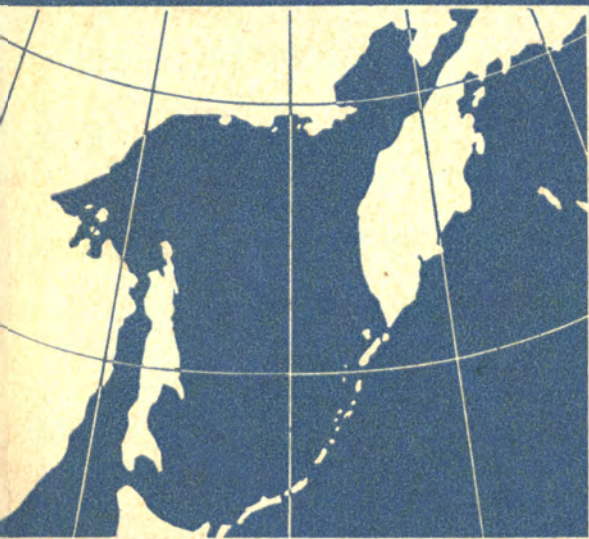


АКАДЕМИЯ НАУК СССР



М. С. МАРКОВ, В. Н. АВЕРЬЯНОВА, И. П. КАРТАШОВ,
И. А. СОЛОВЬЕВА, А. С. ШУВАЕВ

**МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКАЯ
ИСТОРИЯ
И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ОХОТСКОГО РЕГИОНА**

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

M. S. MARKOV, V. N. AVERYANOVA, I. P. KARTASHOV,
I. A. SOLOVIEVA, A. S. SHUVAEV

MESOZOIC AND CENOZOIC HISTORY
AND THE STRUCTURE OF THE
EARTH'S CRUST
OF THE OKHOTSK REGION

(Transactions, vol. 168)

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1967

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. С. МАРКОВ, В. Н. АВЕРЬЯНОВА, И. П. КАРТАШОВ,
И. А. СОЛОВЬЕВА, А. С. ШУБАЕВ

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКАЯ
ИСТОРИЯ
И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ОХОТСКОГО РЕГИОНА

(Труды, вып. 168)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1967

На основании изучения геологических и геофизических данных предлагается новая схема тектонического районирования дна Охотского моря и прилегающих участков суши. Изучение особенностей строения земной коры районов с разной геологической историей развития и их глубинного строения показывает, что в этом участке западной части Тихого океана наблюдается постепенное нарастание континента за счет вовлечения в геосинклинальный процесс участков океанического дна и формирование в течение этого процесса «гранитного» слоя земной коры.

Работа представляет интерес для геологов, занимающихся проблемами геологии Дальнего Востока.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, академик *В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Н. А. Штрейс

EDITORIAL BOARD:

Akademician *A. V. Peive* (Editor in Chief)
K. I. Kuznetzova, Akademician *V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

N. A. Shtreis

ВВЕДЕНИЕ

В Отделе общей и сравнительной тектоники Геологического института Академии наук СССР уже в течение ряда лет разрабатывается тема «Закономерности пространственного размещения магматических образований в основных типах структур земной коры». Весьма интересными для решения этой проблемы представляются районы западной части Тихоокеанского кольца с их уникальными структурами вулканических поясов и островных дуг, в пределах которых сосредоточено подавляющее большинство современных вулканов. К числу таких районов относится Охотский регион¹.

Выбор Охотского региона в качестве объекта исследования в какой-то мере предопределялся еще и тем, что в последние годы на его площади было проведено значительное количество геофизических исследований, в результате которых оказалось возможным выявить основные особенности глубинного строения земной коры региона в целом и отдельных его участков, а также установить ряд важных закономерностей в размещении очагов землетрясений и характере происходящих в них дислокаций.

Настоящая работа представляет собой итоги первого этапа предпринятого нами геолого-геофизического изучения Охотского региона. Основной целью являлось составление тектонической схемы региона, выяснение истории развития отдельных структурных зон и особенностей глубинного строения земной коры.

Во второй части исследования предполагается произвести детальный анализ особенностей магматических проявлений и их связи с характером и историей развития основных тектонических структур.

Следует отметить, что Охотский регион издавна привлекал к себе внимание исследователей, интересовавшихся самыми различными аспектами геологической науки. Уже давно были известны попытки представить себе особенности строения дна Охотского моря, а широкое развитие здесь с 1957 г. геофизических исследований, естественно, вновь побудило многих геологов обратиться к проблемам тектоники этой части Тихоокеанского кольца. Необходимо упомянуть работы М. В. Беловой, В. Г. Васильева и др. (1961), Г. М. Власова (1961), А. В. Горячева (1962, 1965), Л. И. Красного (1956), П. Н. Кропоткина (1964), Б. А. Петрушевского (1964), Ю. М. Пушаровского (1964), Е. М. Рудича (1962).

Характерно, что мнения перечисленных авторов относительно тектонического строения региона крайне противоречивы и многие из предлагаемых ими схем являются взаимоисключающими. Вполне понятно, что причина такого разнообразия взглядов заключается, прежде всего, в далеко еще недостаточной изученности Охотского региона. В то же время разобраться в противоречивых тектонических представлениях наших предшественников оказалось невозможным без тщательного анализа дан-

¹ Охотским регионом мы называем область современного Охотского моря и окружающих его участков суши.

ных о геологическом строении окружающей Охотское море суши и результатов геологической интерпретации геофизических материалов.

В процессе работы мы попытались решить три основные задачи, которым посвящены, соответственно, I, II и III разделы книги. Первая задача заключалась в выяснении времени образования современного морского бассейна на территории рассматриваемого региона и решении вопроса о том, связана ли котловина Охотского моря с предшествующей геологической историей региона или ее следует считать молодым неотектоническим образованием, как полагают некоторые исследователи (Белоусов, 1962; Горячев, 1962; Рудич, 1962; Удинцев, 1955, 1957 а, б).

Следующей задачей являлось составление тектонической карты региона на основании анализа геологического строения побережий Охотского моря с учетом новых фактических материалов, относящихся, прежде всего, к островам Хоккайдо¹, Сахалину, Курилам и Камчатке. Во втором разделе работы основное внимание уделено рассмотрению геологии именно этих районов. Для тех частей Охотского региона, где новые фактические данные не меняют уже существующих представлений об их геологической истории, приводятся лишь краткие описания.

При решении третьей задачи — анализа возможностей геологической интерпретации геофизических данных по Охотскому региону — мы рассматриваем сейсмические особенности региона и характер дислокаций в очагах землетрясений, магнитное и гравиметрическое поля и глубинное строение земной коры. Последнее может показаться излишним, так как совсем недавно глубинное строение земной коры было детально разобрано в сводной работе коллектива геофизиков Института физики Земли АН СССР под редакцией И. П. Косминской и Е. И. Гальперина (1964). Однако с некоторыми выводами, полученными авторами этой книги на основании геологической интерпретации геофизических данных, мы не можем согласиться (Соловьева, 1965), и это заставило нас детально изучить опубликованные фактические материалы глубинного сейсмического зондирования и в ряде случаев предложить иную интерпретацию. Последний раздел работы представляет обоснование принятой нами схемы тектонического районирования региона, составленной на основании всех имеющихся геологических и геофизических материалов. В этом разделе, а также в «Заключении», суммируются и обобщаются основные выводы, которые представляется возможным сделать на современной стадии геологической и геофизической изученности Охотского региона. Естественно, что некоторые положения в настоящее время в известной мере предположительны и нуждаются в дальнейшей проверке и уточнении. Авторы надеются, что результаты исследований, проводимых сейчас на территории Охотского региона многими геологическими и геофизическими организациями, помогут сделать это в ближайшем будущем. Кроме того, правильность высказываемых нами взглядов может быть, очевидно, проверена при сравнительном анализе других участков Тихоокеанского кольца, сходных в тектоническом отношении с Охотским регионом.

В настоящей работе помимо сотрудников Геологического института АН СССР (М. С. Марков, И. А. Соловьева, И. П. Карташов) принимали участие А. С. Шуваев (Второе гидрогеологическое управление Госгеолкома СССР) и В. Н. Аверьянова (Сахалинский КНИИ СО АН СССР).

Авторы выражают свою глубокую признательность заведующему Отделом общей и сравнительной тектоники ГИНа Н. А. Штрейсу за постоянную помощь в работе и всем сотрудникам института, принимавшим участие в обсуждении и рецензировании работы.

¹ Остров Хоккайдо в настоящее время более чем наполовину закартирован в масштабе 1 : 50 000; новые данные по Камчатке и Курилам обобщены в XXXI томе Геологии СССР.

РЕЛЬЕФ ДНА ОХОТСКОГО МОРЯ И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Охотское море по терминологии, предложенной Н. Н. Зубовым (1955), относится к бассейновым морям, так как глубина его проливов много меньше максимальных глубин дна моря. Охотское море занимает площадь 15 тыс. км² и имеет в поперечнике 2463 км с юго-запада на северо-восток и 1482 км с юго-востока на северо-запад. Длина его береговой линии составляет 10 460 км, обособленность, согласно данным Г. Б. Удинцева (1955б, 1957а, б), выражается цифрой 1577,10⁻⁷. Средняя глубина бассейна 777 м, причем более 40% площади занято шельфом с глубинами до 200 м и лишь 11% имеет глубину свыше 2000 м. Максимальные глубины дна до 3374 м обнаружены во время экспедиционных исследований «Витязя» в юго-западной окраине Охотского моря.

Очертания береговой линии наиболее сложны на западе и северо-востоке, где имеется ряд крупных заливов (Анива и Терпения на юге Сахалина, Сахалинский залив с Амурским лиманом, Александра и др.) и губ (Томорская, Удская, Гижигинская и Пенжинская). Северное побережье изрезано более мелкими и малочисленными заливами (Ушки, Шельтинга и др.). Преобладающее большинство заливов — открытые.

Характерной особенностью северной и центральной частей Охотского моря является очень малое количество островов, причем почти все они прибрежные (о-ва Тюлений, Шантарские, Спарафьева, Завьялова, Ямские, Пьягина и Птичий). В открытом море, несмотря на сравнительно небольшие глубины, расположен лишь один остров Ионы в северо-западной части бассейна. Даже самого беглого взгляда на батиметрическую карту Охотского моря (рис. 1) достаточно, чтобы обратить внимание на одну из главных особенностей подводного рельефа — его резкую асимметричность. С севера на юг на протяжении почти 1000 км наблюдается очень плавное и постепенное погружение дна моря от побережья до глубин около 2000 м. Далее к югу глубины меняются более резко, что хорошо видно по положению изобат 2000 и 3000 м. Наиболее глубоководная часть бассейна — Южно-Охотская котловина — расположена на его юго-западной периферии в непосредственной близости от Курильской островной гряды. Благодаря этому южный борт котловины чрезвычайно крут и изменение глубин от 3000 м до нуля происходит здесь на протяжении всего первых десятков километров.

Другая важная особенность рельефа дна Охотского моря — его ступенчатость. Детальный анализ имеющихся данных, проведенный Г. В. Удинцевым, дает основание говорить о существовании нескольких ступеней рельефа. На построенной им (Удинцев, 1955б) батиграфической кривой ступенчатый характер подводного рельефа выражается в различии наклонов отдельных участков кривой и в переломах на ней. Наиболее резкие переломы соответствуют глубинам 200 и 1500 м, менее четкие — глубинам около 500 и 3000 м.

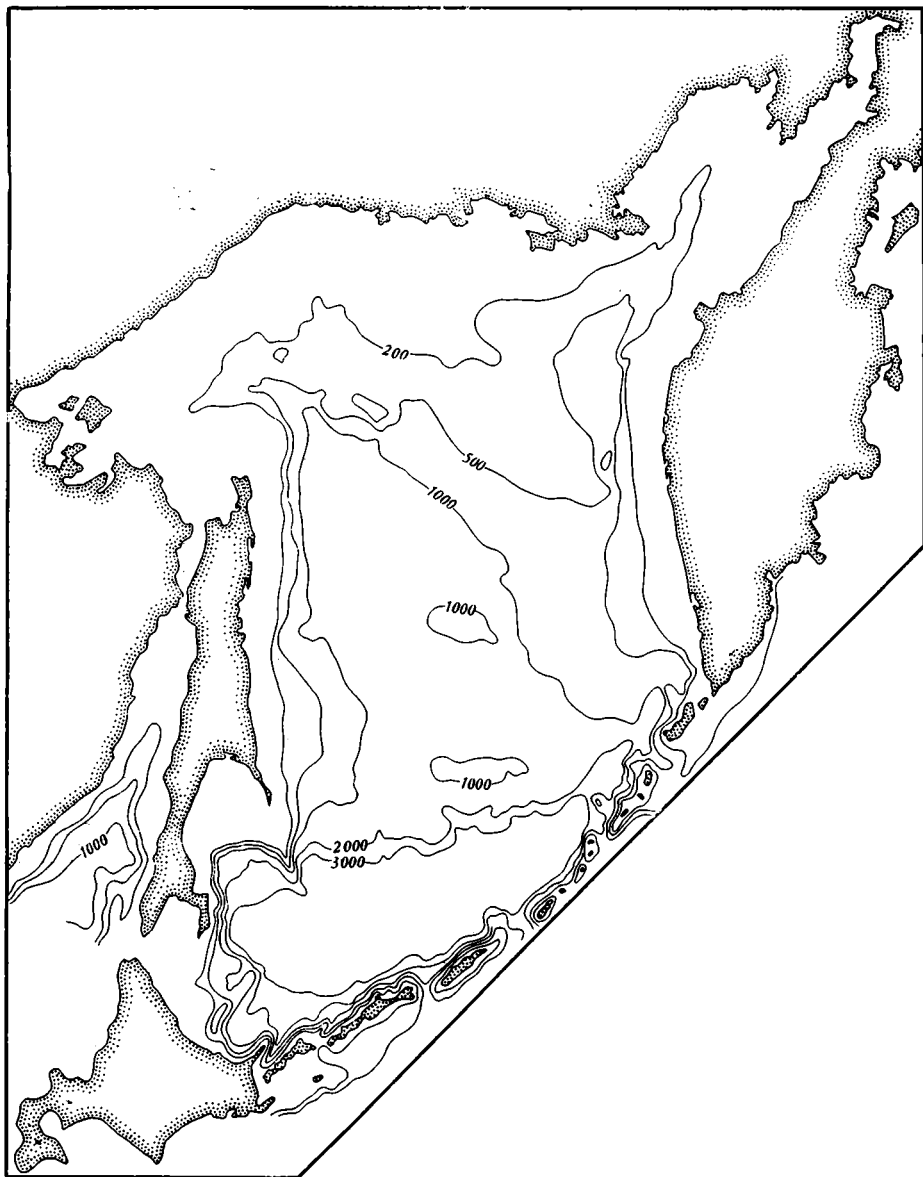


Рис. 1. Батиметрическая карта Охотского моря масштаба 1 : 15 000 000

Таким образом, дно Охотского моря от побережья северо-восточной части материка вплоть до Курильской гряды представляет собой огромную «лестницу», состоящую из ряда ступеней, разделенных четкими уступами. Нижней ступенью является Южно-Охотская котловина (рис. 2). Отсутствие таких ступеней между этой котловиной и Курильской островной грядой еще больше подчеркивает асимметричность структуры дна моря.

Северная и центральная части Охотского моря по амплитуде погружения дна (до глубин в две с лишним тысячи метров) должны быть отнесены к зоне материкового склона. Однако от типично материкового склона они отличаются рядом признаков, свойственных

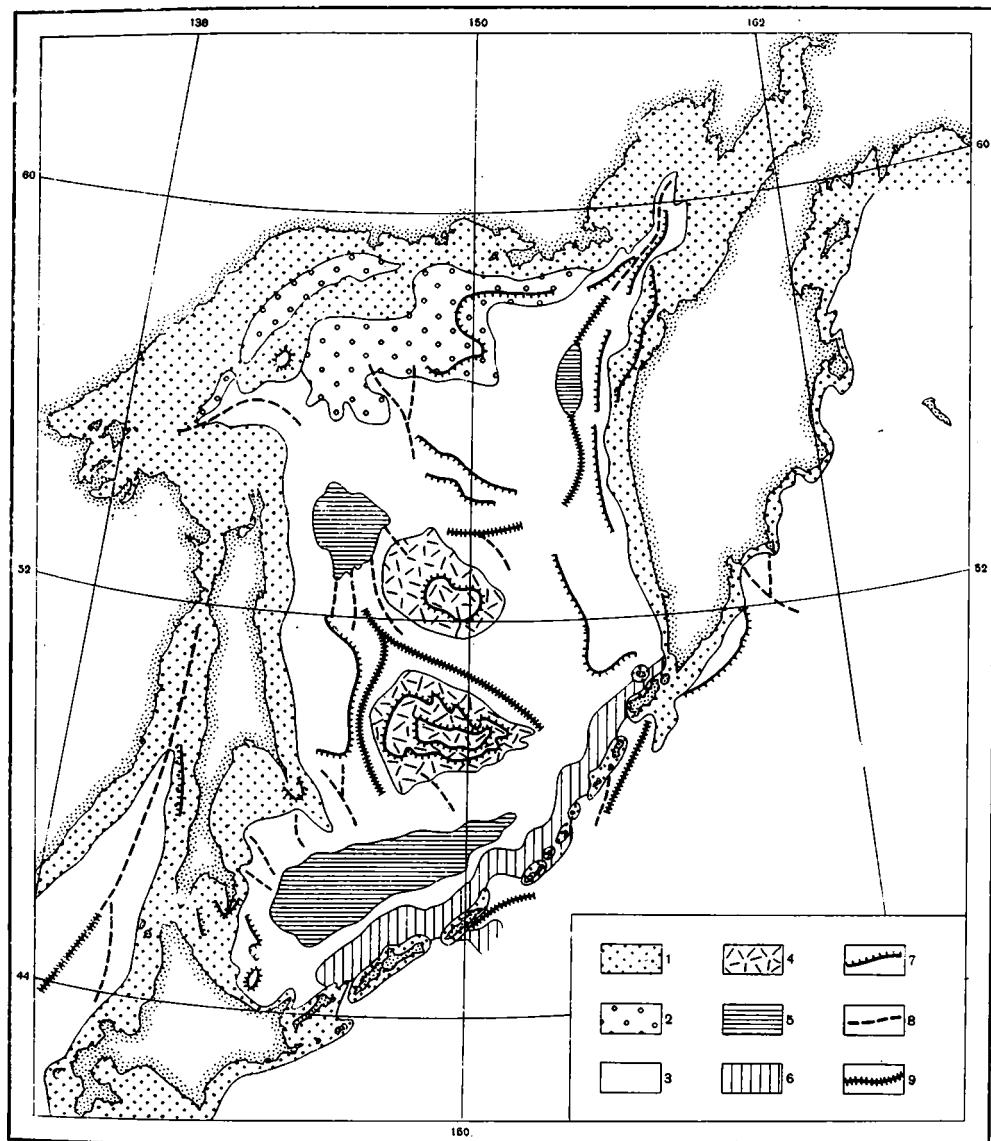


Рис. 2. Карта подводного рельефа Охотского моря
(по Г. Б. Удинцеву, схематизирована)

1 — участки прибрежной отмели, расположенные в зоне современных абразионно-аккумулятивных процессов; 2 — участки прибрежной отмели, расположенные в зоне современных неволновых аккумулятивных процессов; 3 — склоны подводного рельефа, выравнивающегося современными неволновыми аккумулятивными процессами; 4 — подводные возвышенности — реликты субаэрального рельефа; 5 — субгоризонтальные днища впадин; 6 — подводные вулканические сооружения; 7 — уступы, являющиеся границами абразионно-аккумулятивных и, возможно, денудационных (субаэральных) поверхностей выравнивания; 8 — реликты субаэральных речных долин; 9 — оси продольных тектонических депрессий (желобов)

скорее шельфу. К числу таких признаков относится, прежде всего, постепенное погружение дна Охотского моря к югу через ряд обширных по площади и характеризующихся малыми наклонами ступеней. Как известно, углы наклона материкового склона составляют от 4—7° до 45°. Наклоны дна Охотского моря от края прибрежной отмели на севере до изобаты 2000 м не превышают 2°. Кроме того, характерные для материкового склона каньоны отсутствуют в этой части дна Охотского моря.

Прибрежная отмель имеет среднюю глубину около 80 м, однако на отдельных участках ее край обнаружен на глубинах до 250—300 м (например, между о-вами Хоккайдо и Сахалин). Углы наклона отмели варьируют от нескольких секунд до 25—30', причем наибольшие значения отмечаются в узкой прибрежной полосе. Край прибрежной отмели повсеместно представлен перегибом поверхности дна, четкость которого связана, видимо, с крутизной склона подводного цоколя береговых структур. На западе и востоке край прибрежной отмели проходит параллельно берегу, на севере его очертания совершенно не соответствуют очертаниям береговой линии и имеют наиболее сложную конфигурацию. На западной и восточной окраинах Охотского моря границы прибрежной отмели совпадают с границами зоны абразионно-аккумулятивного рельефа. На севере прибрежная отмель заходит в зону неволновой аккумуляции.

Подножия горных сооружений Сахалина и Камчатки прослеживаются на дне Охотского моря, как правило, за пределами прибрежной отмели. Лишь к северу от Сахалинского залива подножие подводного цоколя Сахалина пересекает край прибрежной отмели. За пределами прибрежной отмели в рельефе дна северной и центральной частей Охотского моря выделяется несколько крупных впадин и поднятий и ряд более мелких элементов рельефа, подводных долин, депрессий и др.

Среди впадин самой глубокой и обширной по площади является впадина Дерюгина, лежащая к востоку от северной оконечности Сахалина и очерченная изобатой 1500 м. Максимальная глубина этой впадины 1780 м, средняя глубина субгоризонтальной равнины ее центральной части около 1600 м. Впадина Дерюгина в плане имеет форму треугольника и отличается резкой асимметрией бортов. Ее крутой западный борт представляет собой продолжение склона подводного цоколя северного Сахалина. Северо-восточный борт положе, но в его пределах отмечается заметный перегиб дна, который соответствует, по мнению В. Ф. Канаева и Г. Б. Удинцева (1961), краю одной из ступеней дна Охотского моря. Помимо различной крутизны борта впадины отличаются и по характеру рельефа. На западном борту прослеживается широкая ложбина, которая пересекает несколько подводных долин, параллельных береговой линии, и является довольно четким продолжением межгорной долины Сахалина (долина р. Тымь). С юга и юго-востока борта впадины прорезаны несколькими значительно более узкими долинами, скорее всего эрозионного происхождения.

Котловина Тинро, вытянутая вдоль западного побережья Камчатки, имеет максимальную глубину 991 м и средние глубины около 850 м. С севера на юг дно впадины пересекает резкий уступ, отделяющий область наибольших глубин от западного борта. Сужаясь к северу и югу, впадина заканчивается узкими депрессиями, по терминологии Г. Б. Удинцева, желобами. Наименее глубокими (максимальная глубина 445 м) и небольшими по площади являются впадины в заливе Шелихова, прослеживающиеся на продолжении оси желоба, проходящего в горле залива.

Все перечисленные впадины расположены в северной части Охотского моря. В его центральной части выделяются две крупные возвышенности, разделенные узкой депрессией. Обе возвышенности — Института океанологии и Академии наук СССР — отличаются асимметрией склонов. Их плоские вершины, расположенные в среднем

на глубине около 960 м, представляют абразионно-аккумулятивные поверхности выравнивания. На склонах возвышенности Академии наук СССР обнаружена еще одна поверхность выравнивания, слегка наклоненная к востоку, в то время как ее вершинная поверхность имеет небольшой наклон в противоположную сторону — с востока на запад. В отличие от спокойного рельефа склонов возвышенности Института океанологии, «склоны возвышенности Академии наук СССР имеют вид сложно расчлененной многочисленными долинами холмистой равнины, причем особенно густая сеть долин приурочена к северному и южному склонам возвышенности» (Удинцев, 1955б, стр. 41). Глубина вреза этих долин составляет несколько сотен метров. Долины, прорезающие склоны возвышенности Института океанологии (главным образом северный и западный), менее глубокие.

Среди вытянутых подводных депрессий наиболее широким и протяженным является желоб Макарова, протягивающийся между подводными возвышенностями Института океанологии и Академии наук СССР. Максимальная глубина оси желоба 1354 м. Желоб Петра Шмидта, отделяющий возвышенность Академии наук СССР от подводного цоколя Сахалина, уже и короче желоба Макарова. Южный склон желоба Макарова и восточный склон желоба Петра Шмидта, являющиеся продолжением склонов возвышенности Академии наук СССР, расчленены довольно густой сетью долин. Противоположные склоны этих желобов пологи и ровны, так же как оба склона желоба Лебедева, отходящего на восток от впадины Дерюгина.

Малые формы подводного рельефа дна Охотского моря чрезвычайно разнообразны. Г. Б. Удинцев (1955б, 1957а, б) отмечает, что далеко не все из них могут быть связаны с известными в настоящее время рельефообразующими процессами. Некоторые малые формы рельефа несомненно являются реликтовыми. Таковы, например, многочисленные подводные долины, прорезающие склоны возвышенностей, и абразионные уступы, располагающиеся в пределах зоны неволновой аккумуляции, и др.

Южно-Охотская впадина — нижняя глубинная ступень Охотского моря — отделена от центральной части резко выраженным и наиболее значительным по амплитуде уступом дна моря. Наибольшей крутизной (8—10°) характеризуется средняя часть уступа между изобатами 2000 и 3000 м. По глубинам она сравнима с областями подводных возвышенностей и срединных хребтов в пределах океанического дна. Большая часть впадины характеризуется глубинами 3000—3500 м. Максимальные глубины до 3382 м наблюдаются к северо-западу от средней части Курильской островной гряды. Наибольшую ширину впадина имеет на западе (примерно 220 км), к северо-востоку она сужается, образуя вытянутый треугольник. Протяженность впадины в северо-восточном направлении составляет около 1100 км.

Борта Южно-Охотской впадины круты, особенно со стороны островной дуги, где они являются продолжением подводных склонов хребтов Большой Курильской гряды. Западный борт несколько более пологий, и по углам наклона занимает среднее положение между северным и южным бортами.

Дно котловины к западу от района пролива Крузенштерна представляет собой «...огромную плоскую равнину, слегка наклоненную к юго-востоку и приподнятую по краям» (Удинцев, 1955б, стр. 42).

В районе пролива Крузенштерна котловина значительно сужается и ее плоское дно выклинивается, превращаясь в узкий желоб с крутыми склонами. Ее южный борт совпадает с южным бортом желоба, северный борт последнего образован крутыми уступами дна котловины. Желоб протягивается до острова Алаид и к северу от него заканчивается широким прогибом с пологими склонами.

Северный борт Южно-Охотской котловины прорезан сетью подводных долин, большинство которых представляют продолжение долин, спускающихся по склону возвышенности Академии наук. К югу от Сахалина ее борта расчленены долинами и хребтами, расположение которых соответствует продолжению горных систем и межгорных депрессий Южного Сахалина. Контуры западного и юго-западного бортов котловины осложнены подводными продолжениями структур о-ва Хоккайдо. Наибольшей интенсивностью расчленения отличается южный борт впадины. Здесь развит вулканический рельеф. Углы наклона на склонах отдельных вулканических конусов достигают 20—28°.

В формировании рельефа дна Южно-Охотской котловины основная роль принадлежит неволновому аккумулятивному процессу. Характер западного и северного бортов котловины способствует развитию оползней и суспензионных потоков.

Курильская гряда, отгораживающая Охотское море от океана, представляет собой мощное горное сооружение, выступающее над уровнем океана в виде целого ряда более или менее крупных островов. Общая протяженность гряды 1220 км. Общая ширина проливов, через которые осуществляется водообмен между Охотским морем и Тихим океаном, составляет более 490 км, а площадь их поперечного сечения 193,54 км². Наиболее широкие и глубокие проливы — Буссоль и Крузенштерна — играют основную роль в водообмене. Эти два пролива делят Курильскую гряду на три звена — северное, среднее и южное, — отличающиеся один от другого некоторыми чертами рельефа, тектоники и вулканизма. Максимальная глубина пролива Буссоль — 2318 м, пролива Крузенштерна — 1920 м, что резко отличает их от остальных Курильских проливов, глубины которых не превышают 890 м (например, пролив Фриза), чаще не достигая 600 м. Глубина наиболее значительных проливов возрастает по направлению к средней части гряды. Большое количество проливов имеет глубины, не превосходящие 200 м, т. е. находится в пределах островной отмели.

Курильская система островов состоит из двух параллельных гряд — Большой Курильской (внутренней) и Малой Курильской (внешней), — разделенных продольным желобом. В северной части Малая Курильская гряда представлена подводным хребтом Витязя. В средней части она отсутствует. Средняя ширина гряды на уровне дна Южно-Охотской котловины существенно различна во всех трех звеньях; в южном звене она составляет 220 км, в среднем — вдвое меньше (100 км), в северном — около 160 км. Почти на всем протяжении Курильской гряды широко развиты вулканические формы рельефа, главным образом в надводной части Большой гряды и вдоль склона, обращенного к Охотскому морю. Для Малой Курильской гряды и о-ва Шумшу вулканические формы рельефа не характерны.

Шельфовая зона островов Курильской гряды значительно шире со стороны Тихого океана. Если со стороны Охотского моря ширина шельфа не превышает 4—5 км, то на Тихоокеанском побережье мелководные участки протягиваются в отдельных районах на десятки и сотни километров. Шельф кончается четко выраженным континентальным склоном, переходящим в крутые борта Южно-Охотской впадины на северо-западе и Курило-Камчатского глубоководного желоба на юго-востоке.

Глубина края островной отмели, как правило, составляет 140—150 м со стороны Тихого океана и несколько больше (до 170 м) со стороны Охотского моря. Для прибрежной зоны и хребта Витязя на глубинах до 1000 м и более характерно несколько поверхностей выравнивания, напоминающих поверхности выравнивания дна Охотского моря. Островная отмель, являющаяся самой верхней из таких поверхностей, почти повсеместно заканчивается достаточно резким перегибом дна. Более глубокая

поверхность выравнивания обнаружена к северо-востоку от о-ва Кунашир (глубина внешнего края — 218 м), еще далее по направлению к проливу Буссоль располагаются две поверхности выравнивания с глубиной внешнего края 500—700 м (ширина около 55 км) и 900—1160 м (ширина около 18 км). В пределах северного звена Курильской гряды обширная поверхность выравнивания приурочена к гребню северной части хребта Витязя. На северо-западе она сливается с прибрежными отмелями Восточной Камчатки и островов Шумшу и Парамушир. Глубины ее внешнего края колеблются от 140 до 290 км. Как в южном, так и в северном звене глубины поверхностей выравнивания увеличиваются по направлению к средней части гряды. В районе пролива Крузенштерна на поверхности выравнивания с глубиной внешнего края около 450 м, обнаружена небольшая возвышенность. Вторая особенность подводного рельефа Курильской гряды — большое число подводных гор с плоскими вершинами, лежащими на глубинах от 200 до 950 м.

Курило-Камчатский глубоководный желоб представляет собой структуру, сопряженную с Курильской грядой. Уже само структурное положение желоба, северный борт которого является непосредственным продолжением подводных склонов хребта Витязя и островов Малой Курильской гряды, свидетельствует о тесной связи в развитии этих структур. От ложа Тихого океана желоб отделен невысоким пологим валом (краевой вал, по Г. Б. Удинцеву, 1955а).

Данные океанологических исследований на «Витязе» позволили значительно уточнить сведения о рельефе дна Курило-Камчатского желоба. Он протягивается вдоль островной дуги почти на 2000 км в виде очень узкой и глубокой впадины с крутыми бортами.

Наибольшие глубины — более 9000 м — приурочены к его южной половине. Максимальная глубина, обнаруженная «Витязем», — 10 542 м — близка к максимальным глубинам других глубоководных желобов Тихого океана. Вдоль оси желоба в северном направлении наблюдается постепенное повышение рельефа. В районе среднего звена Курильской гряды наиболее глубокая южная часть желоба отделена от северной местным поднятием (глубины менее 8000 м), расположенным на его оси.

Характерной особенностью Курило-Камчатского желоба является асимметрия его бортов — северный борт более пологий, южный океанический, значительно круче. Многочисленные поперечные профили показывают, что указанные различия в крутизне бортов сохраняются на всем его протяжении (Удинцев, 1955а). Данные, полученные по некоторым другим желобам Тихого океана, позволяют думать, что аналогичная асимметрия бортов типична для всех глубоководных впадин.

