменениям, зачастую достаточно резким. Гораздо более многочисленны и достоверны данные о мощностях третичных осадков. Палеогеновые и неогеновые отложения Индонезии наряду с сильной фациальной изменчивостью их литологического состава отличаются также большим непостоянством мощностей, максимальные значения которых достигают гигантских величин (превышают 10 000 м), а минимальные исчисляются всего лишь несколькими сотнями метров.

Резкая и многократная фациальная изменчивость и невыдержанность мощностей мезозойских и третичных отложений Индонезии — свидетельство существования в ее пределах во время накопления этих отложений дробной и сильно выраженной структурно-фациальной зональности. Устойчивость обстановки осадконакопления в пределах структурно-фациальных зон указывает на большое постоянство тектонического режима развития каждой из этих зон и в то же время на их резкую обособленность и индивидуальность.

Разнообразие фаций мезо-кайнозойских отложений Индонезии, резко выраженная зональность в их распределении и устойчивая выдержанность состава разновозрастных отложений в пределах отдельных структурно-фациальных зон приводят к тому, что в ряде случаев изменчивость осадков по простиранию выражена более отчетливо, чем вверх по разрезу. Это сильно осложняет картину последовательности хронологической смены разных по составу формационных типов осадков и затрудняет выделение рядов формаций, характерных для ранних и поздних стадий развития типичных геосинклинальных систем. Например, образование такой специфической геосинклинальной формации,

как флиш, не ознаменовало во всей Индонезии какой-то один определенный этап ее геологической истории. В одних районах Индонезии (остров Тимор) флишевые отложения начали накапливаться уже с верхнего палеозоя и широко развиты в триасе, в других (остров Целебес) известен флиш и флишоидные осадки мезозойского возраста, в третьих (остров Борнео) флишевые отложения характерны для верхнего мела и эоцена. Подводные эффузивные излияния основного состава, типичные для ранних стадий развития геосинклинальных прогибов, в Индонезии широко распространены как в верхнепалеозойских и мезозойских, так в палеогеновых и даже неогеновых отложениях. Точно также нет «определенного места» в стратиграфическом разрезе мезо-кайнозойских отложений и у карбонатных формаций: в одних частях Индонезии они широко распространены в нижнем мезозое, в других — в среднем и верхнем мезозое, в палеогене или неогене. Создается впечатление, что разные формационные типы осадков перемежаются во времени от одного места к другому и нередко больше подчинены пространственной, нежели возрастной изменчивости.

На фоне этого сложного распределения и сочетания разных одно-возрастных и одинаковых разновозрастных формаций представляется возможным отметить лишь наиболее общие закономерности возрастной смены формаций в пределах всей Индонезии или отдельных крупных ее частей. Проявление этих закономерностей можно рассматривать как результат сложного наложения явлений индивидуального тектонического развития частных, более или менее крупных структурно-фациальных зон Индонезийского архипелага на более общие процессы тектогенеза.

Таковыми общими закономерностями, проступающими через затухающее их самостоятельное развитие отдельных структурно-фациальных зон, можно считать приуроченность пород офиолитового типа преимущественно к средне- и верхнемезозойским отложениям как Восточной, так и Западной Индонезии, широкое распространение карбонатных формаций третичного возраста в восточных областях Индонезийского архипелага и неогеновых терригенных угле- и нефтеносных формаций — в его западных частях, а также некоторые другие, значительно менее ясно выраженные тенденции возрастного и территориального распределения разных по составу формаций.

Магматизм

Вопросы связи магматизма Индонезии с тектоникой рассмотрены в работах Р. В. ван Беммелена (1956, 1957), Вестервельда (1952), Т. Кломпа (1957) и других исследователей, обобщивших данные, характеризующие особенности пространственного размещения в пределах Индонезии разных по составу и возрасту интрузивных и вулканогенных образований.

Эти особенности свидетельствуют об известных закономерностях развития магматических процессов на территории Индонезии, о связи магматизма со структурами. Остановимся кратко на главных из них.

Наиболее ранний интрузивный магматизм мезо-кайнозойского этапа развития Индонезии относится к мезозою и является по составу преимущественно основным и ультраосновным (в данном случае не учитываются юрские граниты области мезозойской складчатости Юго-Восточной Азии). Он проявился почти во всех интенсивно погружавшихся геосинклинальных прогибах мезозойского возраста и привел к образованию офиолитов, структурно приуроченных к наиболее глубоким частям прогибов.

Граниты, внедрившиеся во время поднятий на рубеже верхнего мела и палеогена, характерны лишь для западных частей Индонезии, тогда

как в ее восточных частях (кроме полуострова Фогелькоп на Новой Гвинее) гранитные интрузии этого возраста практически неизвестны.

Среднемиоценовые граниты пользуются наиболее широким распространением и развиты в большинстве районов Индонезии. В отличие от них граниты предположительно плиоценового возраста встречаются лишь в немногих местах (острова Ветар и Алор). Третичные офиолитовые породы известны на островах, расположенных западнее Суматры, а также в Северном и Северо-Западном Борнео.

Вулканизм сопровождал геологическое развитие Индонезии в течение всего верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя, хотя его интенсивность не везде и не всегда была одинаковой. В одних местах вулканизм играл большую роль и был продолжительнее, чем в других. Вместе с тем отмечаются эпохи частичности, а также более или менее общего усиления вулканической деятельности. Так, например, в пределах Северного и Северо-Западного Борнео значительная активизация подводной вулканической деятельности произошла в верхнем мелу — эоцене, олигоцене — миоцене и в неоген-четвертичное время, на Суматре — в олигоцене и плио-плейстоцене. На многих островах Индонезийского архипелага интенсивность вулканических явлений резко увеличилась в новейшее время.

К изложенному следует добавить, что перечисленными эпохами внедрения интрузивных пород и вулканических излияний далеко не исчерпывается вся магматическая деятельность на территории Индонезии в мезо-кайнозойское время, которая, несомненно, была гораздо более продолжительной, многообразной и сложной. Недостаточная геологическая изученность Индонезии не дает пока еще возможности с полной степенью определенности говорить об этом для всей территории Индонезийского архипелага. Но именно о таком продолжительном и сложном развитии магматических явлений свидетельствуют, например, результаты наблюдения над интрузивными и вулканическими образованиями в наиболее хорошо изученных в геологическом отношении районах Борнео. Здесь устанавливается тесная генетическая связь и сложное переплетение процессов интрузивного и эффузивного магматизма, а также миграция очагов глубинной и поверхностной магматической деятельности во времени и в пространстве, благодаря чему почти для любого отрезка мезо-кайнозойской геологической истории Борнео можно указать то или иное проявление магматизма в том или ином районе острова. Для всей Индонезии в целом миграция очагов активной магматической деятельности в пространстве очень часто оказывается лишенной той правильности (радиальное распространение во все стороны из отдельных центров диастрофизма), о которой писал Р. В. ван Беммелен (1956, 1957). Разновременность проявления интрузивного магматизма и эпох активизации вулканической деятельности, а также сложность перемещения магматических очагов в пространстве хорошо согласуются с представлениями о резко выраженной тектонической гетерогенности Индонезии.

Складчатые и разрывные нарушения

Отложения различного возраста, участвующие в геологическом строении Индонезии, характеризуются большим разнообразием складчатых нарушений — от почти горизонтального залегания и простых пологих деформаций до очень сложной перемятости слоев, сопровождаемой явлениями тектонического дробления и дислокационного метаморфизма. Необходимо, однако, отметить, что подобная интенсивная складчатость не является повсеместной. Области со сложным складчатым строением обычно не занимают обширных территорий, а образуют вы-

тянутые и относительно узкие зоны интенсивных дислокаций, разделенные участками со значительно более простыми деформациями слоев того же возраста. Среди последних широко распространены асимметричные и флексуобразные складки, причем синклинали часто значительно шире антиклиналей и обычно характеризуются крутым залеганием слоев лишь на крыльях. На Борнео, а также, по-видимому, и на других островах имеются конседиментационные складчатые структуры.

Весьма различны также условия залегания мезозойских и кайнозойских отложений на подстилающих породах и структурные взаимоотношения между слагающими их отдельными толщами и свитами. В ряде случаев внутри толщи осадков мезозойского возраста наблюдаются многочисленные, более или менее резкие структурные несогласия, не имеющие, однако, регионального распространения. Точно так же узкоместными чаще всего оказываются несогласия внутри разреза кайнозойских отложений. Возраст этих несогласий обычно меняется в пространстве. Невыдержан и характер залегания кайнозойских отложений на мезозойских и более древних образованиях: в одних местах это залегание резко несогласное, трансгрессивное, в других (часто на относительно небольшом отдалении) — согласное, без заметных признаков перерыва. Устанавливается прямая связь между местными несогласиями и складчатостями деформациями, их интенсивностью и возрастом, который также непостоянен и меняется от места к месту.

Особенности пространственного распространения разных морфологических типов складчатости, наличие конседиментационных структур, разновозрастность складчатых дислокаций и локальных поверхностей структурных несогласий и их взаимосвязь свидетельствуют о том, что складчатость в мезо-кайнозойских отложениях Индонезии связана с длительным дифференциальным развитием отдельных структурных элементов:

Фазы складчатости не устанавливаются не только для всей территории Индонезийского архипелага, но часто для отдельных ее частей и даже островов. Это не следует, однако, рассматривать как полное отрицание проявлений в Индонезии в мезо-кайнозойское время тектонических движений широкого площадного распространения. Такие движения, безусловно, имели место (например, в раннем триасе на значительной части территории Индонезии, в преднижнетретичное и раннетретичное время на Суматре, Яве и Юго-Восточном Борнео и др.). Но эти движения, во-первых, никогда не охватывали всей территории Индонезии, проявившись лишь в пределах отдельных ее частей (при том в рамках значительного возрастного интервала) и, во-вторых, были настолько сильно замаскированы наложенными на них синхронными дифференциальными тектоническими движениями, что, по существу, в большинстве случаев уже не могут рассматриваться как движения общего распространения.

История тектонических движений в пределах Индонезийского архипелага в мезо-кайнозойское время представляется нам как сложное сочетание устойчиво-направленных частных дифференциальных движений отдельных участков земной коры и более общих (в конечном итоге также дифференциальных, но с большим площадным охватом) тектонических движений. В этой сложной гамме движений при современной степени геологической изученности Индонезии еще крайне трудно установить какие-либо строго выдержанные закономерности. Представляется возможным выделить лишь самые общие и главные тенденции в развитии тектонических движений. Одной из таких тенденций, отчетливо проявившихся с начала третичного времени, можно, например, считать активный рост крупных поднятий (современных островов), объединивших целый ряд самостоятельно развивавшихся

частных поднятий и прогибов (фациально-структурных зон внутри островов), и компенсирующее этот рост интенсивное опускание крупных участков земной коры (морских впадин и больших по площади прогибов).

Особенности проявления тектонических движений показывают, что они не отвечают тектоническим фазам, общим для всей Индонезии. С другой стороны, хотя и наблюдаются некоторые закономерности пространственной миграции складчатости, картина распределения разновозрастных движений на территории Индонезии несравненно сложнее и противоречивее последовательного перемещения складчатости в пространстве от центров диастрофизма, как это предполагается некоторыми тектоническими концепциями.

Роль разрывных нарушений в тектонической структуре Индонезии исключительно велика. На территории островов Индонезийского архипелага выделяется сложная сеть разрывных дислокаций, различных по своей морфологии, протяженности, глубинам заложения и возрасту. Такие же сложные системы пересекающихся разрывных нарушений намечаются и в пределах дна морей, разделяющих индонезийские острова.

При геолого-структурных описаниях отдельных островов Индонезии чаще всего указываются сбросы и крутые взбросы со сравнительно небольшой амплитудой и протяженностью. Это, однако, не означает, что разломам глубинного заложения принадлежит в структуре Индонезии второстепенная роль. Влияние глубинных разломов отчетливо проявляется во многих особенностях современной структуры и геологической истории Индонезийского архипелага. Особо следует подчеркнуть ясно устанавливаемые по морфологическим признакам непосредственные переходы многих «островных» глубинных разломов в «морские» (и те и другие изучены в настоящее время еще очень плохо), подтверждающие тесную связь элементов тектоники островной суши и морского дна.

В характеристике разрывных дислокаций, нарушающих структуру островов, необходимо выделить, на наш взгляд, два крайне важных обстоятельства: во-первых, подчиненность систем пересекающихся крупных и мелких разрывных нарушений описанным выше главным структурным направлениям и, во-вторых, взаимосвязь разрывных структур со складчатыми, выражающуюся в приуроченности зон интенсивных разрывных нарушений и зон сложной складчатости к одним и тем же участкам, в прямых переходах складчатых деформаций в разрывные, а также в единстве их структурного плана.

В своем большинстве рассматриваемые разрывные нарушения являются поздненеогеновыми, но совершенно очевидно, что часть этих молодых разрывов наследует более древние нарушения, обновляя и усложняя их план. Значение донеогеновых (палеогеновых, мезозойских и более древних) разрывных нарушений также, несомненно, велико. Присутствие их устанавливается во многих районах Индонезии, однако отделение этих разрывных нарушений от более молодых в ряде случаев, при современной степени геологической изученности Индонезии, сопряжено со значительными трудностями. Пока еще рано с полной определенностью говорить о степени зависимости пространственной ориентировки систем разрывных дислокаций от их возраста, тем не менее есть серьезные основания предполагать, что существенной перестройки общего плана разрывных деформаций мезозойского времени в эпоху наибольшей активизации тектонических движений в неогене не произошло.

Глыбовая (складчато-глыбовая) природа структуры Индонезии

Основным заключением, следующим из геолого-структурной характеристики отдельных островов Индонезии и рассмотрения главных особенностей тектоники всего Индонезийского архипелага, необходимо считать вывод о том, что структура Индонезии по своей природе является глыбовой. Строго говоря, ее правильнее было бы называть не просто глыбовой, а складчато-глыбовой, так как на поверхности в большинстве случаев наблюдаются не глыбы в их «чистом виде», а более или менее сложные складчатые деформации в толще мезозойских и кайнозойских осадков — результат реакции на движения сильно раздробленного жесткого основания в перекрывающих его породах. Однако роль этих жестких блоков в тектонике Индонезии настолько велика, что структура ее с известной долей условности можно сокращенно называть просто глыбовой.

Резко выраженная «глыбовость» структуры Индонезии до настоящего времени, по существу, еще не отмечена никем из геологов, занимавшихся изучением ее тектоники. Это, впрочем, не должно вызывать особого удивления, так как блоковая природа многих геосинклинальных областей была выяснена лишь в самое последнее время в связи с развитием представлений о планетарных системах разрывных нарушений и об общей сильной раздробленности земной коры.

Доказательствами глыбового строения Индонезийского архипелага, кроме указанных выше характернейших признаков существования блоковых структур в пределах отдельных островов, служат многие структурно-морфологические и историко-геологические особенности Индонезии в целом.

Это, прежде всего, поразительная прямолинейность и взаимная параллельность многих крупнейших, часто значительно удаленных друг от друга элементов тектоники островной суши и морского дна и их крайне резкие угловатые сочленения.

Свидетельством широкого развития в Индонезии глыбовых структур являются также исключительно резкие различия в составе и мощностях осадочных образований и в особенности проявления глубинного и поверхностного магматизма на расположенных в непосредственной близости архипелагах островов, а также в пределах отдельных островов и их частей. Эти различия отражают самостоятельность и индивидуальность развития глыбовых структур, соответствующих архипелагам, отдельным островам и их частям.

Убедительным подтверждением существования глыбовой раздробленности земной коры в пределах Индонезийского архипелага следует считать, кроме того, особенности развития процессов складкообразования: отсутствие «фаз» складчатости, связь складчатости с дифференциальными движениями и тесную взаимосвязь складчатых деформаций с разрывными.

В сложной глыбовой структуре Индонезии выделяются как очень крупные блоки, соответствующие, по-видимому, целым архипелагам островов, так и весьма мелкие глыбы, осложняющие структуры отдельных антиклинорий или прогибов. Таким образом, структура земной коры в пределах Индонезии представляется в своей основе сложнейшей блоковой мозаикой. По своей форме в плане глыбовые структуры чаще всего являются узкими, сильно вытянутыми угловатыми блоками — пластинами, ограниченными разрывными нарушениями, хотя в ряде мест они, по всей вероятности, имеют более изометричные очертания. Пространственная ориентировка глыбовых структур определяется расположением разделяющих их как крупных, так и мелких разрывных нарушений, подчиненных нескольким закономерным структурным направлениям.

Особенности распределения фаций и мощностей осадочно-вулканогенных образований мезозойского и кайнозойского возраста, а также закономерности пространственного размещения разных по составу и возрасту интрузивных пород показывают, что глыбовый характер структуры Индонезии, резко влиявший на весь ход ее геологического развития, проявился уже, по крайней мере, с мезозоя. Есть данные считать, что накопление верхнепалеозойских отложений в пределах Индонезийского архипелага также подчинялось в основном структурам глыбового типа, ограниченными зонами глубинных разломов. Интенсивные тектонические движения неоген-четвертичного времени, сформировавшие современную структуру Индонезии, лишь осложнили длительно существовавшую до этого раздробленность земной коры.

Глыбовая природа структуры Индонезии в той или иной степени предопределила и обусловила все рассмотренные выше основные особенности ее строения и развития и в том числе такие, которые не могут получить удовлетворительного объяснения с позиций иных тектонических гипотез. К таким особенностям, например, относятся торцовые сочленения многих крупных структур и даже целых островов, все «странные» очертания и взаимоотношения островов в плане, сложность внутренней структуры островов и морского дна центральной и восточной части Индонезии, по сравнению с ее западными частями, и ряд других особенностей.