На профилях Курило-Камчатского желоба выявляется сложный рельеф склонов, в особенности северного, островного, который представляет собой ряд крупных уступов, разделенных слабонаклонными или горизонтальными площадками, осложненными, как правило, хребтами и впадинами. Дно желоба плоское, выровненное. Ширина выровненной поверхности от 9 до 35 км. Ее происхождение связано, по мнению Г. Б. Удинцева (1955а) и ряда других исследователей (Безруков, 1955, 1956; Безруков и др., 1957) с накоплением на дне желоба рыхлых осадков за счет подводных оползней и суспензионных потоков.

Все основные особенности строения рельефа дна Охотского моря и особенно его северных и центральных частей однозначно свидетельствуют о геологически недавних опусканиях земной коры в этом районе и о молодости морского бассейна. Среди них, пожалуй, наиболее выразительными являются следующие:

1. Значительный участок дна Охотского моря, по строению рельефа ближе всего стоящий к шельфу, располагается на больших глубинах, характерных для материкового склона.

2. Современная граница зоны неволновой аккумуляции смещена на север и далеко выходит за пределы прибрежной отмели.

3. В пределах зоны неволновой аккумуляции существует целая серия абразионных уступов, которые могли возникнуть только в прибрежных условиях.

4. Поверхности выравнивания на вершинах подводных возвышенностей Института океанологии и Академии наук СССР имеют, по мнению Г. Б. Удинцева, абразионно-аккумулятивное происхождение. Их современная глубина совершенно исключает возможность волнового воздействия.

5. Подводные долины на склонах этих возвышенностей представляют собой реликты субазерального рельефа. Не исключено, что и выравнивание вершинных поверхностей по крайней мере частично происходило в субаэральных условиях.

Геологически недавнее возникновение бассейна Охотского моря подтверждается и другими данными, в числе которых следует упомянуть о распространении по берегам Охотского моря эндемичных видов растений (Васильев, 1939) и пресноводных рыб в прибрежных реках (Линдберг, 1946, 1956), а также видовом составе фораминифер в донных отложениях Охотского моря, что позволяет считать, что еще в начале четвертичного периода максимальные глубины Охотского моря не намного превышали 1500 м (Саидова, 1960). Недавнее наступление моря на сушу подтверждается также трансгрессивным характером северных берегов Охотского моря и резким преобладанием континентальных отложений над морскими в рыхлых кайнозойских толщах, довольно широко развитых на северном побережье. Морские кайнозойские (миоценовые) отложения, встреченные лишь на одном участке побережья вблизи Охотска (Трибунский, 1959), формировались, видимо, в заливе, протягивавшемся от Сахалина на север и превратившемся в сушу только в плиоцене (Рудич, 1962).

Г. Б. Удинцев (1955а, б) считал, что в конце неогена — начале антропогена море занимало только Южно-Охотскую впадину и впадину Дерюгина, которые соединялись проливом, располагавшимся на месте желоба Лебеда. В первой половине антропогена морской бассейн расширился к востоку почти до современных берегов Камчатки, но возвышенности Института океанологии и Академии наук СССР продолжали существовать в виде островов. И только вторая половина антропогена была, по мнению Г. Б. Удинцева, временем окончательного формирования современной котловины Охотского моря¹. Конечно, в этой схеме даже последовательность событий была отражена очень приближенно, не говоря уже о их датировке, совершенно условной. Для уточнения этой схемы и для ее привязки к геохронологической шкале необходимо обратиться к сведениям о геологическом строении окружающей Охотское море суши и о строении рыхлых донных отложений.

Первые сведения о характере рельефа в районе современного Охотского моря, подкрепленные определенными геологическими фактами, относятся к нижнему палеогену. Терригенные породы палеоген-нижнеолигоценного возраста, развитые на западном побережье Камчатки, формировались в бассейне, получившем осадочный материал с запада. Очевидно, на месте Охотского моря в это время существовала суша, названная В. Ф. Дьяковым Охотией. Прогибания, вызвавшие ее погружение и возникновение Охотского моря, начались, по его данным, в среднем олигоцене. Характерно, что и на Сахалине в эоцене и особенно в палеоцене господствовали континентальные условия (Рудич и др., 1958, 1962).

На суше, возникшей к северу от Охотского моря после замыкания мезозойской Яно-Колымской геосинклинали, именно эоцен и палеоцен были

¹ Позже Г. Б. Удинцев пришел к выводу о более древнем возрасте погружений центральной части Охотского моря (Канаев, Удинцев, 1961).

временем наибольшей тектонической стабильности и выработки широко развитого на всем Северо-Востоке Азии пенеппена. Резкое усиление тектонических движений, вызвавшее расчленение пенеппена и формирование основных черт современного рельефа — сводового поднятия щелей Черского и окаймляющих это поднятие прогибов Колымо-Индигоирской низменности и Охотского моря — началось на Северо-Востоке СССР также в олигоцене (Карташов, 1963).

На формирование современной котловины Охотского моря бесспорно огромное влияние оказали геотектонические процессы, обусловившие возникновение Курильской вулканической гряды. Недавние исследования рельефа и геологического строения Курильских островов показали, что Курилы представляют собой крупное линейное поднятие сложного строения, возникшее геологически недавно на океаническом дне. Началом его становления, по-видимому, следует считать верхний мел, так как в древнейших из известных на Малой Курильской гряде верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложениях появляются прибрежные фации и следы наземных излияний. Однако основные поднятия Большой Курильской гряды, наряду с вулканизмом, имевшие решающее значение в формировании ее современного облика, происходили в плиоцене, захватывая и большую часть антропогенного периода. (Г. И. Худяков, Б. Н. Пискунов, устные сообщения). Характерно, что обломочный материал вулканогенно-осадочных толщ Курил имеет почти исключительно местное происхождение. Никаких следов приноса материала с севера — из пределов Охотии — не отмечается. Редкая галька гранитов и гранито-гнейсов, встречающаяся в палеогеновых (?) отложениях Малых Курил, принесена по всей вероятности с острова Хоккайдо.

Датировать начало формирования бассейна Охотского моря можно также, сопоставляя мощности донных рыхлых отложений со скоростью их накопления. По данным глубинного сейсмического зондирования мощность донных отложений Охотского моря меняется в очень широких пределах (рис. 3). В зоне прибрежной отмели, где поступление рыхлого материала с абрадируемой суши особенно велико, накопление этих отложений полностью компенсирует все тектонические прогибы. Один из таких прогибов с колоссальной мощностью рыхлых отложений (до 7 км) четко выделяется в пределах прибрежной отмели к югу от г. Охотска. Прогибы, располагающиеся в участках зоны неволновой аккумуляции, примыкающих к прибрежной отмели и получающих поэтому также значительное количество рыхлого материала, как правило, тоже оказываются полностью компенсированными накоплением донных отложений и, следовательно, не выраженными в рельефе дна. Примером таких прогибов может служить резкое погружение поверхности коренных пород между северо-восточной оконечностью Сахалина и впадиной Дерюгина.

Современные впадины Охотского моря, располагающиеся в центральных частях зоны неволновой аккумуляции, по всей вероятности представляют собой опускания, не полностью компенсированные осадконакоплением и поэтому выраженные в рельефе дна. Мощность рыхлого покрова во впадинах значительно больше, чем на возвышенностях. Это объясняется, во-первых, большей продолжительностью накопления рыхлых отложений, начавшегося во впадинах раньше и протекавшего либо непрерывно, либо с меньшими перерывами, чем на возвышенностях и, во-вторых, неравномерностью этого осадконакопления. Суспензионные потоки и подводные оползни, очевидно, вызывали дополнительный перенос рыхлого материала с возвышенностей во впадины.

Следует отметить, что прямой и четкой зависимости между характером подводного рельефа и мощностью рыхлых отложений не существует и в пределах зоны неволновой аккумуляции. По-видимому, участки повышенной мощности рыхлых отложений, не совпадающие с понижениями

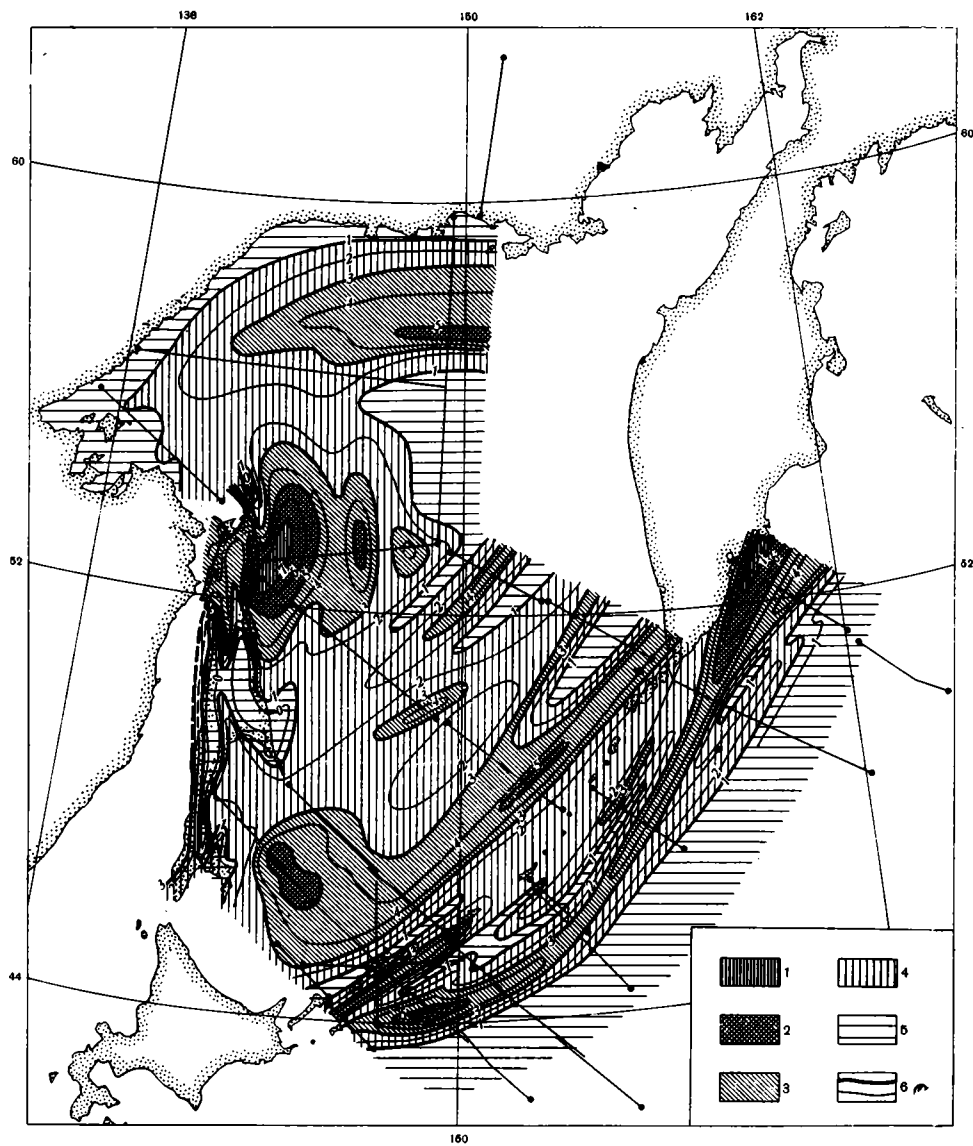


Рис. 3. Схема мощности рыхлых осадков

1 — более 7 км; 2—5—7 км; 3—3—5 км; 4—1—3 км; 5 — до 1 км; 6 — здесь и далее — линии сейсмических профилей

рельефа дна, представляют собой тектонические прогибы или деструктивные понижения субаэрального рельефа, успевшие заполниться осадками либо потому, что они получили их больше, чем другие впадины, либо потому, что они возникли значительно раньше их. Не исключено, что по крайней мере часть заполняющих их осадков, так же как и осадков компенсированных впадин прибрежной отмели, формировались в субаэральных условиях.

Диатомовые и спорово-пыльцевые анализы донных отложений Охотского моря (Жузе, 1954а, б, 1962; Жузе, Коренева, 1959; Коренева, 1957) позволяют произвести стратиграфическое расчленение верхних горизонтов этих отложений и высчитать примерную скорость осадкона-

копления в Южно-Охотской впадине (станция 140). Впервые эта скорость осадконакопления была подсчитана Ю. Ф. Чемяковым (1957). Однако он использовал только данные диатомового анализа, не сопоставляя их с палинологическими данными, не учитывал последних сведений радиоуглеродной геохронологической шкалы Северной Америки и Европы и не принимал во внимание увеличения плотности рыхлых отложений с глубиной. Поэтому полученная им цифра скорости осадконакопления — 26,5 см за 1000 лет — нуждается в уточнении.

В табл. 1 приведены результаты подсчетов возраста верхних горизонтов донных отложений Охотского моря и основанное на них сопоставление этих горизонтов с подразделениями общей стратиграфической шкалы. При подсчетах применялись максимальные коэффициенты уплотнения (Hamilton, 1959) и не учитывалось замедление скорости осадконакопления в результате продолжающегося расширения Охотского моря, поэтому возраст каждого из доголоценовых горизонтов получался заведомо завышенным. Однако и эти завышенные значения возраста не позволяют сопоставлять последнее оледенение Северо-Востока СССР с вюрмом Европы или висконсином Северной Америки, начало которых, по данным радиоуглеродных анализов, определяется в 70 тыс. лет (Серебряный, 1961). Приведенное в табл. 1 сопоставление ледниковых и межледниковых горизонтов донных отложений Охотского моря с общей стратиграфической шкалой отражает не только замедление осадконакопления, но и неравномерность этого замедления, обусловленную гляциостатическими факторами. Очевидно, это сопоставление является наиболее достоверным из всех возможных. Оно позволяет подсчитать, что средняя скорость осадконакопления на станции 140 за последние 70 тыс. лет была равна 29,5 см за 1000 лет.

Большинство других колонок, взятых в различных районах Охотского моря, не вышло за пределы отложений последнего оледенения. Однако соотношения между мощностями голоценовых отложений позволяют с известной степенью точности определить среднюю скорость осадконакопления за последние 70 тыс. лет не только для района станции 140, но и для других районов Охотского моря. Сопоставление этих данных с данными о мощности рыхлых отложений позволяет определить время накопления этих отложений и, следовательно, установить дату последней смены континентального режима морским.

Исходные данные и результаты подсчетов, приведенные в табл. 2, нуждаются в некоторых комментариях. Мощности голоценовых отложений на различных станциях взяты из работы А. П. Жузе (1962), определявшей их по данным диатомовых анализов. Средняя скорость осадконакопления высчитана сравнением этих мощностей с мощностью голоцена на станции 140, в районе которой скорость осадконакопления составляет как было подсчитано выше, 29,5 см/тыс лет. Мощности рыхлых отложений установлены по данным сейсмического зондирования. На завышенности Института океанологии мощность рыхлых отложений определена экстраполяцией данных сейсмического профиля, а в Южно-Охотской впадине в толще рыхлых отложений, видимо, присутствуют прослои лав. Это позволило определить только довольно широкие пределы возможной мощности рыхлых отложений на станциях 115, 140 и 926. Таблица Э. Л. Гамильтона для определения первоначальной мощности рыхлых отложений составлена только до 3 км уплотненного осадка. Поэтому при определении этой первоначальной мощности в ряде случаев также приходилось прибегать к экстраполяции и получать только ее пределы. Такой приближенный характер исходных данных, конечно, не может не отражаться и на результатах подсчетов. В то же время ошибки результатов, очевидно, имеют не случайный, а систематический характер и, следовательно, определенную направленность.

Т а б л и ц а 1

Подсчет возраста ледниковых и межледниковых горизонтов донных отложений Охотского моря и их сопоставление с общей стратиграфической шкалой *

Климато-стратиграфические подразделения	Глубина подошвы горизонта, см		Возраст горизонта тыс. лет **	Сопоставление с общей стратиграфической шкалой				Скорость осадконакопления, см/тыс. лет
	современная	до уплотнения		Сибирь	Западная Европа	Северная Америка	Возраст по C^{14} , тыс. лет	
Послеледниковье	185	189	10		Голоцен		10	18,9
Последнее оледенение	590	643	34	Сартапское оледенение	Поздний вюрм	Главный висконсин	25	30,3
Последнее межледниковье	1050	1218	64	Каргинское межледниковье	Паудорф Вюрм 2 Геттвейг	Сидней Плам-пойнт Средний висконсин Порт-толбот	46	27,4
Предпоследнее оледенение	1665	2065	109	Зырянское оледенение	Вюрм 1	Ранний висконсин	70	35,3
Предпоследнее межледниковье	2610	3419	181	Казанцевское оледенение	Эем	Сангамон	—	—

* Уплотнение подсчитано по Э. Л. Гамильтону (1959 г.).

** Возраст подсчитан по голоценовой скорости осадконакопления.

Подсчет времени накопления осадочной толщи на разных участках Охотского моря

№ станции	Мощность голоцена, см	Средняя скорость осадконакопления, см/тыс. лет	Современная мощность рыхлых отложений, км	Мощность рыхлых отложений до уплотнения, км	Время накопления, млн. лет
<i>Впадина Дерюгина</i>					
1897	45	7,2	4,0	11,0—12,0	155—175
916	78	12,4	3,7	10,5—11,5	85—95
1907	122	19,5	3,2	9,0—9,2	45—50
<i>Возвышенность Института океанологии</i>					
115	25	4,0	1,0—1,5	2,2—3,6	55—90
<i>Возвышенность Академии наук СССР</i>					
880	50	8,0	2,6	7,0	90
<i>Прибрежная отмель</i>					
912	71	11,3	1,0	2,2	20
<i>Южно-Охотская впадина</i>					
926	130	20,8	3,3—4,6	9,5—15,0	45—70
140	185	29,5	2,5—3,5	6,7—10,0	25—35

В северных и центральных районах Охотского моря скорость осадконакопления была максимальной при начальных этапах наступания моря на сушу. Расширение морского бассейна и соответствующее удаление береговой линии вело к постепенному замедлению осадконакопления в каждом конкретном пункте этих районов. Очевидно, средняя скорость осадконакопления в этих районах была значительно больше, чем в последние 70 тыс. лет. Поэтому действительный возраст формирования морского бассейна в различных районах северной и центральной части Охотского моря несомненно моложе полученного по расчетам. Однако порядок полученных цифр говорит о том, что мнение Б. Ф. Дьякова о среднеолигоценном возрасте Охотского моря ближе к действительности, чем предположения Г. Б. Удинцева о антропогеном возрасте морского бассейна.

Судя по расчетам, самым древним участком Охотского моря является северо-западная часть впадины Дерюгина (станция 1897). В то же время расчеты показывают, что в южную часть этой впадины (станция 1907) море проникало даже позже, чем на возвышенности Института океанологии и Академии наук СССР. Очевидно, северо-западная часть впадины Дерюгина представляет собой древний прогиб, заполнявшийся осадками еще в докайнозойское время. Не исключено, что в эоцен-палеоцене, когда большая часть Охотского моря представляла собой сушу, в этом прогибе продолжал существовать морской бассейн. По крайней мере часть этих осадков, накопленных еще до последнего погружения северной и центральной части Охотского моря под уровень океана, сохраняется до сих пор в рыхлом состоянии.

Постепенное уменьшение возраста морского бассейна при продвижении с юга на север от возвышенности Академии наук СССР к прибрежной отмели восточной части Охотского моря (станция 912), вероятно, от-

ражает постепенное расширение морского бассейна в этом направлении. В резком противоречии с этими данными находятся результаты подсчета возраста Южно-Охотской впадины, судя по которым впадина является не древнейшей, а одной из самых молодых частей Охотского моря. Это противоречие, по-видимому, объясняется тем, что скорость осадконакопления в Южно-Охотской впадине, благодаря геологически недавнему возникновению Курильской островной дуги, ставшей дополнительным источником сноса рыхлого материала, в течение кайнозоя не уменьшалась, как в других районах Охотского моря, а резко увеличивалась. Это означает, что полученные для Южно-Охотской впадины расчетные данные даже приблизительно не отражают ее действительного возраста. Морской бассейн в ее пределах существует, скорее всего, также долго, как и в примыкавших к Курильской островной дуге с востока частях Тихого океана.

Резюмируя все проанализированные данные о строении рельефа дна Охотского моря, о строении рыхлых донных отложений и о геологическом строении окаймляющей Охотское море суши, можно сделать следующие выводы.

1. Очертания морских бассейнов, неоднократно возникавших в докайнозойское время на месте Охотского моря и примыкающей к нему суши, не имели ничего общего с современными границами моря и суши.

2. В конце мела — начале палеогена на подавляющей части Охотского региона, за исключением его крайнего юга, установился континентальный режим. В палеоцене — эоцене небольшие эпиконтинентальные моря существовали лишь на месте Западной Камчатки, на Западном Сахалине и, вероятно, во впадине Дерюгина. Граница между материком и океаном проходила примерно по северному склону Южно-Охотской впадины. Сама эта впадина, по-видимому, уже была частично отгорожена от открытого океана островами, возникавшими на месте Малой Курильской дуги.

3. В олигоцене — начале миоцена происходит резкое изменение тектонического режима на всем Северо-Востоке Азии. Эпоха относительной тектонической стабильности кончается. Интенсивные тектонические движения создают основные черты современного рельефа. С этим же временем, очевидно, связано начало формирования центральной и северной части современного Охотского моря.

4. В формировании Охотского моря довольно четко выделяются два этапа. Оligocen-миоценовое время характеризовалось быстрым погружением центральной части Охотского моря, в результате которого наступание моря на сушу почти не сопровождалось абразией, и существовавший на суше рельеф в значительной мере сохранился в затопленном состоянии. В плиоцен-антропогеновое время погружение было сравнительно медленным и море абрадировало затопляемую сушу, полностью уничтожая ее рельеф.

5. Вполне вероятно, что переход от первого этапа наступания моря на сушу ко второму не был простым замедлением трансгрессии, а знаменовался крупной регрессией Охотского моря. Во всяком случае морской залив, протягивавшийся от Сахалина до окрестностей г. Охотска, в конце миоцена или начале плиоцена прекратил свое существование. Эту регрессию можно, по-видимому, связывать с этапом наиболее интенсивных поднятий Большой Курильской дуги.

6. Плиоцен-антропогеновая трансгрессия также не развивалась равномерно. Наступание моря на сушу временами не только приостанавливалось, но и сменялось регрессиями. Особенно четко проявлялись регрессии эвстатического характера, связанные с антропогеновыми оледенениями.

7. Строение современных прибрежных форм рельефа позволяет утверждать, что и в настоящее время Охотское море продолжает наступать на сушу, расширяя свой бассейн.

Часть II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО РЕГИОНА

В предыдущей части работы было показано, что современная котловина Охотского моря представляет собой молодое, неотектоническое образование. Вполне естественно, чтобы выяснить, в какой связи оно находится с более древними структурами, развитыми на площади Охотского региона, большая часть которого ныне занята водами Охотского моря, необходимо рассмотреть особенности геологического строения окружающих море участков суши. Имеющиеся в настоящее время фактические материалы позволяют сделать это наиболее полно для южной части Охотского региона, включающей в себя хребет Сихотэ-Алинь, острова Хоккайдо, Сахалин и Курилы. Состояние изученности более северных частей региона (полуостров Камчатка, Корякское нагорье) не позволяет, к сожалению, дать достаточно подробное описание их геологического строения.

Глава I

СИХОТЭ-АЛИНЬ

Структуры Сихотэ-Алиня лишь в своей северной части располагаются на побережье Охотского моря. Здесь они скрываются под водами Ульбанского и Сахалинского заливов. От Охотского побережья структуры Сихотэ-Алиня протягиваются на юг, ограничиваясь на востоке водами Татарского пролива¹, а на юге — Японского моря. Западная граница этой зоны разными исследователями проводится по-разному. Естественным ограничением ее являются области более древней верхнепалеозойской складчатости, протягивающиеся с юга от устья р. Сунгари до верховьев рек Селемджи и Буреи. Однако детали этой границы все еще обсуждаются в геологической литературе. С. А. Салун и В. В. Бобылев (1963) проводят эту границу по Южно-Сихотэ-Алиньскому, Курскому и Тугурскому разломам, которые разграничивают зоны верхнепалеозойской и мезозойской складчатости.

Не менее спорной является и южная граница Сихотэ-Алиня. Уже давно установлено, что при движении к югу в разрезах разных по возрасту толщ происходит достаточно существенные фациальные изменения, вызванные резко приподнятым положением этой части зоны по отношению к более северным районам. И. И. Берсенева (1959) предполагает, что это происходит в результате существования в этой зоне крупного субширотного Южно-

¹ У побережья Татарского пролива структуры Сихотэ-Алиня перекрыты вулканогенными образованиями Приморского отрезка Восточно-Азиатского вулканического пояса.

Сихотэ-Алиньского шва. С. А. Салун (1963) выделяет на юге Сихотэ-Алиня герцинский Южно-Приморский массив, который сочленяется с мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня по крупному Южно-Сихотэ-Алиньскому разлому. По представлениям С. А. Салуна (1963) западная половина Сихотэ-Алиньской зоны в результате торцовых сочленений не доходит до берегов Японского моря, и лишь восточная часть ее уходит под уровень моря на широте Владивостока.

Общая протяженность видимой на материке части Сихотэ-Алиньской зоны превышает 1000 км при средней ширине свыше 200 км. Геология ее в настоящее время достаточно хорошо известна из исследований многих геологов, на работы которых мы и будем в дальнейшем ссылаться.

В пределах Сихотэ-Алиня выделяется несколько структурно-фациальных зон, по которым в дальнейшем будет удобнее вести описание разрезов.

С востока на запад выделяются следующие зоны, для которых разными исследователями часто даются различные названия: 1) главный синклиниорий Сихотэ-Алиня (П. Н. Кропоткин, И. И. Берснев), Тетюхинский прогиб (Н. А. Беляевский), Сихотэ-Алиньский синклиниорий (С. А. Салун); 2) главный антиклиниорий Сихотэ-Алиня (П. Н. Кропоткин, И. И. Берснев, С. А. Салун), Центральное Сихотэ-Алиньское поднятие (Н. А. Беляевский); 3) к западу от Главного Сихотэ-Алиньского антиклинория выделяется узкая структура, называемая обычно Даубихинским прогибом, который располагается на границе Сихотэ-Алиньского антиклинория и расположенного западнее Уссури-Ханкайского массива; 4) на север Даубихинский прогиб раскрывается в более широкий Нижне-Бикинский прогиб (Н. А. Беляевский), Амуро-Уссурийский прогиб (С. А. Салун). Эти структуры, как правило, граничат по зонам крупных разрывных нарушений, которые, как мы увидим в дальнейшем, развивались длительно.

Геологическая история Сихотэ-Алиньской геосинклинали достоверно может быть расшифрована лишь с каменноугольного (возможно, девонского) времени. Однако Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1962) на основании анализа более древних толщ смежных районов делают попытку расшифровать и более древнюю историю Сихотэ-Алиньской геосинклинали. Проанализировав имевшийся в их распоряжении материал, они приходят к выводу, что геосинклиналь Сихотэ-Алиня закладывалась в карбоне на жестком фундаменте, в состав которого входят метаморфические и интрузивные образования докембрия и покрывающие их субплатформенные толщи рифея и кембрия. Эта точка зрения, возможно, справедлива для западных и юго-западных краевых частей геосинклинальной зоны Сихотэ-Алиня. Однако, как справедливо заметил С. А. Салун, «...геологическая история Сихотэ-Алиньской области может быть восстановлена с достаточной уверенностью только со среднего палеозоя. То обстоятельство, что в составе складчатого фундамента достоверно не установлены ни нижнепалеозойские, ни докембрийские образования, предопределяет идентичность любого предположения о характере тектонических процессов в палеогеографических условиях, имевших место в раннем палеозое или в еще более отдаленном геологическом прошлом» (1963, стр. 11).