Своеобразие современной тектонической структуры Индонезии, а также многие особенности ее геологической истории почти во всех работах, посвященных тем или иным вопросам тектоники Индонезийского архипелага (Беммелен, 1956, 1957; Кюенен, 1952; Умбгров, 1952, и др.), объясняются с позиций его дугообразного строения. Однако, как показывает структурно-геологический анализ, ни одна из индонезийских дуг не является однородным тектоническим образованием. Все островные дуги Индонезии распадаются на ряд угловато сочленяющихся, в целом прямолинейных отрезков, каждый из которых резко отличается от смежного отрезка той или иной особенностью своего строения или развития. Дуги в своей основе оказываются гетерогенными тектоническими элементами.

Поскольку понятие «островная дуга» не отражает структурно-исторической неоднородности объединенных в дугу островов и в большинстве случаев не характеризует также и морфологических особенностей их взаимного расположения, нам представляется более правильным говорить не об островных дугах как таковых, а лишь об общей ломаной выпуклости некоторых гирлянд островов Индонезийского архипелага в сторону Индийского океана (прежде всего, о выпуклости системы Больших и Малых Зондских островов). Природа этой выпуклости еще не ясна, но ее во всяком случае никак нельзя связывать с результатом пересечения одного и того же наклонного глубинного разлома со сферической поверхностью земного шара, как ее обычно принято объяснять. Безусловно это следствие взаимоотношения нескольких разломов, принадлежащих разным структурным направлениям, следствие раздробленности земной коры на ряд крупных глыбовых структур.

Индонезия не представляет исключения в ряду складчатых областей других частей Евразии, характеризующихся отчетливо выраженным складчато-глыбовым и глыбовым строением. Пример Индонезии лишний раз показывает, что глыбовая структура присуща не только складчатым системам с древней (палеозойской) консолидацией, но также и областям с молодой (кайнозойской) складчатостью, еще не завершивших полного цикла своего геосинклинального развития.

ЛИТЕРАТУРА

- Ван Беммелен Р. В. Горообразование. Пер. с англ. М., Изд-во ИЛ, 1956.
- Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. Пер. с англ. М., Изд-во ИЛ, 1957.
- Веннекерс И. Бассейн Южной Суматры. К кн.: «Распространение нефти». М., Гос-топтехиздат, 1961.
- Геологическая карта Евразии масштаба 1:6 000 000. Под ред. акад. Н. С. Шатского. М., Изд-во Гл. упр. геодез. картогр., 1956.
- Кюенен Ф. Индонезийские глубоководные депрессии. В кн. Островные дуги. М., Изд-во ИЛ, 1952.
- Умбгров Дж. Островные дуги. В кн.: «Островные дуги». М., Изд-во ИЛ, 1952.
- Bemmelen R. W. van The geology of Indonesia. IA. General geology of Indonesia and adjacent archipelagoes. Hague, 1949.
- Collenette P. The coal deposits and a summary of the geology of the Silimponon area, Tawan district, Colony of North Borneo. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, 1954, mem. 2.
- Collenette P. The geology and mineral resources of the Jesselton—Kinabaly area, North Borneo. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1958, № 6.
- David T. W. E. The geology of the Commonwealth of Australia. 1, London, 1950.
- Fitch F. Problems of stratigraphy and geotectonics in North Borneo. In: Proceedings of the 7th Pacific Science Congress. 2. New Zealand, 1953.
- Fitch F. H. The geology and mineral resources of part of the Segama Valley and Darvel bay area Colony of North Borneo. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1955, N 4.
- Fitch F. H. The geology and mineral resources of the Sandakan area and parts of the Kinabatangan and Labuk valleys North Borneo. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1958, N 9.
- Geological map of Asia and the Far East. Sc. 1:5 000 000. Comp. by the Director of the Geol. Surv. of India, Calcutta, 1959.
- Geological sketch map of eastern New Guinea. Sc. 1:2 500 000. Prep. by Directorate of Res. from Inform. suppl. by J. N. Montgomery, N. Osborne, M. F. Glassner. Melbourne, 1945.
- Geological map of Australia and New Guinea. Sc. 1:6 336 000. Comp. in conjunction with State Geol. Surv. and with the help of Univ. by the Map Comp. Group, Geol. sect., Bureau of Min. Res., Geol. a Geophys. under the direct of the Chief Geol. Canberra, 1952.
- Glassner M. F. Geotectonic position of New Guinea. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1950, 34, N 5.
- Haile N. S. The geology and mineral resources Strap and Sadong Valleys, West Sarawak. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1954, N 1.
- Haile N. S. The geology and mineral resources of the Lupar and Saribas Valleys, West Sarawak. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1957, N 7.
- Kirk H. J. C. The geology and mineral resources of the Upper Rajang and adjacent areas. Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1957, N 8.
- Klomppe Th. H. F. Pacific and variscian orogeny in Indonesia. A structural Synthesis. Univ. of Indonesia, Contr. Dep. Geol., 1957, N 8.
- Osborne N. The sedimentary basins of the Australian Territory of Papua and New Guinea. In: Symposiume sobre yacimientos de petroleo y gas. T. 2. Asia y Oceania. Mexico, 1956.
- Roe F. W. (Accounts of the geology, mineral resources and water supply of various areas and progress reports). Ann. Rept. Geol. Surv. Dept. British Terr. in Borneo for 1953. Kuching, Sarawak, 1954.
- Schuppli H. M. Geology of oil basins of East Indian archipelago.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1946, 30, N 2.
- Stephens E. A. The geology and mineral resources of the Kota Belud and Kudat area North Borneo.—Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1956, N 5.
- Stille H. Die tektonische Entwicklung der hinterindischen Festlands und Inselgebiete. Geotekt. Forsch., 1945, H. 7/8.
- Thompson J. H. Geology in the territory of Papua-New Guinea. In: Proceedings of the 7th Pacific Science Congress. New Zealand, 1953.
- Umbgrove J. H. Structural history of the East Indies. Cambridge, 1949.
- Westerveld J. 1. Phases of mountain bulding and mineral provinces in the East Indies. In: Internat. Geol. Congr. Report of the 18-th Session. pt. 13. London, 1952.
- Westerveld J. 2. Quaternary volcanism on Sumatra.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, 63, N 6.
- Wilford G. E. The geology and mineral resources of the Kuching—Lundu area, West Sarawak including the Bau Mining district.—Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1955, N 3.
- Wilson R. A. M. The geology and mineral resources of the Banggi Island and Sugut rives area North Borneo.—Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1961, N 15.
- Wolfenden E. B. The geology and mineral resources of the Lower Rajang Valley and adjoining areas, Sarawak.—Geol. Surv. Dep. British Terr. in Borneo, Mem., 1960, N 11.

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

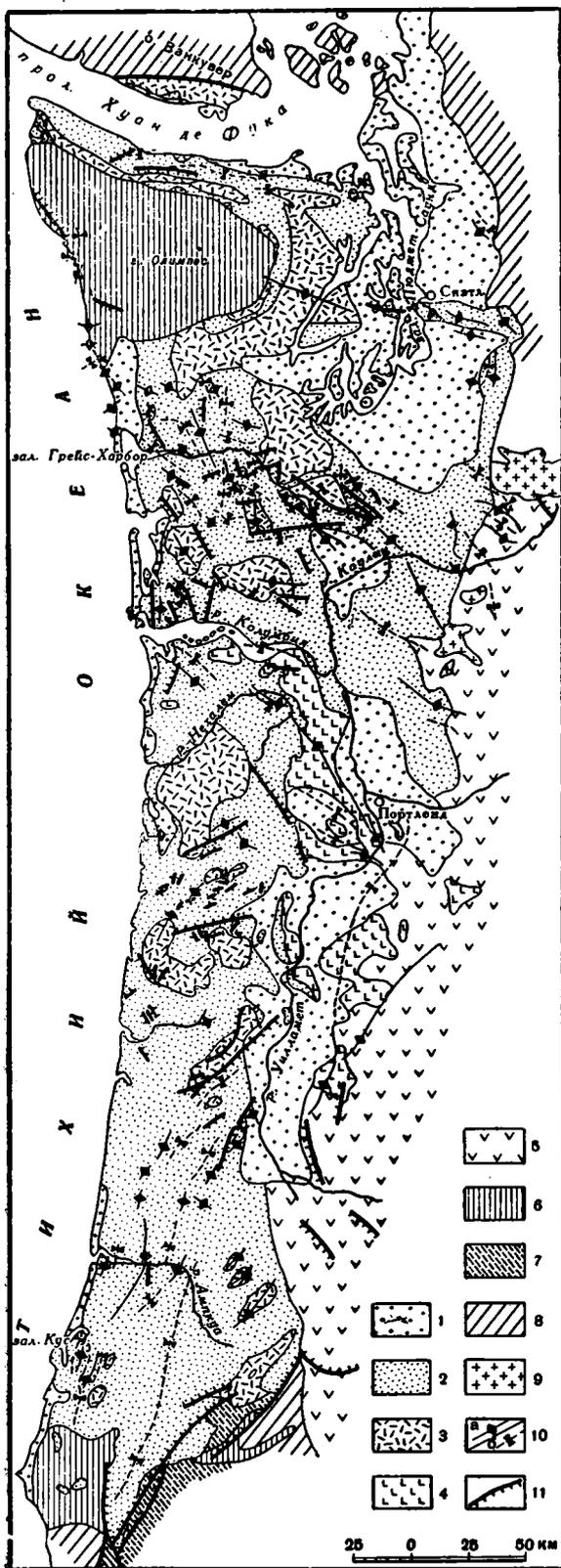
**ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ
КАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
ЗАПАДА ШТАТОВ ОРЕГОН И ВАШИНГТОН (США)****ВВЕДЕНИЕ**

В этой статье будет рассмотрен отрезок Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, располагающийся на крайнем западе Орегона и Вашингтона. Он кулисообразно подставляет более южную, калифорнийскую часть этого кольца, обрезанную на северо-западе побережьем океана. Упомянутые регионы имеют много общих черт в своем геологическом строении и развитии и должны рассматриваться как части единой системы кайнозойских структур, располагающейся на западе Кордильер. Эта система была названа Ю. М. Пушаровским (1964) Калифорнийским сектором Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

Северная часть системы (Орегон и Вашингтон) характеризуется большой простотой строения. Структурные формы здесь еще более пологие и простые, чем в Калифорнии¹, тектоническая расчлененность более слабая, современные движения незначительны. Это своеобразие региона делает интересным анализ данных о его геологическом строении и сравнение их с данными по геологии Калифорнии. Такой анализ поможет выяснить место западного Орегона и Вашингтона внутри сложно построенного Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

В основу статьи положен литературный материал по геологии региона, лежащего западнее вулканической цепи Каскадных гор (не более 100 км от побережья). На юге Орегона и у северной границы Вашингтона этот регион примыкает к складчатым сооружениям мезозой (невадид) Северной Америки. Таким образом, он протягивается вдоль тихоокеанского побережья на расстояние более 750 км. На западе территории в меридиональном направлении простираются Береговые хребты. Они довольно мало расчленены, особенно в пределах Орегона, и невысоки (с вершинами до 1000—1200 м и только на севере — в горах Олимпик — до 2400 м). На востоке расположены пониженные участки бассейна Пюджет-Саунд и долины Уилламет, отделяющие Береговые хребты от Каскадных гор. Отмеченным крупным топографическим элементам региона отвечают и основные элементы его современной структуры. Береговые хребты представляют собой

¹ См. статью Ю. М. Пушаровского и Е. Н. Меланхолиной (1963).



Фиг. 1. Геологическая схема запада штатов Орегон и Вашингтон; по тектонической карте США (Tectonic map of USA, 1962)

Кайнозойские отложения:
 1 — плиоцен-четвертичные терригенные отложения, в основном континентальные, 2 — третичные (до миоцена включительно) терригенные отложения, преимущественно морские, сменяющиеся на востоке континентальными, 3 — вулканогенно-осадочные морские образования низов эоцена, 4 — миоценовые базальты Колумбия — Ривер, 5 — кайнозойские вулканогенные континентальные образования Каскадных гор; до третичные отложения: 6 — меловые отложения, 7 — юрские отложения; 8 — складчатый комплекс мезозой (невадид); 9 — поздне третичные гранитоидные интрузии Каскадных гор; 10 — оси складок различного размера: а — оси антиклиналей, б — оси синклиналей; 11 — разломы (штрихи направлены в сторону опущенного крыла)

линейное поднятие, сложенное третичными толщами. Бассейн Пюджет-Саунд и долина Уилламет представляют единую очень пологую депрессию, покрытую четвертичными отложениями (фиг. 1).

Геологическое строение запада Орегона и Вашингтона изучено еще недостаточно. Наиболее детальные исследования проведены в угленосных районах бассейна Пюджет-Саунд (Snively a. oth., 1958; Roberts, 1958). На большей части долины Уилламет ставились только рекогносцировочные работы (Piper, 1942, и др.). Для Береговых хребтов известны описания отдельных небольших планшетов (Brown a. oth., 1960; Gower, 1960). Имеются также статьи по геологии ряда районов Береговых хребтов, в частности верховьев р. Нехалем (Warren a. Norbistrath, 1946), бассейна р. Силец (Snively a. Baldwin, 1948), округа Лэйн (Smith a. Ruff, 1938) и других. В этих статьях основное внимание уделено описанию стратиграфического разреза районов, причем отдельные горизонты третичных отложений обычно сопоставляются по фауне с соответствующими слоями Калифорнии, лучше изученными. Сведения по тектонике большей частью отрывочны. Ряд работ посвящен также отдельным вопросам геологии региона. Среди них следует упомянуть работы Ч. Парка и других по геологии марганценосных отложений полуострова Олимпик (Park, 1942; 1946; Danner, 1956)¹. Остальная использованная литература будет отмечена ниже.

Некоторые общие вопросы геологии Орегона, Вашингтона и смежных территорий рассматриваются А. Ирдли (1954), Ф. Кингом (1961), М. Кеем (1955), Ю. М. Шейнманном (1956). Основными сводными работами по геологии рассматриваемого региона до сих пор остаются работы К. Уивера (Weaver, 1937; 1945). Последние данные по истории геологического развития региона обобщены П. Снэйвли и Х. Вагнером (Snively a. Wagner, 1963). Ряд интересных сведений получен также от профессора Г. Е. Уиллера. Среди геологических карт наиболее новой и полной является геологическая карта Орегона (Geologic map of Oregon, 1961). Для Вашингтона были использованы геологические карты отдельных участков, приводимые Уивером, Снэйвли и другими. Кроме того использовались геологическая карта Северной Америки (Geologic map of North America, 1946) и тектоническая карта США (Tectonic map of the United States, 1962).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Береговые хребты Орегона и Вашингтона образованы третичными толщами, главным образом эоцен — миоценовыми, общей мощностью более 5000 м. В депрессии Пюджет-Уилламет развиты те же отложения. Однако на больших площадях они перекрыты четвертичными осадками небольшой мощности.

Дотретичные отложения известны только на крайнем юге территории в горах Кламат и на севере — на полуострове Олимпик. На северном склоне гор Кламат распространены отложения верхней юры и мела (Weaver, 1945; Peck a. oth., 1956; Geologic map of Oregon, 1961). Они представлены в низах толщей граувакк с подчиненным количеством алевролитов и аркозовых песчаников, с линзами конгломератов и кремнистых сланцев («формация Дотан»)². Толща включает также пласты базальтовых лав (часто пиллоу-лав) и лавобрекчий. Мощность ее от 300 до 1800 м. Более высокие горизонты представлены алевролитами с маломощными прослоями граувакк и с пластами лав («ф. Галис»). Преобладают андезитовые лавы и их пирокласты, иногда встречаются

¹ Данные Парка приводятся также в статьях Н. С. Шатского (1954) и Е. А. Соколовой (1963).

² В дальнейшем «формация» будет обозначаться сокращенно — «ф».

пласты риолитов и дацитов. Породы местами метаморфизованы до филлитов и кристаллических сланцев. Мощность толщи около 700 м. По фауне отложения отвечают оксфорду и кимериджу. Выше с несогласием следует толща алевролитов с подчиненными прослоями песчаников и линзами конгломератов и загрязненных известняков, мощностью несколько сотен метров («ф. Ридл»). Породы на отдельных участках метаморфизованы до кристаллических сланцев. В отложениях найдены портландские аммониты. Все отмеченные отложения прорваны интрузиями перидотитов, превращенных местами в серпентиниты. Известны также небольшие интрузивные тела габбро и гранитоидов. Как отмечает К. Уивер, верхнеюрские отложения на севере гор Кламат литологически подобны францисканско-ноксвиллским отложениям Калифорнии.

Меловые отложения залегают с угловым несогласием на верхнеюрских. Их нижняя толща сложена переслаивающимися песчаниками и глинистыми сланцами с линзами известняков, мощностью около 300 м («ф. Дэйс-Крик»). Отложения содержат нижнемеловую фауну, в частности аммониты валанжин-баррема. Верхняя толща сложена аркозовыми песчаниками и в подчиненном количестве аргиллитами, алевролитами и конгломератами, мощностью до 800 м («ф. Хорнбрук»). Толща охарактеризована фауной сеномана, турона и кампана. Различные горизонты мезозойских отложений гор Кламат с угловым несогласием перекрываются третичными толщами.

На полуострове Олимпик рядом авторов (Weaver, 1937, 1945; Park, 1942; Danner, 1956; Brown a. oth., 1960; Gower, 1960 и др.) отмечено развитие песчано-глинистых отложений с пластами базальтовых лав, мощностью около 5000 м, а возможно и больше («ф. Солдак»). В толще преобладают переслаивающиеся граувакки и глинистые сланцы, в подчиненном количестве встречаются аркозовые песчаники и алевролиты, местами линзы загрязненных известняков и изредка линзы угля. Среди базальтовых лав часты пиллоу-лавы и лавобрекчи, иногда отмечается наличие туфов и кремнистых пород. Породы сильно уплотнены и — в отличие от вышележащих эоценовых — иногда метаморфизованы. Руководящих ископаемых в толще нет. Возраст ее условно определялся Ч. Парком и позднее В. Дэннером как нижнемеловой (но возможно и более молодой), К. Уивером — как палеоэоценово-юрский, А. Ирдли (1954) — как эоценовый. Парк (Park, 1950) отмечал также находки олигоценовых ископаемых в поле развития толщи; таким образом, часть отложений относится к олигоцену, взаимоотношения их с другими частями толщи не выяснены. Г. Е. Уиллер подчеркивает (устное сообщение), что рассматриваемые отложения литологически близки верхнеюрским отложениям Орегона и Калифорнии, в то время как среди третичных толщ подобный комплекс пород нигде не встречается.

К северу от полуострова Олимпик, на о. Ванкувер и о-вах Сан-Хуан, также известны меловые толщи, сохранившиеся в грабенах (Clapp, 1912; Bradley, 1950; Weaver, 1945). Это морские и солоноватоводные песчаники, конгломераты и глинистые сланцы, иногда с пластами углей, общей мощностью до 3000 м («ф. Нанаймо»).

Разрез третичных отложений Береговых хребтов начинается с эоцена. Нижний горизонт эоценовых отложений очень широко распространен и представлен вулканогенно-осадочными породами морского происхождения. На о. Ванкувер и в северо-западном Вашингтоне они описываются как «ф. Мечосин» (Clapp, 1912; Park, 1942; 1946; Danner, 1956; Weaver, 1937), а в последние годы — совместно с «ф. Кресцент» (Brown a. oth., 1960; Gower, 1960). Это базальтовые (отчасти спилитовые) и иногда андезитовые лавы и их пирокласты с пластами и пачками туффитовых песчаников, глинистых сланцев и конгломератов, с

линзами загрязненных известняков, а также радиоляриевых кремнистых сланцев. В прослоях и линзах осадочных пород встречается морская фауна, а для лав характерны пиллоу-текстуры, свидетельствующие об их подводном происхождении. Наиболее часты афанитовые лавы, но нередки также порфиновые и миндалекаменные разности. С лавовыми потоками тесно пространственно связаны красные кремнистые известняки и аргиллиты, содержащие скопления марганцевых соединений (часто в промышленных количествах). Отложения прорваны мелкими интрузиями диабазов. Видимая мощность толщи на западе о. Ванкувер достигает 900—1000 м и постепенно уменьшается в восточном направлении, с более древними образованиями толща соприкасается по разлому. На полуострове Олимпик мощность достигает на западе 3500 м (Snively a. Wagner, 1963)¹ и тоже уменьшается к востоку; на подстилающие образования толща ложится несогласно.

Стратиграфически выше на северном склоне г. Олимпик залегают глинистые сланцы (часто туффитовые) и реже песчаники с прослоями базальтовых лав и туфов, мощностью до 800 м («ф. Кресцент»; Weaver, 1937; 1945). Общая мощность отложений «ф. Мечосин» и «ф. Кресцент» порядка 4000—4500 м. По фауне эти отложения сопоставляются со среднеэоценовыми слоями Калифорнии². Однако Браун и Гауэр отмечают также отдельные находки нижнеэоценовых и иногда верхнеэоценовых ископаемых; возраст толщи определяется ими как среднеэоценовый и, возможно, нижнеэоценовый. Снэйвли и Вагнер считают рассматриваемые породы нижнеэоценовыми.

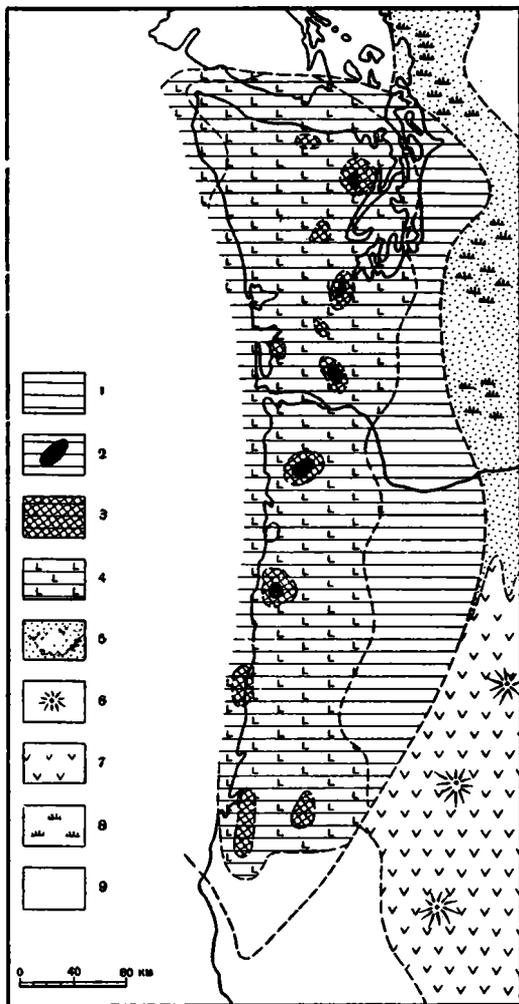
Отложения, аналогичные по составу и стратиграфическому положению «ф. Мечосин» и «ф. Кресцент», обнажены и южнее — в ядрах крупных антиклиналей Береговых хребтов. На участке между реками Чехейлис и Колумбия известны базальтовые лавы (часто пиллоу-лавы) и их пирокласты с прослоями песчаников и глинистых сланцев, относимые к эоцену (Weaver, 1937). Видимая мощность их не менее 1000 м, подошва нигде не обнажена.

На северо-западе Орегона, в верховьях р. Нехалем, под названием «ф. Тилламук» описаны базальтовые лавы с прослоями туфов, брекчий и в небольшом количестве осадочных пород, видимой мощностью 300 м (Waggen a. Norbistrath, 1946). Это отложения в значительной части, вероятно, континентальные. Возраст их определен как эоценовый (возможно среднеэоценовый). Южнее, в бассейне р. Силец, изучена толща базальтовых лав, брекчий и туфов, мощностью 1000—1500 м («толща Силец-Ривер»; Snively a. Baldwin, 1948). Лавы имеют характерные пиллоу-текстуры и содержат прослой морских обломочных пород. По фауне отложения сопоставляются с низами «ф. Тилламук» северо-западного Орегона и с «ф. Ампуа» на юго-западе штата. Последняя распространена в округе Лэйн и представлена чередующимися песчаниками и глинистыми сланцами с линзами конгломератов и угля, с пластами базальтовых лав (часто пиллоу-лав) и их пиропластов, мощностью до 3500 м³ (Weaver, 1937; Smith a. Ruff, 1938; Geologic map of Oregon, 1961). С лавами связаны небольшие интрузивные тела того же состава. Уивер отмечает очень близкое сходство пород толщи с породами «ф. Мечосин» как по минералогическому и химическому составу, так и по петрографическим особенностям. Толща несогласно залегает на меловых и более древних образованиях гор Кламат и содержит ту же морскую фауну, что и среднеэоценовые

¹ Согласно К. Уиверу, до 1200—1500 м.

² Уивер отмечает отсутствие в Вашингтоне и Орегоне аналогов более древних слоев эоцена Калифорнии.

³ По данным бурения и геофизики, рассматриваемый горизонт имеет близкую мощность и в других районах Береговых хребтов (Snively, Wagner, 1963).



Фиг. 2. Палеогеографическая схема (штатов Орегона и Вашингтона) для раннего эоцена. По П. Снэйвли и Х. Вагнеру (Snively, Wagner, 1963)

Морская область: 1 — участки накопления алевритов и песков, 2 — вулканические острова, 3 — подводные вулканические центры, 4 — район подводных излияний базальтов; континентальная область: 5 — участки накопления аркозовых песков, 6 — вулканы, 7 — район наземных вулканических извержений, 8 — торфяные болота, 9 — области сноса

ми обломочными породами с прослоями туфов и изредка лав. На севере полуострова Олимпик они залегают с постепенным переходом на рассмотренных вулканогенно-осадочных образованиях. Их нижняя

¹ Разница в определении возраста отложений разными авторами объясняется использованием при этом различных групп ископаемых.

² Согласно К. Уиверу (Weaver, 1937; 1945), в Каскадных горах Вашингтона развиты базальтовые (иногда андезитовые и риолитовые) лавы, туфы и агломераты с прослоями и линзами аркозовых песчаников, мощностью от 300 до 1500 м («ф. Тинвэй»). Они залегают между двумя континентальными толщами эоцена. По минералогическому составу породы очень сходны с отмеченными в Береговых хребтах.

отложения Калифорнии (Snively a. Baldwin, 1948). Однако в последних работах (Snively a. Wagner, 1963; Geologic map of Oregon, 1961) возраст рассматриваемого горизонта определяется как нижнеэоценовый¹.

Таким образом, вулканогенно-осадочные образования низов эоцена распространены повсеместно в Береговых хребтах. Их аналоги известны и восточнее². По-видимому, в начале эоцена на западе Орегона и Вашингтона существовал единый морской бассейн, где происходили подводные излияния лав значительного масштаба (фиг. 2). Преобладали излияния трещинные. Образование базальтовых лав и выбросы пирокластов чередовались с терригенным осадконакоплением. Местами (в частности у 45 параллели) формировались вулканические острова, о чем свидетельствуют прослойки почвы и брекчий грязевых потоков внутри вулканогенно-осадочной толщи. Фациальные изменения отложений на юге территории (появление пластов массивных песчаников, конгломератов и проч.) доказывают, что поступление обломочного материала происходило здесь с поднимающегося массива гор Клатат. На севере морского бассейна снос обломков происходил с севера и северо-востока. К востоку от бассейна (на месте современных Каскадных гор) имели место наземные излияния близкого состава.

Более высокие горизонты эоцена представлены морскими

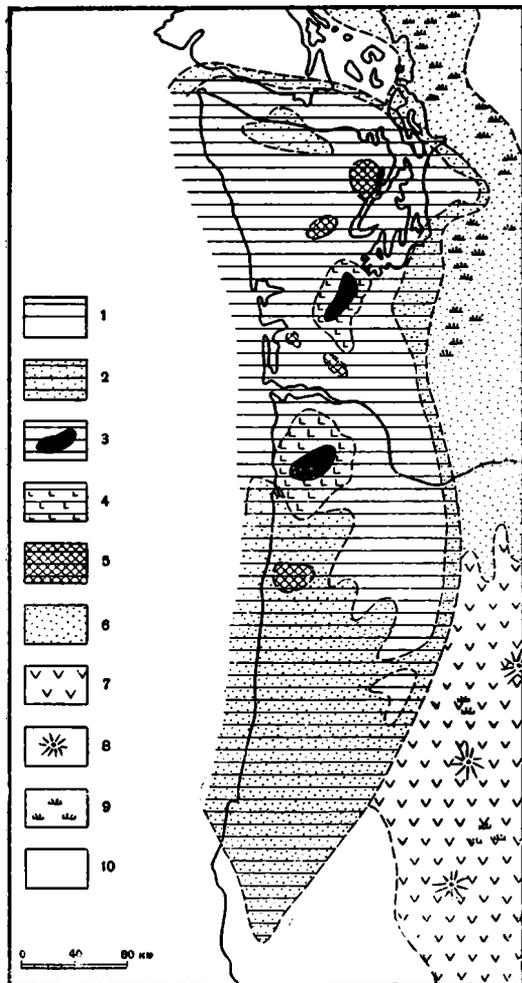
толща («ф. Алдвил»; Brown a. oth., 1960) сложена алевролитами с прослоями песчаников, иногда глинистых сланцев и с линзами конгломератов, мощностью до 900 м, и содержит фауну среднего и отчасти верхнего эоцена. Верхняя толща («ф. Лайр») залегает с постепенным переходом на нижней и сложена полимиктовыми песчаниками и конгломератами, мощностью до 1000 м. Возраст ее считается верхнеэоценовым. Южнее, в горах Олимпик, отложения верхов эоцена, по-видимому, отсутствуют.

В Береговых хребтах южного Вашингтона и северного Орегона выше вулканогенного горизонта с местными несогласиями следует толща песчаников и глинистых сланцев с конгломератами в основании, мощностью до 1200 м («ф. Каулиц»; Weaver, 1945; Warren a. Norbisthath, 1946). В ряде мест, особенно к югу от р. Колумбии, известны прослой туффитов и туфов, а также пласты базальтовых лав. Отложения содержат морскую фауну, аналогичную верхнеэоценовой Калифорнии; отмечаются также прослой с солоновато-водной фауной.

В Береговых хребтах центрального Орегона описаны средне- и верхнеэоценовые отложения (Smith a. Ruff, 1938; Geologic map of Oregon, 1961; Snavely a. Wagner, 1963). В низах они представлены грубозернистыми песчаниками и в подчиненном количестве глинистыми сланцами, часто ритмично переслаивающимися, и содержат прослой туфов, конгломератов, иногда также угля («ф. Тай» и «ф. Барпи»). По сравнению с северными районами в отложениях увеличивается роль грубозернистых пород, особенно на юге территории. Толща достигает мощности 3000 м и охарактеризована морской фауной среднего эоцена. Среднеэоценовая толща распространена очень широко; более молодые отложения закартированы на относительно небольших участках. Среди них известны средне-верхнеэоценовые морские алевролиты и глинистые сланцы с прослоями песчаников и пачками ритмичного чередования их с алевролитами («ф. Ямхилл» и др.). Они залегают на среднеэоценовых образованиях согласно, часто с постепенным переходом, и имеют мощность несколько сотен метров. В различных районах изучены также верхнеэоценовые морские алевролиты и песчаники (часто туффитовые) с прослоями глинистых сланцев, гравия и иногда угля, мощностью несколько сотен метров («ф. Нестака», «ф. Коалидо» и др.). Среди этих осадочных пород встречаются пласты базальтовых лав и их пирокластов, сходные с отмеченными для района р. Колумбии. В округе Лэйн верхнеэоценовая толща («ф. Фишер») образована туфами и агломератами риолитового и базальтового состава, а также глинами, песками и гравием континентального происхождения, мощностью 400—500 м.

На юге Береговых хребтов среднеэоценовые отложения аналогичны «ф. Тай». Верхнеэоценовые отложения представлены чередующимися морскими песчаниками и алевролитами, иногда конгломератами, мощностью до 2500 м («ф. Араго»; Libbey, 1938; Weaver, 1945). Близ залива Кус часть морских отложений фациально замещается континентальными и солоновато-водными образованиями, содержащими залежи угля промышленного значения. На востоке территории среди верхнеэоценовых осадочных отложений отмечаются прослой туфов, брекчий грязевых потоков и андезитовых лав.

Морские отложения эоцена протягиваются от восточных склонов Береговых хребтов в пределы депрессии Пюджет-Уилламет. В восточном направлении в них увеличивается количество прослоев континентальных песчаников и глинистых сланцев, местами появляются угли. Отложения прослеживаются по разрозненным выходам, поэтому непосредственное сопоставление разрезов при значительной фациальной изменчивости сильно затруднено.



Фиг. 3. Палеогеографическая схема (штатов Орегона и Вашингтона) для середины эоцена. По П. Снэйвли и Х. Вагнеру (Snively, Wagner, 1963).

Морская область:

1 — участки накопления алевритов и глин, 2 — участки накопления аркозовых песков, 3 — вулканические острова, 4 — участки подводных излияний базальтовых лав, 5 — острова.

Континентальная область:

6 — участки накопления аркозовых песков, 7 — район наземных излияний андезитовых лав, 8 — вулканы, 9 — торфяные болота, 10 — области сноса

валяется в южном и восточном направлениях (до 800 м). По фауне (а на западе и по составу) отложения близки к «ф. Каулиц» Береговых хребтов.

На западе долины Уилламет также известны морские алевролиты, песчаники и глинистые сланцы среднего и верхнего эоцена (аналоги

¹ Восточнее, в Каскадных горах Вашингтона, известна мощная континентальная толща андезитовых (реже базальтовых и риолитовых) лав и их пирокластов, близких по составу к отмеченным породам («ф. Кичелус»; Fisher, 1954). Низы ее сопоставляются по стратиграфическому положению с «ф. Норткрафт», верхи отвечают по возрасту олигоцену.

Для большей западной части бассейна Пуджет-Саунд отмечается сходство эоценовых отложений с указанными в Береговых хребтах (Snively a. oth., 1958; Roberts, 1958). Здесь в основании обнаженного разреза расположена толща «ф. Мак-Интош»; на западе известно ее налегание на подушечные лавы низов эоцена. Толща образована морскими алевролитами, часто туффитовыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями туфов, общей мощностью до 1500 м, и сопоставляется частично с «ф. Тай» (см. выше). Выше следуют конгломераты и песчаники с прослоями андезитовых и базальтовых лав и их пирокластов, мощностью около 400 м («ф. Норткрафт»). В центральной части бассейна преобладают лавы и лавобрекчии, особенно в верхах толщи; в западном направлении они быстро сменяются туфами и осадочными породами¹. Далее с местными несогласиями залегают песчаники, полимиктовые и аркозовые, с прослоями глинистых сланцев и местами туфов, иногда также с пластами угля, мощностью до 1000 м. Характерна фациальная изменчивость внутри этой толщи, смена морских отложений солончатово-водными и континентальными. На юге площади часть терригенных отложений в верхах толщи замещается андезитовыми и базальтовыми лавами и их пирокластами; мощность вулканогенно-осадочной пачки быстро увеличивается

«ф. Тай», «ф. Ямхилл», «ф. Спенсер» и др.; *Geologic map of Oregon*, 1961). В южном и в восточном направлении среди них увеличивается количество прослоев с континентальными образованиями (Piper, 1942). Характерно наличие туфогенного материала в различных слоях этих отложений и прослои вулканических пород. На крайнем юге долины Уилламет известна мощная (1000 м) толща, представляющая в низах грубыми брекчиями, агломератами и туфами с флорой эоцена, а в верхах — преимущественно лавами андезитового, дацитового и базальтового состава («ф. Калапуа»; Smith a. Ruff, 1938).