Палеозойские отложения Сихотэ-Алиня в настоящее время довольно детально изучены В. К. Елисевой (1959). Ее работа до сих пор является единственным обобщающим исследованием по стратиграфии палеозоя этого района и на нее, как правило, ссылаются большинство геологов при описании палеозойского этапа развития этой территории. В. К. Елисеева дает отдельные сводные разрезы для разных районов Сихотэ-Алиня и смежных территорий, которые в общем отвечают отдельным структурно-фациальным зонам Сихотэ-Алиньской геосинклинали. Эти районы следующие: 1) Ольга-Тетюхинский, в пределах которого располагается Сихотэ-Алиньский синклиниорий; 2) Центрально-Сихотэ-Алиньский, который охватывает, очевидно, как районы Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, так и более западные;

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ И ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Система	Отдел	Члус или свита	Ольга-Тетюхинский район		Свита	Центрально-Сихотэ-Алиньский район		Свита	Южное Приморье (бассейны рек Сучан, Майхе)		Гродековский район	
			Литологический состав	Фауна и флора		Литологический состав	Фауна и флора		Литологический состав	Фауна и флора	Литологический состав	Фауна и флора
Пермская	Верхний							Сихотэ-Алиньская	Песчаники, песчано-глинистые, реже углистые сланцы. Прослой конгломератов и каменного угля. Мощность 250—550 м	<i>Sp'aeonopteris tenuis</i> Schenk., <i>S. lanceolata</i> Radcz., <i>S. sp.</i> , <i>Iniop-teris arcuata</i> Radcz., <i>Pecopteris anthriscifolia</i> (Goepf.) Zall., <i>Gallipteris</i> sp. nov. Radcz. (aff. <i>C. polynensis</i> Zall.), <i>Supaia sa'nii</i> (Zall.) Radcz., <i>Noeggerathiopsis sutschanica</i> Radcz., <i>N. sp.</i> (ex gr. <i>N. insignis</i> Radcz.) и др.	Пелитовые и алевроитовые углистые туфы и туфосланцы с редкими прослоями туфопесчаников и псаммитовых туфов	
					Шетухинская	Диабазы, спилиты, диабазовые порфиры и их туфы. Туфобрекчии, лавобрекчии, ренге туфиты. Мощность 600—2000 м		Находкинско-Калужская	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфогенные песчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии. Линзы известняков. Кварцевые порфиры, порфиры. Мощность 800 м	<i>Fenestella cyclofenestrata</i> Condra, <i>Orthotheca rugosa</i> Frcks., <i>Productus kryschtofovichi</i> Frcks., <i>Strophalosia paradoxa</i> Frcks., <i>Spiriferina cristata</i> Schloth., <i>Athyris subexpansa</i> Waag., <i>Lima cf. retifera</i> Schum., <i>Myalina</i> aff. <i>perrattenuata</i> Meek, et Hayd.	Кварцевые порфиры, фельзиты, их туфы и туфосланцы. Диабазы, диабазовые порфиры и их туфы, туфолиты, туфопесчаники. Линзы известняков	<i>Productus</i> (?) sp.
					Людзинская	Алевролиты, аргиллиты и песчаники. Мощность 2300 м		Людзинская	Аргиллиты и алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками. Прослой конгломератов и известняков. Мощность 800 м	<i>Spirifer moosakhailensis</i> Dav., <i>Spiriferella</i> cf. <i>saranae</i> Vern., <i>S. cristata</i> Sch., <i>Marginifera involuta</i> Tsch., <i>Productus mammatus</i> Keys., <i>Pr. ussuriensis</i> Frcks., <i>Pr. weyprechtii</i> Toul., <i>Pr. pseudoartiensis</i> Stuck., <i>Marginifera involuta</i> Tsch., <i>Ammodiscidae</i> , <i>Celanella</i> ex gr. <i>parva</i> (Kolani)		
		Чандалазская	Алевролиты тонкозернистые до грубозернистых, песчаники. Прослой кремнистых сланцев и известняков. Мощность 450 м	<i>Glomospira</i> sp., <i>Ammodiscidae</i> , <i>Nodosaria</i> sp., <i>Pachyphloia</i> sp., <i>Endothyra</i> sp., <i>Reichelina</i> sp. (R. aff. <i>rhomboides</i> Sosn.) и др.	Чандалазская (Ковчанская)	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые сланцы, измененные порфиры. Известняки и конгломераты. Мощность 1800—2500 м	<i>Productus vallacei</i> Derby, <i>Pr. villiersi</i> var. <i>kozlovskianus</i> Frcks., <i>Pr. sp. indet.</i> , <i>Pr. humboldti</i> Orb., <i>Camarophoria margaritowi</i> Tsch., <i>C. sp.</i> , <i>Spirifer fasciger</i> Keys., <i>Martinitia (Martinitopsis)</i> sp. nov., <i>M. sp. indet.</i> , <i>Spiriferella rajah</i> Salt., <i>Waagenophyllum</i> cf. <i>indicum</i> Waag. et Wentz, <i>W. cf. permicum</i> , <i>Landsdaleia</i> cf. <i>vinasse</i> , <i>Nodosaria</i> sp., <i>Pachyphloia multiseptata</i> Lange, <i>Geinitzina</i> aff. <i>pusilla</i> Grozd., <i>Reichelina</i> cf. <i>minuta</i> Erk., <i>R. aff. media</i> M.-Macley, <i>Parastafella</i> (?) sp. и <i>Misellina</i> sp.	Чандалазская	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, известняки и конгломераты. Мощность 700—800 м	<i>Littonia nobilis</i> Waag., <i>Richtofenia lawreniana</i> Waag., <i>Camarophoria margaritowi</i> Tschern., <i>Spiriferella litha</i> Frcks., <i>Pseudophyllipsia sutschanica</i> Veber, <i>Polypora elliptica</i> var. <i>sutschanensis</i> Nikif., <i>Rausserella elliptoidalis</i> Sosn., <i>Codonofusiella parya</i> Sosn., <i>C. lipovensis</i> Sosn., <i>Lant-schichtes tenuica</i> Sosn., <i>L. elegans</i> Sosn., <i>Ussuriella ussurica</i> Sosn., <i>Lepidolina ussurica</i> (Dutk.), <i>Misellina lepida</i> (Schwager), <i>Monodioxodina sutschanica</i> (Dutk.), <i>M. lina lettensis</i> (Schubert) и др.	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. Линзы известняков	<i>Spiriferella litha</i> Frcks., <i>Sp. rajah</i> Salt., <i>Sp. cristata</i> Schloth., <i>Spirifer moosakhailensis</i> Dav., <i>Sp. am'iensis</i> Waag., <i>Sp. fasciger</i> Keys., <i>Camarophoria margaritowi</i> Tschern., <i>Marginifera typica</i> Waag., <i>M. involuta</i> Tschern., <i>Productus</i> cf. <i>kryschtofovichi</i> Tschern., <i>Pr. purdoni</i> Dav., <i>Pr. dagardi</i> Toul., <i>Pr. gratio-sus</i> Waag., <i>Parallelodon</i> cf. <i>tenuistriatum</i> Meek et Worth., <i>Athyris subexpansa</i> Waag. и др.
	Средний	Сибирско-Саянская	Разнозернистые песчаники, глинистые сланцы, прослой известняков и кремнистых сланцев. Мощность 2180 м	<i>Nodosaria</i> sp., <i>Geinitzina</i> sp., <i>Cancelina</i> ex gr. <i>primigenia</i> Hayden, <i>Neoschwagerina inflata</i> Sosn., <i>N. ussurica</i> Sosn. и др.	Хойнская	Кремнистые сланцы, кремни- и яшмы с прослоями песчаников. Линзы известняков. Мощность 800—2500 м	<i>Endothyra</i> sp., <i>Triticites</i> (?) sp., <i>Pseudofusulina</i> sp., <i>Parafusulina</i> (?) sp. и <i>Verbeekina</i> (?) sp.		Несогласие		Несогласие	
Каменноугольная	Нижний	Зародковская	Туфогенные песчаники, спилиты, порфиры и их туфы, линзы и прослой кремнистых сланцев и известняков. Мощность 1200—1300 м	<i>Ammodiscidae</i> , <i>Pachyphloia</i> sp., <i>Globivalvulina</i> sp., <i>Tetralaxis</i> sp., <i>Miliolidae</i> (?), <i>Misellina</i> cf. <i>claudiae</i> Deprat	Восинская	Черные глинистые сланцы, филлитовидные глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, прослой кремнистых сланцев. Мощность 1000 м	<i>Noeggerathiopsis</i> aff. <i>theodori</i> Zall. et Tschirk., <i>N. cf. sub-angusta</i> Zall., <i>N. ex gr. der-zavini</i> (Zall.) Neub., <i>N. cf. longipholia</i> Neub., <i>Pecopteris</i> sp.				Черные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники	<i>Noeggerathiopsis theodori</i> Zall., <i>N. derzavini</i> (Zall.)? Neub., <i>Paracalamites</i> sp. (cf. <i>P. vici-nalis</i> Radcz.)
		Кавалевская	Среднезернистые и мелкозернистые песчаники, кремнистые сланцы, алевролиты и известняки. Мощность 1500 м	<i>Triticites</i> sp. nov., <i>Pseudofusulina</i> ex gr. <i>vulgaris</i> (Schellw. et Dyhrenf.), <i>Schwagerina</i> sp., <i>Aceroschwagerina</i> sp. и др.	Сандаульская	Плагиоклазовые порфиры, диабазовые порфиры, мандельштейны и их туфы. Кремнистые породы и известняки. Мощность 800—1500 м	<i>Parafusulina</i> (?) sp., <i>Pseudofusulina</i> sp., <i>Triticites</i> sp. и др.					
		Верхний	Мелкозернистые песчаники, прослой глинистых сланцев и известняков. Мощность 800—1000 м	<i>Triticites</i> aff. <i>sinensis</i> Chen., <i>Tr. cf. stuebenbergi</i> Rausser, <i>Tr. ex gr. whitei</i> Rausser et Belyaev и <i>Tr. ussuriensis</i> M.-Macley	Самаркандская	Кремнистые породы, песчаники, алевролиты и известняки. Мощность 500—700 м	<i>Triticites montiparus</i> (Ehr-enb. emend. Moell.), <i>Tr. arc-ticus</i> (Schellw.), <i>Fusulinella</i> (?) sp., <i>F. cf. subpulchra</i> Putr., <i>F. cf. schwagerinoides</i> и др.	Юзальская	Аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты. Прослой каменного угля. Мощность 700—90 м	<i>Lepidodendron</i> sp., <i>L. oculus fe-lis</i>	Филлитовидные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники. Мощность 600—1000 м	
	Средний		Полимиктовые песчаники, прослой глинистых сланцев и известняков. Мощность 1200—1300 м	<i>Fusulinella pulchra</i> Rausser et Belyaev и <i>Fusulina</i> ex gr. <i>cylindrica</i> Fischer	Меринская	Алевролиты, песчаники, кремнистые сланцы, порфиры и их туфы. Известняки, конгломераты. Мощность 1000—1200 м	<i>Ozawainella</i> ex gr. <i>angulata</i> (Col.), <i>Tuberitina spiroplectammina</i> sp., <i>Endothyra</i> sp. и др.					
	Нижний		Песчаники, алевролиты, кремнистые породы, прослой известняков и кремнисто-известняковой брекчии. Измененные средние эффузивы. Мощность 950—1150 м	<i>Archaeodiscus</i> ex gr. <i>parvus</i> Rausser, <i>A. aff. pustulus</i> Grozd. et Led., <i>A. cf. ovoides</i> Rausser, <i>Monotaxis</i> sp., <i>Quasiendothyra</i> cf. <i>diserta</i> Leb., <i>Endothyra</i> ex gr. <i>globulus</i> Eichw., <i>Eostafella breviscula</i> Ganel., <i>E. ex gr. protkensis</i> Rausser, <i>E. ex gr. masquensis</i> Viss. и др.	Ариадновская	Песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы и известняки. Мощность 4000 м	<i>Archaeodiscus</i> sp., <i>Ammodiscus</i> sp., <i>Endothyra</i> sp., <i>Spi-roplectammina</i> (?) sp.		Алевролиты, аргиллиты, песчаники, прослой углистых сланцев и конгломератов. Мощность 1000 м	<i>Leiotriletes microrugosus</i> (Yb. Waltz) Naum., <i>Licopodionotriteles inclusus</i> Luber, <i>Zonales</i> <i>stipticus</i> Luber и др.		

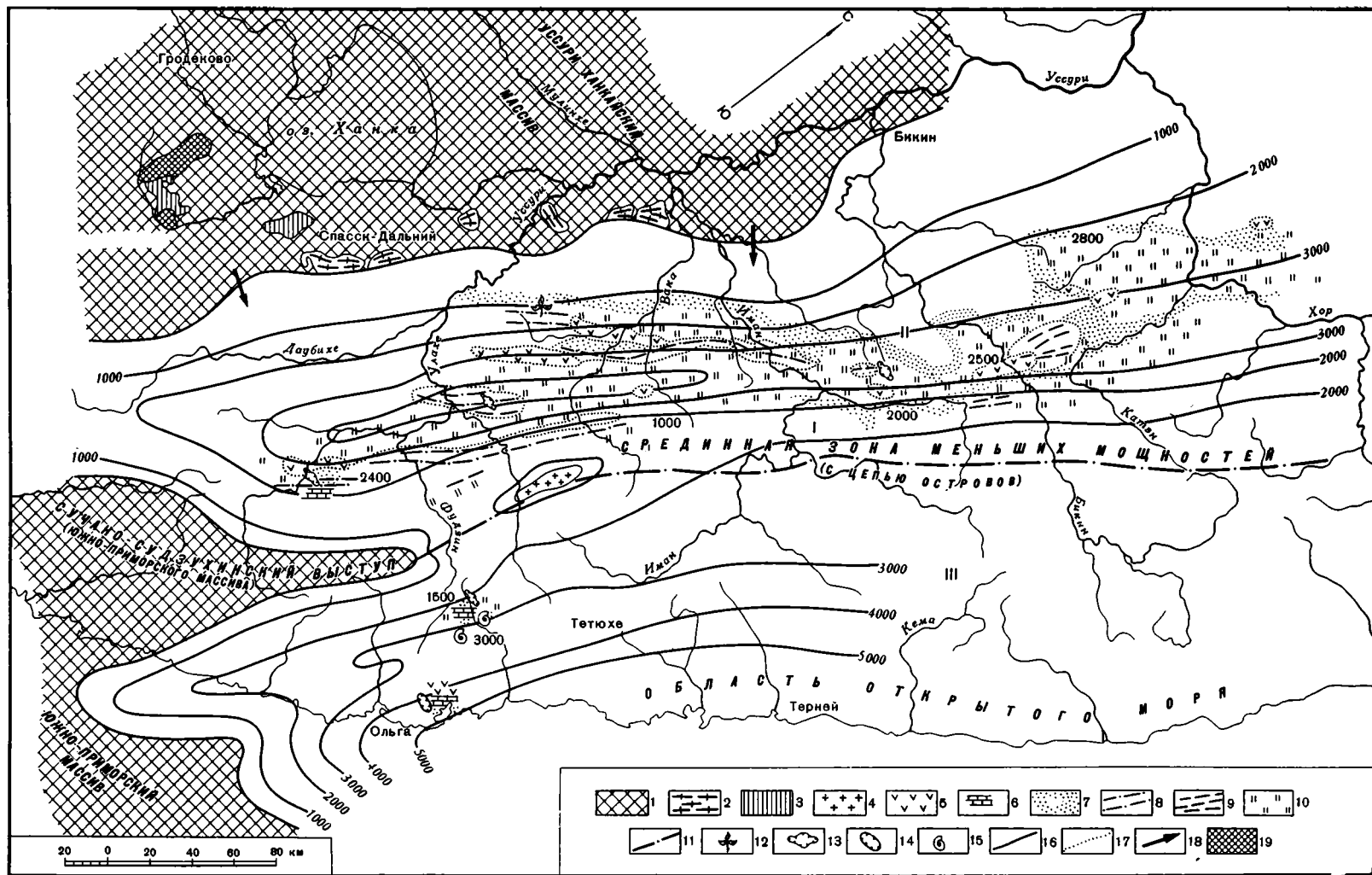
кроме того, отдельно рассмотрены палеозойские отложения Южного Приморья и Гродековского района. Общая последовательность палеозойских разрезов Сихотэ-Алиня и особенности их строения в разных районах зоны отчетливо видны из прилагаемой схемы сопоставления, составленной В. К. Елисеевой (1959, табл. 3).

Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1962), рассматривая палеозойский этап развития Сихотэ-Алиньской геосинклинали, отмечают, что в карбоне здесь существовал крупный геосинклинальный прогиб, ограниченный на западе поднятиями Уссури-Ханкайского массива, а на юге приподнятой зоной Южного Приморья. В собственно Сихотэ-Алиньской геосинклинали палеозойские отложения представлены терригенными, терригенно-кремнистыми и кремнистыми образованиями, которые Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1962) выделяют в качестве аспидной формации. В пермской части этого разреза, а иногда и в более нижних частях спорадически встречаются кулканогенные породы основного состава (диабазы, порфириды и их туфы). Вулканогенные образования пространственно тяготеют к зонам крупных разломов, что, очевидно, говорит о заложении этих структур уже в палеозое.

Мощность палеозойских отложений в пределах Сихотэ-Алиньской геосинклинали достаточно велика. Так, например, для Ольга-Тетюхинского района мощность палеозойских отложений, по данным В. К. Елисеевой (1959), оценивается в 8000—9000 м. Внутренняя структура Сихотэ-Алиньской геосинклинали в палеозойский этап ее развития была достаточно простой. Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1962) пишут о том, что геосинклиналь представляла собой единый, по существу нерасчлененный, прогиб. Однако В. К. Елисеева (1959) отмечает, что в пределах Сихотэ-Алиньской геосинклинали уже в нижней перми возникает центральная зона пониженных мощностей. Это зона отчетливо видна на составленных В. К. Елисеевой палеогеографических схемах (рис. 4, 5). В ряде случаев она была источником обломочного материала, сносившегося в располагающиеся к западу и востоку от нее прогибы. Весьма возможно, что аналогичное поднятие располагалось и восточнее в районе Японского моря и Татарского пролива, откуда также поступал обломочный материал в Ольга-Тетюхинскую зону Сихотэ-Алиня. Эти данные о поступлении обломочного материала с востока заставили Н. А. Беляевского и Ю. Я. Громова предполагать существование там гипотетического срединного массива. Приводимые ими геофизические материалы в пользу существования массива, а не просто области поднятия, вряд ли можно считать достаточно убедительными, ибо, как мы увидим в дальнейшем, геофизические данные для этой зоны, тектонически активной до настоящего времени, не могут быть сопоставимы с геофизической характеристикой более древних палеозойских структур.

На границе нижней и верхней перми в ряде районов Сихотэ-Алиня наблюдается несогласие. Однако вызвавшая его складчатость не привела к длительному воздыманию территории, так как уже в верхней перми в ряде районов наблюдаются вновь значительные опускания. В конце пермского времени в Сихотэ-Алиньской геосинклинали проявилась позднепалеозойская складчатость. Однако признаки ее наиболее отчетливо устанавливаются в соседних с геосинклиналью поднятиях, в наложенном Гродековском прогибе и в западной части Сихотэ-Алиня. В более восточных районах эти движения проявились крайне слабо и, возможно, отсутствуют совсем.

Интрузивный верхнепалеозойский магматизм также проявился на территории Сихотэ-Алиня весьма своеобразно. Гранитоидные интрузии этого этапа развиты преимущественно в смежных с Сихотэ-Алинем массивах — Уссури-Ханкайском и Южно-Приморском. Большинство развитых здесь массивов принадлежат к трещинным интрузиям, застывшим на небольшой глубине и, как предполагают Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов, они, возможно, образовались в результате анатектонического переплавления цоколя древних массивов.



Мезозойский разрез Сихотэ-Алиньской геосинклинали, как правило, начинается с отложений верхнетриасового возраста. Образование нижнего и среднего триаса до последнего времени были фаунистически доказаны только в Южном Приморье. Однако отсутствие местами несогласий между палеозойскими и мезозойскими отложениями, о чем пишут Н. А. Беляевский и Ю. Я. Громов (1962), а также участвовавшие находки триасовой фауны в смежных районах Японии (остров Хоккайдо) позволяют думать, что, возможно, отложения нижнего и среднего триаса имеют более широкое распространение. Некоторые доводы в пользу этой точки зрения приведены недавно С. А. Салуном (1963).

По данным Л. Д. Кипарисовой (Геологическое строение СССР, т. 1, 1958) и М. В. Коржа (1959), разрез триасовых образований в Южном Приморье начинается пачкой базальных конгломератов непостоянной мощности. Выше залегают песчаники и алевролиты с линзами и прослоями ракушечников. Самая верхняя часть этой толщи, относимой к индскому ярусу нижнего триаса, представлена аргиллитами и алевролитами с конкрециями глинистых известняков. Состав обломочного материала свидетельствует в основном о питании бассейна за счет местных источников сноса. Мощность отложений индского яруса колеблется от 120 до 350—400 м. Выше залегают алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы с многочисленными конкрециями и прослоями известняков. Мощность этой толщи, относимой к оленекскому ярусу нижнего триаса, не превышает 100 м.

Отложения среднетриасового возраста представлены в Южном Приморье толщей полосчатых песчаников и алевролитов анизийского яруса мощностью около 500 м и толщей алевролитов с горизонтом сводных кварцевых песчаников ладинского яруса, мощность которого меняется от 400 до 800 м.

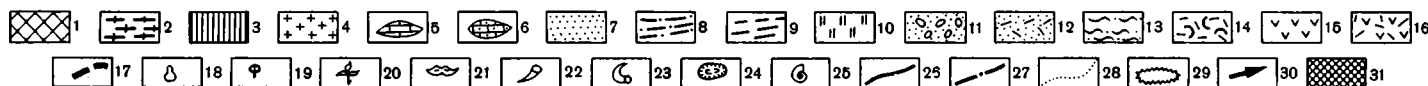
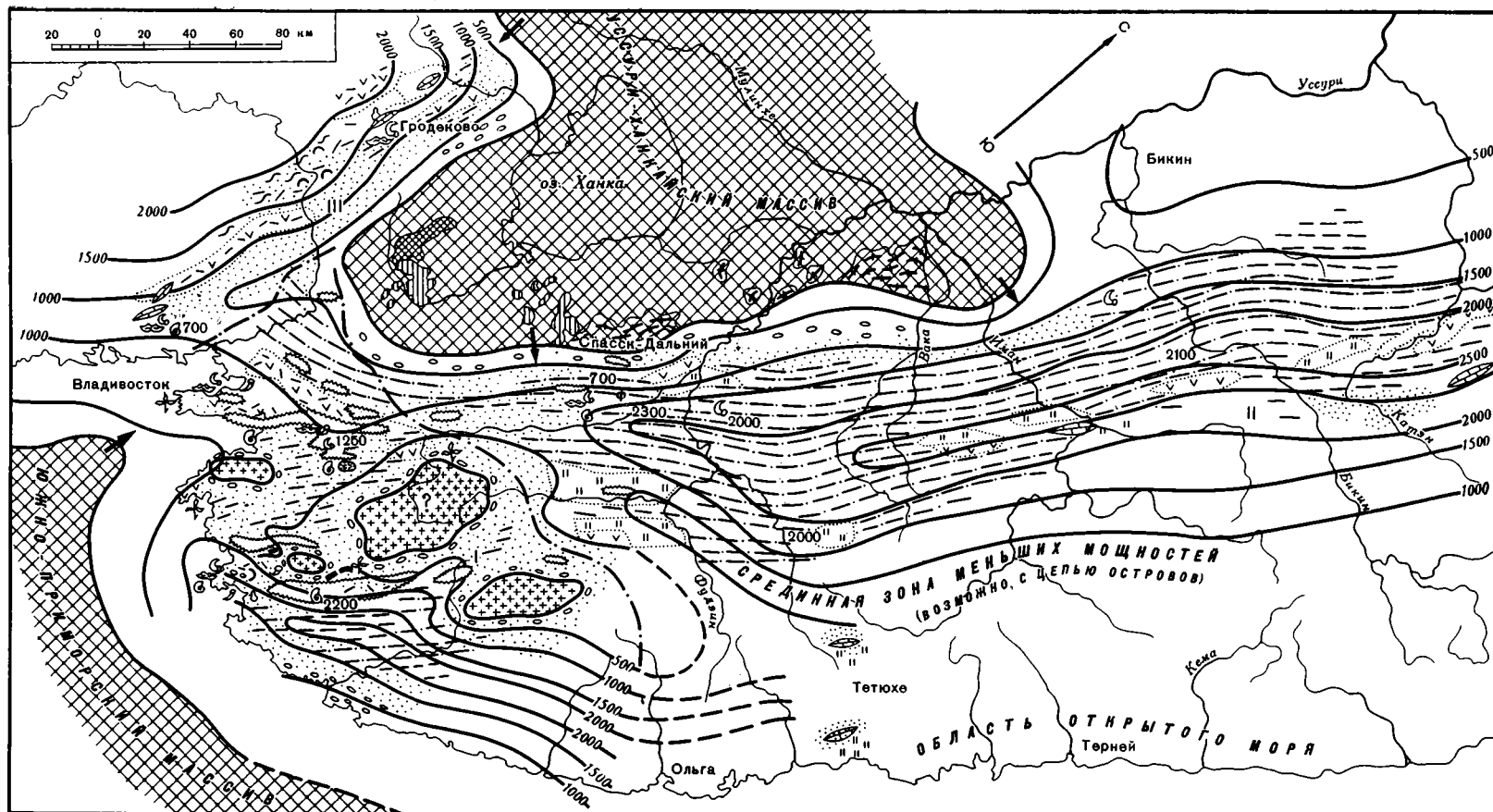
Данных о распространении верхнетриасовых отложений в пределах собственно Сихотэ-Алиня имеется значительно больше. В Южном Приморье разрез верхнетриасовых отложений начинается породами нижней мангугайской свиты, представленной плохо отсортированными граувакковыми песчаниками, алевролитами и углисто-глинистыми сланцами с прослоями каменных углей. Некоторые из песчаников являются туфогенными. Мощность свиты около 500—600 м. В пределах Сихотэ-Алиня в это время на территории Тетюхинского района накапливалась толща кремнистых и глинистых сланцев с прослоями песчаников и алевролитов мощностью в 400—450 м. Выше нее залегают известняки, известковые и кремнисто-известковые брекчии с редкими покровами основного состава и прослоями туфов. Мощность этой толщи около 800—1100 м.

Рассмотренные выше образования, очевидно, относятся к ладинскому и карнийскому ярусам верхнего триаса.

Рис. 4. Палеогеографическая схема территории хребта Сихотэ-Алинь в нижнепермскую эпоху (по В. К. Елисеевой)

1 — области древней суши (устойчивые поднятия, подвергшиеся длительному размыву); 2 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — кембрийские карбонатные и терригенные толщи; 4 — области размыва (неустойчивые); 5 — спилиты, диабазы, диабазовые порфиристы; 6 — известняки; 7 — песчаники; 8 — переслаивающиеся песчаники и алевролиты; 9 — алевролиты и аргиллиты; 10 — кремнистые сланцы и яшмы; 11 — границы зон; 12 — остатки растений, принадлежавших к пермской катазиатской флоре; 13 — известняки с *Pseudofusulina vulgaris*, *Pseudofusulina* и *Parafusulina*; 14 — известняки с *Misellina claudiae*; 15 — известняки с *Neoschwagerina*; 16 — линии равных мощностей; 17 — границы распространения литологических комплексов; 18 — вероятные главные направления сноса обломочного материала; 19 — верхнепалеозойская (?) кора выветривания. Структурно-фациальные зоны: Центрально-Сихотэ-Алиньская: I — область накопления морских осадков большой мощности; II — преобладание кремнистых отложений; III — широкое развитие процессов подводного вулканизма; IV — Ольга-Тетюхинская область накопления морских осадков большой мощности (преобладают разнородные песчаники и известняки, менее широко развиты продукты процессов подводного вулканизма).

Цифры, не относящиеся к изолиниям, указывают на суммарную мощность отложений (метры).



В конце карнийского века территория Сихотэ-Алиня еще более погрузилась под уровень моря, и самые верхние части разреза верхнего триаса распространены еще более широко на этой площади.

Отложения норийского яруса представлены в нижней части в Южном Приморье угленосной верхней мангугайской свитой. Выше этих образований развиты морские терригенные образования, представленные песчаниками и алевролитами с большим количеством туфогенного материала. В ряде мест среди них известны прослои известняков и кремнистых сланцев. Аналогичные образования обнаруживаются и непосредственно на территории Сихотэ-Алиня.

На составленных М. В. Коржем (1959) палеогеографических картах для отдельных этапов триасовой истории этого района отчетливо видно существование в это время Центрально-Сихотэ-Алиньского поднятия, на месте которого в дальнейшем и образовался Центрально-Сихотэ-Алиньский антиклинорий.

Как отмечает большинство исследователей в конце триасовой эпохи в Сихотэ-Алиньской геосинклинали произошли достаточно крупные поднятия, в связи с чем нижние толщи юрского разреза известны далеко не везде.

Общее представление о характере юрского разреза можно получить из стратиграфической схемы (табл. 4), опубликованной К. М. Худолеем, И. И. Сеем и Л. В. Сибиряковой (1961). Из этой схемы видно, что мощность юрских отложений местами достигает 5000—6000 м. Юрские отложения представлены преимущественно терригенными породами (конгломераты, песчаники и сланцы), в более восточных разрезах увеличивается количество кремнистых пород. Вулканогенные образования известны только в самых нижних частях разреза юрской системы. Источниками сноса для терригенных пород являются местные поднятия в центральной части и на востоке геосинклинали (рис. 6) и области поднятий, располагавшиеся вдоль западной окраины (Худолей, 1960).

В конце среднеюрского времени наблюдаются кратковременные поднятия, одновременно с которыми происходит внедрение небольших массивов

Рис. 5. Палеогеографическая схема территории Сихотэ-Алиня в верхнепермскую эпоху (по В. К. Елисеевой)

1 — области древней суши (устойчивые поднятия, подвергшиеся длительному размытию); 2 — архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — кембрийские карбонатные и терригенные толщи; 4 — области размыва (неустойчивые); 5 — известняки; 6 — доломитизированные известняки; 7 — песчаники; 8 — переслаивающиеся песчаники и алевролиты; 9 — алевролиты и аргиллиты; 10 — кремнистые сланцы, яшмы; 11 — конгломераты; 12 — туфиты, туфопесчаники, туфосланцы; 13 — пелитовые и алевролитовые углистые туфы и туфосланцы; 14 — туфы и туфолавы среднего и кислого состава; 15 — спилиты, диабазовые порфириты, редко диабазы (в районе развития подводного вулканизма); 16 — порфириты (плагноклазовые, авгитовые и др.), кварцевые порфириты, фельзиты и их туфы (в районах развития наземного вулканизма); 17 — углистость; 18 — глауконит; 19 — флюидные толщи; 20 — остатки растений, принадлежавших к пермской катазиатской флоре; 21 — массовое распространение брахиопод (*Spirifer rajah* и др.); 22 — массовое распространение брахиопод (*Lyttonia* Waag., *Richthofenia* Waag); 23 — массовое распространение брахиопод (*Productus kryschtovichi* Frus и др.); 24 — массовое распространение фораминифер с *Misellina ex gr. lepida*; 25 — массовое распространение фораминифер с *Colaniella parva*, *Codonofusiella*; 26 — линии равных мощностей (достоверные и вероятные); 27 — границы структурно-фациальных зон; 28 — границы распространения литологических комплексов; 29 — рифовые массивы (предполагаемые); 30 — вероятные главные направления сноса обломочного материала; 31 — верхнепалеозойская кора выветривания.

Структурно-фациальные зоны:

I — Южно-Приморская — область прогибания и накопления морских осадков, широкое развитие конгломератов и рифогенных массивов; II — Центрально-Сихотэ-Алиньская — область накопления морских осадков большой мощности (преобладают песчано-алевролитовые и кремнистые отложения), широкое развитие процессов подводного вулканизма; III — Гродековская область дифференцированных поднятий и опусканий небольшой амплитуды с накоплением в прогибах морских песчано-карбонатных отложений и на поднятиях — наземных эффузивов среднего и кислого состава.

Цифры, не относящиеся к изолиниям, указывают суммарную мощность отложений (метры)

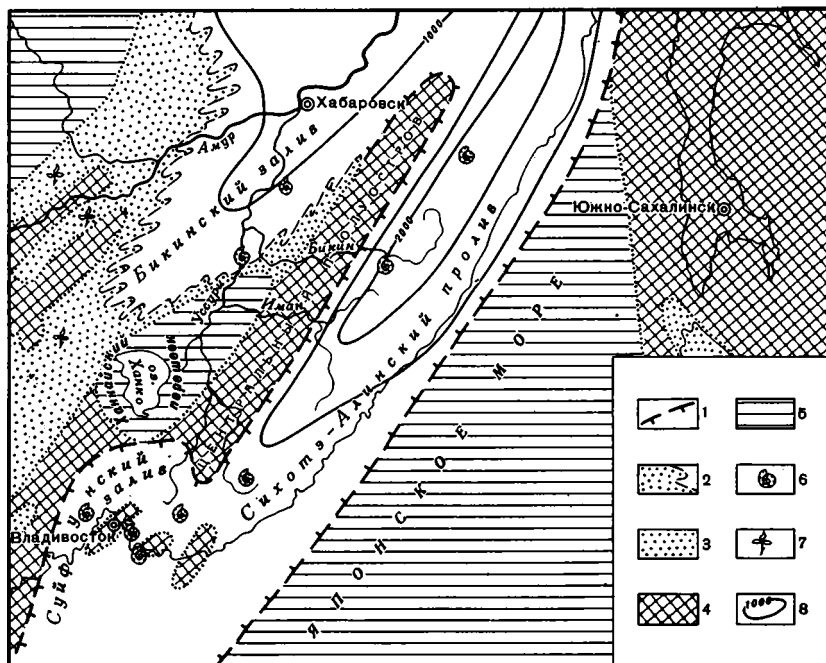


Рис. 6. Палеогеографическая схема первой половины верхнеюрского времени (по К. М. Худолеу)

1 — береговая линия и область накопления морских осадков; 2 — чередование морских и континентальных отложений; 3 — область накопления континентальных отложений; 4, 5 — области размыва: 4 — с горным рельефом, сложенные преимущественно верхнепалеозойскими породами, 5 — с равнинным рельефом, сложенные преимущественно древними метаморфическими и кислыми изверженными породами; 6 — места находок морской фауны; 7 — места находок флоры; 8 — линии равных мощностей (метры)

гранитоидов. Кратковременные поднятия в Сихотэ-Алинской геосинклинали наблюдаются также в конце юрского времени.

Самые верхние части разреза Сихотэ-Алинской зоны сложены меловыми образованиями, стратиграфия которых до настоящего времени разработана еще недостаточно. До сих пор в геологической литературе не имеется достаточно детального сводного разреза меловых образований этой зоны.

Наиболее общие вопросы стратиграфии мела были обобщены В. И. Верещагиным в его работах (1957; Геологическое строение СССР, т. 1, 1958), посвященных стратиграфии меловых отложений северо-западной части Тихоокеанской зоны. Некоторые вопросы стратиграфии меловых отложений этого региона рассматривались Е. М. Агеевой (1960), А. И. Савченко (1961) и многими другими геологами. Попытка свести все имеющиеся в настоящее время материалы по стратиграфии мела восточных и южных частей Сихотэ-Алиня была предпринята Е. Н. Меланхолиной (1965).

Разрез меловых образований Сихотэ-Алиня начинается отложениями валанжинского возраста. В Сихотэ-Алинском синклинории они представлены толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов с морской фауной. В толще часто наблюдаются ритмично чередующиеся пачки. Общая мощность валанжинских отложений достигает 1500—2000 м. В восточном и юго-западном крыльях синклинория в разрезах валанжинских отложений заметно преобладают песчаники. Соотношение меловых образований с подстилающими их юрскими толщами по существу нигде не описано. Большинство геологов предполагает существование перерыва и несогласия в основании мелового разреза.

**СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
СИХОТЭ-АЛИНЬСКОЙ ОБЛАСТИ**

Система	Отдел	Подотдел, надъярус, ярус	Осадочные и туфогенно-осадочные отложения		Вулканогенные и туфогенно-осадочные образования			Биостратиграфическое обоснование возраста и данные по определению абсолютного возраста
			Депрессии южного и юго-западного Приморья	Среднеамурская депрессия	Зона с полным недифференцированным разрезом	Зона с полным дифференцированным разрезом	Зона с сокращенным разрезом	
Четвертичная			Пески с галькой и гравием, глины, галечники. Мощность 70—120 м	Пески с галькой и гравием, глины, галечники. Мощность 70—120 м	Галечники. Мощность до 20 м. Покровы базальтов совгаванской свиты. Мощность до 50 м	Галечники и пески. Мощность до 10 м	Галечники и пески. Мощность до 10 м	Фауна позвоночных (<i>Elephas trogontherii</i> , <i>Mammuthus primigenius</i>), спорово-пыльцевые комплексы
	Неогеновая	Плиоцен	Суйфунская свита. Галечники, пески, глины. Мощность 10—130 м	Приамурская свита. Галечники, пески, линзы глин. Мощность 10—120 м	Совгаванская свита. Базальты оливиново-пироксеновые, реже оливиновые. Мощность 200—400 м	Шуфанская свита. Базальты оливиново-пироксеновые, реже оливиновые. Мощность 150—200 м	Разрозненные маломощные покровы базальтов	Единичные спорово-пыльцевые комплексы
Миоцен		верхний	Усть-суйфунская свита. Конгломераты, галечники, пески, туфогенные пески, туфы, туффиты, глины. Мощность 15—80 м	?	Конгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, глины, трепела. Мощность 10—12 м.	Белогорская свита. Липариты, дациты, трахиты, туфы. Мощность 200—300 м		Усть-суйфунский комплекс флоры. Спорово-пыльцевые комплексы. Флора диатомовых
		средний	Усть-давыдовская свита. Туфогенные песчаники и алевролиты, глинистые пески, глины, линзы лигнитов, галечников и конгломератов, покровы базальтов. Мощность 250—600 м	Кизинская свита. Оливиновые базальты, туфы, туфоконгломераты. Мощность 150—500 м	Кизинская свита. В основании долериты оливиновые и пироксеново-оливиновые базальты, туфы. Выше — андезиты-базальты, андезиты, андезиты-дациты, туфы. Мощность 150—500 м	Кизинская свита. Оливиновые и пироксеново-оливиновые базальты, долериты, андезиты-базальты. Мощность 150—300 м	Перерыв, внедрение интрузий, размыт	Флора Мухи-на-Амуре. Комплексы спор, пыльцы и диатомовых
		нижний			Ботчинская серия. Андезиты-дациты, дациты	Кхуцинская и брусилоская свиты. Липариты и их туфы, фельзиты, ватролипарты, обсидианы, перлиты, туфолавы. Мощность 100—750 м		Кхуцинская свита. Липариты, обсидианы, фельзиты туфолавы. Мощность 50—200 м
Палеогеновая	Олигоцен	средний и верхний	Надеждинская свита. Туфогенные песчаники и алевролиты, галечники, глинистые пески с сидеритовыми конкрециями. Линзы лигнитов и бурых углей. В основании — конгломераты. Мощность 200—600 м	Чернореченская свита. Чередование глин, алевролитов, песчаников, изредка конгломератов. Пласты и линзы бурого угля. Мощность до 2000 м	Геденбергитовые андезиты с плитчатой отдельностью	Возновская свита. Вверху — галечники, песчанистые глины, аргиллиты, туффиты. В основании — конгломераты, брекчии, песчаники, аргиллиты, бурые угли. Мощность 200—300 м		Фауна пресноводных моллюсков. Флоры Ново-Киевки, Возного, рек Кхуцин и Кузнецовой, верховьев р. Бикин и др.
		нижний	Угловская свита. Вверху — аргиллиты и алевролиты с пластами туфогенных песчаников и бурого угля. В основании — конгломераты. Мощность 200—500 м			?		Фауна позвоночных (аминоноты, титанотерии) и пресноводных моллюсков. Угловская и Сутунская флоры
	Эоцен	верхний	Майтунская свита. Вверху — алевролиты и аргиллиты. Внизу — конгломераты, туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты угля. Мощность 300—350 м		Чередование агломератов, андезиты-базальтов, иногда долеритов. Линзы туффитов и онок			
		средний	?	?		Кузнецовская свита. Андезиты-базальты, андезиты, базальты, туфы. Мощность 100—400 м	Маломощные покровы базальтов	Флора из района бухты Сонье. 45 млн. лет (одно определение)
		нижний	Назимовская свита. В основании — конгломераты, выше аргиллиты и алевролиты с пластами песчаников и каменного угля. Мощность 110—120 м	Липаритовые туфы. Мощность до 1500 м		Топаузская свита. Туффиты, спонголиты, миндалекаменные порфириты, агломератные туфы. Мощность 50—300 м		Флоры Назимовская, Топаузская, Сизиманская
	Палеоцен	верхний	Перерыв, внедрение интрузий, размыт					
нижний				Маломихайловская серия. Андезиты, андезиты-дациты, дациты, туфолавы дацитов и кварцевых порфиров, туфы, туфопесчаники, туфоаргиллиты, линзы бурого угля. Мощность 600—1400 м	Тахобинская и богопольская свиты. Кварцевые порфиры с биотитом, дациты, плагио-порфиры, липариты, обсидианы, перлиты, туфы, туфолавы, туффиты и др. Мощность 200—800 м	Тахобинская свита. Кварцевые порфиры, липариты, дациты, их туфы и туфолавы. Мощность 100—300 м	Флоры р. Тахобе, Кузнецовского перевала и др. 48—60 млн. лет (семь определений)	
Меловая	Верхний	Датский			Самаргинская и сияновская свиты. Вулканогенная фация. Вверху — осадочная фация. Конгломераты, песчаники, аргиллиты, туфоконгломераты, туфы, туффиты. Мощность 400—1600 м	Самаргинская свита. Андезиты, андезиты-дациты, туфы, туфолавы. Мощность 200—800 м	Флоры районов хребта Магу, р. Амгунь, села Круглое, рек Самарги, Матай и др. Флора Кондахе. 60—75 млн. лет (три определения)	
				Перерыв, внедрение интрузий, размыт				
		Сеноманский		Ольгинская серия. Порфириты, дациты, кварцевые порфиры, агломераты, туфы, туфогенно-осадочные породы, алевролиты, аргиллиты, каменный уголь и т. д. Мощность 3000—4000 м	Приморская свита. Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, дациты, агломераты, туфы, туфолавы и т. д. Мощность до 2500 м	Приморская свита. Плагиоклазовые роговообманковые, пироксеновые порфириты, туфы, туффиты. Мощность 200—600 м	Приморская свита. Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, их туфы и туфолавы. Мощность 50—500 м	Флоры Партизанская, Арамазовская, Яммуто-хоуская и др. 70—90 млн. лет (18 определений)
							Флоры Бильбинская, Тирская, Селенгинская и др. 85—110 млн. лет (три определения)	

Вопрос о наличии в Сихотэ-Алине вышележащих готерив-барремских отложений совершенно неясен. До сих пор в терригенных толщах мела не обнаружено фаунистических остатков, характерных для готерив-баррема, отсутствие четких перерывов и резких несогласий между валанжинскими и апт-альбскими толщами в этой зоне позволяет, вероятно, предполагать возможность распространения в Сихотэ-Алине образований этого возраста.

Сравнительно хорошо фаунистически обоснованы апт-альбские отложения. В Сихотэ-Алинском синклинории они представлены толщей переслаивания песчаников, алевролитов и мелкогалечных конгломератов, особенно широко развитых в нижних частях разреза. Здесь же встречаются отдельные покровы порфиритов, прослой туфов и кремнистых пород. Часто наблюдается грубая ритмичность. В восточном крыле синклинория терригенные образования замещаются вулканогенными породами основного и кислого состава. Мощность апт-альбских отложений не менее 1000 м. Вышележащие образования сеноманского, туронского и, возможно, нижнесеноманского возраста представлены толщей чередующихся алевролитов и песчаников с отдельными линзами известняков. Мощность их свыше 1500 м. На этих образованиях резко несогласно залегают толщи верхнего сенона и палеогена.

Таким образом, меловые образования Сихотэ-Алинского синклинория представлены однообразными толщами терригенных пород, часто с ритмично построенными пачками. Источниками сноса для них служили поднятия, располагавшиеся по краям Сихотэ-Алинского прогиба. Мощность этой своеобразной терригенной флишовой формации достигает 4500—5000 м. Меловые отложения Амура-Уссурийского синклинория представлены аналогичными по литологии и характеру переслаивания толщами. Мощности их также достаточно велики. В пределах Южного Приморья и Даубихинского прогиба распространены преимущественно континентальные и прибрежно-морские угленосные толщи (Суйфунская и Сучанская впадины). Мощность мелового разреза здесь уменьшается в 2—2,5 раза.

В течение мела (до верхнего сенона) в пределах Сихотэ-Алиня происходит разнообразная магматическая деятельность. В это время вдоль зон крупных разломов происходит внедрение небольших массивов интрузивных пород основного и ультраосновного состава. В середине верхнего мела отложения Сихотэ-Алинской зоны прорываются комплексом верхнемеловых гранитоидов, представленных биотитовыми и двухслюдяными гранитами, гранодиоритами, граносиенитами и диоритами.

В середине сенона Сихотэ-Алинская геосинклиналь замкнулась, и на ее месте возникла складчатая зона, основные структуры которой отчетливо видны на тектонической схеме (рис. 7), составленной С. А. Салуном.

В верхнем сеноне, палеогене и неогене на территории Сихотэ-Алинской складчатой зоны происходит формирование континентальных вулканогенных и осадочных толщ, распространенных наиболее широко вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива и, кроме того, в отдельных наложенных структурах в более восточных районах зоны. Стратиграфия этого молодого комплекса еще разработана недостаточно, в связи с большими фациальными изменениями вулканогенных толщ и недостаточной флористической характеристикой их. Сопоставление этих образований было предпринято недавно С. А. Салуном (1964). На приводимой ниже схеме стратиграфии позднемеловых и кайнозойских толщ Сихотэ-Алиня (табл. 5) вся территория Сихотэ-Алиня подразделена на районы с тремя различными типами разрезов. Для районов побережья, соответствующих Приморскому отрезку Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, характерны наиболее мощные и наименее дифференцированные разрезы вулканогенных толщ (зона с полным недифференцированным разрезом, по С. А. Салуно).

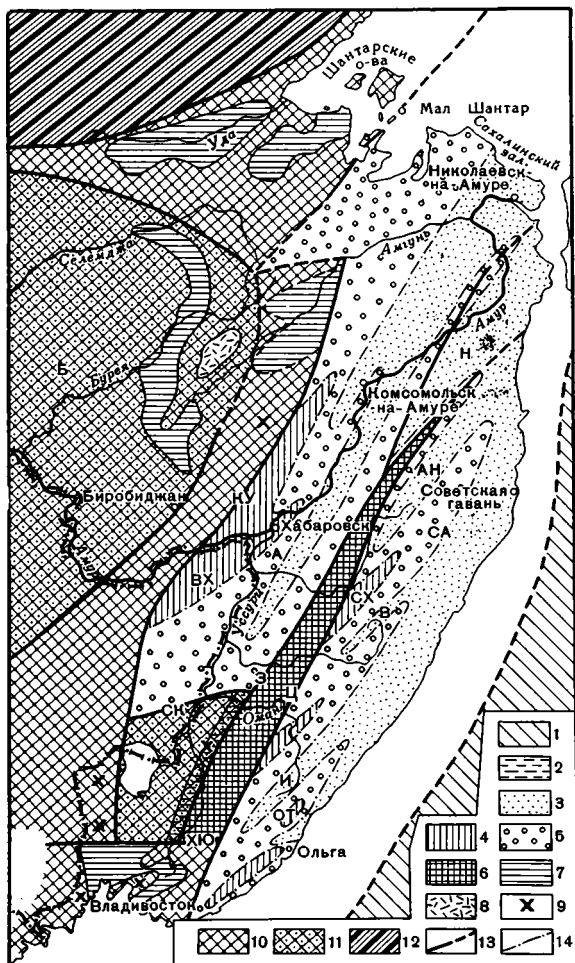


Рис. 7. Схема тектонического районирования мезозойского складчатого фундамента Сихотэ-Алиньской области (по С. А. Салуну)

1 — кайнозойская геосинклинальная область; 2 — внешняя зона Даубихинского шовного прогиба; 3 — осевые зоны синклиналиев (Н — Нижнеамурский) и прогибы: И — Верхнеиманский, В — Верхнебикинский, АН — Верхнеануйский; 4 — антиклинальные поднятия: ВХ — Ванданско-Хабаровское, ОТ — Ольга-Тетюхинское, С — Сидатунское, СХ — Сукпайско-Хунгарийское; 5 — кряжи синклиналиев: А — Амуро-Уссурийское, СА — Сихотэ-Алиньское; 6 — главный Сихотэ-Алиньский антиклинорий; 7 — мезозойские наложенные прогибы в пределах области палеозойской складчатости; 8 — район распространения континентальных вулканогенных толщ триасового возраста; 9 — район проявления верхнепалеозойского интрузивного магматизма; 10 — верхнепалеозойские складчатые сооружения; 11 — раннепалеозойские складчатые сооружения: Б — Буреинский массив, Х — Ханкайский массив; 12 — Сибирская платформа; 13 — глубинные разломы; КУ — Курский; З — Западно-Сихотэ-Алиньский, Ц — Центрально-Сихотэ-Алиньский, Т — Тугурский, СК — Синкайский, Ю — Южно-Сихотэ-Алиньский; 14 — границы между элементами синклиналиев

Для большей части территории Сихотэ-Алиня характерны сокращенные разрезы вулканогенных толщ, где преимущественно развиты кислые разновидности вулканогенных пород. Вдоль восточного склона Сихотэ-Алиня располагаются как бы промежуточные разрезы, где вулканогенные толщи распространены значительно шире, но уже достаточно сильно дифференцированы на кислые и основные разности, слагающие отдельные свиты. Общая мощность вулканогенных пород местами достигает 7000—8000 м, а объем излившихся лав оценивается С. А. Салун в 400—500 тыс. км³.

Одновременно с вулканической деятельностью происходит формирование небольших, но многочисленных массивов гранитоидов, комагматичных меловым и палеогеновым вулканогенным толщам (Руб и др., 1964).

В структурном отношении верхнемеловые и третичные вулканы приурочены к ряду наложенных впадин. Особенно четко наложенный характер их выступает в центральных частях Сихотэ-Алиня. С. А. Салун (1964) отмечает, что в ряде структур наблюдается как бы постепенная перестройка. В начальные этапы (верхний мел) наблюдаются еще элементы унаследованности древнего структурного плана, а в более поздние, в эоцен-олигоцене (и особенно в неогене) наложенный характер структур уже выявляется более отчетливо. Большинство таких структур связано с разрывными нарушениями, частично унаследованными

ми от более древнего, собственно геосинклинального этапа развития Сихотэ-Алиньской зоны.

Таким образом, Сихотэ-Алиньская геосинклиналь в результате верхнемеловой складчатости, время проявления которой приходится на середину сенона, прекратила собственно геосинклинальный этап своего развития. Сформировавшиеся складчатые структуры, имеющие отчетливые северо-восточные простирания, на севере уходят под воды Охотского моря, а на востоке перекрываются эффузивами Приморского отрезка вулканогенного пояса и водами Татарского пролива.

Даже очень краткое описание геологии Сихотэ-Алиня позволяет заметить некоторые особенности его строения и развития. Прежде всего на большей части территории Сихотэ-Алиня отчетливо устанавливаются следы герцинской складчатости, в результате чего в верхнем палеозое и нижнем мезозое наблюдаются многочисленные перерывы, а в составе верхнепермских, триасовых и нижнеюрских образований широко распространены обломочные, прибрежно-морские и континентальные толщи, которые, вероятно, можно рассматривать в качестве орогенных образований герцинской складчатой зоны Сихотэ-Алиня. В юре на месте этой зоны вновь происходит регенерация геосинклинального режима. В то же время мезозойские толщи этой зоны обладают целым рядом особенностей. Для них характерно обилие терригенных пород в разрезах, ограниченное развитие вулканогенных и кремнистых формаций, увеличение в восточном направлении кремнистых отложений, частые поднятия и связанные с ними перерывы в осадконакоплении, отсутствие крупных батолитовых интрузий, наложенность геосинклинальных прогибов Сихотэ-Алиня на западе и, вероятно, на юге на области более древней стабилизации свидетельствует, очевидно, о том, что Сихотэ-Алиньская зона представляла лишь краевую часть крупной меловой геосинклинальной области. Строение более восточных, внутренних, частей этой области в настоящее время мы можем наблюдать на острове Хоккайдо.

Глава II

ОСТРОВ ХОККАЙДО

Остров Хоккайдо — самый северный остров Японского архипелага. На юго-западе он отделен от острова Хонсю Сангарским проливом, южная и юго-восточная часть острова омывается водами Тихого океана, на северо-востоке нешироким проливом Измены он отделяется от южной группы островов Курильской гряды. Северная часть острова уходит под воды Охотского, а западная — Японского морей. Крайняя северная часть острова отделена от острова Сахалина проливом Лаперуза.

По особенностям геологического строения остров Хоккайдо подразделяется обычно на три части: западную, центральную и восточную (рис. 8). Ниже мы рассмотрим основные черты геологического строения каждой из вышеупомянутых частей острова.

ЗАПАДНЫЙ ХОККАЙДО

Эта часть острова наименее изучена. В ряде работ японских геологов отмечается развитие здесь палеозойских образований, представленных толщей глинистых сланцев, роговиков, алевролитов и известняков. Однако литологический состав этих отложений, условно выделяемых как палеозойские, отличен от ближайших фаунистически доказанных палеозойских

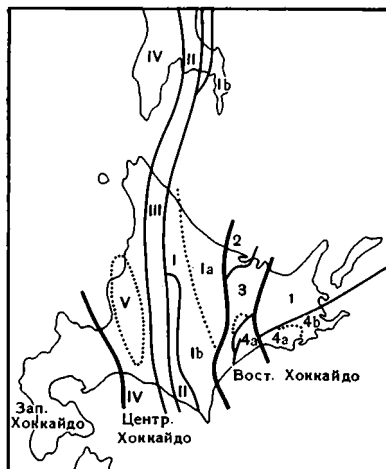


Рис. 8. Тектоническая схема Хоккайдо (по W. Hashimoto, 1958)

I — зона Хидана: Ia — перекрытая неогеновыми отложениями; Ib — неперекрываемая неогеновыми отложениями; II — срединный меловой синклиорий; III — зона Камуикотан; IV — меловой синклиорий Исикари — Румои; V — третичный прогиб Исикари — Румои. Арабские цифры на схеме: 1 — северная подзона Восточного Хоккайдо; 2 — зона Сарома; 3 — зона Тойокорои-Китами; 4a — впадина Кусиро; 4б — южная подзона Восточного Хоккайдо

толщ, распространенных в горах Китаками на острове Хонсю (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961). В последние годы появились новые данные, заставившие несколько пересмотреть возрастную датировку до-неогеновых отложений Западного Хоккайдо. Так, например, в работе Т. Матsumото и С. Обато (Matsumoto, Obato, 1963) отмечается распространение здесь аптских и альбских отложений. Однако авторы не рассматривают вопроса их площадного распространения и структурной приуроченности. Более подробно эти вопросы были изложены недавно К. Исикавой (Ichikawa, 1964). Отмечая различие палеозойских разрезов гор Китаками (Северный Хонсю) с отложениями Западного Хоккайдо, автор пишет, что они сходны с эвгеосинклинальными толщами так называемой группы Рикучю (Rikuchu), распространенной вдоль восточного побережья Северного Хонсю и отделенной от палеозоя гор Китаками зоной крупных разломов. В пределах острова Хонсю эта зона выделяется К. Исикавой (Ichikawa, 1964) под названием внешнего пояса Китаками. Эвгеосинклинальные образования группы Рикучю по всей видимости имеют юрский и нижнемеловой (доаптский) возраст. Они смяты в складки и прорваны нижнемеловыми гранитами Танохата и Мияко. Выше резко несогласно залегают аптские и альбские обломочные толщи, выполняющие отдельные наложенные впадины. Несомненно также, что структуры Северного Хонсю продолжают в Западном Хоккайдо, где среди выполняющих отдельные впадины отложений также недавно была найдена аптская фауна. Однако в некоторых участках Западного Хоккайдо уже давно были известны находки пермских фузулинид, что свидетельствует о продолжении сюда не только внешнего пояса Китаками, но и зоны палеозойской складчатости гор Китаками.

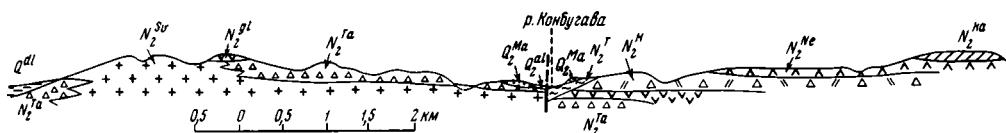


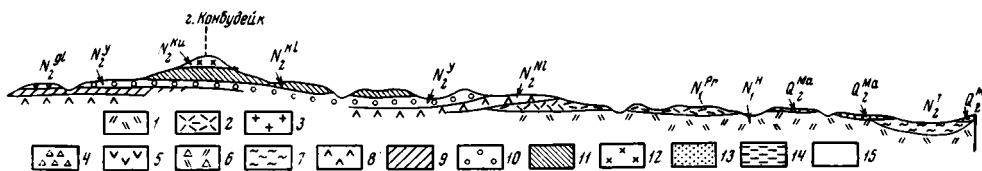
Рис. 9. Геологический профиль в районе Карибута

1 — зеленые туфы, туфобрекчии (формация Ханазона — N_1^H); 2 — пропилиты (формация пропилит-андезитовые аггломераты (аггломераты Тахикава — N_2^{Ta}); 5 — гиперстеновые андезиты (лавы Гайонники, конгломераты, туфы (формация Тахикава — N_2^Y); 8 — авгит-гиперстеновые андезиты (лавы стеновые андезитовые аггломераты (аггломераты Янагинозава — N_2^Y); 11 — авгитовые андезиты 13 — вулканические пеплы, пемзы, гравий (пеплы Маккарибецу — Q_2^{Ma}); 14 — пески, гравий, глины

В любом случае к аптскому времени эта зона несомненно становится областью устойчивого поднятия, просуществовавшего до начала неогена, осадки которого залегают прямо на складчатом основании Западного Хоккайдо. Неогеновые отложения в Западном Хоккайдо распространены очень широко. Для отдельных его районов выделяются местные свиты и толщи. Попытка дать сводный стратиграфический разрез неогеновых толщ Западного Хоккайдо была предпринята недавно С. Уозуми (S. Uozumi, 1962). Согласно его данным в основании неогенового разреза залегает формація Фукуяма (Fukuяama), представленная нестратифицированными туфами, туфоагломератами, туфобрекчиями и андезитами. Эти породы подверглись очень сильным вторичным изменениям (пропилитизации) и обычно выделяются под названием формации «зеленых туфов». Судя по данным ряда исследователей (Matsui, Doi, Fujiwara, 1958), процессы пропилитизации проявлялись неоднократно и параллельно с накоплением пород формации Фукуяма, так как галька пропилитизированных пород находится в агломератах и брекчиях, залегающих в средней части формации, которые в свою очередь также пропилитизированы. Возраст этой толщи, очевидно, нижнемиоценовый.

Выше с несогласием и базальным конгломератом в основании залегает формация Куннуи (Kinnui), представленная туфогенными песчаниками и сланцами с прослоями туфов. Возраст этой формации датируется по фаунистическим данным как среднемиоценовый. Вверх по разрезу они сменяются породами формации Якумо-Куроматсунаи (Yakumo-Kurumatsunai), состоящей из туфогенных песчаников, туфов и туфоагломератов с редкой фауной верхнего миоцена. Согласно данным С. Дои, К. Матсуи, Т. Фудзивара (Matsui, Doi, Fujiwara, 1958), в районе Тойоура (Тоуоура) среди туфогенных образований, синхронных по возрасту формациям Куннуи и Якумо-Куроматсунаи, появляются покровы гиперстен-авгитовых андезитов (лавы Ogishi). Миоценовые породы Юго-Западного Хоккайдо прорваны дайками липаритов и андезито-базальтов.

Разрез неогеновых образований заканчивается породами формации Сетана (Setana) верхнеплиоценового возраста, залегающими с несогласием на подстилающих отложениях. Формация Сетана сложена грубозернистыми песчаниками с многочисленными прослоями конгломератов. В ряде мест под породами формации Сетана обнаружены покровы андезитов и андезито-базальтов, относящиеся, очевидно, к нижнему плиоцену. Четвертичные образования в этой части Хоккайдо представлены покровами андезитов и андезито-базальтов, относимых не только к низам плейстоцена, но и к верхней части плиоцена. Выше них залегают слабо сцементированные туфы, пеплы и пемзовые горизонты и, наконец, наиболее молодые обра-



(Западный Хоккайдо), по данным Коноуа, Doi (1961)

тов — N_1^{Pr} ; 3 — гиперстеновые андезиты (лавы Сихипондонепу — N_2^{Sv}); 4 — оливинсодержащие — N_2^{Gl} ; 6 — гиперстеновые андезитовые аггломераты (аггломераты Хоронаисан — N_2^{H}); 7 — песча-Нараногава — N_2^{Ne} ; 9 — гиперстен-авгитовые андезиты (лавы Катсуногава — N_2^{Ka}); 10 — гипер- (лавы Конбудейк, нижние — N_2^{Kl}); 12 — гиперстен-авгитовые андезиты (лавы Конбудейк — N_2^{Ku}) (делювий — Q_2^{dl}); 15 — пески, гравий, глины (современный аллювий — Q_2^{al})

зования четвертичной системы представлены аллювиальными и делювиальными отложениями.

В тектоническом отношении Западный Хоккайдо представляет собой область с сильно дислоцированным фундаментом, прорванным гранитами, на котором залегают слабо дислоцированные неогеновые образования, слагающие характерные глыбово-складчатые структуры (рис. 9).

Таким образом, с конца палеозоя, а учитывая новые данные К. Исикавы (Ichikawa, 1964), скорее с конца неокима, Западный Хоккайдо представлял собой область поднятия, которое, вероятно, следует рассматривать либо как геоантиклинальную зону в более молодой геосинклинальной области, либо как область ранней консолидации. В начале неогена на этой территории начали формироваться своеобразные структуры, образование которых сопровождалось широкими процессами, вулканизма преимущественно андезитового состава. Весьма вероятно, что развитие этих глыбово-складчатых структур следует связывать с развитием Боннино-Марианской островной дуги.

Граница между Западным и Центральным Хоккайдо проводится Хасимото (Hashimoto, 1958) по западной окраине гор Кабато на севере и по западному крылу молодой третичной впадины Исикари. Для обеих вышеупомянутых районов характерна другая геологическая история, чем для рассмотренного выше региона.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ХОККАЙДО

Эта зона обычно выделяется под названием орогенической зоны Хидака или геосинклинали Иезо (Yezo)¹ и характеризуется наиболее сложным геологическим строением.

Наиболее древними породами, обнаженными в осевой части гор Хидака, являются метаморфические образования, относимые до недавнего времени к палеозою (Геологическое строение и минеральные ресурсы Японии, 1961). Эти породы обнажены на востоке, где они слагают так называемую осевую метаморфическую зону, и на западе, где их выходы выделяются в зону Камуикотан (Kamuikotan). В осевой метаморфической зоне распространены разнообразные интрузивные и метаморфические образования. Интрузивные образования, варьирующие по составу от ультраосновных образований до кислых, выделяются на юге Центрального Хоккайдо под названием интрузивного комплекса Пороширидейк (Poroshiridake) (Sako, Osanai, 1962).

Детальное описание отдельного участка метаморфической зоны было выполнено недавно М. Судзуки, С. Хасимото, Х. Асанай, К. Мацусита (Suzuki a. oth., 1959).

Центральная часть этой зоны в рассматриваемом районе, так называемая ось, сложена кордиерит-биотитовыми, биотитовыми мигматитами и гранитными мигматитами. Последние, по данным упомянутых выше авторов, часто образуют купола и брахиформные антиклинали. Ширина этой «мигматитовой оси» колеблется от 15 до 40 км. К западу мигматиты последовательно сменяются плагиоклазовыми порфиробластовыми гнейсами, а затем порфиробластовыми кристаллическими сланцами. Ширина выходов этих пород колеблется от 8 до 15 км. Восточнее мигматитовой оси распространена узкая зона, в которой биотитовые гнейсы постепенно переходят в сланцеватые роговики, а последние, в свою очередь, совершенно постепенно замещаются неметаморфизованными песчаниками ф о р м а ц и и Р а к к о (Rakko) надгруппы Хидака.

Все указанные метаморфические образования находятся в сложном соотношении с различными интрузивными породами, часть из которых име-

¹ Иезо — древнее название острова Хоккайдо.

ет интрузивные контакты и в то же время оказывается также сама метаморфизованной. Это, очевидно, подтверждает длительность и неоднোактность процессов метаморфизма в этой зоне. Общая картина становления интрузивного комплекса Пороширидейк здесь такова, что самыми древними являются интрузии пород габброидного состава, которых насчитывается по крайней мере три поколения. Одновременно со становлением интрузий происходят основные процессы метаморфизма. Затем происходит внедрение биотитовых гранитов, после чего внедряются дайки диабазовых порфиров и диабазов. Самыми молодыми оказываются пластовые интрузии габбро-амфиболитов и перидотитов и связанные с ними небольшие массивы трондьемитовых гранитов и микродиоритов.

Аналогичные метаморфизованные и интрузивные образования прослеживаются вдоль осевой части гор Хидака вплоть до северного побережья острова Хоккайдо, где вскрыты те же кордиерит-биотитовые, мусковит-биотитовые мигматиты, метадиабазы и тоналитовые породы, прорванные интрузиями габбро и биотитовых гранитов (Sako a. oth., 1961).

В зоне Камуикотан также развит комплекс метаморфических пород, метаморфизованных, однако, значительно слабее, чем рассматриваемые выше образования. Здесь широко развиты различные зеленые сланцы, черные филлитовидные сланцы и ороговикованные песчаники. Наряду с этими образованиями в зоне Камуикотан распространены неметаморфизованные образования, представленные в основном черными глинистыми сланцами и песчаниками. Зона Камуикотан характеризуется широким развитием ультраосновных пород, недавно очень тщательно описанных М. Сайто (Saito, 1963).

Ультраосновные породы сильно серпентинизированы и лишь в отдельных участках массивов сохранены относительно слабо измененные перидотиты. Как правило, массивы ультраосновных пород пространственно тесно связаны с метаморфизованными образованиями, зонами интенсивного динамометаморфизма и взбросов, что позволило Сайто предположить одновременность внедрения этих интрузий и процессов метаморфизма. Возраст метаморфических пород зоны Камуикотан также не совсем ясен, в последнее время имеются указания, что они являются возрастными аналогами пород группы Сорачи (Sorachi) (Osanai a. oth., 1958). Таким образом, мы видим, что возраст метаморфических образований как осевой, метаморфической зоны, так и зоны Камуикотан, очевидно, следует решать в зависимости от возраста пород групп Хидака и Сорачи, к рассмотрению которых мы и переходим.

В Центральном Хоккайдо наиболее полно фаунистически охарактеризованы отложения мела — так называемая группа Иезо (Yezo), ниже которой выделяются образования групп Сорачи (Sorachi) и Хидака (Hidaka), взаимоотношение которых между собой до последнего времени оставались неясными. Совсем недавно К. Хасегава, Х. Осани, М. Судзуки, К. Мацусита (Hasegawa a. oth., 1961), рассмотрев новые данные по стратиграфии домеловых отложений Центрального Хоккайдо, пришли к выводу, что они представляют собой единый комплекс осадков без перерывов и несогласий. На основании этого они предложили выделить его под названием надгруппы Хидака, в составе которой различать верхнюю группу Сорачи, среднюю Камуи (Kamui) и нижнюю Наканогава (Nakanogawa). Однако еще до сих пор в ряде работ выделяется нижняя часть этого комплекса под названием группы Нижняя Хидака, средняя — группы Верхняя Хидака и верхняя — группы Сорачи. Сопоставление отдельных разрезов зоны Центрального Хоккайдо между собой затруднено, так как для каждого небольшого района, как правило, разрабатывается своя стратиграфическая шкала с местными названиями формаций (свит). Однако общая последовательность отложений и общий характер разреза для всего Центрального Хоккайдо остается одним и тем же.

В основании разреза над группы Хидака залегают черные глинистые сланцы и черные тонкозернистые песчаники (группа Нижняя Хидака), сменяющиеся выше по разрезу глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями алевритов, кремнистых пород, покровами основных эффузивов и сравнительно редкими прослоями известняков (группа Верхняя Хидака). Общая мощность пород групп Нижняя и Верхняя Хидака оценивается в 5000—7000 м.

Более детальное описание этих пород для района Камуидейк было дано недавно К. Хасегава и С. Сако (Hasegawa, Sako, 1958). В составе группы Нижняя Хидака они выделяют две формации: Н е к а н о г а в а (Nekano-gawa) и С и б и т и а р и - г а в а (Shibityari-gawa), первая из которых распространена к западу от осевой метаморфической зоны, а вторая — к востоку. Обе эти формации сложены однообразной толщей черных глинистых сланцев с редкими прослоями черных тонкозернистых песчаников. Выше залегают породы группы Верхняя Хидака, в составе которой выделено четыре формации, последовательно сменяющие друг друга по разрезу. Нижняя из них — ф о р м а ц и я С о к м а ц у - з а в а (Sokmatsu-zawa) — сложена зелеными песчаниками и сланцами с отдельными прослоями порфириновых туфов. Выше залегает ф о р м а ц и я Ш о р о к а н б е ц у - з а в а (Shorokanbetsu-zawa), состоящая из чередования зеленых среднезернистых песчаников, черных тонкозернистых песчаников, сланцев с прослоями алевролитов и известняков. Далее следует ф о р м а ц и я К е р и м а й - з а в а (Kerimai-zawa), представленная алевролитами, кремнистыми породами, диабазами и спилитами. Разрез венчается породами ф о р м а ц и и С у н б е ц у - з а в а (Shunbetsu-zawa), которая сложена алевролитами и граувакковыми песчаниками.

К. Хасегава, Т. Такахаси и К. Мацуи (Hasegawa a. oth., 1961), анализируя состав обломочного материала терригенных пород группы Верхняя Хидака, пишут, что он представлен в основном «мафическими компонентами» и обломками лав основного состава.

Вышележащая группа С о р а ч и (Sorachi) представлена сланцами, спилитами и диабазовыми лавами, кремнистыми породами (сланцами и яшмами) с редкими прослоями известняков. Детальный разрез этой группы описан Х. Осанан, К. Митани, С. Исигава и К. Мацусито (Osanaï a. oth., 1963) в районе Накатонбецу (Nakatonbetsu, северная часть Центрального Хоккайдо). По их данным, развитие здесь образования относится к группе Сорачи и могут быть подразделены на ряд формаций (свит).

В основании разреза залегает ф о р м а ц и я П о р о н у р и (Roronuri), состоящая главным образом из диабазовых порфиритов и спилитов с прослоями диабазовых туфов, глинистых сланцев, песчаников, конгломератов и известняков. В последних была найдена фауна *Pycnoporidium lobatum* Yabe a. Toyame и *Spongiomolpha* sp. nov., свидетельствующая о юрском возрасте вмещающих толщ. Мощность формации свыше 1500 м. Выше залегает ф о р м а ц и я М а н о к а в а (Manokawa), сложенная глинистыми сланцами, пересланяющимися с песчаниками, яшмами, диабазовыми туфами и известняками. В нижней части ее преобладают прослои туфов и яшм, в верхней — песчаников. Мощность формации свыше 1700 м. Следующая ф о р м а ц и я — Х и р а г а н а й (Hiraganai) — представлена кремнистыми породами с редкими прослоями глинистых сланцев и туфов общей мощностью около 500—600 м. Выше залегает ф о р м а ц и я П а н к е н а й (Penkenai), которая состоит в основном из глинистых сланцев с небольшим количеством прослоев песчаников в верхней части. Мощность ее около 2000 м.

Рассмотренные формации выделяются изучавшими их геологами в группу Пёчан (Pechan). Выше залегают породы группы Усотан (Usotan), в составе которой в изученном районе выделяются две формации: нижняя Н а и г а в а (Naigawa), состоящая из глинистых

и кремнистых сланцев с прослоями песчаников и туфов, общей мощностью свыше 800 м и верхняя Дзумондейк (Jumondake), представленная почти целиком кремнистыми породами. Она служит хорошим маркирующим горизонтом. Мощность ее около 1500 м. Возраст отложений группы Сорачи на основании находок фауны, несомненно, юрский. Возможно, однако, что самые верхние части разреза группы Сорачи относятся уже к нижним частям нижнего мела. Таким образом, в едином комплексе пород, каковым являются образования надгруппы Хидака (в широком понимании этого термина) в его верхней части, имеются находки юрской фауны. Следовательно, более нижние горизонты этой надгруппы несомненно имеют триасовый и, возможно, пермский возраст, тем более, что в более ранних работах имеются указания на находки пермской фауны в смежных районах острова Хонсю и галек с пермскими фузулинидами в конгломератах района р. Пэккэ (остров Хоккайдо). Таков же, очевидно, возраст и большинства метаморфических образований центральной зоны Хоккайдо. Правда, не исключена возможность, что среди комплекса метаморфических пород имеются и более древние образования¹.

Выше пород надгруппы Хидака в центральной зоне острова Хоккайдо залегают меловые образования надгруппы Иезо, которые подразделяются обычно на три части или группы: Нижнее Иезо, Среднее Иезо и Верхнее Иезо. Эти отложения слагают меловую синклиналичную зону, расположенную западнее зоны Камуикотан, и синклиналичную зону, развитую между зонами Камуикотан и центральной зоной Хидака. Стратиграфия надгруппы Иезо достаточно четко установлена благодаря довольно многочисленным находкам фауны.

Образования группы Нижнее Иезо, как уже отмечалось, залегает с несогласием на породах группы Сорачи. Она состоит главным образом из песчаников и сланцев, с преобладанием песчаников в нижней части разреза. В средней части группы встречаются прослой ленточных орбитолиновых известняков.

Отложения группы Среднее Иезо в южной части залегает согласнo, а в северной — с несогласием на подстилающих породах. В нижней части (1000—1300 м) она сложена флишем, состоящим из чередования темно-серых сланцев, песчаников и конгломератов. Встречаются прослой светлых стекловатых туфов дацитового и риолитового состава. В верхней части группы распространены очень пестрые по составу породы. К западу от зоны Камуикотан в разрезе группы преобладают песчаники с отдельными прослоями туфов в нижней части. Местами существенным развитием пользуются конгломераты. Мощность этих пород меняется от 200 до 450 м.

К востоку от зоны Камуикотан мощность пород этой части группы равна 1300—1600 м. Здесь преобладают алевролиты и аргиллиты с известковыми конкрециями.

Разрез надгруппы Иезо венчается толщей относительно однородных алевроитов мощностью 400—1200 м.

Возраст группы Нижнее Иезо считается апт-альбским, Среднее Иезо — сеноман-туронским, верхнее Иезо — нижнесенонским.

Детальный разрез надгруппы Иезо на юге центральной зоны острова Хоккайдо описан (Osanaï a. oth., 1958) в районе Исириканабаяма (Ishikarikabayama), где эти образования залегают с перерывом и несогласием на породах надгруппы Хидака. В основании разреза надгруппы Иезо здесь выделяется формация Фурано (Furano), очевидно, соответствующая группе Нижнее Иезо. В основании ее залегает толща песчаников (песчаники Shinosa-zawa) с прослоями конгломератов в нижней части. Мощность толщи около 100 м.

¹ Эти данные о молодом возрасте метаморфических толщ Хоккайдо хорошо уязвляются с последними представлениями ряда геологов о молодости метаморфических пород Сахалина и Камчатки.

Выше залегает толща глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и органогенных известняков общей мощностью свыше 700 м. В прослоях органогенных известняков встречена *Orbitolina discoidea* var. *egoensis* Yabe and Hanzawa. В расположенном несколько южнее районе группа Нижнее Иезо, по данным К. Мацусита и М. Судзуки (Matsushita, Suzuki, 1962), имеет мощность всего лишь 400—500 м.

В северной части Центрального Хоккайдо разрезы группы Нижнее Иезо также очень сходны с рассмотренными выше. Так, например, для района Накатонбetsу (Nakatonbetsu) Х. Осанаи, К. Митани, Ш. Исияма и К. Мацусита (Osanaï a. oth., 1963) описан следующий разрез группы Нижнее Иезо, которая выделяется здесь под названием ф о р м а ц и и У т а н о б о р и (Utanobori), представленной песчаниками и сланцами с частыми прослоями кислых туфов. В породах толщи обнаружена фауна *Scabtrigonia imanishii* Nakano, *Trigonia* cf. *kotoi* Yehara, *Pecten* (*Neithea*) cf. *morrisi* Pictet a. Rene, *Natica* cf. *importuna* Nagao. Мощность толщи около 1000 м.

Группа Нижнее Иезо японскими геологами относится к нижнему мелу (валанжину — апту, а частично, возможно, к альбу).

Вышележащая группа Среднее Иезо часто залегает с размывом и несогласием на нижележащих образованиях. В южной части центральной зоны острова Хоккайдо, по данным Х. Осанаи, С. Нагао, К. Митани и др. (Osanaï a. oth., 1958), группа Среднее Иезо (ф о р м а ц и я Н а к а г а в а) имеет следующее строение. В ее основании залегает толща песчаников Тонашибetsу (Tonashibetsu), представленная конгломератами и песчаниками общей мощностью 350 м.

Выше залегает толща ритмично чередующихся песчаников и глинистых сланцев (песчаники Ренкешугу), мощность которой равна 200 м. Она сменяется 100-метровой толщей туфов, с частыми прослоями черных глинистых сланцев (туфы и сланцы Моританозава). Выше увеличивается количество сланцевых прослоев, и они начинают преобладать в разрезе, чередуясь с отдельными прослоями туфов. Мощность этой толщи (толща Сантезава) свыше 800 м. На них вновь залегает пачка ритмичного чередования песчаников и сланцев (песчаники и сланцы Нассензава), мощность которых около 300 м. Разрез группы Среднее Иезо заканчивается толщей крупнозернистых песчаников и сланцев (толща Шимукawa) мощностью около 300 м. В этом районе в породах группы Среднее Иезо фауна не обнаружена. Как видно из приведенного выше описания, мощность группы Среднее Иезо в районе Ишикариканайяма (Ishikarikanayama) достаточно велика (около 2000—2100 м). В смежном районе Нойя (Noya) она существенно уменьшается, не превышая 350—600 м.

В северной части острова Хоккайдо разрез группы Среднее Иезо в общем близок рассмотренному выше. Для примера рассмотрим ее разрез, описанный С. Нагао (Nagao, 1962 в) для района Тесионакагава. Образования группы Среднее Иезо залегают здесь несогласно на нижележащих породах и начинаются породами ф о р м а ц и и Моехоро (Moe-horo), представленной серовато-коричневыми песчаниками с включениями сланцев. Мощность этих пород меняется от 15 до 400 м. Выше залегает ф о р м а ц и и Сирадейк (Shiradaki), сложенная темно-голубыми сланцами; в нижней части встречаются многочисленные прослой кислых туфов. Общая мощность пород равна 500 м. Вверх по разрезу они сменяются серовато-коричневыми плитчатыми песчаниками мощностью около 300 м (ф о р м а ц и я Sakotandake).

На песчаниках залегают темно-серые массивные алевролиты ф о р м а ц и и Сакугава (Sakugawa), в которых встречены *Desmoceras japonica* Yabe, *Inoceramus yabei* Nagao et Matsumoto, *Anagaudryceras sacya* Forbes. Мощность этих пород в разных частях колеблется от 500 до 800 м.

Разрез группы венчается породами формации Саку (Saku), состоящей из чередования песчаников и сланцев с редкими прослоями углей.

Таким образом, группа Среднее Иезо состоит, в основном, из песчаников и глинистых сланцев с отдельными, часто довольно мощными пачками кислых туфов. Для терригенных образований ее характерно ритмичное флишоподное чередование. Нижняя часть группы Среднее Иезо, по мнению японских геологов, относится к апту, возможно альбу, а верхняя — к нижней части верхнего мела (сеноман-турон). Выше по разрезу эти отложения согласно сменяются породами группы Верхнее Иезо.

В южной части острова Хоккайдо разрез группы (формация Угакэва) начинается 400-метровой толщей сланцев Шимукаппу (Shimukappu), содержащих раковины *Inoceramus uwajimensis* Yehara. Выше залегают туфы Иккиузава (Ikkuuzawa) мощностью 200 м. Над туфами располагаются песчаник Хороказавы (Hogokazawa), мощность которых превышает 400 м. В песчаниках обнаружены остатки *Inoceramus japonicus* Nagao et Matsumoto. Разрез группы венчается толщей чередующихся песчаников и сланцев Ренбetsу (Rōnbetsu), мощность которых равна 300 м.

Аналогичный и достаточно мощный разрез приводится также С. Нагао (S. Nagao, 1962в) для района Тасионакагава (Teshionakagawa). Здесь, в основании группы Верхнее Иезо залегает формация Нишичинай (Hishichirashinai), сложенная массивными алевролитами с фауной *Inoceramus uwajimensis* Yehara. Мощность алевролитов 300—500 м.

Выше располагается формация Омагари (Omagari), представленная конгломератами и песчаниками в нижней части и чередованием песчаников и сланцев в верхней. Мощность этой толщи меняется от 100 до 400 м. В породах ее встречаются многочисленные раковины *Ostrea*. Разрез группы венчается формацией Осоншинай (Osonshinai), состоящей из различно чередующейся толщи зеленовато-серых песчаников и алевролитов с фауной *Inoceramus japonicus* Nagao et Matsumoto, *In. schmidtii* Michael. Мощность этих пород равна 1000 м.

В возрастном отношении группа Верхнее Иезо относится, очевидно, к нижнему сенону до кампана включительно.

В последнее время в верхней части меловых отложений выделяется (W. Hashimoto, 1958; Tanaka, 1959) группа Хакобучи (Hakobuchi), по возрасту относящаяся, вероятно, к маастрихту и данию (?). В районе Тасионакагава (Nagao, 1962в) стратиграфическим аналогом группы Хакобучи является формация Ясукава (Yasukawa), представленная 800-метровой толщей ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с фауной *Metaplaenticeras subtilistriatum* Jimbo. Отложения формации Хакобучи залегают с несогласием на подстилающих образованиях.

Рассматривая в целом меловые отложения Центрального Хоккайдо, необходимо отметить резкое преобладание в их составе терригенных пород, ритмичное строение многих толщ (в группе Среднее Иезо развит типичный флиш), частые и довольно резкие изменения мощностей. К. Танака (Tanaka, 1959), изучивший меловые образования района Исикари, связывает накопление грубозернистых пород с существованием суспензионных потоков, сносивших обломочные частицы в бассейн с юго-запада, с поднятия Западного Хоккайдо.

К сходным выводам о существовании на юго-западе источников сноса пришел также А. Иидзима (Iijima, 1959), изучавший минеральный состав тяжелой фракции верхнемеловых обломочных пород Хоккайдо. Он, кроме того, отмечает, что источниками сноса являлись осевая зона Хоккайдо и

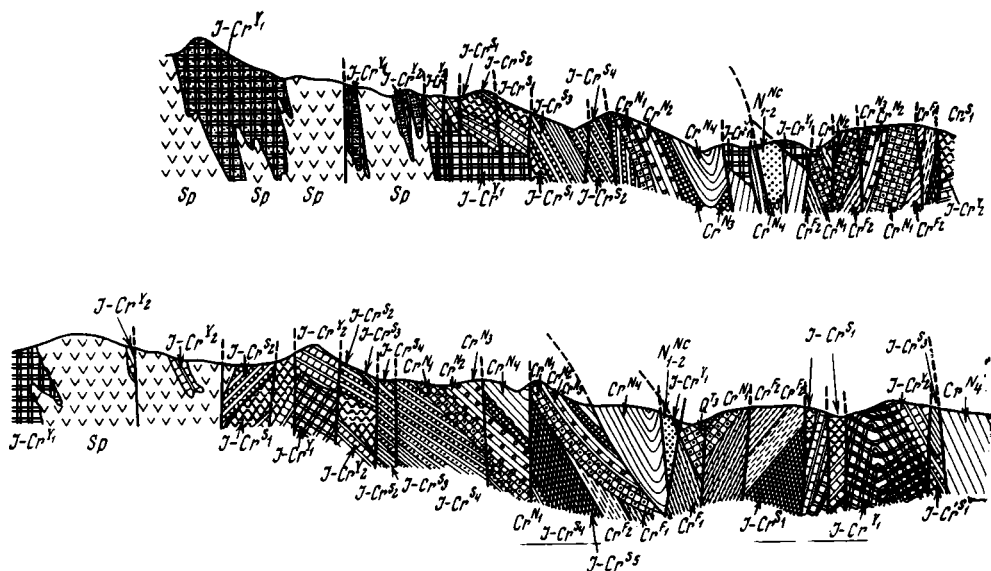


Рис. 10. Геологический профиль в районе Испикариканама

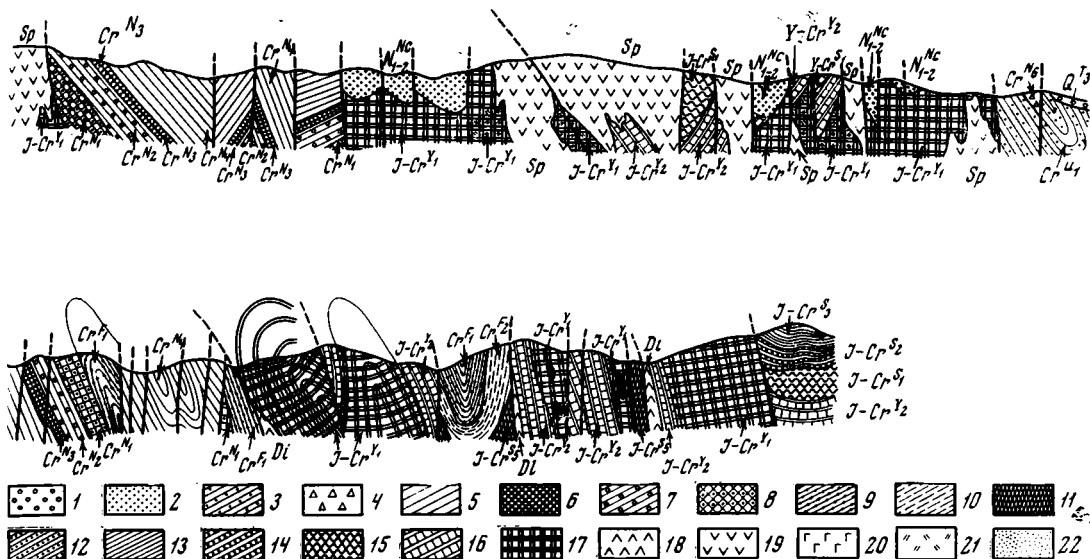
1 — террасовые отложения — Q_2^{Tr} — песок, гравий, глина; 2 — группа Ниниу — песчаники, сланцы, аргиллиты — Cr^{Ur} . Формация Накагава: 4 — песчаники — Cr^{N2} ; 5 — глинистые глинистых сланцев — Cr^{N2} ; 8 — песчаники, конгломераты, глинистые сланцы — Cr^{N1} . Формация 10 — песчаники, конгломераты, глинистые сланцы — Cr^{F1} . Формация Сюбары: 11 — $I - Cr^{S4}$; 13 — песчаники, глинистые сланцы, кремнистые сланцы, алевролиты, диабазовые лавы — песчаники — $J - Cr^{S1}$. Формация Ямабе: 16 — кремнистые сланцы, глинистые сланцы, изняки — $J - Cr^{J1}$; 18 — дайки диабазов — Di ; 19 — серпентиниты — Sp ; 20 — габбро — gb . Метаварцитовые кристаллические сланцы, глаукофановые кристаллические сланцы

поднятия Камуикотан, поставлявшие в бассейн такие минералы, как хромит и магнетит.

Отложениями верхнего мела заканчивается мезозойский геосинклинальный этап развития геосинклинали Иезо. Разнообразные интрузивные образования Центрального Хоккайдо также имеют, как правило, домеловой и меловой возраст. В метаморфической зоне Хидака это рассмотренный выше сложный интрузивный комплекс Пороширидейк, представленный габбро, гранитами, перидотитами и дайками основного состава. Как известно, возраст пород этого комплекса — домеловой. Правда, согласно данным У. Хасимото (W. Hashimoto, 1958), часть гранитов этого комплекса, возможно, является более молодыми — нижнемеловыми — по возрасту и прорывают породы не только группы Сорачи, но и группы Нижнее Иезо. Развите в зоне Камуикотан серпентинизированные ультрабазиты имеют более молодой верхнемеловой возраст (по времени последнего внедрения).

Комплекс допалеогеновых отложений центральной части Хоккайдо смят в сложные сжатые складки и разбит многочисленными меридиональными разломами типа крутых взбросов. Широко развитые здесь разломы северо-восточного и субширотного направления имеют более молодой неогеновый возраст. По зонам меридиональных разрывов часто выжаты на поверхность линейные массивные серпентиниты. Внутренняя структура центральной части Хоккайдо хорошо видна на приводимых ниже разрезах, взятых из объяснительных записок к геологическим картам, масштаба 1:50 000 (рис. 10, 11).

В конце верхнего мела и начале палеогена поднятия, связанные с замыканием геосинклинали Иезо, охватили большую часть Хоккайдо, в связи с чем отложения палеоцена на острове до сих пор не обнаружены.



(по данным Osanai and oth., 1958)

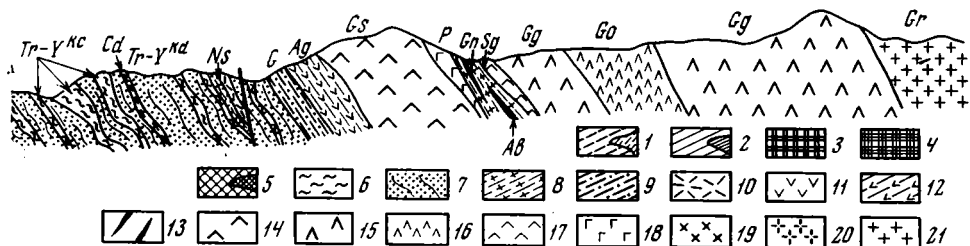
глинистые сланцы, конгломераты, уголь — N_{1-2}^{Nc} ; 3 — формация Уракава — глинистые сланцы, песчаники — Cr^{N4} ; 6 — туфы, глинистые сланцы — Cr^{N3} ; 7 — чередование песчаников и Фурано: 9 — глинистые сланцы, песчаники с прослоями орбитолиновых известняков — Cr^{F2} ; лигнитные сланцы, песчаники — $I - Cr^{S3}$; 12 — чередование песчаников и глинистых сланцев — $J - Cr^{S2}$; 14 — кремнистые глинистые сланцы, песчаники, кремнистые сланцы — $J - Cr^{S2}$; 15 — известняки — $J - Cr^{J2}$; 17 — алевриты, диабазовые лавы, кремнистые сланцы, песчаники, известноморфические породы: 21 — плитчатые филлиты; 22 — зеленые кристаллические сланцы,

Наиболее известными древними отложениями палеогена являются образования эоцена (стадия Нижнее Исекари), распространенные вдоль западной окраины зоны Камуикотан (угленосный бассейн Исекари). Эти отложения начинаются породами свиты Хоборикава (Hoborikawa), состоящей из четырехметрового слоя плотных глин в основании, выше которых залегают песчаники и глинистые сланцы с прослоями каменного угля. Мощность свиты меняется от 50 до 900 м. Выше залегает свита Хоробацу (Hokobetsu), сложенная в основном глинистыми сланцами с тонкими мергелистыми прослоями и редкими пластами песчаников. Мощность свиты меняется от 70 до 160 м.

Разрез нижнего эоцена венчается свитой Юбари (Yubari), представляющей чередованием конгломератов, песчаников и глинистых сланцев и содержащей отдельные прослои каменных углей.

А. Идзима (Iijima, 1959) отмечает, что образования стадии Нижнее Исекари (низы эоцена) представляет собой отложения озерного бассейна, обломочный материал в который поставлялся как с запада, откуда сносились продукты размыва гранитов и осадочных пород, так и с востока, откуда поставлялись продукты размыва серпентинитов и осадочных пород.

В стадию Среднее Исекари (средний — низы верхнего эоцена) область осадконакопления вдоль западной окраины центральной части Хоккайдо продвигается далее на север, достигая района угленосного бассейна Румои. В угленосном бассейне Исекари в это время накапливается свита Ваканабе (Wakkanabe), сложенная в нижней части глинистыми сланцами с прослоями песчаников, а в верхней — песчаниками с прослоями глинистых сланцев. В этих отложениях, мощность которых меняется от 60 до 400 м, содержится морская фауна. Этим отложениям в угленосном бассейне



(по данным Hashimoto and oth., 1961)

2 — песчаники, конгломераты с прослоями туфов — Cr^M . Группа Нижнее Йезо: 3 — чередование Хидака: 5 — песчаники, аспидные сланцы с прослоями кремнистых сланцев — Tr морфически породо: 8 — биотитовые гнейсы — Gn . Изверженные породы: 9 — зернистые диабазы — Di ; 12 — зеленые роговообманковые сланцевые амфиболиты — Ag ; 13 — бродо — Gg ; 16 — гнейсированное оливковое габбро — Go ; 17 — сланцеватое габбро — Sg ; 18 — перидотиты

В районе Исикари — Румои отложения палеогена смяты в сложные складки, часто разорваны пологими надвигами, смещения по которым, однако, не превышают 10 км. Интенсивность дислокаций палеогеновых отложений, по данным М. Минато (Minato a. oth., 1956), резко убывает с удалением от центральной части Хоккайдо к западу, где они характеризуются очень пологими залеганиями (рис. 13).

Неогеновая история Хоккайдо очень сложна. В миоцене в западной и северной подзоне Восточного Хоккайдо начинаются мощные процессы вулканизма. Эти зоны широкого проявления молодого вулканизма японскими геологами называются «зелено-туфовыми районами (green-tuff area)». Центральный Хоккайдо почти целиком относится к районам, где процессы молодого вулканизма отсутствуют, и неогеновые отложения представлены здесь комплексом терригенных, часто угленосных осадков. Лишь самые западные и восточные участки Центрального Хоккайдо характеризуются смешанными разрезами, где наблюдается переслаивание терригенных и вулканических образований.

В последние годы стратиграфия неогеновых толщ Хоккайдо была достаточно детально изучена С. Уозуми (Uozumi, 1962), который выделяет в неогене Центрального Хоккайдо две провинции: южную — Исикари (Ishikari) и северную — Тесио (Teshio), граница между которыми проходит вдоль северного края плато Кабата.

Провинция Исикари на юге Центрального Хоккайдо охватывает западные отроги осевой части Хоккайдо (зону Камуикотан и западные склоны гор Хидака). Наиболее низкие горизонты неогенового разреза известны здесь только в районе угольного месторождения Икусунбецу. Это так называемая свита Асахи (Asahi)¹ серии Кавабата (нижний миоцен), представленная конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами. Породы этой свиты залегают несогласно на палеогеновых отложениях.

Вышележащие отложения свиты Такиное (Takinoe, средний миоцен) известны значительно шире. Они, как правило, слагают небольшие и сравнительно мелкие грабены, развитые вдоль отдельных разломов в осевой зоне Хоккайдо. Свита Такиное сложена преимущественно глинистыми сланцами, переслаивающимися с туфогенными песчаниками и тонкими угольными прослоями.

¹ Название свит дается по С. Уозуми (Uozumi, 1962). В отдельных районах провинции Исикари широко распространены местные названия свит, являющихся стратиграфическими аналогами вышеупомянутых образований.

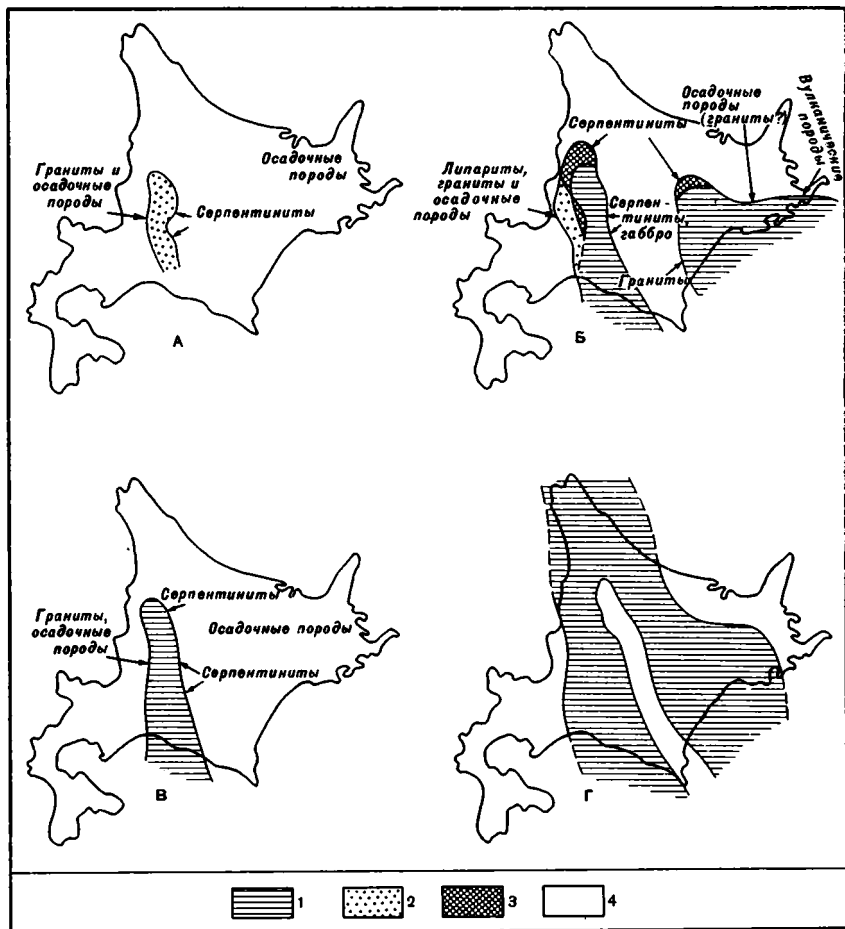


Рис. 12. Палеогеографические карты острова Хоккайдо для палеогена (по Iijima, 1959)

А — низы эоцена, Б — верхний эоцен — нижний олигоцен, В — средний — низы верхнего эоцена, Г — олигоцен
1 — центры вулканической активности; 2 — пресноводные фации; 3 — лагунные фации; 4 — море

Разрез верхнего миоцена начинается породами свиты Кавабата (Kawabata), которая состоит из конгломератов с галькой и валунами нижележащих пород, ритмично чередующихся с прослоями песчаников и конгломератов. Выше залегает свита Ваakkanai (Wakkanai), сложенная в основном плотными глинистыми сланцами с прослоями конгломератов и песчаников.

Мощность миоценовых отложений колеблется от 300 до 1500 м.

Плиоценовые образования распространены очень ограниченно и залегают с несогласием на нижележащих. С. Уозуми (Uozumi, 1962) выделяет их под названием свит Такикава (Takikawa) и Хукакава (Hukakawa), которые представлены чередованием пачек «морских» пирокластов и терригенных отложений с тонкими и невыдержанными прослоями углей в верхней части.

Четвертичные отложения в рассмотренной части Хоккайдо развиты очень незначительно. Помимо голоценовых отложений, представленных аллювиальными и делювиальными образованиями, японские геологи выделяют в долинах рек от двух до трех террас, поднятых иногда до

400—450 м. Однако возрастные сопоставления террас различных речных долин отсутствуют. Поэтому можно лишь говорить о том, что в четвертичное время юг Центрального Хоккайдо испытывал довольно существенные поднятия.

На севере Центрального Хоккайдо, в так называемой провинции Тешо (Teshio), неогеновые образования в общем сходны с аналогичными толщами провинции Исикари, отличаясь от них лишь меньшей фациальной изменчивостью и более простыми структурами. В основании разреза неогена

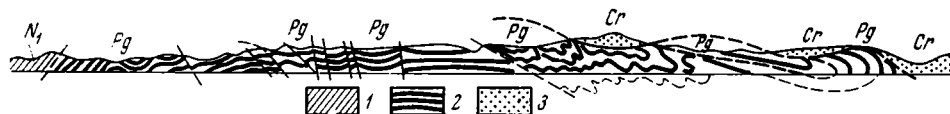


Рис. 13. Геологический разрез через южную часть угленосного района Исикари (по Minato a. oth., 1956; схематизирован)

1 — миоцен; 2 — серия Исикари; 3 — верхний мел

С. Уозуми выделяет свиту Харанозава (Haranozawa), представленную туфогенными песчаниками с прослоями конгломератов и светлых туфов. С. Уозуми относит эту свиту к нижнему миоцену, в то время как некоторые геологи считают ее среднемиоценовой. Мощность этой свиты на северном склоне гор Китаками достигает 150 м (Hasegawa a. oth., 1962).