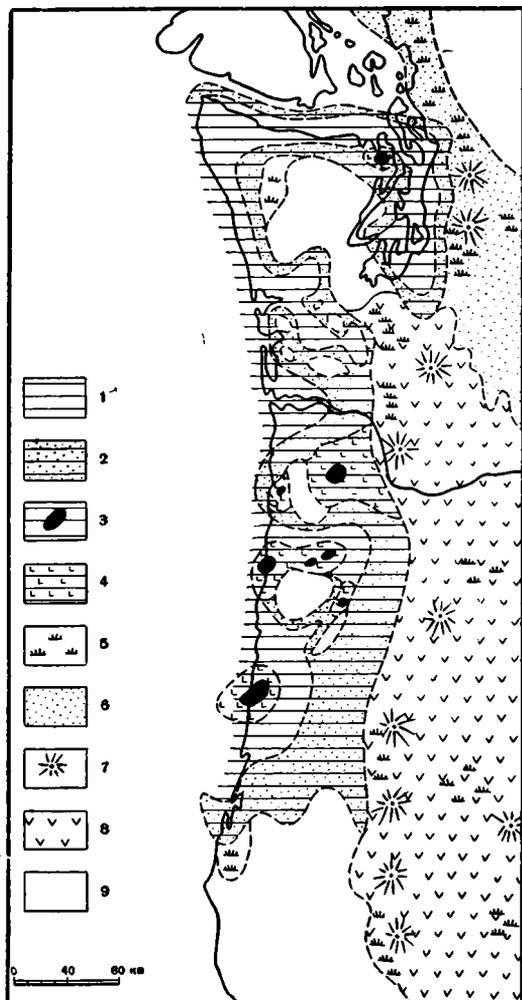
На востоке бассейна Пюджет-Саунд и в предгорьях Каскадных гор все отмечавшиеся эоценовые образования постепенно сменяются мощной (до 4000 м) серией континентальных песчаников и глинистых сланцев («гр. Пюджет»; Weaver, 1937; 1945). Для отложений характерна фациальная изменчивость, местами встречаются прослои с морской фауной. Часты линзы и пласты угля, которые в ряде районов разрабатываются.

Как видно из описания, терригенные образования среднего и верхнего эоцена развиты в различных районах западного Орегона и Вашингтона. Согласно Снейвли и Вагнеру, крупный морской бассейн начала эоцена сохранился и в среднем эоцене (фиг. 3). В его центральной части происходило накопление алеврито-глинистых осадков значительной мощности. В крайних частях, особенно на юге, значительна роль песчаного материала. По фациальным изменениям отложений на юге территории устанавливается снос материала с массива гор Клатат и из вулканической области, расположенной на востоке. На крайнем севере бассейна обломочный материал поступал, по-видимому, с о. Ванкувер. Внутри бассейна известны лишь несколько небольших островов, поставивших очень незначительное количество обломков. На двух больших участках к северу и югу от современной р. Колумбии отмечаются излияния базальтовых лав.

В конце эоцена ось прогиба несколько сместилась к западу, а участки местного поднятия и активного вулканизма разделили прогиб на несколько отдельных морских заливов (Snively a. Wagner, 1963; фиг. 4). Выше уровня моря были подняты территория гор Олимпик и ряд небольших участков в средней части прогиба. По краям этих островов в отложениях часты местные несогласия, во внутренних частях бассейнов накопление песчано-глинистых осадков продолжалось без перерывов. И острова и прилегающие к бассейну участки суши служили источниками сноса материала. Однако массив гор Клатат и другие территории были, по-видимому, уже снивелированы и поставляли значительно меньше материала, чем в середине эоцена. Для восточной части прогиба доказывается поступление туфогенного материала (андезитового состава) из вулканической области, лежавшей на востоке. Из ряда мелких центров внутри и вблизи бассейна изливались щелочные базальты. При этом нередко формировались острова, и излияния продолжались в наземных условиях.

Северо-восточная часть прогиба в течение всего эоцена была окружена широкой болотистой прибрежной равниной, пересекавшейся крупными потоками, которые несли с востока аркозовый материал (Weaver, 1937; Snively a. Wagner, 1963). Здесь происходило накопление континентальных и прибрежно-морских отложений большой мощности (часто угленосных). Аналогичные отложения образовались в конце эоцена и в районе залива Кус.

Олигоценые отложения обнажены в различных местах Береговых хребтов на крыльях синклиналиных складок. Разрезы отдельных участков разобщены и не всегда могут быть точно сопоставлены. Однако на всем протяжении Береговых хребтов крупные горизонты олигоцена



Фиг. 4. Палеогеографическая схема (штатов Орегона и Вашингтона) для позднего эоцена. По П. Снейвли и Х. Вагнеру (Snavelly, Wagner, 1963)

Морская область: 1 — участки накопления алевритов и глин, 2 — участки накопления аркозовых песков, 3 — вулканические острова, 4 — участки подводных излияний базальтовых лав; континентальная область: 5 — торфяные болота, 6 — участки накопления аркозовых песков, 7 — вулканы, 8 — район наземных излияний андезитов, 9 — области размыва

«ф. Якуина» вблизи залива Якуина, «ф. Юджин» округа Лэйн, «слои Таннел-Поинт» у залива Кус, описанные в вышеупомянутых работах.

Выше согласно залегают верхнеолигоценовые (частично нижнемиоценовые) слои: песчаники, часто туффитовые, конгломераты и глинистые сланцы с морской фауной. В пределах Вашингтона они распространены так же широко, как ниже- и среднеолигоценовые отложения («ф. Блэйкли» и ее аналоги), а в Орегоне известны только в долине Уилламет и узкой полосе вдоль побережья («ф. Най» у залива Якуина и др.). Мощность отложений — несколько сотен метров, у залива Якуина — до 900 м.

сохраняют свой характер и средние мощности. Нижнеолигоценовые (и отчасти верхнеоценовые) слои образованы туффитовыми алевролитами и в подчиненных количествах глинистыми сланцами, песчаниками, у основания иногда конгломератами. Это «ф. Кизи» юго-западного Вашингтона и северо-западного Орегона, «ф. Толидо» у залива Якуина, «ф. Бастендорф» близ залива Кус, частично может быть «ф. Фишер» округа Лэйн (см. упомянутые выше работы). Отложения содержат морскую фауну, кроме континентальной «ф. Фишер». Мощность их составляет обычно несколько сотен метров, а у залива Якуина — 1000 м. К югу от р. Ампука нижнеолигоценовые и более молодые слои отсутствуют, кроме небольшой площади у залива Кус. Севернее эти отложения широко распространены и залегают с небольшими местными несогласиями на эоценовых. Причем в ряде случаев известно налегание их непосредственно на нижнеоценовые образования.

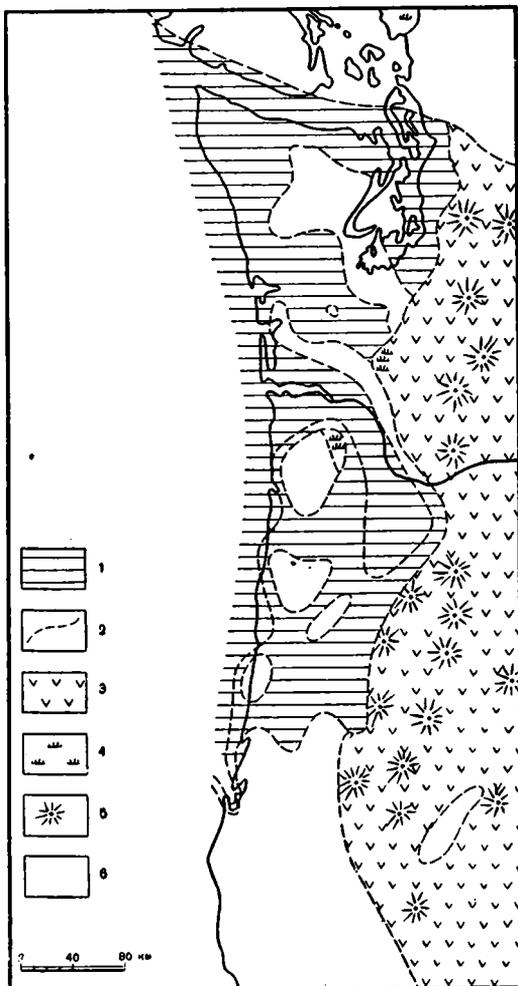
Выше согласно, иногда с размывом, ложатся среднеолигоценовые (отчасти нижнеолигоценовые) отложения: песчаники, обычно туффитовые и нередко глинистые, глинистые сланцы, в основании местами конгломераты. Они содержат морскую фауну и обычно имеют мощность много сотен метров (от 150 м до 1500 м). Это «ф. Линкольн» юго-западного Вашингтона, «слои Питсбург-Блаф» бассейна р. Нехалем,

На севере полуострова Олимпик всем отмеченным слоям отвечает по возрасту (от верхов эоцена до низов миоцена) единая серия отложений — «ф. Твин-Ривер» (Brown a. oth., 1960; Gower, 1960). Она залегает с постепенным переходом на верхнеэоценовой толще и образована песчаниками и алевролитами, иногда с линзами конгломератов, мощностью до 5000 м. Характерно очень незначительное количество туфогенного материала в этих породах. Кроме того, Уивер отмечает наличие олигоценовых отложений в нескольких мелких впадинах на юге о. Ванкувер. Они залегают с несогласием на лавах «ф. Мечосин» и представлены песчаниками и конгломератами, мощностью в несколько сотен метров, а на мысе Карманх — до 2000 м.

Олигоценовые песчано-глинистые (обычно туффитовые) отложения с морской фауной известны и восточнее — в пределах депрессии Пюджет-Уилламет. На ее большей западной части они сохраняют тот же состав и порядок мощностей, что и в Береговых хребтах (Weaver, 1937; Snavelly a. oth., 1958; Roberts, 1958; Piper, 1942). На востоке депрессии и на крайнем юге морские отложения сменяются континентальными песчаниками и алевролитами с прослоями туфов и изредка лав.

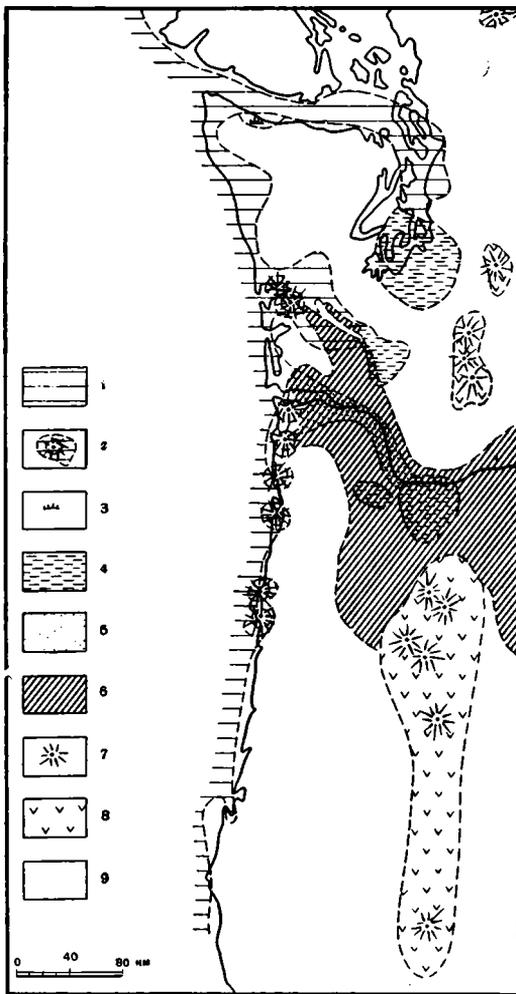
Согласно Уиверу (Weaver, 1937, см. также Snavelly a. Wagner, 1963), в олигоцене,

как и в эоцене, на территории Береговых хребтов и большей части района Пюджет-Уилламет отложение осадков происходило в неглубоком море, а восточнее (включая и часть Каскадных гор) — в условиях аллювиальных равнин и временных озер. В это время продолжалось развитие прогиба, упоминавшегося выше. Уже в начале олигоцена южная граница прогиба располагалась значительно севернее чем в эоцене (в районе р. Ампуа). В позднем олигоцене, после внедрения крупных силлов габбро, на территории Орегона произошли значительные поднятия и морской бассейн сохранился только в районе долины Уилламет и на крайнем западе (фиг. 5); в Вашингтоне продолжалось широкое погружение. Повсюду в пределах прогиба происходило накопление песчано-алевритовых осадков. Характерно поступление туфогенного



Фиг. 5. Палеогеографическая схема (штатов Орегона и Вашингтона) для олигоцена. По П. Снэйвли и Х. Вагнеру (Snavelly, Wagner, 1963)

1 — область накопления морских песков и алевритов, 2 — положение береговой линии в позднем олигоцене; область континентального осадконакопления; 3 — район накопления пирокластов и туфогенных пород, 4 — торфяные болота, 5 — вулканы, 6 — области размыва



Фиг. 6. Палеогеографическая схема (штатов Орегона и Вашингтона) для миоцена. По П. Снэйвли и Х. Вагнеру (Snively, Wagner, 1963)

Морская область: 1 — область отложения осадочных пород, 2 — подводные центры базальтовых излияний; континентальная область: 3 — торфяные болота, 4 — участки осадконакопления в озерах и текущих водах, 5 — участки накопления речных песков и алевритов, 6 — район излияний базальтовых лав, 7 — вулканы — центры излияний андезитов, 8 — район излияний андезитовых лав, 9 — области поднятия и размыва

полностью представлены лавами («базальты Колумбия-Ривер») и лишь изредка содержат прослои пирокластических и обломочных пород; толщина имеет здесь континентальное происхождение¹. Характерен очень однородный состав базальтовых лав. С лавовыми потоками связаны:

¹ «Базальты Колумбия-Ривер» широко распространены в Каскадных горах и на Колумбийском плато. Г. Е. Уиллер (устное сообщение) считает «базальты Колумбия-Ривер» более молодыми, чем «ф. Астория», и относит по возрасту к плиоцену.

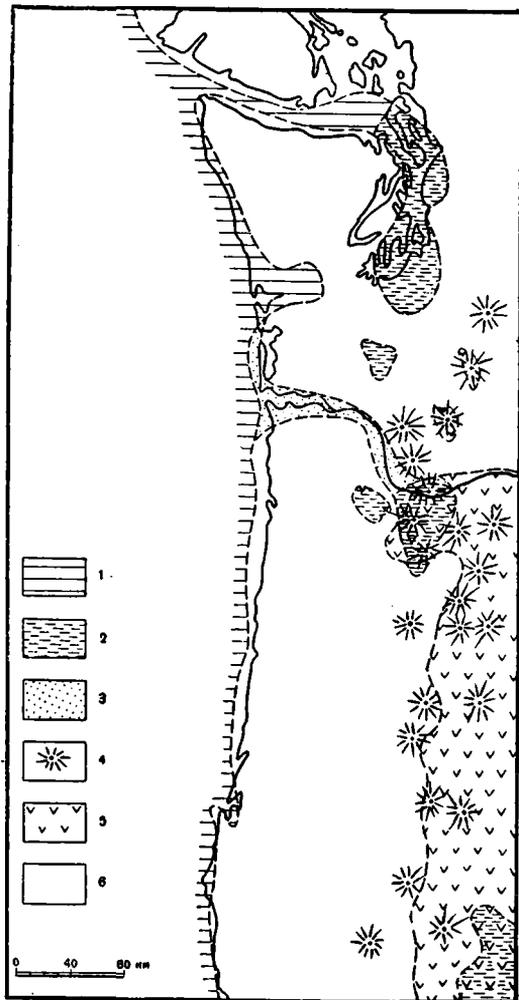
материала из вулканической области, лежавшей на востоке; исключение составляет лишь территория севера полуострова Олимпик, отделенная от остальной части прогиба древними горами Олимпик.

Миоценовые отложения распространены гораздо уже эоценовых и олигоценовых. Они известны в ядрах синклиналиных складок на севере полуострова Олимпик, в долине р. Чехейлис, в низовьях р. Колумбии, на небольших площадях вдоль побережья Орегона, а также в пределах бассейна Пюджет к северу от Портленда. Миоценовая толща залегает с размывом и часто с местными несогласиями на олигоценовых (и частично нижнемиоценовых) слоях и охарактеризована морской фауной, аналогичной среднемиоценовой фауне Калифорнии. Толща сложена песчанистыми сланцами и песчаниками с прослоями глинистых сланцев и пластами базальтовых лав подводного происхождения; мощность ее изменяется от 450 до 1500 м («ф. Астория»; Weaver, 1937; 1945; Warren a. Norbistrath, 1946; Snively a. oth., 1958; Geologic map of Oregon, 1961, и др.). На западе Береговых хребтов роль лав в строении толщи незначительна (обычно один-два лавовых потока небольшой мощности). В восточном направлении количество и мощность базальтовых пластов быстро возрастают, так что в центральной части бассейна Пюджет они составляют около половины толщи. Восточнее миоценовые отложения почти

интрузивные тела того же состава. На полуострове Олимпик, у пролива Хуан-де-Фука, аналогом «ф. Астория» является толща песчаников с линзами конгломератов и иногда с прослоями угля, мощностью порядка 700 м («ф. Клаллам»; Gower, 1960). Восточнее, у залива Клаллам, известны среднемиоценовые угленосные отложения, континентальные и прибрежно-морские.