Породы свиты Харанозава залегают резко несогласно на подстилающих, преимущественно допалеогеновых отложениях. Выше с несогласием залегают среднемиоценовые образования свиты Со-йя (Soya), состоящей из песчаников, сланцев и конгломератов с угольными прослоями. Изредка встречаются прослои туфов. Мощность пород свиты Со-йя на северном склоне горы Китаками меняется от 0 до 120 м. Выше, опять-таки с несогласием залегают туфогенные песчаники с прослоями глинистых сланцев свиты Санкебецу (Sankebetsu), мощность которых меняется от 150 до 170 м. На этих отложениях согласно залегает свита Хикубецу (Chikubetsu), в нижней части которой преобладают песчаники, а верхней — глинистые сланцы. Мощность свиты местами достигает 800 м.

Верхнемиоценовые образования представлены, согласно данным С. Уозуми (Uozumi, 1962), свитами Котанбецу (Kotanbetsu) и Вакканай (Wakkanai). Первая состоит из ритмичного чередования конгломератов, песчаников и сланцев, а вторая представлена толщей так называемых «твердых сланцев». Мощности пород каждой из этих свит равны 300—200 м.

Плиоценовые отложения, залегающие несогласно, представлены в основном песчаниками с прослоями конгломератов и глинистых сланцев общей мощностью около 300—250 м. Они выделяются С. Уозуми под названием свиты Ю-хи (Uchi).

Неогеновые отложения на севере Центрального Хоккайдо слагают сравнительно крупные и слабо нарушенные впадины и отдельные небольшие грабены.

Четвертичные отложения в этой части Хоккайдо также распространены в виде аллювиальных образований террас. Здесь выделяются отложения трех террас, местами поднятых до 200—250 м. Кроме того, широким развитием пользуются голоценовые аллювиальные и делювиальные образования.

Разрез неогеновых отложений значительно разнообразнее в средней части Центрального Хоккайдо. Здесь в составе неогеновых отложений появляются многочисленные вулканогенные образования, обычно характерные для Западного и Восточного Хоккайдо. По данным К. Хасегава,

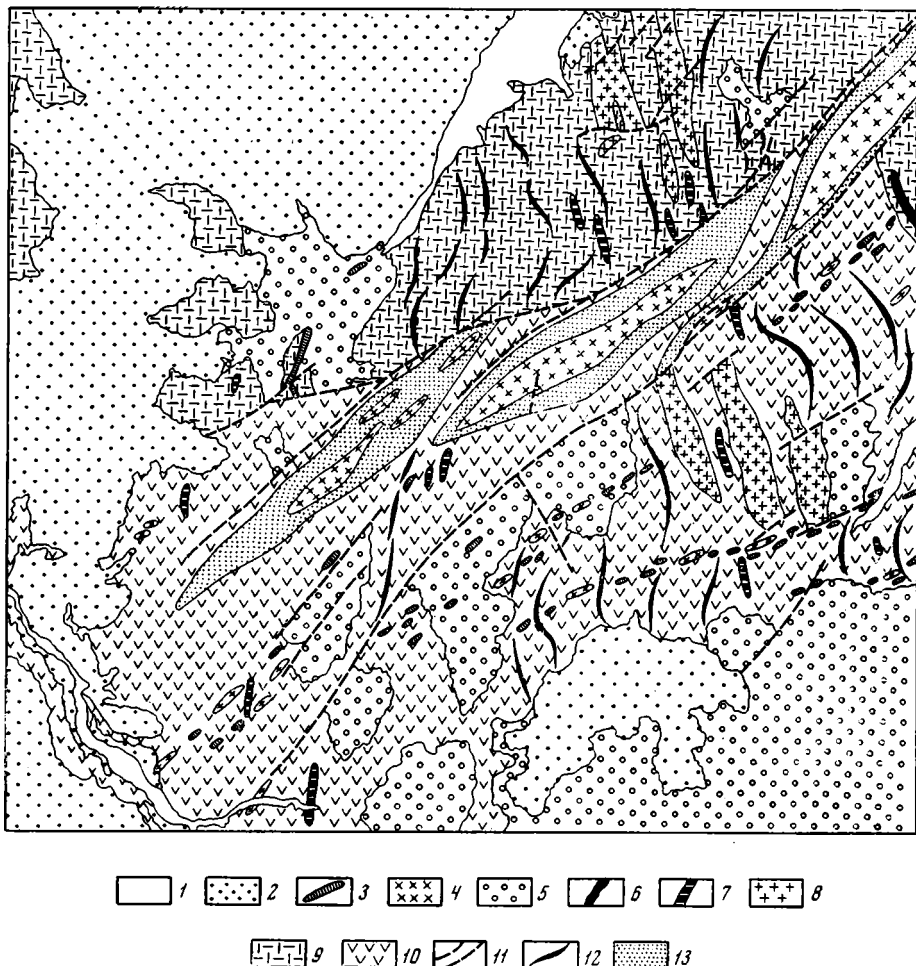


Рис. 14. Геологическая карта района Камисиубецу на Центральном Хоккайдо (по данным K. Hasegawa a. oth., 1961; схематизирована)

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоцен; 3 — кварцевые порфиры; 4 — кварцевые диориты; 5 — миоцен; 6 — ультраосновные породы (верхнемеловые?); 7 — диабазы (верхнемеловые); 8 — граниты (верхнемеловые?); 9 — группа Верхняя Хидака; 10 — группа Нижняя Хидака; 11 — разломы; 12 — линии простиранья слоев; 13 — зоны контактового метаморфизма

Т. Такахаси и К. Мацуи (Hasegawa a. oth., 1961) в районе Камисиубецу распространен следующий разрез неогеновых отложений. Несогласно на подстилающих меловых образованиях залегает свита Камисиубецу (Kamishiyubetsu), сложенная конгломератами. Породы этой свиты слагают отдельные впадины, фундаментом которых являются сильно дислоцированные породы группы Хидака. Породы свиты Камисиубецу прорваны дайками кварцевых порфиров и кварцевых диоритов. Выше с резким угловым несогласием и иным структурным планом залегают породы свиты Хигасинохи (Higashinochi), состоящей, в основном, из дацитовых лав и их туфов (рис. 14). Рассматриваемые образования относятся к мио-плиоцену. Выше с эрозионным несогласием залегают плиоценовые образования, разрез которых начинается свитой Секихокутёги (Sikihoutōge), сложенной спекшимися туфами. Еще выше располагается свита Сиروتаки (Shirotaki), сложенная озерными песками, частично туфогеннымп.

Местами в разрезе свиты преобладают гравийные конгломераты. Осадочные породы этой свиты замещаются по латерали спекшимися туфами. Верхняя часть разреза плиоцена сложена покровами андезитов и андезито-базальтов.

Любопытен и разрез четвертичных отложений этого района. Здесь так же, как и в других частях Центрального Хоккайдо, помимо голоценовых образований выделяются отложения I, II и III террас, относящиеся к плиоцену. Образования I террасы явно приподняты более поздними движениями, так как они обнаруживаются сейчас на высоте 900—1000 м. Они оказываются перекрыты спекшимися туфами свиты Мука (Мука). Комплекс отложений II террасы, известный на высотах 20—50 м, перекрыт спекшимися туфами свиты Обако (Обако). Выше отложений III террасы (7—15 м) залегают андезито-базальты, гиперстен-авгитовые андезиты и роговообманковые андезиты четвертичных вулканов Теигудейк, Мукадейк и Нисскаусунейяма.

Аналогичные разрезы неогена развиты и на восточных склонах гор Хидака и Китакаси, в зоне, пограничной с Восточным Хоккайдо.

Краткое рассмотрение стратиграфии слагающих центральную часть Хоккайдо отложений позволяет, как нам кажется, сделать следующие выводы об особенностях геологической истории Центрального Хоккайдо.

1. Вопрос о распространении в центральной зоне Хоккайдо нижне- и среднепалеозойских отложений на настоящем этапе изучения этой зоны, почти сплошь покрытой геологическими съемками масштаба 1 : 50 000, остается открытым. Отнесение к палеозою и тем более к докембрию метаморфических толщ осевой зоны Хоккайдо становится все более проблематичным, если учесть то, что в последние годы появляются убедительные доказательства молодого, мезозойского возраста процессов метаморфизма в этой части Хоккайдо. Даже если в разрезе метаморфического комплекса Хоккайдо окажутся толщи, имеющие более древний возраст, чем пермский, мы неизбежно должны будем прийти к выводу о том, что в этой зоне герцинские складчатые движения, отчетливо устанавливаемые для Сихотэ-Алиня, не проявлялись или были проявлены очень слабо.

2. Уверенно сейчас можно говорить о наличии в этой зоне мощной единой серии пород, охарактеризованной в верхних частях юрской фауны (надгруппа Хидака). Учитывая данные о находке на острове Хоккайдо галек с фауной пермского возраста, очевидно, следует считать, что этот комплекс пород в возрастном отношении охватывает промежуток времени от перми до юры включительно, а возможно, и самых низов мела. Таким образом, этот комплекс пород соответствует по возрасту комплексу пород Сихотэ-Алиньской геосинклинали, образовавшемуся в ней после герцинской складчатости и до появления терригенных, флишoidных формаций мела.

В формационном отношении образования в осевой зоне Хоккайдо чрезвычайно любопытны. Здесь широким развитием, особенно в нижних частях разреза, пользуются спилиты, диабазовые порфириты, туфы основного состава, яшмы и другие кремнистые образования, а также своеобразные толщи черных глинистых сланцев, внешне напоминающие широко известную формацию граптолитовых сланцев ордовика. Кроме этих образований широким развитием, особенно в верхней части комплекса, пользуются граувакковые, тонкозернистые песчаники и глинистые сланцы. Любопытные данные о преобладании в составе граувакк обломков «мафических компонентов» отмечались нами ранее. Местами внутри этого комплекса пород отмечались отдельные несогласия (орогения Пресорачи и Интрасорачи), однако они скорее всего носят местный локальный характер. Сравнивая домеловые образования Хоккайдо с аналогичными по времени толщами Сихотэ-Алиня видно резкое преобладание в составе этого комплекса вулканогенно-кремнистых толщ и почти полное отсутствие пе-

перерывов, столь многочисленных в верхнем палеозое, триасе и юре Сихотэ-Алиня. Это, очевидно, свидетельствует о том, что здесь мы наблюдаем более внутренние части геосинклинали, тогда как на Сихотэ-Алине видны более краевые части ее, местами, очевидно, наложенные на зоны более ранней стабилизации.

3. В мезозое происходит формирование двух метаморфических зон Хоккайдо (зона Камуикотан и Осовая зона), причем, если процессы метаморфизма в Осовой зоне имеют заведомо домеловой, в основном юрский возраст, то в зоне Камуикотан они, очевидно, более молодые — меловые. Доказательство длительности и относительной молодости процессов метаморфизма рассматривалось нами ранее. Эти процессы метаморфизма проходили на фоне интенсивной магматической деятельности в этих зонах, последовательность внедрения магматических пород здесь была такова: а) несколько поколений основных габброидных интрузий, б) внедрение гранитоидов и в) внедрение ультраосновных пород. Эти метаморфические зоны, очевидно, к концу юры были сформированы в виде поднятий, разделивших перед мелом эту часть геосинклинальной зоны на отдельные прогибы.

4. В меловое время в центральной части Хоккайдо осадконакопление происходит в двух прогибах. Один из них располагается между зоной Камуикотан и Осовой зоной, другой — между зоной Камуикотан и Западным Хоккайдо. В обоих прогибах происходило накопление мощного комплекса терригенных образований, часто с ритмичной слоистостью и внешне чрезвычайно сходного с флишевыми формациями. Подчиненное значение имеют вулканогенные и туфогенные образования, а в верхних частях комплекса в ряде мест появляются прослои углей. В отличие от Сихотэ-Алиня здесь почти отсутствуют перерывы. Единственный четкий перерыв наблюдается на границе апта и альба, это так называемая орогенция Интрапалео.

В конце мела происходит внедрение крупных массивов ультраосновных пород в зоне Камуикотан и практически формируются основные черты структуры Центрального Хоккайдо, которые будут рассмотрены ниже.

5. После мела наступает новый этап в развитии Центрального Хоккайдо, начало которого фиксируется по перерыву в осадконакоплении, что четко устанавливается по отсутствию в пределах Хоккайдо палеоценовых отложений. Вышележащие образования палеогена (эоцен и олигоцен) известны только на самой западной окраине мелового складчатого пояса Центрального Хоккайдо, где они образуют линейно вытянутый прогиб с накоплением угленосных и нефтеносных отложений, и к востоку от Центрального Хоккайдо, где континентальные и прибрежно-морские угленосные толщи палеогена слагают сравнительно слабодислоцированную впадину (угленосный бассейн Кусиро). Интересно отметить, что в состав обломков в палеогеновых толщах Хоккайдо входят все породы, слагающие меловой складчатый фундамент Центрального Хоккайдо. Таким образом, рассмотрение материалов по стратиграфии и составу отложений показывает, что в конце мела в этой части острова произошли достаточно серьезные события, в корне изменившие характер осадконакопления в этой области.

6. В начале неогена в Центральной зоне Хоккайдо в отдельных грабенах происходит накопление обломочных континентальных и прибрежно-морских толщ, часто с угленосными прослоями. Грабены, выполненные неогеновыми осадками, тяготеют к зонам меридиональных разрывов, образовавшихся ранее в этой части Хоккайдо и, очевидно, вновь обновленных в начале или середине миоцена.

Кроме того, наиболее мощные неогеновые отложения накапливаются вдоль западного края складчатой зоны Хоккайдо, частично наследуя существовавший здесь палеогеновый прогиб (район Исикари—Румои). Одновременно с этим (примерно с середины миоцена) в Западном и Восточ-

ном Хоккайдо происходит интенсивная вулканическая деятельность, связанная на юго-западе с возникновением разломов меридионального, а на востоке северо-восточного простираний. В результате этого в миоцене Центрального Хоккайдо часто накапливаются туфогенные толщи, а в пограничных районах происходит замещение терригенных толщ Центрального Хоккайдо вулканогенными отложениями смежных зон. Новообразованные неогеновые структуры местами почти целиком затушевывают и перерабатывают более древний структурный план Центрального Хоккайдо.

* * *

Как мы видим, Западный Хоккайдо является областью преимущественного развития доверхнемеловых пород и гранитоидов, почти целиком перекрытых вулканогенными образованиями неогена. Непосредственно к востоку от этой зоны располагается синклиний, сложенный терригенными флишиоидными формациями мела, перекрытыми палеогеновыми и неогеновыми образованиями. Меловые отложения вскрыты здесь в ядрах антиклиналей и в пределах гор Кабата, которые, очевидно, представляют собой крупное горстовое поднятие домелового и мелового фундамента. Палеогеновые и неогеновые отложения залегают на меловых образованиях с резким угловым несогласием и перерывом, что свидетельствует о проявлении довольно сильной складчатости в конце мела, после которой здесь вновь возник прогиб, лишь частично наследующий зону опускания мелового времени.

Следует, однако, отметить, что на структуры этой части Хоккайдо наложались и достаточно существенные позднеогеновые дислокации, с которыми связано образование пологих надвигов, амплитуды которых, правда, не превышают 5—7 км и резко затухают при движении к западу¹. В течение мела вдоль границы этой зоны с Западным Хоккайдо существовал крутой уступ, возможно, тектонического происхождения, о чем свидетельствует существование в меловых толщах осадочных пород, образованных суспензионными потоками.

На востоке от смежной зоны Камуикотан этот прогиб также ограничен разрывами типа крутых взбросов, вдоль которых располагаются массивы ультраосновных пород. В пределах зоны Камуикотан обнажаются породы надгруппы Хидака и группы Сорачи. Эти образования прорваны основными и ультраосновными породами. Внутренняя структура зоны Камуикотан достаточно сложна. Она состоит из многочисленных блоков, разбитых сериями меридиональных разрывов, большая часть которых круто падает на восток. К этим разломам приурочено подавляющее большинство массивов ультраосновных пород и жильных тел диабазов. В отдельных блоках породы, слагающие зону Камуикотан, как правило, наклонены круто. В южном направлении породы зоны Камуикотан погружаются под меловые отложения. Кроме того, здесь распространены многочисленные восток-северо-восточные разломы явно более молодого возраста, являющиеся сбросами и сбросо-сдвигами. Вдоль восточного края зоны Камуикотан часто развиты тела жильных тонко- и среднезернистых диабазов. В этой зоне, как уже отмечалось ранее, широко проявились процессы метаморфизма, затронувшие породы группы Сорачи и, следовательно, имеющие верхнеюрский, а может быть, и нижнемеловой возраст. Кроме того, известно, что с начала накопления пород группы Нижнее Йезо зона

¹ Сам характер этих надвигов говорит скорее всего о том, что здесь наблюдается развитие типичных гравитационных надвигов, связанных с неогеновыми горообразовательными движениями в Центральном Хоккайдо.

Камуикотан являлась поднятием, поставившим обломочный материал в соседние прогибы.

Ширина зоны Камуикотан колеблется от 20 до 35 км, она прослеживается по простираанию на всем протяжении Центрального Хоккайдо (около 400 км.)

К востоку от зоны Камуикотан располагается так называемая меловая синклиналиальная зона, представляющая собой узкую грабен-синклиналиаль, сложенную отложениями групп Нижнее, Среднее и Верхнее Иезо. Ширина этой зоны крайне невелика — от 5 до 15—20 км. Внутренняя структура может быть представлена в виде сложно построенного синклинория, осевая плоскость которого часто опрокинута на восток.

Западное и восточное крыло синклинория осложнено разрывами, вдоль которых часто располагаются жильные тела диабазов. Серия меридиональных разрывов типа взбросов и более молодых восток-северо-восточных разрывов сильно осложняет внутреннюю структуру этой зоны.

Самая восточная часть Центрального Хоккайдо представляет собой так называемую осевую метаморфическую зону. Это наиболее крупная структура Центрального Хоккайдо. Ширина ее достигает местами 60 км при протяженности около 400 км. Обычно в этой зоне выделяются следующие подзоны (с запада на восток):

1) Западная подзона Хидака, которая ограничена от меловой зоны серией взбросов и в которой в основном распространены очень разнообразные по составу диабазы; 2) фронтальная складчатая подзона Хидака, сложенная преимущественно породами группы Хидака, смятыми в сжатые, часто изоклинальные складки, опрокинутые на запад и нарушенные серией меридиональных взбросов, к которым приурочены тела серпентинитов и диабазов; 3) метаморфическая подзона Хидака, сложенная метаморфическими породами, ультраосновными, основными и кислыми интрузивными образованиями. На западе эта зона ограничена системой крутых разломов типа взбросов. Восточная же ее часть почти целиком перекрыта кайнозойскими отложениями и существенно переработана более молодыми дислокациями. Судя по некоторым данным (съемки в районе Сарома), здесь можно предполагать развитие меловых отложений. В целом эта часть Центрального Хоккайдо представляет собой крупный антиклинорий с преимущественным развитием интрузивных и метаморфических пород мезозойского возраста в ядре.

Таким образом, Центральный Хоккайдо несомненно представлял собой геосинклиналиальную зону, превратившуюся в складчатую зону в конце мела и существенно переработанную позднейшими кайнозойскими движениями. Вопрос о типе кайнозойских структур этой зоны мы рассмотрим позднее.

ВОСТОЧНЫЙ ХОККАЙДО

Граница Центрального и Восточного Хоккайдо не может быть проведена достаточно четко в связи с тем, что непосредственно к востоку от осевой центральной зоны Хоккайдо (зона Хидака) широким распространением пользуются молодые неогеновые образования, почти целиком перекрывающие нижележащие толщи.

У. Хасимото (Hashimoto, 1958), выделяя эту границу по геологическим данным, подразделил Восточный Хоккайдо на две части: западную и восточную (см. рис. 8). В состав западной части им включена так называемая зона Сарома (Saroma) и зона Тойокора — Китами (Таюкогоро — Kitami), которые, по существу, скорее должны рассматриваться как часть Центрального Хоккайдо, сильно переработанная неогеновыми движениями.

На севере западной части Восточного Хоккайдо выделяется так называемая зона Сарома (Saroma). Как пишет У. Хасимото (Hashimoto, 1958),

для нее характерно развитие под чехлом неогеновых отложений пород так называемой ф о р м а ц и и С а р о м а (Saroma). Хасимото считает возраст этих образований в основном триасово-юрским, помещая выше нее отложения группы Юбецу (Yûbetsu), которые он относит к раннему мелу и считает стратиграфическими аналогами группы Нижнее Иезо. Сколькимбудь надежных данных о характере разреза формации Сарома в известной нам литературе не имеется. Более полные сведения были приведены недавно С. Нагао (Nagao, 1962a) о строении разреза группы Юбецу. По данным этого автора, разрез рассматриваемых образований в районе Накаюбецу (Nakayûbetsu) следующий.

В основании разреза залегает ф о р м а ц и я Б а р о (Baro), которая состоит из чередования сланцев и песчаников общей мощностью около 800 м. Выше согласно залегает толща массивных плохо стратифицированных сланцев с редкими прослоями песчаников, песчаных сланцев с линзами известняков. Мощность этих образований, выделяемых под названием ф о р м а ц и и П о н с а р у (Ponsaru), около 800 м.

Самая верхняя часть группы Юбецу выделяется под названием ф о р м а ц и и О н н е н а й (Onnenai), подразделяющейся на три части. Нижняя сложена серыми, зеленовато-серыми плотными песчаниками с большим количеством кальцитовых прожилков, средняя — чередованием песчаников и сланцев и верхняя — туфогенными песчаниками. Общая мощность формации около 1300—1350 м. С. Нагао (Nagao, 1962a) сопоставляет эти отложения с верхними частями группы Сорачи. Эти образования прорваны дайками неогеновых липаритов и перекрыты несогласно липаритовыми туфами (ф о р м а ц и я K j o s h i n) и толщей конгломератов и туфогенных песчаников также неогенового возраста.

Другая зона Тойокоро — Китами (Tayokoro — Kitami), судя по данным У. Хасимото (Hashimoto, 1958), также характеризуется развитием домеловых, мезозойских образований, выделяемых здесь под названием ф о р м а ц и и Т о й о к о р о (Tayokoro). Краткое описание этой толщи мы находим в работе К. Митани, Х. Осанаи и У. Хасимото (Mitani a. oth., 1958), изучавших ее в районе Ашоробуто. Здесь она представлена алевролитами, черными и кремнистыми сланцами и известняками. В составе толщи очень широко развиты покровы диабазовых лав и спиллитов. Нетрудно видеть, что по составу пород формация Тойокоро очень сходна с образованиями группы Хидака Центрального Хоккайдо.

Выше домеловых отложений зоны Тойокоро — Китами в северной ее части залегают преимущественно неогеновые образования, в центральной — олигоценовые, в южной — вновь неогеновые, внешне очень сходные с аналогичными толщами более восточных частей Хоккайдо. Таким образом, эту часть Восточного Хоккайдо, где распространены домеловые и меловые отложения, сходные с аналогичными толщами Центрального Хоккайдо, тектонически, очевидно, следует относить к меловой складчатой зоне Центрального Хоккайдо, существенно переработанной более молодыми движениями.

Характер контакта между этими погребенными структурами Центрального Хоккайдо и собственно Восточным Хоккайдо, судя по данным японских геологов (Mitani a. oth., 1958), доступен для наблюдения только в районе Асоробуто (Ashorobuto), где отложения группы Тойокоро по серии крутых сбросов и взбросов контактируют с меловыми образованиями группы Немуро (зона разломов Урахоро — Urahoro). Эта зона разломов протягивается в строго меридиональном направлении, перекрываясь севернее отложениями палеогена.

Геофизически переход от промежуточной зоны к более восточным районам Хоккайдо выражается сменой отрицательных полей аномалий силы тяжести положительными (Minato a. oth., 1956).

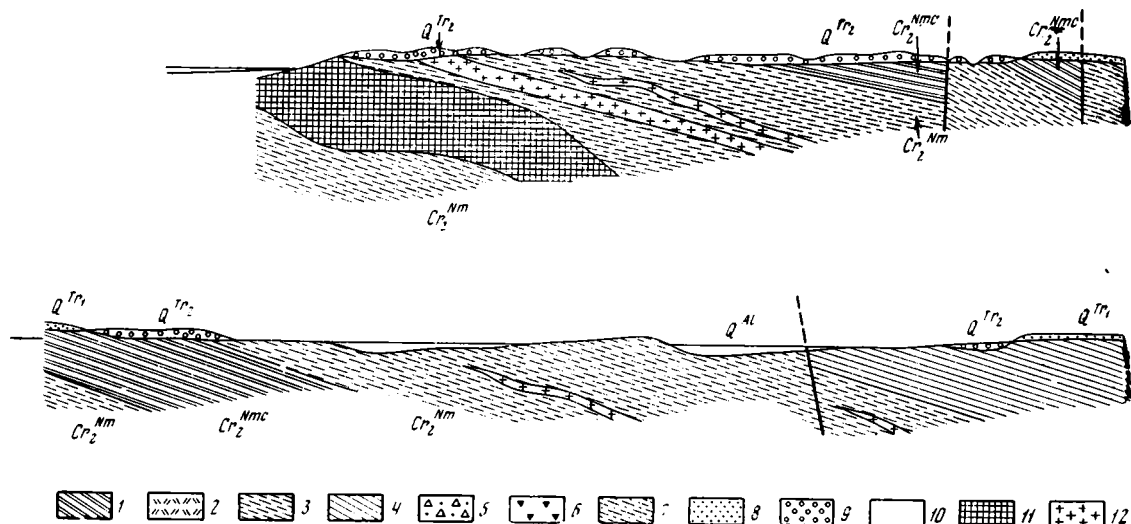


Рис. 15. Геологические профили в районе

Формация Немуро: 1 — крупнозернистые и конгломератовые песчаники, песчаники, аргилл песчаники, аргиллиты, туфогенные отложения — Cr_2^{Nm} . Формация Чобоси: 4 — чередование ты, песчаники, аргиллиты — Cr_2^{Oh} ; 6 — вулканические конгломераты, аггломераты, лавы — Cr_2^{Ohv} . аггломераты, лавы; делювий, террасовые отложения — Cr_2^{Yu} ; 8 — песок, гравий — $Q^{Tr1(40 м)}$; 9 — п е н ы е п о р о д ы: 11 — трахидолериты, мондониты, порфириновые трахибазальты; 12 — порфири

СОБСТВЕННО ВОСТОЧНЫЙ ХОККАЙДО

Южная подзона

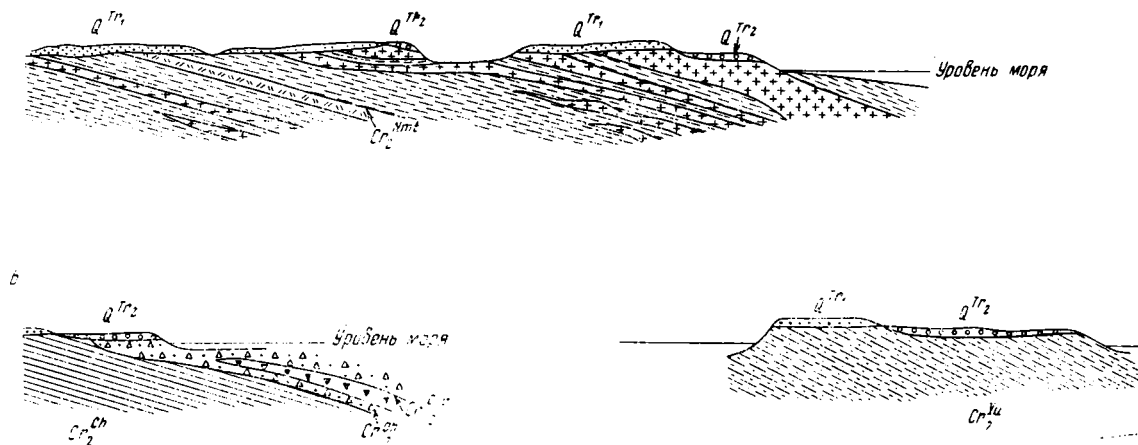
Рассматриваемая часть Хоккайдо, как правило, подразделяется на две подзоны — северную и южную. Для южной подзоны характерно развитие меловых отложений (группа Немуро — Nemuro), палеогеновые отложения, развитые в районе угленосного бассейна Кусиро, и сокращенные разрезы неогена (преимущественно миоцена). В северной подзоне наиболее древними образованиями являются миоценовые. Неогеновые отложения в этой части Восточного Хоккайдо представлены мощными вулканогенными толщами. Широко развиты здесь также и четвертичные вулканы.

Следует сразу же отметить, что эта часть Хоккайдо имеет много общего по своему геологическому строению с Курильскими островами.

Как уже отмечалось, в южной части Хоккайдо наиболее древними образованиями являются отложения группы Немуро, обнаженные на полуострове Немуро и в крайних частях угленосного бассейна Кусиро. На западе эти образования по разлому Урахоро контактируют с домеловыми отложениями формации Тойокоро.

Самые нижние части группы Немуро обнажены в районе Немурохокубу (Nemurohokubu), где они выделяются под названием формации Ноцукамаппу (Notsukamappu). Она состоит из конгломератов, туфов, аггломератов авгитовых андезитов, с прослоями песчаников и аргиллитов.

Однако наиболее полный разрез группы Немуро был описан Митани, Фузивара и Хасегава (Mitani a. oth., 1958) для района Немуронанбу (Nemuronanbu). По данным этих исследователей, здесь в основании разреза залегает толща чередующихся темно-серых алевролитов, темно-зеленых



Немуронанбу (по Mitani a. oth., 1958)

литы — Cr^{Nmt}_2 ; 2 — туфы, туфогенные аргиллиты — Cr^{Nmt}_2 ; 3 — чередование песчаников и аргиллитов, песчаников и аргиллитов, песчаники, аргиллиты — Cr^{Ch}_2 . Формация Очиши: 5 — конгломераты, гравий — Q^{Tr2} (20—30 м); 10 — аллювий — песок, гравий, глины, торф — Q^{al} . Изверженные трахибазальты, трахидолериты с пилотакситовой структурой

и зеленовато-серых, средне- и тонкозернистых туфогенных песчаников с прослоями туфобрекчий и туфов. В средней части толщи выделяется пачка грубозернистых туфогенных песчаников и туфобрекчий. В осадочных прослоях обнаружены неопределимые обломки иноцерам, а в более западных районах в породах этой толщи был найден *Inoceramus kushiroensis* Nag. et Mat. Общая мощность толщи, выделяемой под названием формации Немуро, около 1900 м.

Выше согласно залегают темно-серые аргиллиты, голубовато-серые алевролиты и зеленовато-серые средне- и грубозернистые песчаники. Для этой толщи характерно обилие четковидных прослоев кальцитовых стяжений и наличие окатанных галек трахидолеритов. В средней части распространены аргиллитовые прослои с внутриформационной складчатостью. В осадочных породах обнаружены *Neophylloceras hetonaiense* Matsumoto, *Inoceramus* sp., *Portlandia* sp., *Natica* sp. Мощность этой толщи (формация Чобоси — Choboshi) около 770 м.

Вверх по разрезу она сменяется валунными и галечными конгломератами с прослоями темно-серых аргиллитов, средне- и тонкозернистых песчаников. В верхней части распространены агломераты и лавы базальтового состава. Валуны и галька конгломератов в основном состоят из обломков трахидолеритов, распространенных в виде пластовых тел в нижележащих свитах. Мощность этих пород, выделяемых под названием формации Очиши (Ochiishi), около 370 м.

Разрез группы Немуро заканчивается породами формации Юрури (Yururi), распространенными на островах Юрури и Могорури к югу от полуострова Немуро. Контакт ее с подстилающими образованиями нигде не виден. Формация Юрури состоит из агломератов, лав и вулканических брекчий андезитового и базальтового состава. В виде отдельных прослоев встречаются аргиллиты, песчаники и конгломераты, содержащие

остатки *Solemya angusticandata* Nagao, *Ezonuculana mactraeformis* (Nagao), *Acila (Truncacila) hokkaidoensis* (Nagao), *Portlandia (Portlandella)* sp. n. Мощность этой свиты около 500 м.

На основании содержащихся в ней органических остатков возраст группы Немуро определяется как сенокский. М. Мацуи (Matsui, 1962) предложил схему корреляции разрезов группы Немуро для отдельных районов полуострова и острова Шикотан, в которой нижняя часть разреза группы Немуро сопоставляется с матакотанской, а верхняя — с малокурильской свитами острова Шикотан.