Распространение среднемиоценовых отложений свидетельствует о дальнейшем смещении прогиба к западу, так что восточная граница миоценового морского бассейна располагалась относительно недалеко от современного побережья (фиг. 6). Согласно Снейвли и Вагнеру (Snavelly a. Wagner, 1963), в начале среднего миоцена произошло образование складок и разломов, имевших северо-восточное простирание в Орегоне и северо-западное в Вашингтоне. В это тектонически активное время поднятие и эрозия охватили почти весь регион. Мелкие морские заливы существовали лишь в отрицательных структурах в проливе Хуан-де-Фука, в низовьях современных рек Чехейлис и Колумбия. В них шло накопление песчано-алевритовых осадков. Одновременно вблизи побережья в меридиональном направлении протягивалась полоса вулканических конусов и трещин; подводные излияния базальтов чередовались здесь с отложением обломочных пород. Восточнее (уже в наземных условиях) излияния базальтов были особенно значительны.

На миоценовых и более древних образованиях с угловым несогласием залегают плиоценовые толщи. Морские плиоценовые отложения известны на очень ограниченных участках западной части Береговых хребтов (Weaver, 1937; 1945; Snavelly a. Wagner, 1963; Geologic map of Oregon, 1961). В низовьях р. Чехейлис они представлены песчаниками и в подчиненном количестве глинистыми сланцами и конгломератами, мощностью до 1200 м («ф. Монтесано»). Близ залива Кус плиоценовые песчаники с линзами конгломератов имеют мощность около 250 м («ф. Эмпайр»). На других участках мощность плиоценовых отложений еще меньше.



Фиг. 7. Палеогеографическая схема (штатов Орегона и Вашингтона) для плиоцена. По П. Снейвли и Х. Вагнеру (Snavelly, Wagner, 1963)

1 — область накопления морских осадков; континентальная область; 2 — участки осадконакопления в озерах и текущих водах, 3 — участки накопления речных песков и алевритов, 4 — вулканы, 5 — район наземных излияний базальтовых и андезитовых лав, 6 — области поднятия и размыва

На востоке Береговых хребтов и в районе Пюджет-Уилламет в долинах ряда рек известны континентальные отложения с флорой плиоцена (Lowry a. Baldwin, 1952). Это пески (обычно туффитовые), гравий и иногда алевриты, часто с прослоями туфов и местами с пластами базальтовых и андезитовых лав¹. Мощность их — от нескольких десятков до первых сотен метров (в районе Портленда — до 600 м). Приведенные данные показывают, что в конце миоцена — начале плиоцена Береговые хребты на всем протяжении были подняты, а береговая линия отступила еще дальше к западу (фиг. 7). Отмеченные морские отложения образовались в отдельных мелких заливах, не проникавших далеко внутрь Береговых хребтов. Континентальные породы считаются отложениями древних рек Каулиц, Чехейлис, Колумбии («ф. Трутдэйл») и Уилламет, а также притоков последней: Клакамас («толща Боринг»), Молалла («ф. Молалла»), Сев. Сантьям («толща Ферн-Ридж») и других. Местами существовали небольшие озера. На востоке (в Каскадных горах и восточнее) были широко развиты излияния оливиновых базальтов и андезитов, образовавших огромное плато и позднее — полосу андезитовых конусов (существующих и сейчас).

Плейстоценовые отложения залегают с угловым несогласием на подстилающих слоях. Они представлены песками, галечниками и иногда алевритами, мощностью от нескольких десятков до 100—200 м. Известны связанные между собой отложения морских террас, рек и ледников (отвечающие двум стадиям оледенения). Моренные и флювиогляциальные отложения наиболее широко распространены в бассейне Пюджет и прилегающей части Каскадных гор. Здесь, как отмечает Уивер, ледники спускались с востока по всем долинам Каскадных гор и с северо-запада, со стороны о. Ванкувер. Для плиоцен-плейстоценового времени устанавливается общее поднятие Каскадных гор порядка 800—1000 м. Береговых хребтов — несколько меньше (Lowry a. Baldwin, 1952).

Среди четвертичных осадков также известны отложения рек, озер, ледников, морских террас и дюн, мощность их не превышает 100—150 м. Широкое развитие четвертичных отложений отмечается лишь для района Пюджет-Уилламет.

Таким образом, третичные отложения Береговых хребтов Орегона и Вашингтона достигают мощности 6000 м и более, в депрессии Пюджет-Уилламет их видимая мощность около 4000 м. Это преимущественно морские терригенные отложения в низах (эоцен и частично олигоцен) с пластами базальтовых лав. На восточных склонах хребтов морские терригенные толщи частично сменяются солоновато-водными. Далее на восток, в восточной части депрессии Пюджет-Уилламет, происходит постепенное замещение их континентальными образованиями, нередко угленосными.

Внутри эоцен-миоценовых отложений были в ряде случаев отмечены размывы и местные несогласия. Однако значительных угловых несогласий нигде нет. Для севера полуострова Олимпик известны постепенные переходы между всеми эоцен-миоценовыми толщами. Подобные же взаимоотношения были описаны Rau (Rau, 1950) в долине Уиллапа на севере Береговых хребтов, где развита единая мощная (более 1500 м) толща преимущественно песчаных алевролитов, соответствующая по фауне отложениям «формаций Каулиц, Кизи, Линкольн, Блэйкли и Астория». Выше — между среднемиоценовыми и плиоценовыми отложениями — повсюду известно крупное угловое несогласие. Значительное несогласие прослеживается и в кровле плиоценовых толщ (Weaver, 1945).

Как уже упоминалось, на западе Орегона и Вашингтона известны интрузии диабазов, связанные с базальтовыми лавами низов эоцена.

¹ В Каскадных горах по составу и стратиграфическому положению им соответствуют андезитовые и базальтовые лавы «ф. Кэскан», значительной мощности.

Описаны также крупные силлы габбро и диабазов верхнеолигоценового возраста (Snively a. oth., 1950; Snively a. oth., 1958). В поле развития миоценовых базальтовых лав встречаются связанные с ними дайки тех же пород. Позднетретичные интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов, широко распространенные в Каскадных горах, на территории рассматриваемого региона нигде не известны.

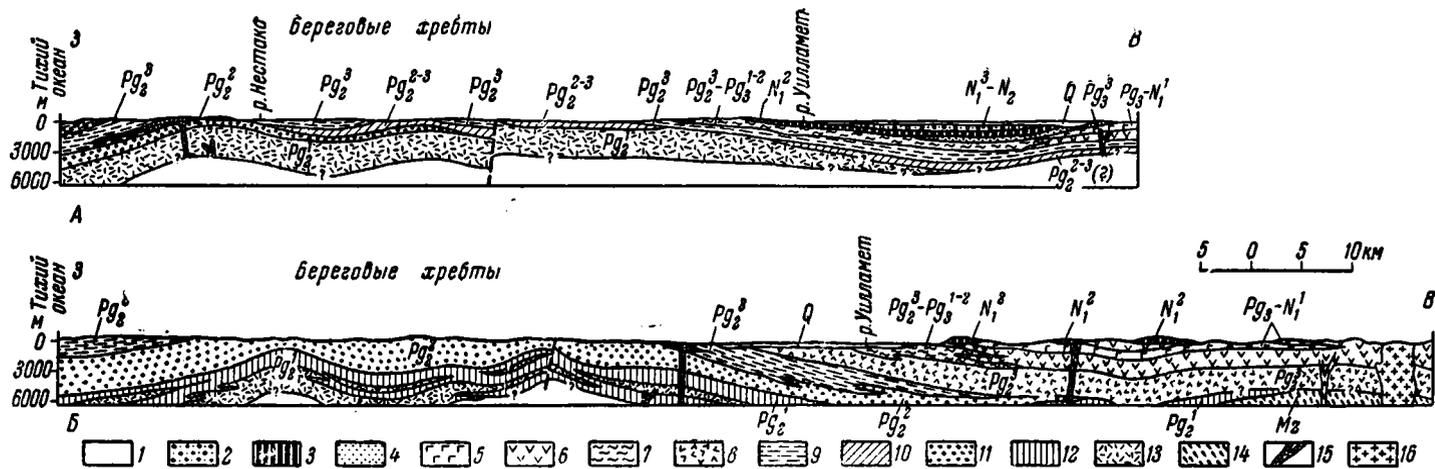
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

В современной структуре Береговые хребты Орегона и Вашингтона представляют в целом меридиональное поднятие, сложенное эоцен-миоценовыми толщами, смятыми в простые пологие складки. Район Пюджет-Уилламет составляет очень неглубокую пологую депрессию, выполненную четвертичными и отчасти плиоценовыми образованиями. Эти образования залегают практически горизонтально и наложены на третичные. К востоку от депрессии Пюджет-Уилламет протягивается в меридиональном направлении поднятие, образованное вулканической цепью Каскадных гор.

Последнее не рассматривается нами в составе зоны геосинклинальных кайнозойских структур, так как имеет существенно иное строение. Здесь на фундаменте, образованном складчатым комплексом мезозойского возраста, залегают мощная (до 6 км и более) серия континентальных вулканогенно-осадочных пород третичного возраста. Она образована несколькими толщами, разделенными поверхностями несогласия. Эоцен-олигоценые отложения развиты преимущественно в Каскадных горах. Для них характерна значительная роль вулканических пород базальтового, реже андезитового и риолитового состава. Миоценовые отложения распространяются далеко на восток в пределы Колумбийского плато. Это преимущественно базальтовые лавы очень однообразного состава¹, образующие платообразные покровы. Выше в ряде мест залегают вулканогенные образования плиоцена и плейстоцена. Граница этого региона с зоной кайнозойских структур фиксируется повсеместно сменой морских сложенных континентальными и появлением значительного количества вулканогенных пород в различных горизонтах. Большая часть третичных вулканогенных пород Центральных Кордильер локализована именно в Каскадных горах и на Колумбийском плато. Позднетретичные гранитоидные интрузии также приурочены к полосе Каскадных гор. Третичные отложения Каскадных гор смяты в пологие складки, причем интенсивность смятия быстро убывает с запада на восток и от нижних горизонтов к верхним. Все перечисленные особенности сближают полосу Каскадных гор и Колумбийского плато с участками Восточно-Азиатского вулканического пояса, описанного Е. К. Устиевым (1959). Сходным геологическим строением и структурным положением обладают, возможно, и другие районы распространения третичных эффузивов на западе Кордильер.

Как отмечали А. Ирдли (1954) и другие исследователи, третичные отложения западного Орегона и Вашингтона (до среднемиоценовых включительно) смяты в открытые пологие складки. Узкие складки с подвернутыми крыльями очень редки, даже и среди мелких форм. Разломы картируются лишь местами. Как правило, это сбросы. Плиоценовые толщи залегают практически горизонтально, но иногда разбиты сбросами. Четвертичные отложения почти не нарушены. В Орегоне, на юге отмеченного поднятия Береговых хребтов, все складки имеют меридиональное и северо-восточное простирание и подчинены общей антиклинальной структуре. В пределах Вашингтона, на севере поднятия, простирание складок обычно северо-западное (см. фиг. 1).

¹ Частично эти образования были упомянуты выше, в примечаниях.



Фиг. 8. Геологические профили через Береговые хребты Орегона и долину Уилламет; с геологической карты Орегона (Geologic map of Oregon, 1961)

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний миоцен — плиоцен; 3 — средний миоцен, базальты Колумбия — Ривер; 4 — верхний олигоцен; олигоцен и нижний миоцен Каскадных гор; 5 — андезитовые и базальтовые лавы, 6 — преимущественно пирокластические породы; 7 — верхний эоцен — нижний и средний олигоцен; 8 — верхний эоцен Каскадных гор, преимущественно пирокластические образования; 9 — верхний эоцен; 10 — средний эоцен Каскадных гор; 11 — средний эоцен Береговых хребтов; нижний эоцен; 12 — осадочные отложения, 13 — вулканогенно-осадочные образования; 14 — мезозойские отложения; 15 — дайки и силы габбро, диабазов и диоритов, главным образом олигоценового и раннемиоценового возраста; 16 — граниты Каскадных гор, позднегерцинического возраста

Береговые хребты Орегона представляют в целом мегантиклиналь¹, в ядре которой обнажены главным образом эоценовые отложения, а на крыльях преимущественно олигоценовые и миоценовые толщи. Она протягивается в меридиональном направлении на расстояние порядка 350 км при ширине 70—80 км. Западное крыло мегантиклинали частично срезано береговой линией. Это очень просто построенная и пологая структура (фиг. 8). Наклон слоев на крыльях мегантиклинали редко превышает 20°, а в ее сводовой части залегание во многих местах близко к горизонтальному. Мегантиклиналь осложнена рядом складок второго порядка, которые имеют меридиональное или северо-восточное простирание и нередко кулисообразно подставляют друг друга. Такие складки видны, например, на профиле, проходящем к северу от р. Суислав (см. фиг. 8, Б). Они широкие и пологие, с наклоном крыльев не более 25—30°. В других случаях складки также всегда пологие; лишь около сбросов их крылья приобретают более крутой наклон. Смит подчеркивает, что нигде на юге Береговых хребтов не известны ни крупные разломы, ни опрокинутые складки (в отличие от Береговых хребтов Калифорнии). Для северного Орегона можно отметить несколько большую тектоническую расчлененность, чем для центрального. В ядрах антиклиналей здесь часты широкие выходы нижнеэоценовой толщи, ограниченные местами сбросами (в частности, в верховьях р. Якуина).

Береговые хребты Вашингтона состоят из серии крупных (до 150—170 км длиной) пологих складок северо-западного простирания. Южная из них — синклиналь в долине р. Колумбии выполнена миоценовыми отложениями; известны осложняющие ее несколько поперечных сбросов. Антиклиналь Саут-Бенд, протягивающаяся севернее от залива Грейс-Харбор по водоразделу рек Колумбия и Уиллапа, состоит из нескольких кулисообразно расположенных брахиантиклиналей, в ядрах которых выходят породы «ф. Мечосин». Синклиналь в долине р. Чехейлис выполнена олигоценовыми и миоценовыми отложениями, смятыми в мелкие пологие складки нескольких направлений и местами нарушенными разломами. Далее к северу располагается антиклинальное поднятие Олимпик. Оно имеет протяженность более 150 км и погружается в юго-восточном направлении. В ядре поднятия (шириной до 60 км) обнажена меловая (?) толща. Структура меловых (?) отложений не ясна (Tectonic map of the USA, 1962). Парк (Park, 1942) и Дэннер (Danner, 1956) отмечают многочисленные мелкие сжатые складки с одинаковым развитием синклиналей и антиклиналей, часто нарушенные разрывами и наклоненные на запад. На крыльях поднятия залегают третичные толщи, начиная с «ф. Мечосин», распространение которой хорошо очерчивает складку и участок ее юго-восточного погружения. По свидетельству Парка, третичные слои на крыльях поднятия круто наклонены и местами запрокинуты (фиг. 9 и 10). Причем с удалением от ядра — в более молодых толщах — залегание выполаживается, и в верхах третичных отложений наклон слоев редко превышает 30°. Моноклинальное залегание слоев на крыльях осложнено продольными разломами. Отмечаются также поперечные разломы; обычно они более мелкие, но иногда достигают амплитуды порядка 100 м. Севернее, вдоль южного побережья пролива Хуан-де-Фука, в субширотном направлении протягивается синклиналь Клаллам, довольно узкая (10—15 км) и асимметричная — с несколько более крутым южным крылом (см. фиг. 10). Известны мелкие складки, осложняющие синклиналь (Brown, 1960). Возможно, что синклиналь Клаллам представляет собой часть более

¹ Здесь имеется в виду в основном морфологическое значение термина мегантиклиналь, как понимал его И. И. Андрусов. Это антиклиналеобразное горное поднятие весьма значительных размеров, имеющее сравнительно простую структуру (например, Мангышлак).

крупной структуры, располагающейся в пределах пролива Хуан-де-Фука¹ и юга о. Ванкувер.

На юге о. Ванкувер располагается северное окончание всего рассматриваемого отрезка зоны кайнозойской складчатости. Границей этой зоны с мезозоидами Британской Колумбии служит здесь крупный разлом близширотного простирания (Clapp, 1912 и др.). Полуостров Олимпик, лежащий близ северного окончания, является наиболее высоко поднятым участком во всей структуре Береговых хребтов, где обнажаются интенсивно дислоцированные меловые (?) отложения.

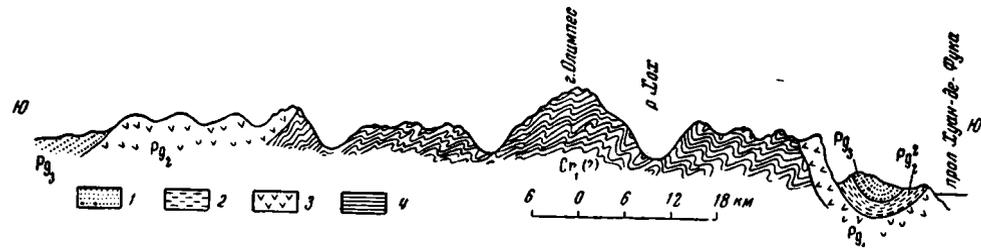
На юге Береговых хребтов, на границе с мезозоидами гор Кламат, также расположен их высоко поднятый участок, где обнажены интенсивно дислоцированные меловые и юрские образования, подстилающие третичные толщи. Граница кайнозойских и мезозойских складчатых сооружений здесь проходит вдоль серии разломов север-северо-восточного направления.

Отмеченные дислокации третичных отложений Береговых хребтов продолжают и под плащом четвертичных осадков депрессии Пюджет-Уилламет (Weaver, 1937 и др.). Так, в районе Юджина (юг долины Уилламет) в пределах депрессии сохраняется моноклиальное падение третичных слоев на восток, характерное для восточного крыла антиклинория Береговых хребтов (Smith a. Ruff, 1938; Geologic map of Oregon, 1961; см. фиг. 8). На востоке происходит погружение этих слоев под лавовые образования Каскадных гор. Общий пологий (не более 15—20°) наклон слоев на восток наблюдается в долине Уилламет и севернее. Известно погружение на северо-восток ряда мелких складок, осложняющих мегантиклиналь. Эти складки обычно очень пологи; закрытых или перевернутых складок и надвигов нигде нет (Piper, 1942).

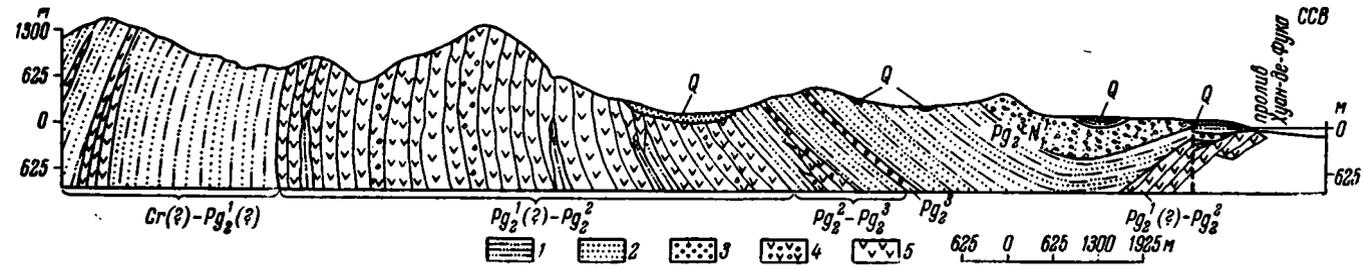
В пределах бассейна Пюджет-Саунд в третичных отложениях депрессии выделяется ряд протяженных складок, длиной от 15 до 100 км при ширине до 15—20 км. Складки имеют общее северо-западное простирание, как и в смежной части Береговых хребтов. Все они широкие и пологие, местами осложненные продольными разломами. Наиболее детально такие складки закартированы в угленосных районах бассейна р. Каулиц (Roberts, 1958) и верховьев р. Чехейлис (Snively a. oth., 1958). Здесь в ядрах антиклиналей обнажены эоценовые отложения, синклинали выполнены олигоцен-миоценовыми и местами плиоценовыми отложениями; четкими маркирующими горизонтами послужили угольные пласты. Морфологические особенности этих складок и связь их с небольшими разломами характерны и для других районов рассматриваемого отрезка зоны кайнозойских структур. Поэтому следует привести краткое описание отдельных складок бассейна Пюджет-Саунд, чего нельзя было сделать для других районов в силу их недостаточной изученности.

Синклиналь Нэпавайн в низовьях р. Каулиц — очень широкая (до 20 км) и пологая складка. Углы наклона ее крыльев не превышают 8—10°, а в центральной части залегание на значительных участках почти горизонтальное. Отмечается уменьшение мощностей ряда горизонтов на крыльях синклинали. Местами синклиналь осложнена мелкими пологими складками, флексурами, сбросами и взбросами. В районе Чехейлиса синклиналь Нэпавайн кулисообразно подставляется синклиналью Чехейлис. Обе складки здесь широкие (до 15 км) и пологие, несколько асимметричные (фиг. 11, А, Б). Наклон слоев на их юго-западных крыльях очень невелик (несколько градусов, иногда до 10°).

¹ Некоторые исследователи (Raisz, 1945; Муди и Хилл, 1960) считают пролив Хуан-де-Фука частью линеймента Кер-д'Аллен, предположительно может быть сдвига. При этом отмечается прямолинейность залива и связь с другими топографическими элементами того же простирания, лежащими на его юго-восточном продолжении.



Фиг. 9. Схематический геологический профиль через антиклинальное поднятие Олимпик и синклираль Клаллам; по В. Дэннеру (Danner, 1956)
 1 — олигоцен; 2 — средний эоцен; 3 — низы эоцена; 4 — мел (?)

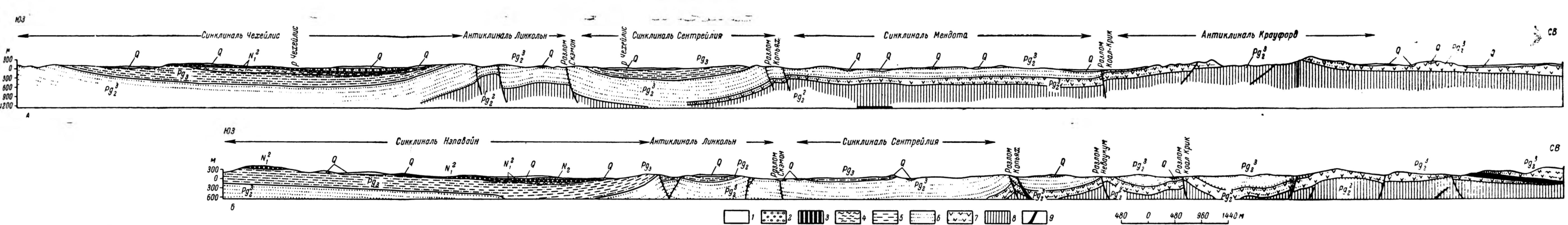


Фиг. 10. Синклираль Клаллам; по Р. Брауну (Brown a. oth., 1960)
 1 — алевриты, 2 — песчаники, 3 — конгломераты, 4 — лавобрекчии и туфобрекчии, 5 — базальтовые лавы

Северо-восточные крылья, осложненные продольными разломами, более крутые (до 25—40°). Далее к северо-востоку выделяется антиклиналь Линкольн, довольно широкая на северо-западе (10—12 км) и сужающаяся на юго-восточном погружении. Почти на всем протяжении это горст-антиклиналь с пологим залеганием слоев в своде и относительно крутым (15—30°, иногда до 70°) на крыльях (см. фиг. 11, А). На юго-западном крыле антиклинали закартированы взброс Доти (амплитуда 50—100 м, опущено южное крыло) и сброс Зальцер (амплитуда до 450 м, опущено северное крыло). На северо-восточном крыле известен сброс Скэмон (с амплитудой до 300 м и опущенным северо-восточным крылом). В сторону юго-восточного погружения антиклинали Линкольн разломы постепенно затухают. Вблизи этих разломов нередко образуются мелкие складки и флексуры, осложняющие антиклиналь. Отмечаются также небольшие поперечные разломы, в частности на юго-восточном погружении. К северо-востоку от сброса Скэмон располагается синклиналь Сентрейлия, тоже широкая и пологая (наклон крыльев обычно не более 10—15°), с продольными разломами на крыльях. По разлому Копях на северо-восточном крыле синклинали устанавливается смещение около 100 м, по-видимому, взбросового характера; к северу от Сентрейлии, где разлом разветвляется, смещение по каждому из разломов порядка 50—70 км. Как и в других случаях, вблизи разлома Копях слои залегают довольно круто, а на южном опущенном крыле местами опрокидываются. У разлома образуется довольно узкая антиклиналь с более крутым юго-западным крылом, наклоненным в сторону синклинали Сентрейлия, и очень пологим (несколько градусов) северо-восточным крылом. Далее к северо-востоку находится синклиналь Мендота. В северо-западной части она довольно широкая (10 км и более) и очень пологая. Слои залегают практически горизонтально и лишь около разломов приобретают заметный наклон (см. фиг. 11, А). На северо-восточном крыле синклинали известны осложняющие ее пологие брахискладки; самая крупная из них — брахисинклиналь Тонно (с углами наклона крыльев не более 10°). На юго-восточном продолжении синклинали Мендота ограничивающие ее взбросы Копях и Коал-Крик сближаются; между ними располагается взброс Невакум, а к северо-востоку от них другие небольшие разломы — все северо-западного направления. Вблизи этих разломов слои довольно круто загибаются, и образуется ряд небольших складок (см. фиг. 11, Б). Протяженность их 10—20 км, ширина от 2 до 5 км; наклон крыльев достигает около разломов 30—40° (иногда больше). При сравнении северо-западной части синклинали Мендота и ее юго-восточного продолжения отчетливо выявляется, что отдельные четко выраженные складки образуются лишь при изгибании слоев около разломов. Еще дальше к северо-востоку выделяется антиклиналь Крауфорд; она характеризуется обычно пологим залеганием слоев, становящимся круче около разломов.

Для рассмотренного района в целом юго-западная часть (синклинали Чехейлис и Нэпавэй) является наиболее погруженной, северо-восточная часть (антиклиналь Крауфорд) — наиболее высоко поднятой. Отмеченные отдельные складки образованы во всех случаях вблизи разломов.

Таким образом, складчатые формы в третичных отложениях западного Орегона и Вашингтона всегда очень пологи. Залегание слоев изменяется от почти горизонтального и нескольких градусов до 15—20°. Только около разломов наклон становится значительно более крутым (до 50—70°, изредка до опрокинутого залегания). Разломы не имеют широкого распространения. Обычно это сбросы и реже взбросы. Они относительно невелики как по протяженности, так и по амплитуде.



Фиг. 11. Геологические профили через район Сентрейлия — Чезейлис, северная часть депрессии Пюджет — Уилламет.
По П. Снэйвли (Snively a. oth., 1958)

1 — четвертичные отложения, 2 — плиоцен, средний миоцен, 3 — базальты Колумбия — Ривер, 4 — осадочные породы, 5 — олигоцен,
6 и 7 — верхний эоцен, 8 — средний эоцен, 9 — интрузии основного состава олигоценного возраста

Из этого видно, что тектонические структуры на западе Орегона и Вашингтона заметно проще, чем в Калифорнии. Рядом исследователей (Ирдли, 1954; Smith a. Ruff, 1938 и др.) подчеркивается в общем незначительное распространение здесь разломов и большая простота складок по сравнению с известными в Калифорнии. Тектоническая расчлененность рассматриваемого региона значительно слабее, зеркало складок всегда очень пологое. В складки смяты отложения от эоцена до среднего миоцена включительно; более молодые слои распространены мало и практически не нарушены. Современные тектонические движения, в отличие от Калифорнии, незначительны. Сейсмическая активность также очень невысока. П. Байерли (Byerly, 1940), характеризует Орегон и Вашингтон как площадь сейсмически спокойную. Здесь известны лишь очень мелкие землетрясения, связанные иногда с отдельными небольшими разломами. Более значительные (но в общем тоже небольшие) толчки зафиксированы в районе пролива Хуан-де-Фука. Согласно данным Ч. Рихтера (Richter, 1940), сейсмически активная зона протягивается в северо-западном направлении к западу от побережья Орегона, Вашингтона и о. Ванкувер. Она является продолжением зоны, проходящей в Береговых хребтах Калифорнии вдоль разлома Сан-Андреас и параллельных ему разломов. Все землетрясения, известные в рассматриваемом регионе, являются поверхностными.

ОБ ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

О геологическом развитии региона в дотретичное время известно крайне мало. Участок северных предгорий гор Кламат в конце юрской эпохи был частью эвгеосинклинального прогиба, отмеченного нами ранее (1963) для Береговых хребтов Калифорнии. Насколько далеко протягивался этот прогиб на север пока неясно. В пределах прогиба накопилась мощная серия морских вулканогенно-осадочных пород (в том числе спилитов). Для меловой эпохи было характерно накопление морских терригенных отложений миогеосинклинального типа. Однако на полуострове Олимпик происходили также подводные излияния базальтов. В общих чертах тектонический режим конца мезозоя был одинаковым на западе Калифорнии, Орегона и Вашингтона. В конце мелового — начале третичного времени имело место общее поднятие территории и складчатость.

Как известно для севера гор Кламат и для полуострова Олимпик, новое широкое погружение началось в раннем эоцене¹. При сравнении возрастного объема, мощностей и распространения третичных отложений, накопившихся на юге кайнозойской геосинклинали (в Калифорнии) и на севере (в Орегоне и Вашингтоне), выявляется значительно меньшая тектоническая дифференцированность северной части. На юге, в Калифорнии, уже в палеоцене обособились прогибавшиеся и поднимающиеся участки, причем контрастность движений была достаточно большой. В миоцене в Береговых хребтах Калифорнии четко выделилась система поднятий и впадин, существовавших и в плиоцен-плейстоценовое время. Очень часты были перерывы в осадконакоплении и мелкие подвижки, вызывавшие местные несогласия. На севере, на территории Береговых хребтов и большей части района Пюджет-Уилламет, в начале эоцена заложился единый прогиб меридионального простирания (см. фиг. 2). В течение эоцена, олигоцена и частично миоцена развитие прогиба было очень спокойным. Движения, вызывавшие перерывы в осадконакоплении, и несогласия проявлялись редко и всегда локально. Расчлененность прогиба была в общем незначительной вплоть до конца миоцена. Начиная с позднего эоцена происходило расширение отдельных мелких поднятий и постепенное оттеснение прогиба к западу.

¹ В Калифорнии региональное погружение началось в палеоцене — начале эоцена.

В конце олигоцена — начале миоцена имело место осушение южной части региона, а в конце миоцена — полная ликвидация прогиба в результате общего поднятия и слабой складчатости.

За время существования прогиба в нем накопилась мощная (около 6 км) серия морских терригенных отложений, сменяющихся на востоке континентальными. В начале эоцена были широко распространены подводные излияния главным образом основного состава. Для терригенных эоцен-миоценовых отложений на западе Вашингтона, Орегона и Калифорнии нужно отметить одинаковый состав и порядок мощностей. Но максимальные мощности третичных отложений Калифорнии, известные в нефтяном бассейне Вентура и Поперечных хребтах, гораздо больше¹.

Очень интересной особенностью развития запада Орегона и Вашингтона является накопление в эоцене вулканогенно-осадочных отложений. Н. С. Шатский (1954) считал парагенез эоценовых пород полуострова Олимпик принадлежащим зеленокаменной (спилито-кератофировой) формации, характерной для внутренних прогибов геосинклинальных областей. Накопление этих пород происходило в начале эоцена на всей рассматриваемой территории. Оно захватило частично конец эоцена и олигоцен. Подводные излияния андезитов и базальтов в начале третичной истории прогиба значительно отличают его от разновозрастных структур Калифорнии, характеризовавшихся практически полным отсутствием вулканизма². Но это явление нельзя считать связанным именно с особенностями рассматриваемого отрезка кайнозойской геосинклинали. Восточнее, в пределах современных Каскадных гор, в начале третичной эпохи были широко развиты наземные излияния базальтов и андезитов очень близкого состава. Наличие эффузивов среди терригенных эоценовых отложений на крайнем западе Орегона и Вашингтона объясняется, по-видимому, латеральным влиянием этой наземно-вулканической формации. Отмеченное сходство парагенеза эоценовых пород³ с парагенезом, типичным для спилито-кератофировой формации, является внешним сходством. В данном случае видна конвергенция признаков формаций, образовавшихся в различных тектонических условиях.

В результате поднятия и складчатости конца миоцена в пределах Береговых хребтов Орегона образовалась мегантиклиналь меридионального простирания, осложненная пологими складками второго порядка. В Береговых хребтах Вашингтона сформировалось ряд протяженных складок северо-западного простирания, всегда очень пологих. Местами складки осложнены разломами. Как отмечает А. Ирдли (1954), складчатость конца миоцена, проявилась одинаково как в Орегоне и Вашингтоне, так и в Калифорнии. Однако в Калифорнии складки конца миоцена были усложнены последующими движениями.

Тектонический режим плиоценового и четвертичного времени был резко различным в южной и северной частях кайнозойской геосинклинали. В Калифорнии продолжалось развитие поднятия и впадин, заложившихся в миоцене; плиоцен-плейстоценовые отложения впадин имеют мощность до 3 км (во впадине Вентура более 5 км). Очень характерны были движения блоков вдоль крупных разломов (и в том числе горизонтальные перемещения). Они сопровождались образованием грабенообразных структур и мелких складок в зонах разломов, а также усложнением складок, оформившихся в миоцене. В пределах Орегона и

¹ Мощность третичных отложений бассейна Вентура около 12 км, в том числе эоцен-миоценовых отложений — до 7 км.

² Среди эоцен-олигоценных отложений Калифорнии известны лишь несколько прослоев бентонитов и туфов.

³ В этом парагенезе отсутствуют полностью кислые эффузивы — обязательный член спилито-кератофировой формации.