Крайне любопытен характер интрузивных образований, тесно связанных в пространстве и времени с породами группы Немуро. Помимо лав андезито-базальтового состава, с ней тесно ассоциируются так называемые трихидолериты А-типа и В-типа. Трахидолериты А-типа представляют собой лакколитоподобные интрузивные тела, состоящие из трахидолеритов, андезито-базальтов, монцонитов и сиенитовых жил. Они состоят из плагиоклаза, анортклаза, ортоклаза, анальцима, авгита, эгирин-авгита, гиперстена, оливина, биотита и роговой обманки. Для этих пород характерно резкое преобладание K_2O над Na_2O .

Трахидолериты В-типа встречаются в виде небольших пластовых тел и представлены андезито-базальтами и трахидолеритами. Они состоят в основном из плагиоклаза, авгита, оливина, гиперстена, биотита, эгирин-авгита. Для них характерна меньшая степень раскристаллизации, чем для трахидолеритов А-типа.

Меловые образования полуострова Немуро очень слабо дислоцированы. Они слагают достаточно пологую моноклиналь (с углами падения от 15 до 30°), наклоненную на юго-восток. Лишь в отдельных местах эта моноклиналь осложнена небольшими разломами и очень пологими складками (рис. 15). Степень дислоцированности меловых отложений полуострова Немуро никак не может быть сравнима со сложными дислокациями аналогичных толщ Центрального Хоккайдо.

Выше меловых отложений в южной части Восточного Хоккайдо распространены палеогеновые образования, изученные достаточно детально в связи с их промышленной угленосностью (так называемый угленосный бассейн Кусиро). В западной части этого угленосного бассейна палеогеновые толщи залегают на домеловых отложениях формации Тойокоро, а в восточной — на меловых породах группы Немуро. Стратиграфия этих образований была достаточно детально рассмотрена М. Мацуи (Matsui, 1962). Согласно его данным, разрез палеогеновых образований начинается образованиями группы Урахоро (Urahoro), подразделяющимися на следующие формации (снизу вверх):

1) формация Беппо (Верро) состоит из 50-метровой пачки черных конгломератов с обломками черных глинистых сланцев, серых кремней, липаритов, песчаников и роговиков;

2) формация Харутори (Harutori) сложена аркозовыми и глинистыми песчаниками общей мощностью около 120 м. В обломках этих пород встречаются черные и красные кремни;

3) формация Теннеру (Tenneru) представлена красноцветными конгломератами в нижней части и сероцветными песчаниками с невыдержанными прослоями углей в верхней. Общая мощность ее 120 м;

4) формация Юбецу (Yubetsu) состоит из 300-метровой толщи сероцветных песчаников с прослоями красноцветных конгломератов и углей.

Все перечисленные формации сложены в основном континентальными образованиями и лишь в местах появления угленосных прослоев появляются паралические фации.

5) выше залегает формация Ситакара (Shitakara), которая состоит из темно-серых и зеленоватых глинистых песчаников с остатками морской фауны. Мощность ее меняется от 130 до 230 м;

6) разрез группы Урахоро венчается породами формации Сакубецу (Shakubetsu), состоящей из серии глинистых песчаников с отдельными маломощными

прослоями конгломератов в нижней части. Средняя часть этой формации сложена континентальными, а верхняя и нижняя — параллическими фациями. Общая мощность ее около 280 м.

Во время накопления отложений группы Урахоро где-то в смежных районах происходила вулканическая деятельность, следы которой в виде прослоев кислых липаритовых туфов обнаруживаются в формациях Теннеру и Ситакара.

Верхняя часть палеогенового разреза бассейна Кусиро известна под названием группы Онбецу (Onbetsu), в составе которой выделяются (снизу вверх):

1) пачка Омагами (Omagami), сложенная зелеными песчаниками, максимальная мощность которых оценивается в 120 м. Местами они совсем выклиниваются;

2) формация Харо (Charo) состоит из темно-серых глинистых песчаников с прослоями известняков и туфов андезитового состава. Мощность этой свиты меняется от 30 до 400 м;

3) разрез венчается породами формации Нуибэцу (Nuibetsu), представленной темно-серыми туфогенными песчаниками с прослоями андезитовых агломератов в средней и верхней частях разреза. Общая мощность этих пород около 400 м.

Возраст пород групп Урахоро и Онбецу М. Мацуи считает олигоценым. Однако ряд авторов относит отложения нижней части группы Урахоро к верхней половине эоценового яруса.

М. Мацуи (Matsui, 1962) проанализировал фациальный состав и мощность отложений угленосного бассейна Кусиро, что позволило ему выявить ряд интересных особенностей формирования этой структуры. Анализ мощностей показал, что в начальные этапы (время образования пород формации Беппо) своего развития ось впадины была ориентирована в северо-северо-восточном направлении, очевидно, параллельно меловому прогибу полуострова Немуро. Лишь в самой западной части, в районе Урахоро как бы располагается второй прогиб, ось которого ориентирована меридионально.

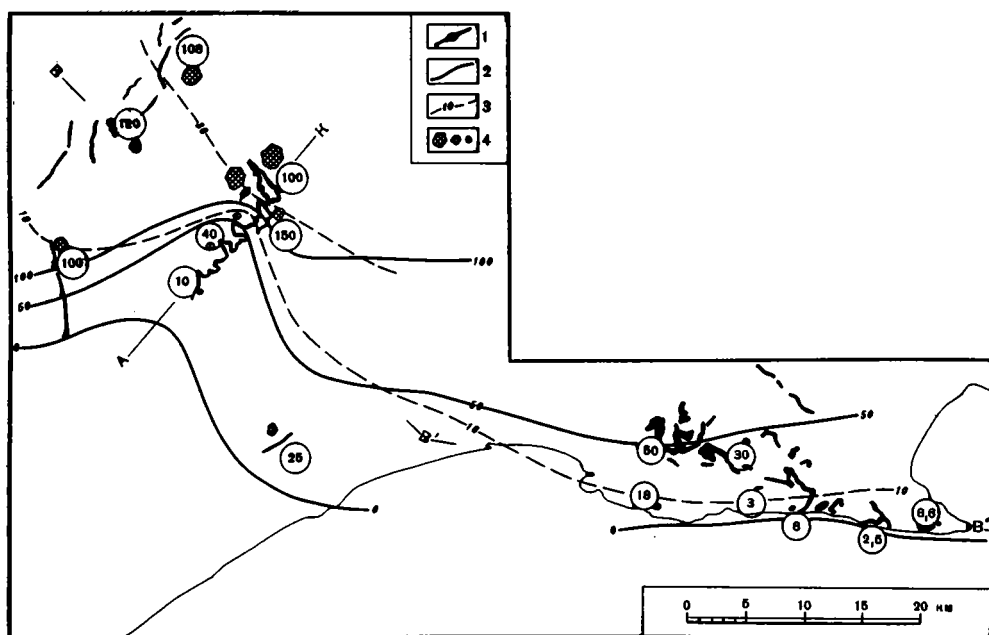


Рис. 16. Схематическая карта изопахит формации Беппо (по данным Matsui, 1962)

1 — выходы пород формации Беппо; 2 — изопахиты формации Беппо, номер обозначает мощность формации в соответствующей точке; 3 — линии распространения гальки одинакового диаметра; 4 — валуны диаметром 30, 20, 10 см (цифры указаны в кружках)

Затем ось впадины мигрирует, разворачивается на север, становится меридиональной и в общем параллельной послемеловому поднятию Центрального Хоккайдо. Это развитие наглядно иллюстрируется картами изопакит и профилями, приведенными в работе М. Мадзуи (Matsui, 1962; рис. 16—18).

За пределами угленосного бассейна Куширо палеогеновые отложения известны в отдельных небольших и тектонически очень просто построенных впадинах. Одна из них (см. рис. 20) была описана (Osanai a. oth., 1961) в районе Аккеси (Akkeshi). Она сложена 90-метровой толщей красноцветных конгломератов с двумя маломощными прослоями углей (формация Итоизава). Изучавшие их геологи предполагают, что она является стратиграфическим аналогом формации Теннеру района Куширо.

Таким образом, в палеогеновое время угленосный бассейн Куширо являлся наиболее крупной областью осадконакопления сначала преимущественно континентальных, затем паралических, а потом и морских, туфогенных осадков. Вне ее осадконакопление, очевидно, происходило в небольших впадинах, где накапливались сравнительно маломощные континентальные осадки. Оси этих прогибов, располагающихся восточнее угленосного бассейна Куширо, простираются, как правило, в восток-северо-восточном направлении. Выше палеогеновых отложений с перерывом и несогласием залегают неогеновые, преимущественно миоценовые образования. Они распространены в основном к северу от выходов меловых образований группы Немуро и угленосного бассейна Куширо.

Наиболее полные разрезы известны в северо-западной части угленосного бассейна Куширо. Неогеновые образования здесь достигают мощности около 3500 м и представлены в нижней части разнообразными песчаниками и глинистыми сланцами. Выше по разрезу начинают преобладать туфогенные образования, содержащие отдельные прослои и пачки лав. Разрез неогена в этих районах заканчивается, как правило, пачкой лигнитов.

Рассмотрим в качестве примера разрез неогеновых отложений района Асоробуто (Ashorobuto; рис. 19), описанный К. Митани, Х. Осанаи и У. Ха-

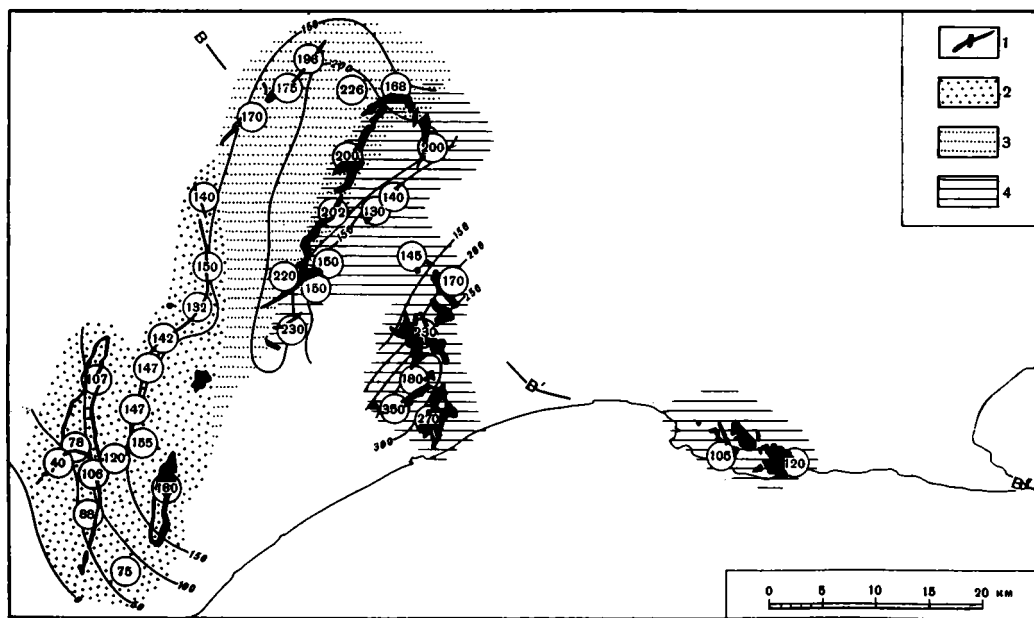


Рис. 17. Схематическая карта изопакит и фаций формации Ситакара (по Matsui, 1962). 1 — выходы пород формации Ситакара; 2 — фация конгломератов; 3 — фация песчаников; 4 — фация алевролитов. Цифры в кружках указывают мощность формации в соответствующей точке.

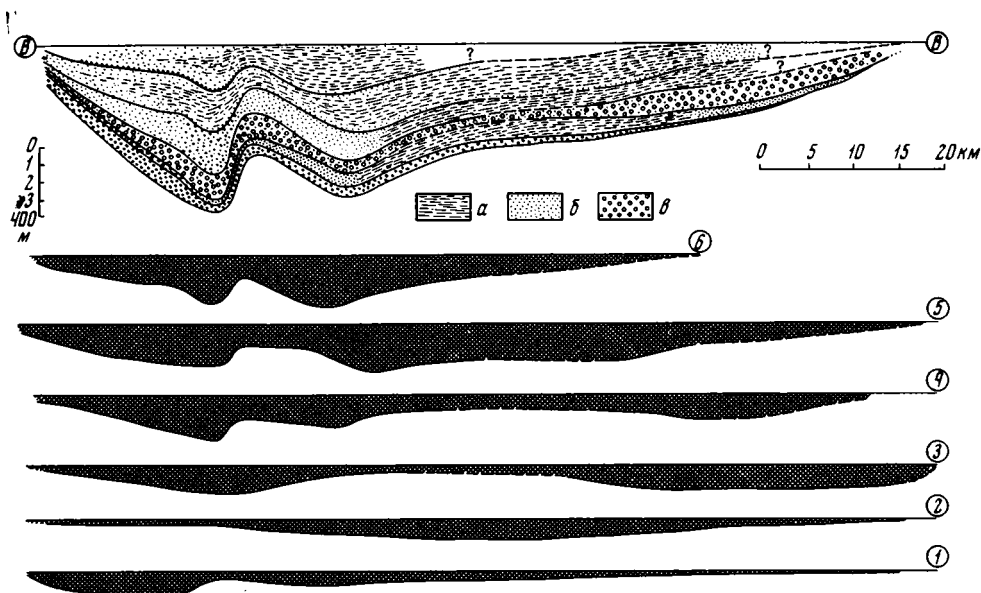


Рис. 18. Геологические и палеогеографические разрезы впадины Кусиро (по Matsui, 1962)

Формации: 1 — Беппо; 2 — Харутори; 3 — Теннеру; 4 — Юбецу; 5 — Ситакара; 6 — Сакубецу. Фации в ней: а — алевролитов и песчаников, б — песчаников, в — конгломератов

симото (Mitani a. oth., 1958). Он начинается отложениями группы Каваками (Kawakami), относящейся к миоцену и подразделяющейся на три формации. В основании залегает формация Хонбецузава (Honbetsuzawa), сложенная в нижней части темно-зелеными средне- и тонкозернистыми песчаниками, содержащими округлые гальки. Выше они сменяются темно-серыми твердыми сланцами и туфогенными песчаниками с редкими и маломощными прослоями зеленых туфов. В породах формации обнаружены раковины фораминифер и пелеципод. Мощность этой формации равна 410—420 м.

Выше по разрезу залегают образования формации Нисо (Nisho), представленной отчетливо слоистыми плотными туфогенными сланцами с редкими прослоями туфов андезитового состава и зеленоватых средне- и грубозернистых песчаников. Общая мощность пород формации меняется от 250 до 500 м.

Разрез группы Кавабату заканчивается породами формации Кироро (Kigoro), которая в нижней части состоит из темно-зеленых среднезернистых песчаников с большим количеством обломков раковин пелеципод. Выше залегает пачка песчаных аргиллитов с фауной диатомей и остатками радиолярий. Мощность пород формации Кироро равна 510—520 м.

На подстилающих породах с резким угловым несогласием, перекрывая глыбово-складчатые структуры миоцена, залегают почти недислоцированные породы группы Токачи (Tokachi), относящейся к плиоцену. Она также подразделяется на три формации. Нижняя формация Хонбецу (Honbetsu) состоит из четырех пачек (снизу вверх):

- 1) лавы, агломераты и туфы андезитового состава;
- 2) конгломераты, песчаники и алевролиты с прослоями пемзовых туфов и туфогенных песчаников с фауной пелеципод;
- 3) алевролиты, туфогенные песчаники, пемзовые туфы и лигниты;
- 4) массивные туфогенные песчаники с мелкими угловатыми обломками андезитов.

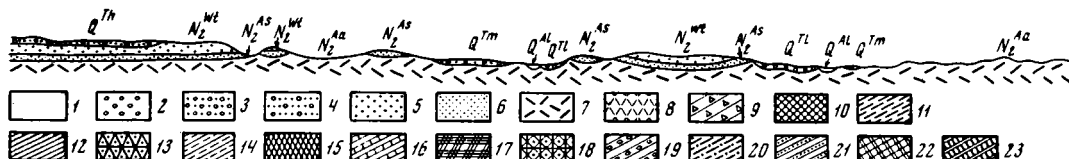


Рис. 19. Геологический профиль в районе

Аллювиальные отложения: 1 — песок, гравий, глина, вулканический пепел; делювий гравий — Q^{Tm} ; 4 — песок, гравий — Q^{Th} . Формация Асоро: 5 — спекшиеся туфы (игним туфогенные песчаники — N_2^{Aa} ; 8 — массивные туфы — N_2^{An} ; 9 — аггломераты, туфы, песчаники, N_2^{Ht} ; 11 — аргиллиты, песчаники, туфы, конгломераты, лигниты — N_2^{Ni} ; 12 — песчаники, конгломераты, туфы, песчаники — N_2^{Ni} . Формация Кироро: 14 — песчаные аргиллиты, аргиллиты, среднезернистые песчаники, 16 — туфогенные твердые глинистые сланцы, туфы, туфогенные аргиллиты, песчаники — N_1^{Ni} . Формация Нимбритов: 18 — грубо- и среднезернистые песчаники — N_1^{Hb} . Формация Окухибецу: 19 — туфогенные аргиллиты, песчаники — Pg^{Os} ; 21 — средне- и мелкозернистые песчаники, конгломераты, видимые песчаники — Cr . Домеловые формации: 23 — песчаные аргиллиты, песчаники

Общая мощность пород формации равна 1200—1350 м.

Выше с размывом залегают породы формации Асоро (Ashoro), сложенной в основном туфами дацитового состава. В основании ее залегает пачка туфогенных песчаников, алевролитов, конгломератов и туфов с прослоями аггломератов и туфобрекчий андезито-базальтового состава. Выше располагаются несколько пачек туфов и туфопесчаников. Разрез заканчивается пачкой игнимбритов. Общая мощность пород формации Асоро местами достигает 900—950 м.

Разрез неогеновых отложений заканчивается туфогенными песчаниками, алевролитами, конгломератами и лигнитами формации Икеда (Ikeda), залегающими с размывом на подстилающих отложениях. Мощность их равна 60—70 м.

В смежных районах разрезы неогеновых отложений в общих чертах остаются сходными; здесь также распространены преимущественно терригенные образования миоцена и залегающие несогласно на них туфогенные породы плиоцена.

В более восточных и более южных районах разрезы неогеновых отложений, как правило, менее мощны. Неогеновые отложения развиты здесь в пределах очень небольших впадин и представлены конгломератами, песчаниками и аргиллитами с примесью туфогенного материала и маломощными прослоями углей. Мощность их не превышает 500 м, и они условно относятся к миоцену.

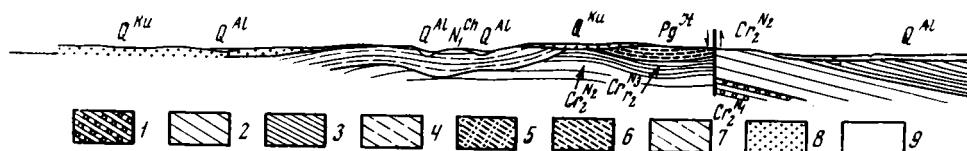


Рис. 20. Геологический профиль в районе

Группа Немуро: 1 — глинистые сланцы с прослоями песчаников — Cr_2^{N1} ; 2 — песчаники с углем и туфами — Cr_2^{N2} ; 4 — песчаники, конгломераты, глинистые сланцы с прослоями туфов — Cr_2^{N2} ; 6 — конгломераты, песчаники, аргиллиты с прослоями углей. Формация Чикава — Pg^{Jt} ; 8 — пемзовые туфы, конгломераты, песчаники. Аллювий — Q^{Al} ; 9 — песок, гравий, гли-

вероятности можно считать первичными и в известном смысле слова «атектоническими».

В конце мелового и в начале палеогенового времени поднятия, следовавшие за замыканием геосинклинального режима в Центральном Хоккайдо, очевидно, захватили и смежные зоны Восточного Хоккайдо, и лишь в конце эоцена, а может быть, только в олигоцене здесь возобновилось осадконакопление, которое происходило в отдельных впадинах, где формировались преимущественно континентальные и лагунные отложения. В районах, примыкающих к Центральному Хоккайдо, эти впадины протягивались параллельно меридиональным структурам Центрального Хоккайдо, а в более восточных районах они сохраняли характерные курильские простирания. В этот период намечается затухание вулканической деятельности, следы которой мы обнаруживаем лишь в маломощных прослоях туфов внутри толщи палеогеновых осадков угленосного бассейна Кусиро.

В начале неогена на большей части территории южной подзоны Восточного Хоккайдо происходит накопление в отдельных впадинах сравнительно маломощных терригенных и туфогенных толщ миоцена. Лишь на севере значительно увеличиваются мощности миоценовых отложений, и мы здесь как бы наблюдаем переходные разрезы к северной подзоне Восточного Хоккайдо. В миоцене на западе южной подзоны сохраняются меридионально ориентированные впадины, хотя и несколько смещенные по отношению к палеогеновым структурам. На востоке преобладают северо-северо-восточные курильские простирания структур.

Существенная перестройка происходит на границе миоцена и плиоцена, когда структуры северо-северо-восточного простирания начинают распространяться все далее на запад, перерабатывая меридиональные структуры не только западных районов Восточного, но и Центрального Хоккайдо. Эта перестройка, очевидно, сопровождалась интенсивной вулканической деятельностью, о чем свидетельствует обилие туфогенных и вулканических пород в разрезах плиоцена (рис. 20).

Четвертичное время характеризуется продолжением вулканизма и незначительными поднятиями отдельных районов южной подзоны. Максимальная величина поднятия плейстоценовых террас достигает здесь 200—300 м, обычно же она не превышает 50—60 м.

Северная подзона

В пределах этой части острова Хоккайдо, за исключением самых западных ее частей, неизвестно отложений древнее миоцена.

На западе, в пределах так называемой структурной зоны Сарома эти неогеновые отложения по разлому контактируют с меловыми образованиями группы Сорачи (рис. 20). Однако мощности неогеновых образований здесь резко сокращены, и нет никакой уверенности в том, что здесь распространены все горизонты неогена. Судя по данным С. Нагао (Nagao, 1962a), неогеновые отложения в районе Накаюбецу (Nakayubetsu) представлены 100-метровой толщей, состоящей из покровов липаритов и прослоев их туфов в нижней части и туфогенных песчаников и конгломератов в верхней (ф о р м а ц и я К у о ш и у).

Значительно более полные разрезы встречаются восточнее, где неогеновые отложения пользуются очень широким распространением. Основание разреза неогена здесь не вскрыто.

В основании видимой части разреза залегает так называемая ф о р м а ц и я «з е л е н ы х т у ф о в», представляющих собой сильно измененные пропилитизированные лавы и туфы. В разных районах эта формация называется по-разному. Так, например, в районе Минехамы (Minehama) на полуострове Сиретоко эти образования выделяются под названием ф о р

мации Чирюи (Chirui). Здесь она состоит из сильно измененных андезитов, агломератов и туфобрекчий, сменяющихся вверх по разрезу породами лаваритов. Видимая мощность этих пород превышает 1000 м (Sugimoto a. oth., 1962). Выше по разрезу залегает толща, состоящая из лав, агломератов, туфобрекчий, туфов андезито-базальтового состава. В виде отдельных прослоев в ней развиты аргиллиты и туфогенные песчаники (формация Okushibetsu). Мощность этой толщи около 1500—2000 м. Местами она выклинивается и выпадает из разреза. Она сменяется формацией Косикава (Koshikawa), сложенной сланцами, алевролитами, песчаниками и туфами с прослоями твердых туфогенных аргиллитов. Мощность ее около 1000—1200 м.

С небольшим несогласием породы рассмотренной формации сменяются аргиллитами, чередующимися с алевролитами и тонкозернистыми песчаниками. Встречаются отдельные прослои пемзовых туфов и туфогенных песчаников. Местами эти породы целиком замещаются андезитовыми агломератами. Мощность этих пород около 1000 м.

Выше трансгрессивно залегает толща конгломератов, гравийных песчаников, песчаников и туфов, видимая мощность которой не превышает 300 м (формация Chirutomari). Этими отложениями заканчивается разрез мио-плиоценовых отложений района Минехама. Точной датировки возраста выделенных здесь свит не имеется. Авторы их относят к верхам миоцена — плиоцену. Из сопоставления этого разреза с другими становится ясным только одно, что миоценовые образования в северной подзоне Восточного Хоккайдо действительно представлены не самыми нижними горизонтами. Кроме того, несогласие внутри неогенового разреза, очевидно, располагается на границе миоцена и плиоцена, так как с ним, так же как и в хорошо изученных неогеновых разрезах южной подзоны, связана структурная перестройка.

Кроме достоверных неогеновых отложений, авторы выделяют ряд вулканогенных толщ, располагающихся в основании современных вулканов. Здесь выделяется три вулканогенные толщи, так называемые формация Коунабецудейк (Kounabetsudake), представленная андезитовыми агломератами, разделяющими две толщи оливинсодержащих гиперстеновых андезитов (лавы 735,3 м и лавы 707 м). Судя по геологической карте, эти толщи представляют собой отдельные вулканические потоки вулкана Унабецудейк (Unabetsudake).

Неогеновые отложения в северной подзоне смяты в пологие складки (рис. 21), оси которых простираются в северо-восточном направлении. Эти складки осложнены меридиональными и более молодыми северо-северо-восточными разломами. Образование северо-северо-восточных разломов четко датируется плиоценом.

В отличие от южной подзоны, в северной значительным распространением пользуются четвертичные образования. Очень большую роль среди них играют вулканогенные толщи молодых четвертичных вулканов. Следует отметить, что для каждой вулканической постройки приводится своя стратиграфия вулканических потоков. Работ, в которых бы проводилось сопоставление четвертичных и выделяемых условно плиоценовых вулканогенных образований, нам неизвестно.

Для уже упоминавшегося вулкана Унабецудейк (Unabetsudake) Р. Сугимото, К. Митани, К. Мацусита, Т. Такагами (Sugimoto a. oth., 1962) приводится следующая последовательность напластования вулканических толщ. В основании разреза плейстоцена вулкана Унабецудейк залегает толща оливинсодержащих гиперстен-авгитовых андезитов (лавы 1019,6 м). Выше них располагается толща спекшихся риолитовых туфов. Далее залегают лавы, среди которых выделяется нижняя лавовая толща, сложенная оливинсодержащими гиперстен-авгитовыми андезитами, средняя — гиперстенсодержащими авгит-оливиновыми базальтами и верхняя,

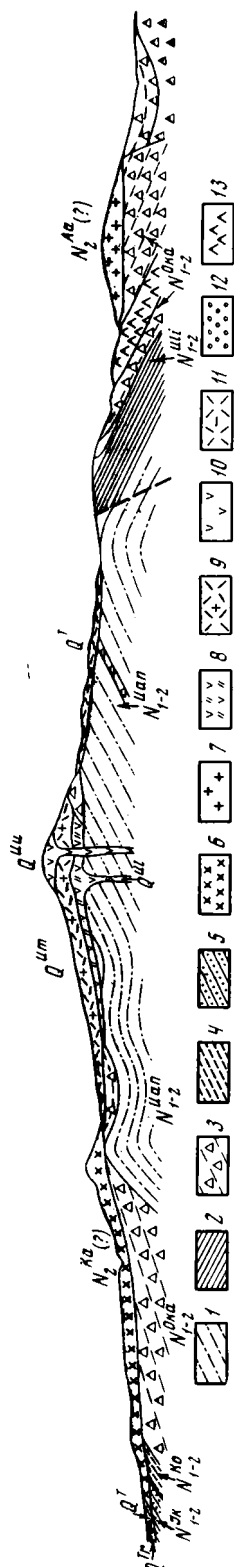


Рис. 24. Геологический профиль в районе Минехама (по Sugimoto a. oth., 1962)

Формация Чуруи: 1 — зеленые андезитовые туфы с прослоями аггломератов — N_{1-2} ; 2 — зеленые липаритовые туфы и липариты — N_{1-2} . Аггломератовая формация Окусибецу: 3 — аггломераты, туфобрекчия, туфы, песчаники, аргиллиты с прослоями пропилитов — N_{1-2} . Формация Косикава: 4 — плотные глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, пемзовые туфы — N_{1-2} . Формация Икусина: 5 — аргиллиты, песчаники, пемзовые туфы — N_{1-2} . Аггломераты Кунабецу: 6 — андезитовые конгломераты — N_{1-2} . Лавы: 7 — аггит-гиперстеновые андезиты — N_{1-2} . Делювий, вулканы Унабецу-дэйк: 8 — оливин, перекрытые аггит-гиперстеновыми андезитами — N_{1-2} . Лавы: 9 — гиперстены, перекрытые аггитовыми оливино-базальтами (с крупными кристаллами анортита) — N_{1-2} . Оливиновые базальты перекрытые аггит-гиперстеновыми андезитами — N_{1-2} . Аллювий: 10 — глины андезита, песок — N_{1-2} ; 11 — пропилиты пемлы, песок, глины — N_{1-2} ; 12 — пропилиты

представленная оливинсодержащими аггит-гиперстеновыми андезитами. Мощности этих отдельных лавовых толщ местами достигает 300—500 м. Разрез этих образований заканчивается толщей пемз и вулканических пемлов.

Р. Сугимото (Sugimoto a. oth., 1962) отмечает, что к плейстоцену также относятся отложения двух террас, поднятые сейчас до высоты 80—160 и 20—80 м и перекрывающие их вулканические пемлы и пемзы (слои Shuen). Кроме того, в этом районе распространены голоценовые — аллювиальные, делювиальные и эоловые — образования.

Рассматривая общие черты строения плиоценовых (?) и четвертичных вулканогенных образований северной подзоны Восточного Хоккайдо, следует отметить, что они представлены в основном покровами андезитов, андезито-базальтов, базальтов и их пирокластических аналогов. В тех же случаях, когда эти вулканы располагаются на древних переработанных частях Центрального Хоккайдо, продукты их излияния становятся более кислыми (до риолитов включительно). Это, очевидно, следует связывать с разным строением земной коры этих участков острова.

Таким образом, северная подзона Восточного Хоккайдо сложена неогеновыми и четвертичными образованиями преимущественно вулканогенного состава. Неогеновые отложения очень слабо дислоцированы, причем оси структур, как правило, имеют северо-восточные курильские простирания. Лишь в районах, пограничных с Центральным Хоккайдо, структуры приобретают меридиональные простирания. Неогеновая история этого района по существу начинается излияниями лав и отложением пирокластов. Интерес-

но, что эти излияния, судя по данным С. Уозуми (Uozumi, 1962), во-первых, происходили в подводных условиях и, во-вторых, сопровождались очень своеобразными гидротермальными процессами, приведшими к повсеместной пропилитизации этих толщ. В дальнейшем вулканогенная деятельность в этих районах после небольшого перерыва была возобновлена в плиоцене и в начале четвертичного периода. Однако она протекала уже в основном в континентальных условиях. Состав вулканических продуктов кайнозоя, как уже отмечалось, в основном андезито-базальтовый и резко меняющийся до риолито-дацитового при наложении зон вулканизма на структуры Центрального Хоккайдо.

Данные многих геологов свидетельствуют о том, что огромную роль в строении структур и распределении вулканических аппаратов играли разрывы северо-восточного курильского простирания, особенно заметно проявлявшиеся здесь в плиоцене и плейстоцене.

Новейший этап развития северной подзоны Восточного Хоккайдо знаменуется вертикальными поднятиями, однако, не столь существенными, как отмечается рядом исследователей. Наибольшая достоверно установленная величина поднятий здесь равна 250—300 м (поднятие I плейстоценовой террасы).

Таким образом, современная структура Восточного Хоккайдо представляется в следующем виде; на юге располагается вытянутое в северо-восточном курильском направлении поднятие, сложенное меловыми образованиями группы Немуро. В пределах южной подзоны Восточного Хоккайдо обнажено лишь северо-западное крыло этого поднятия. По своему внутреннему строению это поднятие, судя по данным У. Хасимото (W. Hashimoto, 1958), представляет собой крыло прогиба, на которое наложены отдельные впадины, выполненные в основном отложениями олигоцена и миоцена и имеющие, как правило, северо-восточные простирания. Лишь в зонах, пограничных с Центральным Хоккайдо, эти впадины приобретают меридиональные простирания. Южное (Малокурильское) поднятие Восточного Хоккайдо, очевидно, по зоне разломов в районе Урахоро торцово сочленяется со структурами Центрального Хоккайдо.