Вашингтона тектонические движения были очень незначительны и проявились в пологом сводообразовании и погружении. Береговые хребты с конца миоцена развивались как полоса устойчивого поднятия относительно небольшой амплитуды. На востоке параллельно Береговым хребтам протягивалась вулканическая гряда Каскадных гор. Между этими поднятиями, в районе Пюджет-Уилламет, заложилась неглубокая депрессия, заполнявшаяся континентальными отложениями. К. Уивер (Weaver, 1945) считает образование этих пологих меридиональных структур результатом «позднеплиоценового — раннеплейстоценового диастрофизма». Однако формирование их происходило, по-видимому, с начала плиоцена, определяя распространение и характер осадков этого времени. В пределах Орегона движения плиоцен-плейстоценового времени наследуют направление и знак движений предшествующего этапа. На западе Вашингтона они накладываются на структурный план эоцено-миоценового времени. Но в целом меридиональные простирания определились на западе Орегона и Вашингтона уже в начале третичной эпохи, когда здесь был заложен крупный меридиональный прогиб, к востоку от которого протягивалась широкая зона, существенно отличавшаяся от кайнозойской геосинклинали. Согласно А. Ирдли (1954), складчатость конца плиоцена — середины плейстоцена, которая была наиболее значительной в Калифорнии, в Орегоне и Вашингтоне практически не проявилась.

Таким образом, на западе Орегона и Вашингтона, как и южнее в Калифорнии, в палеогене происходило прогибание значительной амплитуды. В прогибе накопилась мощная серия терригенных отложений миогеосинклинального типа. В неогеновое время имело место общее поднятие территории, сопровождавшееся образованием складок и разломов. Однако складчатость была очень слабой, разломы были небольшими и не получили широкого распространения. Поэтому поздне третичные деформации не привели к формированию настоящего складчатого сооружения на западе Орегона и Вашингтона.

На протяжении всей кайнозойской истории и особенно в плиоцен-четвертичное время — рассматриваемый регион обладал значительно меньшей тектонической подвижностью и расчлененностью, чем более южные участки кайнозойской геосинклинали. Эта особенность региона связана, по-видимому, с его положением в системе структур Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца: с отклонением его от общего северо-западного простирания кайнозойской геосинклинальной зоны на западе Кордильер и относительным удалением от тектонически активной области. Иными словами, рассматриваемый регион находится в тыловой части кайнозойского тектонического кольца. Кроме того возможно, что он представляет собой боковую ветвь затухания кайнозойской тектонической системы — сходно с тем, как это наблюдается в районе Сахалина.

ЛИТЕРАТУРА

- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ, 1954.
Кей М. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во ИЛ, 1955.
Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во ИЛ, 1961.
Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». Пер. с англ. М., Изд-во ИЛ, 1960.
Пушаровский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. В кн.: «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра» Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 11, 1964.
Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 89.
Сokolova Е. А. О марганценовых вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.

- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Шейнманн Ю. М. К истории формирования Кордильер. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2—3, 4, 5—6.
- Bradley J. S. Upper cretaceous — Eocene (?) Nanaimo group of the San Juan islands, Washington.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, 61, N 12, pt. 2.
- Brown R. D., Gower H. D., Snavely P. D. Jr. Geology of the Port Angeles — Lake Crescent area, Clallam county, Washington.— Oil and Gas Inv., map OM—203, US Geol. Surv., Dep. of the Inter, 1960.
- Bueryer P. Seismicity of the Northern Pacific Coast of the United States.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, 51, N 2.
- Clapp C. H. Preliminary report on Southern Vancouver island.— Canada Dep. Mines, Geol. Surv. Branch, Mem., 1912, N 13.
- Danner W. R. Geology of Olympic national park — Seattle, Univ. of Wash. press., 1956.
- Fisher R. V. Partial contemporaneity of the Keechelus formation and the Puget group in Southern Washington (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65, N 12.
- Geologic map of North America. Scale 1:5 000 000.— Publ. Geol. Soc. Amer., Washington, 1946.
- Geologic map of Oregon West of the 121st meridian. Scale 1:500 000.— St. Oregon, Dep. geol. a. Min. Ind., 1961.
- Gower H. D. Geology of the Pysht quadrangle, Washington.— geol. quadr. maps of the USA, U. S. Geol. Surv., Dep. of the Inter., 1960.
- Libbey F. W. Progress report on Coos Bay coal field. Oregon Dept.—Geol. a. Min. Res.—Bull., 1938, N 2.
- Lowry W. D., Baldwin E. M. Late Cenozoic geology of the lower Columbia River valley, Oregon and Washington.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, 63, N 1.
- Park Ch. F. Jr. Manganese resources of the Olympic peninsula, Washington.— U. S. Geol. Surv., Bull., 1942, N 931—R.
- Park Ch. F. Jr. The spilite and manganese problems of the Olympic Peninsula, Washington.— Amer. Journ. Sci., 1946, 244, N 5.
- Park Ch. F. Jr. Structure in the volcanic rocks of the Olympic peninsula, Washington (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, 61, N 12, pt. 2.
- Peck D. L., Imlay R. W., Popenoe W. P. Upper cretaceous rocks of Southwestern Oregon and Northern California.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1956, 40, N 8.
- Piper A. M. Ground-water resources of the Willamette, Oregon— U. S. Geol. Surv., Water—Supply Papers, 1942, N 890.
- Raisz E. J. The Olympic — Willowa lineament.— Amer. Journ. Sci., 1945, 243—A.
- Rau W. W. Tertiary Foraminifera from the Willapa valley of Southwest Washington (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, 61, N 12, pt. 2.
- Richter C. F. Earthquake epicenters and structure of the Pacific region of North America (Southern part). In: Proceedings of the 6th Pacific Science Congress. Vol. 1. Honolulu, 1940.
- Roberts A. E. Geology and coal resources of the Toledo—Castlerock district, Cowlitz and Lewis counties, Washington.— U. S. Dept. Inter. Geol. Surv., Bull., 1958, N 1062.
- Smith W. D., Ruff L. L. The geology and mineral resources of Lane county, Oregon.— St. Oregon Dep., Geol. a. Min. Ind., Bull., 1938, N 11.
- Snavely P. D., Baldwin E. M. Siletz River volcanic series, Northwestern Oregon.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1948, 32, N 5.
- Snavely P. D., Wagner H. C. Tertiary geologic history of Western Oregon and Washington.— Rept. of Invest. Wash. Dep. Conserv., Div. Min. a. Geol., 1963, N 22.
- Snavely P. D. a. oth. Large intrusive bodies in the central Coast Range of Oregon (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, 61, N 12, pt. 2.
- Snavely P. D. a. oth. Geology and coal resources of the Centralia—Chehalis district, Lewis and Thurston counties, Washington.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1958, N 1053.
- Tectonic map of the United States. Scale 1:2 500 000.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Oklahoma, 1962.
- Warren W. C., Norbistrath H. Stratigraphy of upper Nehalem River Basin, Northwestern Oregon.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1946, 30, N 2.
- Weaver C. E. Tertiary stratigraphy of Western Washington and Northwestern Oregon. In: Washington Publication in Geology.— 4. Washington, 1937.
- Weaver C. E. Geology of Oregon and Washington and its relation to occurrence of oil and gas.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1945, 29, N 10.

Ю. М. ПУЦАРОВСКИЙ

**ПУТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
ПОЯСА КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР,
ОБРАМЛЯЮЩИХ ТИХИЙ ОКЕАН**

Тектоническое районирование составляет важный элемент в исследованиях по тектонике, поскольку оно позволяет различать отдельные участки земной коры, характеризующиеся определенными структурными свойствами, сравнивать эти участки между собой, и таким путем находить закономерности в пространственном положении структурных элементов в земной коре и в их развитии. Можно утверждать, что многие фундаментальные положения тектоники, в том числе, например, теория геосинклиналей или представление о структурной дисимметрии Земли, не могли бы зародиться без их эмпирической основы — тектонического районирования больших площадей земной поверхности. Нет необходимости останавливаться на том значении, которое имеет тектоническое районирование для прикладной геологии, ибо все месторождения минерального сырья существуют в конкретных структурных условиях.

Тектоническое районирование может проводиться по разным принципам, что зависит от его назначения, охватываемой площади земной коры и других причин, причем иногда на выбор того или иного принципа оказывает существенное влияние степень геологической изученности объектов.

Перед нами стоит задача наметить некоторые пути к тектоническому районированию кайнозойских складчатых и геосинклинальных структур, опоясывающих почти непрерывным кольцом впадину Тихого океана. Надо сказать, что проблема эта весьма сложная, так как Тихоокеанское кайнозойское тектоническое кольцо имеет колоссальную протяженность и отличается большим разнообразием и сложными взаимоотношениями образующих его структурных элементов. До последнего времени структурного районирования кайнозойского тектонического кольца не проводилось и о нем говорилось лишь обобщенно, как о едином структурном образовании. Можно вспомнить при этом, например, работу Г. Штилле (Сб. «Земная кора», 1957), где отмечается ряд особенностей кольца, но характеризуется оно под одним общим названием — «огненное кольцо».

Автор впервые подошел к этой проблеме при специальном анализе тектоники Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны, который опубликован (в соавторстве с Е. Н. Меланхолиной) в сборнике «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца», изданном в 1963 г. В дальнейшем автор разработал эту проблему более подробно и свои выводы изложил в докладе на Совещании по проблемам тектоники, состоявшемся в Москве в феврале 1963 г. Расширенный текст этого доклада под названием: «Опыт общего структурного районирования Ти-

хоокеанского кайнозойского тектонического кольца» в настоящее время публикуется¹. Одновременно с расчленением кайнозойского тектонического кольца на его крупнейшие сектора автор интересовался вопросами тектонического районирования самих этих секторов и прежде всего Азиатско-Аляскинского сектора. На некоторых представлениях, возникших при всех этих исследованиях, нам и хотелось бы остановиться в данной статье.

При структурном расчленении как тектонического кольца в целом, так и составляющих его главнейших секторов, в основу было положено выделение комплексов крупных тектонических зон (структурных элементов), тесно связанных в их пространственном положении и в истории формирования. Таким образом, если эти связи уловлены правильно, то выделенные комплексы структур должны отвечать естественным тектоническим подразделениям соответственно кольца или сектора.

Главнейшие сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

На основе указанного выше подхода, в пределах Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца могут быть обособлены следующие крупнейшие тектонические сектора: Азиатско-Аляскинский, Калифорнийский, к которому тяготеет и кайнозойская структурная зона запада штатов Орегон и Вашингтон в США, Андийско-Антарктический и Новогвинейско-Новозеландский. Особое положение занимает район Суматры — Бирмы; он должен рассматриваться как связующее звено между структурами Средиземно-морского пояса альпид и Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Каждый из этих секторов, при решающей роли в их формировании кайнозойского тектогенеза, обладает своими особенностями строения.

Азиатско-Аляскинский сектор обладает наиболее сложным строением. Он простирается от южных островов Индонезии до канадского побережья Аляскинского залива. Сектор включает большую группу разнородных тектонических структур. В приматериковой области сектора развиты складчатые структуры (антиклинории, синклинории), сформировавшиеся в конце неогена. Наиболее ясно такие структуры выступают в южной Аляске, Корякском нагорье, в пределах западной Камчатки, на Сахалине, на юго-западе Японии, на Тайване, в пределах большей — северной части Калимантана, на острове Сулавеси и в зоне восточных кайнозойских прогибов Суматры. В приокеанической области сектора располагаются современные геосинклинальные элементы: многочисленные глубоководные океанические желоба и сопряженные с ними узкие, дугообразные в плане, геантиклинальные зоны. В число последних входят столь характерные для Азии «островные дуги», а также отдельные почти нацело подводные вулканические хребты. Кроме того, в пределах сектора распространены новообразованные глубоководные котловины с океаническим или близким к нему строением коры. Они имеются во всех окраинных морях северо-запада Тихоокеанского бассейна. Реже встречаются в секторе в основном подводные, поднятые блоки, видимо, докайнозойской складчатости, первое упоминание о которых имеется в статье Г. Б. Удинцева («Океанология» т. 1, вып. 3, 1961 г.). Наконец, в пределах сектора между Марианским и Филиппинским глубоководными желобами имеется океаническая геосинклинальная область, по-видимому, недавно отпочковавшаяся от океана.

В целом все перечисленные тектонические зоны (структурные элементы) образуют тот своеобразный структурный рисунок, который столь характерен для кайнозойского тектонического обрамления впадины Тихого океана в районе Азии.

¹ Тезисы доклада опубликованы в 1962 году.

Калифорнийский сектор кайнозойского тектонического кольца имеет совсем иной структурный рисунок. В него прежде всего входят: структуры Береговых хребтов Калифорнии, впадина Грейт-Вэлли, прогиб Калифорнийского залива, лежащий на простирании Центрально-Американского глубоководного желоба (см. карту Тихого океана, масштаба 1:25 000 000, 1963), антиклинорий Калифорнийского полуострова, прогиб западного побережья того же полуострова и небольшая система узких и глубоких впадин (до 6225 м), отделяющих океан от полуостровных структур. Кроме того, к этому сектору принадлежит кайнозойская тектоническая зона, вытянутая вдоль побережья Тихого океана на западе штатов Орегон и Вашингтон, которая может рассматриваться как периферическая часть активного тектонического пояса (см. статью Е. Н. Меланхолиной, помещенную в этом сборнике). Что касается Береговых хребтов Калифорнии и впадины Грейт-Вэлли, то особенности их кайнозойской истории в известной мере сходны с развитием приматериковых кайнозойских тектонических структур Азии. Однако район Калифорнийского полуострова, с его разнотипными и крупными линейными структурами, напоминает, как можно будет увидеть ниже, тектонические соотношения в районе Анд. Этим нам хотелось бы подчеркнуть некоторое различие в тектонике севера и юга сектора, но отнюдь не единство соответствующих частей сектора с другими секторами. Калифорнийский сектор, характеризующийся, как и другие, интенсивным структурообразованием в позднекайнозойское время, отличается лишь зачаточным развитием структур типа островных гряд и глубоководных желобов. Имеются основания считать, что крайняя западная полоса сектора на многих участках недавно опустилась под уровень океана.

Андийско-Антарктический сектор имеет столь же гигантские размеры, как и Азиатско-Аляскинский. В его материковую зону входят антиклинорная система Анд и кайнозойская складчатая система Антарктики. В приокеанической зоне сектора располагаются геосинклинальные глубоководные желоба, сопровождающие Анды, а также Южно-Сандвичева дуговая геосинклинальная система (островные гряды и желоба). Особое положение занимает Антильская дуговая геосинклинальная система, которая, как и Южно-Сандвичева, разделяет материки, но отброшена к востоку от береговой линии Тихого океана. Внутри таких систем заключены небольшие новообразованные впадины, подобные азиатским. Отличительной особенностью тектоники Андийско-Антарктического сектора является мощнейшее развитие в нем материковых кайнозойских тектонических структур. Если взять только Анды, то они имеют протяженность свыше 9000 км, достигая ширины 400—600 км. Состоят они из очень длинных (многие сотни и даже тысячи км) и узких тектонических элементов, нередко разделенных большими разломами. Позднекайнозойские прогибы, как и в приматериковых складчатых районах Азии, располагаются здесь на краю континента.

Другая особенность сектора состоит в резком преобладании линейных структурных образований и большой общей степени сжатия структуры.

Наконец, важной особенностью сектора является распространение с его внутренней стороны краевых прогибов, выполненных в основном неогеновыми молассаами. Это означает, что внутриконтинентальные структуры Анд и Антарктики в неогене достигли апогея орогенной стадии развития.

Новогвинейско-Новозеландский сектор располагается в юго-западной части кайнозойского тектонического кольца, занимая большую часть к северу и востоку от Австралии. От всех других секторов он отличается прежде всего очень незначительным развитием участ-

ков суши и выявляется главным образом по чрезвычайно контрастной структуре морского дна, где выделяется множество глубоководных желобов и впадин и несколько узких высоко поднятых подводных хребтов. Структурный рисунок в пределах сектора весьма прихотливый. Имеющиеся в его пределах острова Новой Гвинеи (в ее северной части), Новой Каледонии и Новой Зеландии образованы оборванными морем кайнозойскими тектоническими структурами, похожими на приматериковые кайнозойские элементы Азии. По-видимому, они примыкают или близко лежат к погруженным австралийским герцинидам. Более удаленные районы сектора с их мощнейшим вулканизмом и высокой сейсмичностью напоминают приокеанические структуры Азии. Таковы главнейшие сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического обрамления.

Проведенный анализ позволяет констатировать, что кайнозойские тектонические структуры действительно почти непрерывным кольцом окружают впадину Тихого океана, но, кроме того, он выявляет существенное различие в тектонике отдельных крупнейших звеньев этого кольца. Это чрезвычайно интересный факт, однако в данной статье мы позволим себе ограничиться лишь его констатацией.

По существу в каждом отдельном секторе кольца по особенностям строения и истории развития, резко обособляются две продольные зоны: приматериковая (или материковая) и приокеаническая, развитые в большей или меньшей степени. Их следует соответственно именовать тыловыми и фронтальными. Тыловые зоны имеют складчатую структуру; в них, наряду с более древними образованиями, развиты мощные третичные (в том числе неогеновые) складчатые комплексы. Фронтальные зоны образованы геосинклинальными элементами (глубоководные желоба и впадины, геоантиклинальные зоны), и им свойственно исключительно мощное развитие вулканизма и сейсмических явлений. Тыловые и фронтальные зоны связаны теснейшей преемственностью в тектоническом развитии. Если проследживать это развитие на протяжении мезо-кайнозойской геологической истории, то можно отчетливо видеть, что в течение этого времени происходило, в общем, последовательное оттеснение геосинклинального процесса в сторону впадины Тихого океана. Последним звеном в этом процессе и являются глубоководные океанические желоба, отделяющие талассократон. Поэтому можно сказать, что ведущее значение в тектоническом развитии обрамления талассократона в мезо-кайнозойское время имел процесс его геосинклинального преобразования.

Особенно интенсивное структурообразование в периферическом кольце талассократона происходит с конца третичного времени, хотя в некоторых случаях оно началось несколько раньше. При этом возникли новые очень крупные континентальные структуры (поднятия, впадины, разломы), островные дуги (в их современном виде), глубоководные желоба и впадины и другие крупнейшие тектонические элементы. Их размеры, форма, внутреннее строение, местоположение и тектонические взаимоотношения с более древними структурными элементами указывают на то, что они появились как результат не только естественного хода геосинклинального процесса, но и как следствие неотектонических глыбовых движений большого размаха. Эти последние описаны для некоторых районов земного шара, например, для Средней Азии, но еще очень мало конкретизированы для Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. Автор полагает, что наложением неотектонических глыбовых движений именно и обусловлено своеобразие современных структурных форм фронтальных зон.

Итак, отмечая различное строение отдельных секторов кайнозойского обрамления Тихоокеанского талассократона, мы в то же время

подчеркиваем его структурное единство. Признание этого единства влечет за собой тот вывод, что это обрамление должно быть отнесено к единой эпохе тектогенеза, которая, следовательно, является более молодой, чем альпийская, и вообще самой молодой на Земле. Хотя отдельные участки кайнзойского тектонического обрамления Тихоокеанского талассократона уже превратились в складчатые зоны, оно в целом еще далеко от такого состояния и поэтому рассматривать его как «складчатое» преждевременно. Далее коснемся некоторых вопросов, связанных с тектоническим районированием сектора Азии и Аляски.

Тектонические районы Азиатско-Аляскинского сектора.

В настоящее время в Геологическом институте АН СССР, в связи с составлением тектонической карты Евразии в масштабе 1:5 000 000, достаточно подробно проанализировано тектоническое строение всех основных частей Азиатско-Аляскинского тектонического сектора. В своем исследовании, результаты которого вкратце приводятся ниже, автор опирался на материалы следующих сотрудников ГИН'а: Ю. Б. Гладенкова (Коряжское нагорье), В. И. Тихонова (Камчатка), П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (Япония), В. А. Швольмана (Филиппины), И. В. Архипова (Индонезия). Работы Ю. Б. Гладенкова, В. А. Швольмана и И. В. Архипова публикуются в настоящем сборнике. Кроме того, была использована та часть Тектонической карты Евразии, где изображена структура дна запада Тихого океана. Это новая и весьма интересная работа, выполненная в последние годы Г. Б. Удинцевым при консультации главного редактора карты А. Л. Яншина и отчасти других членов редакционной группы.

Азиатско-Аляскинский сектор кайнозойских структур на западе в основной своей части прилегает к областям мезозойской складчатости или к Чукотско-Катазиатскому вулканическому поясу верхнеюрско-мелового, а местами палеогенового возраста, перекрывающему гигантскую систему расположенных под углом друг к другу крупных разломов. Восточной границей сектора является гирлянда глубоководных океанических желобов. Этот участок земного шара характеризуется весьма различным строением земной коры. На западе, в материковых частях, кора имеет соответственно материковое строение. В пределах тихоокеанских крыльев глубоководных желобов кора типично океаническая. В разделяющей полосе кора обладает как бы пятнистой структурой: под глубоководными впадинами она океаническая, а в районе островов (в большинстве случаев) — материковая. Такое разнообразное строение земной коры создано в результате сложного геосинклинального развития в зоне, разделяющей материк и океан, и глыбовых неотектонических движений.

Сектор состоит из складчатых и геосинклинальных элементов. Первые из них располагаются в приматериковой части и отвечают тыловой зоне сектора. По морфологии они похожи на те или иные элементы, возникавшие в ходе геосинклинального процесса в более ранние тектонические эпохи. Геосинклинальные структурные элементы, такие как глубоководные желоба и котловины или геоантиклинальные поднятия типа островных дуг, находятся в приокеанической полосе и образуют фронтальную зону сектора. Пока нет данных о том, что точные аналоги таких структур существовали в геологическом прошлом. Геосинклинальные структурные элементы, являясь более молодыми, чем складчатые, нередко накладываются на них, развиваясь в несколько ином структурном плане. Это отчетливо видно, например, по известной несогласованности простирающихся современных островных дуг и фрагментов существующих внутри них более ранних структур. Однако, как уже отмечалось

выше, складчатые и геосинклинальные элементы должны рассматриваться как два звена единого процесса развития.

Прежде чем перейти к структурному разделению сектора, необходимо остановиться на некоторых терминологических вопросах. Коль скоро мы не можем в данном случае пользоваться термином «эпоха складчатости», то нельзя употреблять и понятия, обычно применяемые для обозначения крупнейших частей складчатых поясов, такие как: «складчатая область» или «складчатая система». Точнее говоря, может применяться лишь этот последний термин, однако в ограниченном числе случаев. Соответственно такие понятия будут заменены терминами «тектоническая область» или «тектоническая система». Слово «область» будет применяться тогда, когда район обладает сложной мозаичной структурой; системами будут обозначаться районы с ясно выраженной линейностью структурного плана.

Руководствуясь ассоциациями наиболее крупных тектонических элементов, в которых эти последние особенно тесно связаны пространственно и эволюционно, в пределах Азиатско-Аляскинского сектора можно выделить по крайней мере 8 отдельных тектонических районов. Мы назовем их в той последовательности, в какой они сменяют друг друга в направлении с севера на юг.

1. Алеутско-Аляскинская тектоническая система. Это очень крупная (свыше 4000 км) тектоническая система, которая состоит из трех структурных зон: складчатой зоны юга Аляски, Алеутской геоантиклинальной зоны и Алеутского геосинклинального желоба. Здесь очень отчетливо видно как геосинклинальный процесс во времени последовательно отступал в сторону Тихого океана.

2. Корякская складчатая система. Ее можно представить в виде расходящегося с юго-запада на северо-восток пучка крупных складок. В северо-восточной части системы наблюдается общее воздымание структур и здесь, разветвляясь, складчатая система выклинивается. В настоящее время в ней местами началось формирование молассовых толщ. Значительная площадь системы скрыта под водой Берингова моря, в южной части которого находится новообразованная Берингово-морская геосинклинальная котловина.

3. Камчатско-Курильская тектоническая система. В нее входят структурные образования Камчатки, Курильская геоантиклинальная зона и Курильский геосинклинальный желоб. Наиболее ярко выраженной особенностью данной системы является несовпадение тектонического плана новейшего этапа развития и более древнего, хотя вообще, как отмечалось, это достаточно широко распространенное явление в пределах сектора.

4. Сахалинская складчатая система. Она представляет собой крупную ветвь (боковую зону) затухания кайнозойского тектонического пояса Азии. В районе 56° с. ш. Сахалинская система выклинивается. В районе центральной и восточной части острова Хоккайдо, наоборот, находится наиболее близкая к тектоническому поясу часть этой ветви. В зоне раздела Камчатско-Курильской системы, складчатой ветви Сахалина и Японской системы в Охотском море располагается новообразованная геосинклинальная котловина.

5. Японская тектоническая система. Данная система имеет достаточно сложное строение. В нее входят: островная гряда Японии, геоантиклинальная зона Нансей, два геосинклинальных желоба — Кюсю и Нансей, две геосинклинальные котловины, имеющиеся в Японском и Восточно-Китайском морях, и подводный массив донеогеновой складчатости, лежащий к востоку от Кореи. Характерно, что островная гряда Японии в ее северной части несет признаки упомянутых выше островных дуг, а в южной — тектонических структур приматериковых райо-

нов. Как мы увидим ниже, северная часть Японии лежит на продолжении очень крупной вулканической геосинклинальной зоны Нампо.

На юге Японская тектоническая система оканчивается близ кайнозойской складчатой зоны Тайваня.

6. Восточно-Филиппинская тектоническая система. Она располагается к востоку от крупнейшего глубинного разлома, пересекающего Филиппинский архипелаг в направлении с северо-запада на юго-восток. В нее входят поднятая островная зона восточных Филиппин и Филиппинский геосинклинальный желоб. Поднятая островная зона возможно является недоразвитой структурой типа островных дуг, либо это иной тип современной геосинклинали.

7. Индонезийская тектоническая область. Структурный план этой области очень сложный. Ее обширный северо-западный район, простирающийся от кайнозойских структур острова Калимантана до западных островов Филиппинского архипелага и котловины Южно-Китайского моря, характеризуется разнообразными типами тектонических структур (складчатые зоны, новообразованные котловины, подводный массив), которым свойственна вытянутость в северо-восточном направлении. В структуре другой, более близкой к океану части, главная роль принадлежит крупным дугообразным элементам, образованным системами многочисленных островов и расположенным внутри них геосинклинальным котловинам. Среди островных дуг выделяются невулканические и вулканические. Эти последние тяготеют к краевым частям области. В целом область имеет как бы мозаичную структуру, характеризующуюся большой контрастностью тектонического рельефа и высокой динамичностью тектонических процессов.

8. Западнотихоокеанская геосинклинальная область. Данная область занимает обширный район, который на западе ограничивается Японской и Восточно-Филиппинской тектоническими системами, а краевыми восточными ее структурами являются геосинклинальные желоба: Идзу-Бонинский, Волкано, Марианский, Яп и Палау. Она представляет собой уникальное явление, поскольку является современной океанической геосинклинальной областью. В ее структуре, кроме желобов, выделяются очень крупные и глубокие котловины (например, Нампо или Филиппинская) и гигантские по протяженности, но относительно узкие геосинклинальные зоны (Нампо, Палау и др.). Устанавливается наложенность тектонического плана краевых структур геосинклинальной области на более древний структурный план ложа Тихого океана. Глубоководные котловины являются остаточными образованиями океанического ложа (Г. Б. Удинцев). Они образовались в связи с развитием геосинклинальных зон, являющихся «перегородками» между котловинами.

Таковы основные тектонические районы Азиатско-Аляскинского сектора.

Особняком стоит Бирманско-Суматринская тектоническая зона, в которой имеет место плавная, постепенная смена по простиранию кайнозойских складчатых структур (Бирманская складчатая система с ее краевым прогибом) — современными геосинклинальными образованиями (геосинклинальная зона Андаманских, Никобарских и Ментавейских островов, Яванский желоб). Поэтому она и рассматривается как связующее звено между альпийским Средиземноморским поясом и Азиатско-Аляскинским сектором Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

При рассмотрении строения Азиатско-Аляскинского сектора в целом прежде всего нужно подчеркнуть его структурное единство. Этот сектор приурочен к полосе, разделяющей материк и океан, характеризующейся на всем протяжении сектора такими особенностями строения

земной коры, которые присущи только данной полосе. Сектор отчетливо выделяется своим особым простиранием, не согласующимся с генеральными простираниями внутриматериковых тектонических поясов. Единство строения сектора определяется далее повсеместным (от Индонезии до Аляски) распространением определенных типов тектонических структур, отсутствующих в сопредельных районах. Наиболее характерными среди таких типов являются дуговые геосинклинальные зоны, геосинклинальные желоба и внутренние геосинклинальные котловины. Отличительной общей особенностью сектора является распространение в каждом естественном его звене миоценовых геосинклинальных прогибов, ныне превращенных в складчатые сооружения. Иногда развитие таких прогибов продолжалось даже в плиоцене. Отложения третичного времени, представленные в значительной части формациями песчано-сланцевого ряда, достигают здесь огромной мощности, нередко свыше 10 000 м.

Следующей особенностью сектора является колоссальное распространение в нем позднекайнозойского и современного вулканизма. Число действующих вулканов измеряется сотнями. Вулканические продукты почти нацело имеют андезитовый и базальтовый состав. Наконец, сектор характеризуется высокой сейсмичностью и, в частности, приуроченностью к нему глубокофокусных землетрясений с очагами до глубин 600 км и даже более.

Названные главнейшие структурные признаки сектора, как и степень тектонической эволюции, на которой он находится (активный геосинклинальный процесс), отчетливо выявляют его резкую специфику, по сравнению со всеми другими тектоническими поясами Азии и Европы (в том числе с альпидами Средиземноморского пояса), что определяет особую черту в тектонике Тихоокеанского сегмента земной коры. Некоторые геологи полагают, что район Индонезии должен рассматриваться в составе Средиземноморского пояса альпид, но сформулированные только что выводы противоречат такой точке зрения.

Что касается дотретичных комплексов сектора, то они характеризуются широким распространением терригенных и вулканических образований. Соответственно в них распространены вулканогенные (с офиолитами), кремнисто-сланцевые, граувакковые формации. В особенности такие формации свойственны районам, ближе расположенным к впадине Тихого океана. В плиоценовое время и в четвертичном периоде широко формировались эффузивные толщи андезитового состава. Их мы знаем, например, в современных геосинклинальных зонах. В геосинклинальных прогибах новейшей эпохи развития образуются в основном туфогенно-осадочные отложения, местами уже достигшие мощности более 2000 м.

Интрузивный магматизм в пределах сектора главным образом связан с нижними структурными этажами, где во многих районах распространены гипербазиты. Очень редко интрузивы этого типа заключены внутри третичных комплексов. Что касается гранитоидов, то они примерно в одинаковой относительно малой мере развиты как в нижних, так и в верхних геосинклинальных комплексах (за исключением Японии, где насыщенность их велика).

Тектонических структур типа краевых прогибов в секторе пока не выявлено. Однако некоторые неотектонические межгорные впадины возможно являются зачатками структурных форм орогенной стадии развития. От них, однако, должны быть отделены многие молодые впадины, тяготеющие к современным геосинклинальным зонам, ибо они, естественно, не могут рассматриваться как образования орогенного этапа структурного развития.

Все названные выше крупнейшие тектонические районы сектора (исключая, конечно, Западнотихоокеанскую геосинклинальную область) имеют тыловые и фронтальные части. Однако, на примере Азиатско-Аляскинского сектора видно, что оттеснение геосинклинального процесса в сторону впадины Тихого океана не всегда происходило строго поступательно. Здесь мы должны коснуться глубоководных геосинклинальных котловин окраинных морей. Некоторые из них, например, Беринговоморская, Япономорская или котловины ряда внутренних морей Индонезии, имея явственно наложенный характер, как бы изолированы от главных районов фронтальной зоны сектора. Подобные образования примерно одновозрастны желобам и тем самым они указывают на сложность и известную противоречивость течения геосинклинального процесса в полосе, разделяющей материк и океан.

Далее мы должны остановиться на своеобразии тектонического положения Западнотихоокеанской геосинклинальной области. Оно заключается в том, что не только во фронтальной части, но и в тылу у нее протягивается система геосинклинальных желобов (Кюсю, Нансей, Филиппинский). Такое явление можно объяснить тем, что в данном районе восточной Азии геосинклинальный процесс далеко оторвался от континента и внедрился в океаническое ложе.

Как и в других секторах Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца, в Азиатско-Аляскинском секторе с конца третичного времени происходит особенно интенсивный процесс структурообразования. Что касается фронтальной зоны, то весь ее современный облик связан с этим процессом. Затронул он и тыловую зону сектора. Вообще говоря, новые структурные формы тыловой зоны, несмотря на их большой масштаб, можно рассматривать как сателлитовые по отношению к структурам фронтальной зоны. Такое соображение, основанное на структурном анализе, подкрепляется и закономерностью распространения вулканизма: в участках соприкосновения вулканических дуг и тыловых районов имеет место проникновение вулканических зон в эти последние (Аляска, Камчатка, Хоккайдо, юг Японии, Тайвань и другие районы).

* * *

Итак, мы попытались наметить схемы структурного районирования для Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца и для его Азиатско-Аляскинского сектора. Комментарии, сделанные к этим схемам, показывают, что при этом возникает много чрезвычайно сложных и новых вопросов. Это и оправдывает исследования в области тектонического районирования Тихоокеанского сегмента Земли, чем автор и намерен заниматься в дальнейшем.

В заключение упомянем, что конкретный разбор тектонического строения всех упомянутых в статье структурных районов, а также графические материалы, интересующийся читатель найдет в других работах автора.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Ю. Б. Гладенков. О тектонике восточной части Корякского нагорья	7
В. И. Тихонов. Некоторые особенности тектонического строения Японии	24
В. А. Швольман. Тектоника Филиппинского архипелага	47
И. В. Архипов. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага	88
Е. Н. Меланхолина. Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США)	137
Ю. М. Пущаровский. Пути тектонического районирования кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан	161

CONTENT

Foreword	5
Yu. B. Gladenkov. Tectonics of the eastern part of Koriak highland	7
V. I. Tikhonov. Some specific features in the tectonic structure of Japan	24
V. A. Shvolman. Tectonics of Philippine archipelago	47
I. V. Arkhipov. Tectonic sketch of Sunda Islands	88
E. N. Melankholina. Sketch of geological structure and development of the Cenozoic tectonic zone west of Oregon and Washington (USA)	137
Yu. M. Puscharovsky. Ways of tectonic regionalization of Cenozoic structures framing the Pacific ocean	161

Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана

Труды ГИН, вып. 113

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *О. М. Ванюкова* Технический редактор *Ф. М. Хенох*

Сдано в набор 6/1 1964 г. Подписано к печати 14/V 1964 г. Формат 70×108^{1/16}.

Печ. л. 10,75+4 вкл. Усл. печ. л. 14,73+4 вкл. Уч.-изд. л. 15,8. Тираж 1100 экз. Изд. № 2494

Тип. зак. № 5009. Темплан 1964 г. № 661.

Цена 1 р. 08 к.

Издательство «Наука», Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