Второе поднятие (Большекурильское), сложенное породами неогена и надстраиваемыми их четвертичными вулканогенными образованиями, распространено в северной части Восточного Хоккайдо. К сожалению, геологических и геофизических материалов о истории развития этого поднятия еще недостаточно. Все же, учитывая то, что в миоцене здесь накапливались мощные, преимущественно морские вулканогенные образования, можно предполагать существование здесь миоценового прогиба, превратившегося в поднятие в конце миоцена — плиоцена¹. Между этими двумя поднятиями располагается прогиб, строение которого практически неизвестно. Здесь, по всей видимости, распространены слабо дислоцированные плиоценовые и четвертичные образования.

Все структуры, распространенные в пределах Восточного Хоккайдо, слабо дислоцированы. Судя по тому, что они являются прямым продолжением структур Курильской островной гряды, можно думать, что они еще не прошли стадию завершающегося геосинклинального развития и тот рубеж в этом развитии, который носит название эпохи завершающей складчатости. Об этом же, как мы увидим в дальнейшем, свидетельствуют и геофизические данные о строении земной коры.

Таким образом, в пределах Хоккайдо отчетливо выделяются три области: Западный Хоккайдо, представляющий собой зону более древней,

¹ Приводимые рядом авторов данные о сносе в Малокурильский прогиб обломочного материала с севера и, следовательно, вопрос о существовании там более древнего мелового поднятия вряд ли можно считать убедительным.

частично, вероятно, палеозойской консолидации в пределах меловой геосинклинальной области Сихотэ-Алиня — Хоккайдо, сильно переработанную неогеновыми глыбовыми дислокациями; Центральный Хоккайдо — область верхнемеловой складчатости с очень своеобразным развитием в течение кайнозоя и Восточный Хоккайдо, являющийся окончанием Курильской островной дуги и тесно с ней связанный по своему строению и истории своего развития. По существу пространственные и временные соотношения этих структур и дальнейшее их продолжение на территорию Охотского моря и является основным вопросом, который мы в дальнейшем попытаемся решить.

Глава III

ОСТРОВ САХАЛИН

Остров Сахалин представляет собой один из крупнейших островов Советского Союза. Он вытянут в меридиональном направлении почти на 1000 км при максимальной ширине до 15—18 км. На западе его омывают воды Татарского пролива, на юге — Японского моря, а на севере и востоке — воды Охотского моря. От материковой части Советского Союза он отделяется узким мелководным проливом Невельского, а от острова Хоккайдо, как упоминалось выше, проливом Лаперуза.

В пределах острова по геологическому строению можно выделить следующие районы: Западно-Сахалинских гор от мыса Крильон на юге до широты мыса Тык на севере; Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей (депрессий); Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова с разделяющей их Муравьевской низменностью; Восточно-Сахалинских гор от полуострова Терпения на юге до долины р. Тымь на севере; Северного Сахалина и, наконец, район полуострова Шмидта. Из них наиболее слабо изучены районы Восточно-Сахалинских гор, полуострова Шмидта, Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова. Рассмотрение геологии Сахалина мы начнем с описания геологического строения Западно-Сахалинских гор — наиболее хорошо изученной части острова.

ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИЕ ГОРЫ

Как мы уже отмечали выше, в этот район нами включается полоса Западного Сахалина от полуострова Крильон на юге до широты мыса Тык на севере. Он, видимо, является продолжением на север зоны Исикари — Румои Центрального Хоккайдо, располагаясь к последней несколько кулисообразно. С запада район ограничен водами Японского моря и Татарского пролива, а на востоке его границей является зона крупных надвигов, по которым верхнемеловые отложения этого района надвинуты на неогеновые образования Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий.

В строении западной части острова принимают участие отложения верхнего мела, палеогена и неогена, в целом последовательно сменяющие друг друга с востока на запад. Породы смяты в складки субмеридионального простираения. Однако местами меридиональные простираения складок сменяются северо-западными (Томаринско-Чеховский, Углегорский и Широкопадский районы). Меловые отложения развиты преимущественно на востоке рассматриваемого района.

В южной части острова примерно до широты Гастелло — Углегорск в разрезе верхнего мела преобладают морские отложения. Здесь выделяют

(снизу вверх) айскую свиту — алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников мощностью не менее 1200 м, возраст ее условно считается сеноманским, хотя не исключено, что он частично может быть и альбским; найбинскую свиту — алевролиты и песчаники с редкими прослоями конгломератов в нижней и верхней части. Мощность свиты 1000—1500 м, возраст ее, по всей видимости, также сеноманский. Выше выделяется быковская свита, представленная монотонной толщей темно-серых алевролитов с прослоями и пачками песчаников и карбонатными конкрециями, заключающими ископаемую фауну, по которой возраст пород датируется от сеномана до низов кампана включительно. Она разделяется на три подсвиты: нижнюю (сеноман — турон), среднюю (коньяк — сантон) и верхнюю (кампан?).

Верхняя часть разреза сложена породами красноярковской свиты, состоящей из песчаников, часто туфогенных, с пачками алевролитов, карбонатными конкрециями, содержащими аммонитов и иноцерармов кампан-маастрихтского возраста, а в верхней части свиты на южном Сахалине залегает толща (300—500 м) темно-серых алевролитов с раковинами мелких пелеципод и брахиопод, чешуей и зубами рыб, которая Т. Г. Калишевич и В. Я. Посыльным (1958) рассматривалась как переходная пачка от верхнего мела к палеогену. Однако в настоящее время многими исследователями возраст ее условно принимается как датский, так как эти отложения тесно связаны с верхнемеловыми, охарактеризованными фауной аммонитов и иноцерармов, вместе с которыми встречаются такие же пелециподы и брахиоподы (Верещагин, 1963). Мощность быковской свиты 2000—3500 м, мощность красноярковской 1200—1700 м. Таким образом, мощность верхнемеловых отложений на Южном Сахалине 7000—8000 м. Они представляют собой единый разрез, видимо, лишенный каких-либо перерывов в осадконакоплении.

К северу от широты Гастелло — Углегорск морские отложения верхнего мела постепенно начинают замещаться прибрежно-морскими и угленосными континентальными. Поэтому на севере Западно-Сахалинских гор в разрезе верхнего мела выделяются свиты, отличные от свит Южного Сахалина, сопоставление с которыми до последнего времени было весьма затруднительно. Только в последнее время удалось в целом увязать стратиграфию верхнемеловых отложений южной и северной частей Западно-Сахалинских гор (Верещагин, 1963). К северу от широты Гастелло — Углегорск верхнемеловые отложения расчленяются на следующие свиты.

В нижней части разреза верхнего мела Северного Сахалина залегает побединская свита. Основание ее неизвестно, так как породы ее по разломам контактируют с отложениями неогена. Она представлена мощной толщей разнообразных песчаников, которым подчинены прослои и пачки туфов, туффитов, реже туфобрекчий и конгломератов, в нижней части свиты преобладают темно-серые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и реже туфов. И. А. Тепловым (1963) эта часть свиты была выделена как боюклинские слои. Нами эта толща мощностью не менее 700—800 м сопоставляется с айской свитой Южного Сахалина. Фаунистически толща не охарактеризована, найдены только остатки аммонитов и иноцерармов плохой сохранности. Верхняя часть побединской свиты представлена преимущественно песчаниками и на нижней залегает согласнo. Мощность ее около 3000 м. Здесь встречены остатки иноцерармов плохой сохранности, свидетельствующие о сеноманском возрасте верхней части побединской свиты и позволяющие сопоставлять ее с найбинской свитой юга Сахалина. В прослоях конгломератов, развитых в верхней части свиты, в гальке содержатся перемытые карбонатные конкреции с фауной сеноманского возраста, указывающие на внутриформационный размыв сеноманских отложений.

На побединской свите согласно залегают темно-серые алевролиты тымовской свиты с прослоями песчаников, реже гравелитов и конгломератов. В карбонатных конкрециях встречается фауна аммонитов и иноцерамов позднесеноманско-туронского возраста, что позволяет сопоставлять тымовскую свиту с нижней подсвитой быковской свиты. Мощность тымовской свиты уменьшается с юга на север от 1800—2000 м до 1200—1500 м.

На юге согласно, а на севере с некоторым размывом на тымовской свите залегают породы верблюжьегорской свиты. В Побединском районе она представлена прибрежно-морскими отложениями, которые к северу постепенно замещаются угленосными, паралическими и континентальными образованиями, выделяющимися в Александровском районе как арковская свита. В породах паралических фаций известны редкие находки ископаемой фауны иноцерамов, устриц, тригоний и других пелецинод.

Верблюжьегорская свита складается песчаниками, переслаивающимися с алевролитами; с юга на север роль алевролитов уменьшается, и они замещаются песчаниками, увеличивается количество прослоев гравелитов и конгломератов, появляются углистые аргиллиты и угли.

Арковская свита представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами и углями с пачками гравелитов и конгломератов. Возраст верблюжьегорской и арковской свит, видимо, поздне-туронский — коньякский, что позволяет сопоставить эти отложения примерно со средней подсвитой быковской свиты Южного Сахалина. Мощность верблюжьегорской свиты при движении с юга на север заметно увеличивается. Так, например, в районе пос. Гастелло она составляет около 800 м, а в бассейне р. Агнёво около 1500 м. Мощность арковской свиты в районе г. Александровска-Сахалинского около 1950 м, а в районе пос. Мгачи увеличивается до 2300 м. Однако в Александровском районе в состав арковской свиты, вероятно, включены и более молодые отложения (нижняя часть жонкьерской свиты).

На верблюжьегорской свите на юге согласно, а в северной части с размывом и конгломератами в основании залегает жонкьерская свита. На широте пос. Гастелло она сложена преимущественно морскими и частично прибрежно-морскими (верхняя часть свиты) отложениями. В северном направлении роль прибрежно-морских отложений возрастает и к северу от широты Бошняково-Смирных низы свиты (нижняя подсвита) уже сложены преимущественно угленосными континентальными отложениями, а верхняя часть (верхняя подсвита) — прибрежно-морскими с редкими прослоями углистых аргиллитов и углей. Только в средней части (средняя подсвита) сохраняются морские аргиллито-алевролитовые отложения с прослоями и пачками песчаников и редкими малоомощными линзами гравелитов. На широте пос. Гастелло мощность свиты около 1200—1300 м, а на широте Бошняково-Смирных она возрастает до 2000—2200 м и в бассейне р. Агнёво достигает максимального значения — 3000—3200 м, причем увеличение мощности происходит в основном за счет нижней и средней подсвит.

Возраст жонкьерской свиты на основании находок ископаемой фауны и флоры устанавливается как сантонский — раннекампанский, что позволяет рассматривать ее как аналог верхней части средней подсвиты и всей верхней подсвиты быковской свиты. Жонкьерская свита перекрывается красноярковской, нижняя и средняя части которой представлены к северу от широты Бошняково-Смирных преимущественно алевролитами и алевроитовыми песчаниками с отдельными прослоями туфогенных песчаников, туффигов и гравелитов. К югу от широты Бошняково-Смирных существенное значение в их строении приобретают туфогенные песчаники. Верхняя часть свиты, выделяющаяся некоторыми исследователями в самостоятельную бошняковскую свиту (Капица, 1961; Жидкова,

Годоровская, 1963), представлена туфогенными песчаниками, конгломератами, туфами основного и среднего состава, алевролитами, которым местами подчинены прослои углистых аргиллитов и реже углей. К югу от широты Гастелло — Углегорск туфогенные отложения верхней подсвиты красноярковской свиты постепенно сменяются осадочными, сначала песчанистыми, а затем алевролитовыми, аналогичными алевролитово-песчаной толще верхов красноярковской свиты Южного Сахалина. К северу от р. Агнёво верхняя часть красноярковской свиты размыта. Поэтому в Александровском районе последняя представлена только своей нижней и, видимо, частично средней частями. Мощность свиты непостоянна. На юге Углегорского района она составляет около 3200 м (2200 м нижняя подсвита и до 1000 м верхняя), а в северной — около 1700 м, еще севернее она сокращается до 1400 м в бассейне р. Первая Речка и до 1000 м на р. Агнёво. В Александровском районе сохранившаяся от размыва часть свиты имеет мощность от 250 до 155 м на мысе Жонкьер. В направлении с востока на запад отмечается сначала увеличение мощности, а затем некоторое сокращение ее в прибрежной полосе.

В северной части Западно-Сахалинских гор максимальная мощность всех верхнемеловых отложений равна 10 000—11 000 м.

На верхнемеловых отложениях вдоль западного склона Западно-Сахалинских гор с размывом и стратиграфическим несогласием залегают палеогеновые отложения; размыв наиболее четко выражен к северу от широты Гастелло — Углегорск, где разрез палеогена начинается конгломератами каменной свиты. К югу конгломераты замещаются толщей песчаников с линзами конгломератов, прослоями углей и углистых аргиллитов, сходной с отложениями вышележащей нижнедуйской свиты, в связи с чем каменная свита здесь не выделяется. Мощность каменной свиты непостоянна и изменяется от 100—150 до 380—450 м. Такое колебание мощности связано с условиями отложения каменной свиты, представляющей собой аллювиально-пролювиальные и отчасти озерные и болотные отложения предгорной равнины (История и палеогеография угленакпления на территории Сахалина, 1963). В целом мощность свиты уменьшается с юга на север, что вообще характерно для изменения мощностей палеогеновых отложений Западно-Сахалинских гор.

Конгломераты каменной свиты вверх по разрезу постепенно сменяются песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами, с прослоями углистых аргиллитов и углей, выделяемых в нижнедуйскую свиту. Состав и мощности нижнедуйской свиты непостоянны, местами преобладают песчаники, местами — алевролиты, конгломераты имеют подчиненное значение. С востока на запад наблюдается замещение грубообломочных пород тонкообломочными, в этом же направлении происходит и увеличение мощности. Общая мощность нижнедуйской и каменной свит на юге полуострова Крильон около 200 м, к северу она увеличивается и в районе Шебунино достигает 950 м (Козырев и др., 1960). Еще севернее, в бассейне р. Найбы и районе г. Томари она достигает 980—1000 м, сокращаясь к востоку до 300—400 м. Севернее г. Томари мощность уменьшается до 700—800 м. В Углегорском районе мощность нижнедуйской свиты на юге составляет 800 м, а на севере сокращается до 250—400 м. Еще севернее она сокращается до 138—225 м в Широкопадском районе и до 200—325 м в Александровском.

Таким образом, общая мощность каменной и нижнедуйской свит к северу от широты Гастелло — Углегорск составляет от 1200—1300 м на юге до 350—650 м на севере. Выделяются два района с наибольшими мощностями — один на юге Углегорского района и другой в Томаринском, разделенные участком некоторого сокращения мощности. К северу и югу от этих районов мощность отложений также сокращается. Эта же картина изменения мощностей характерна и для более молодых палеогеновых

отложений. К участкам наибольших мощностей в общем приурочена и наибольшая угленасыщенность разреза.

Нижнедуйская свита вверх по разрезу сменяется прибрежно-морскими, преимущественно песчаниковыми отложениями краснопольевской свиты. Это песчаники переслаиваются с алевролитами и им подчинены линзы и прослой ракушнякав с устрицами и питариями; к северу от Углегорска появляются прослой углистых аргиллитов, углей и конгломератов. Здесь краснопольевская свита очень сходна с отложениями нижнедуйской свиты, в состав которой она ранее и включалась. На нижнедуйской свите краснопольевская залегает согласно и только местами трансгрессивно.

На полуострове Крильон мощность свиты составляет несколько десятков метров, севернее (в Томаринском районе) она увеличивается до 750—800 м, затем вновь уменьшается до 600 м в районе г. Красногорска. Максимальная мощность свиты отмечается в южной части Углегорского района, где она достигает 1300 м. Далее на север мощность довольно быстро сокращается до 160—175 м в Широкопадском районе и до 50—150 м — в Александровском. Возраст краснопольевской свиты большинством исследователей принимается как позднеэоценовый — раннеолигоценовый, возраст нижнедуйской свиты — как среднеэоценовый, а каменной — как раннеэоценовый (Криштофович, 1961; Жидкова, 1961 и др.).

Заканчивается разрез палеогена на юге Западно-Сахалинских гор такарадайской, а на севере геннойшинской свитой. Это типичные морские аргиллитово-алевролитовые отложения с прослоями и пачками песчаников и реже прослоями конгломератов. В них широко распространены карбонатные конкреции и рассеяна мелкая галька и небольшие валуны. На полуострове Крильон и в южной части Томаринского района такарадайская свита представлена прибрежно-морскими песчаниками, сходными с краснопольевскими. Замещение алевролитов песчаниками наблюдается также и в ряде других мест, особенно при движении с запада на восток. Максимальная мощность такарадайской свиты в южной части Западно-Сахалинских гор (полуостров Крильон, район г. Томари) — около 1000 м, минимальная — 500—750 м (Козырев и др. 1960). В Красногорском районе она составляет 600—800 м, а севернее в Углегорском увеличивается до 1100—1800 м, сокращаясь в северной части этого района до 600—700 м. В Широкопадском и Александровском районах аналогом такарадайской свиты является геннойшинская свита. Мощность ее здесь составляет от 700 м в районе пос. Широкая Падь до 200 м в районе пос. Дуде. Возраст такарадайской и геннойшинской свит принимается как средне-позднеолигоценовый.

Таким образом, для палеогеновых отложений характерны наибольшие мощности в Углегорском и Томаринско-Холмском районах и наименьшие на юге и в северной части Западно-Сахалинских гор. Кроме того, уменьшение их мощности происходит и в направлении с запада на восток. В этих же направлениях наблюдается также замещение морских отложений прибрежно-морскими и в некоторых случаях континентальными. Последнее особенно характерно для Широкопадского и Александровского районов Западно-Сахалинских гор, где мощность всех палеогеновых отложений резко сокращается и не превышает 1000—1500 м, тогда как в Углегорском районе она достигает 3500—4000 м и в Томаринско-Холмском — около 3000 м.

Неогеновые отложения наиболее широко распространены в южной части Западно-Сахалинских гор от полуострова Крильон до широты Бошняково-Смирных, к северу от которой они протягиваются узкой прерывистой полосой вдоль побережья Татарского пролива, а в Широкопадском и Александровском районах, кроме того, приурочены к ряду грабенообразных прогибов. Начинается разрез неогена вулканогенно-осадочными от-

ложениями аракайской свиты, представленными переслаивающимися туфогенными песчаниками, алевролитами, туффитами и туфами, которым местами подчинены покровы базальтов, андезитов и андезито-базальтов и пласты агломератов. С запада на восток наблюдается уменьшение количества вулканогенных пород в составе свиты, а также погружение отложений и появление конгломератов и гравелитов.

Наибольшая мощность аракайской свиты отмечается в Томаринско-Холмском районе — до 1100 м, на полуострове Крильон она сокращается до 300—580 м (Козырев и др., 1960), а в Красногорском — до 400—500 м. В южной части Углегорского района мощность свиты опять увеличивается до 900 м, а далее на север вновь сокращается до 300—500 м. Только в северной части Широкопадского района (в нижнем течении р. Агнёво) мощность вулканогенно-осадочных отложений увеличивается до 3500 м, что объясняется близостью этого района к центру вулканической деятельности. Здесь же отмечается и наибольшее развитие покровов базальтов и андезито-базальтов, мощных пластов агломератов, туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов. Внутри этой толщи отмечаются перерывы в осадконакоплении, и местами верхняя часть их ложится несогласно на более древние отложения вплоть до верхнемеловых. К северу от р. Агнёво мощность их сокращается и в районе г. Александровска-Сахалинского не превышает 200 м, причем преобладающее значение здесь имеют туфы и туфогенные песчаники.

В южной части Западно-Сахалинских гор аракайская свита залегает на подстилающих породах согласно с постепенным переходом, севернее (на севере Углегорского района) местами с разрывом, а в Широкопадском и Александровском районах с разрывом и, возможно, несогласно на палеогеновых отложениях. В южной части рассматриваемого района вулканогенный материал представлен в основном продуктами разрыва и переотложения эффузивных пород, центры излияния которых располагались западнее в пределах современного Татарского пролива (Шилов, 1957).

Отложения аракайской свиты сменяются вверх по разрезу алевролитами и аргиллитами холмской свиты, которым местами подчинены прослои туфов и туффитов, а также туфогенных песчаников. К северу от г. Томари примерно с широты г. Красногорска в составе свиты существенное значение приобретают разнообразные туфогенные породы, а алевролиты и аргиллиты имеют подчиненное значение. Наиболее широко отложения холмской свиты распространены в Томаринско-Холмском районе и южнее его, где они достигают максимальной мощности 1700—1800 м. На полуострове Крильон мощность их сокращается до 200—600 м. В Красногорском и Углегорском районах мощность свиты не превышает 500—700 м, а далее на север (в Широкопадском районе) сокращается до 200—260 м. В районе г. Александровска-Сахалинского отложения холмской свиты не установлены.

На полуострове Крильон, в Холмском и южной части Томаринского районов на отложениях холмской свиты залегает толща переслаивающихся туфогенных песчаников, алевролитов, туфов и аргиллитов невеличской свиты, для которых, как и для отложений холмской свиты, характерно ритмичное переслаивание пород, благодаря чему эти толщи имеют флишеподобный облик. Начиная от г. Томари на север невеличская свита не выделяется и, видимо, входит в состав холмской свиты, хотя некоторые склонны считать невеличскую свиту вулканогенно-осадочной фацией чеховской свиты. Максимальная мощность свиты в районе ее развития достигает 800—1000 м.

Возраст описанных неогеновых свит устанавливается на основании находок раковин пелеципод: аракайской свиты — как раннемиоценовый, холмской свиты — как ранне-среднемиоценовый и невеличской свиты — как среднемиоценовый (Криштофович, 1961).

На невелинской свите на юге Западно-Сахалинских гор залегает чеховская свита, отложения которой наиболее широко распространены в Невельском, Холмском, Чеховском и южной части Томаринского районов. Кроме того, довольно широкие поля распространения пород невелинской свиты известны в южной части Углегорского района. Севернее г. Лесогорска и далее до р. Агнёво отложения чеховской свиты отсутствуют (либо они здесь не отлагались, либо были размыты перед отложением верхнедуйской свиты). В районе нижнего течения р. Агнёво (мыс Маркевича) выделяются вулканогенно-осадочные отложения (слои или свита мыса Маркевича), являющиеся аналогом чеховской свиты (Кузина, 1961). На подстилающих отложениях чеховская свита залегает местами согласно, а местами с некоторым разрывом. Свита сложена различными туфогенными песчаниками, туффитами, туфоконгломератами, туфогенными алевролитами, вулканогенный материал которых представлен продуктами размыва и переотложения эффузивных пород основного и среднего состава. Местами отмечаются маломощные прослои углистых аргиллитов (мыс Маркевича, Красногорский район). Мощность чеховской свиты на юге достигает до 1500 м, в Углегорском районе она не превышает 450—500 м, а на мысе Маркевича составляет 200—260 м. Возраст свиты устанавливается по ископаемой фауне пелеципод как среднемиоценовый.

Отложения аракайской, холмской, невелинской и чеховской свит образуют крупный цикл (макроцикл) осадконакопления, начинающийся и заканчивающийся вулканогенно-осадочными отложениями прибрежно-морского и континентального типа; средняя часть цикла представлена относительно глубоководными морскими отложениями. Наибольшая мощность ниже-среднемиоценовых отложений отмечается в Томаринско-Холмском районе, к северу и югу от которого она сокращается. Кроме того, в направлении на север в их составе увеличивается количество вулканогенных пород, в связи с чем к северу от г. Красногорска эти отложения раньше выделялись как единый вулканогенный комплекс хойнджо.

С размывом и местами с небольшим несогласием на вулканогенно-осадочных отложениях нижнего-среднего миоцена залегают угленосные континентальные отложения среднего миоцена, выделяемые в верхнедуйскую свиту. Наиболее широко в пределах рассматриваемой территории они распространены в Углегорском и Александровском районах. В Углегорском районе и южнее они приурочены к центральным частям крупных синклиналей, а в Широкопадском и Александровском районах преимущественно к грабенообразным прогибам, наложенным на смятые в складки верхнемеловые отложения. Верхнедуйская свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями углей, углистых аргиллитов, конгломератов и гравелитов. В Углегорском районе в ее составе преобладают алевролиты и аргиллиты, к этому же участку приурочены наибольшие мощности свиты, большое количество прослоев углей и углистых аргиллитов. Севернее и южнее мощность свиты сокращается, а в составе ее существенное значение приобретают наряду с алевролитами и песчаники. В Углегорском районе максимальная мощность свиты достигает 1250 м, южнее в Красногорском районе она сокращается до 800—900 м, а в Чеховском не превышает 100—150 м, увеличиваясь до 200 м в Невельском. К северу от Углегорского района мощность свиты уменьшается до 400—700 м в районе г. Лесогорска, а в Широкопадском районе она не превышает 250—300 м. Некоторое увеличение мощности до 650 м наблюдается только в Александровском районе в пределах Александровского грабена и районе пос. Мгачи.

Вверх по разрезу континентальные отложения верхнедуйской свиты постепенно сменяются прибрежно-морскими отложениями сертунайской свиты, состав которой в разных районах Западно-Сахалинских гор различен. На юге (в Чеховском и Невельском районах) она представлена

преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов с обильной ископаемой фауной. Мощность сертунайской (аусинской) свиты здесь не более 150 м. В Красногорском, Углегорском и Лесогорском районах сертунайская свита представлена алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, сходными с отложениями верхов верхнедуйской свиты. Мощность их порядка 200 м. В Широкопадском и Александровском районах сертунайская свита сложена слабо сцементированными песчаниками и глинистыми алевролитами, мощность ее достигает 600—900 м в Широкопадском районе и 500—1000 м в Александровском. Возраст верхнедуйской свиты на основании находок ископаемых флоры и фауны устанавливается как среднемиоценовый, а сертунайской — как начало верхнего миоцена.

Прибрежно-морские отложения сертунайской свиты сменяются морскими отложениями курасийской свиты, которая местами (в северной части Томаринского района) трансгрессивно ложится на более древние. В Невельском, Чеховском и Томаринском районах курасийская свита сложена опоковидными алевролитами и аргиллитами с характерной тонкой слоистостью и плитчатой отдельностью. Мощность ее здесь достигает 1000—1500 м. Севернее Томаринского района свита представлена темно-серыми алевролитами и аргиллитами с редкими маломощными прослоями песчаников. Для этих пород характерно почти полное отсутствие слоистости и крупные карбонатные конкреции (Козырев и др., 1960). Мощность свиты в Красногорском районе составляет 500—600 м, увеличиваясь в Углегорском до 1200 м. В Александровском районе аналогичные курасийской свите отложения представлены глинистыми алевролитами и мелкозернистыми глинистыми песчаниками, сходными с породами сертунайской свиты. Неполная мощность их в пределах грабенообразных прогибов колеблется в пределах 400—900 м. Возраст курасийской свиты устанавливается как верхнемиоценовый (Криштофович, 1961; Кузина, 1961 и др.).

На отложениях курасийской свиты согласно залегают верхнемиоценовые — плиоценовые отложения маруямской свиты. Местами они трансгрессивно и несогласно ложатся на более древние отложения холмской и невелинской свит. Они представлены алевролитами и глинистыми песчаниками, причем наблюдается смена вверх по разрезу тонкозернистых пород более крупнозернистыми. Там, где маруямская свита залегает трансгрессивно на более древних отложениях, чем курасийские, в основании ее отмечается пачка конгломератов. Развиты отложения маруямской свиты только в южной части Западно-Сахалинских гор — от полуострова Крильон до южной части Углегорского района. В последнем в верхней части свиты отмечаются покровы базальтов и туфов основного состава. Мощность свиты в Холмском районе достигает 1000 м, а в Углегорском районе — около 3000 м. Севернее отложения маруямской свиты отсутствуют.

Заканчивается разрез неогена вулканогенными отложениями орловской свиты, имеющей локальное распространение в районе мыса Ламанон. Орловская свита представлена базальтами, андезитами, андезитобазальтами и их туфами с прослоями песчаников в нижней части. Мощность свиты достигает 300—400 м. В восточной части свита несогласно залегает на отложениях верхнедуйской свиты, а на западе, видимо, согласно ложится на отложения маруямской свиты. Поэтому некоторыми исследователями орловская свита рассматривается как вулканогенная фация верхней части маруямской свиты (Шилов, 1958). Эффузивы орловской свиты слагают плато, полого наклоненное к морю, залегание их близко к горизонтальному.

Четвертичные отложения в пределах Западно-Сахалинских гор развиты широко и представлены различными генетическими типами. По возрасту здесь выделяются средне-, верхнечетвертичные и современные отложения. Наиболее широко распространены склоновые и аллювиальные отложения обычно небольшой (до 3 м) мощности. Озерные отложения, ал-

лювиально-озерные и аллювиально-морские широко распространены у городов Красногорска и Углегорска, где они имеют сравнительно большую мощность. Следует отметить, что эти участки приурочены к районам наибольшего прогибания в верхнем миоцене — плиоцене, что свидетельствует о некоторой унаследованности тектонических движений в четвертичном периоде. Это подтверждается и снижением высот уступов четвертичных террас по направлению к отмеченным выше участкам.

Интрузивные породы имеют ограниченное распространение. Они слагают небольшие массивы, пластовые тела и дайки и приурочены главным образом к восточной границе и прибрежной полосе Западно-Сахалинских гор. Среди них выделяются миоценовые, плиоценовые и предположительно нижнечетвертичные интрузии, последние представлены экстррузивными куполами. Миоценовые интрузии развиты вдоль восточной границы Западно-Сахалинских гор в зоне, прилегающей к Центрально-Сахалинскому взбросу-надвику. Они представлены небольшими массивами габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов и дайками базальтов, андезитобазальтов и андезитов, прорывающих отложения верхнего мела и генетически, видимо, связанных с вулканизмом среднего миоцена (чеховская свита). Плиоценовые интрузии, напротив, располагаются в прибрежной части Западно-Сахалинских гор, локализуясь в сравнительно узкой зоне меридионального простираения. Следует отметить, что с этой зоной связаны повышенные значения силы тяжести, что, по нашему мнению, свидетельствует о существовании на глубине значительных масс интрузивных пород, апикальные части которых вскрыты на поверхности в виде небольших массивов.

Плиоценовые интрузии слагаются субщелочными габброидами, сиенитами, монцонитами, тешенитами, кроме того, в них широко развиты дайки пород такого же состава, а также базальтов, андезитов, трахибазальтов и трахиандезитов. Генетически эти интрузии, видимо, связаны с плиоценовым вулканизмом орловской свиты. В пределах полосы развития плиоценовых интрузий в Александровском и северной части Широкопадского районов наряду с плиоценовыми отмечаются и миоценовые интрузии, представленные диоритами, диорит-порфиритами и базальтами.

Нижнечетвертичные экстррузии дацитов развиты главным образом в районе мыса Ламанон, где они образуют ряд куполовидных вершин, высоко поднимающихся над плато, сложенном эффузивами орловской свиты, которую они прорывают.

Отложения, слагающие Западно-Сахалинские горы, собраны в складки меридионального простираения и северо-северо-западного, которое местами сменяется на северо-западное, реже отмечаются северо-северо-восточные складки (полуостров Крильон, южная часть Красногорского района). В целом верхнемеловые, палеогеновые и нижне-среднемиоценовые отложения (до чеховской свиты включительно) образуют единые антиклинальные и синклиналильные структуры. Для них характерны узкие антиклинали и довольно широкие синклинали. Складки обычно симметричные, реже асимметричные, осложненные продольными или диагональными разрывами типа сбросов и взбросов, реже отмечаются взбросо-сдвиги. Местами складки имеют брахиформное строение. Отложения среднего миоцена — плиоцена образуют более пологие синклиналильные структуры, часто осложненные складчатостью более высокого порядка (Углегорский район), приуроченные к прогнутым участкам более древних синклиналильных структур. Только в северной части Широкопадского района и в Александровском районе они выполняют грабен-синклинали, наложенные на смятые в складки верхнемеловые отложения. Однако простираение грабен-синклиналей совпадает с простираением верхнемеловых отложений, а в некоторых местах (Пореченский грабен) они пространственно совпадают и с синклиналильными структурами, сложенными породами верхнего мела.

В этот район нами объединяются Сусунайская депрессия Южного Сахалина, разделяющая Сусунайский хребет и Западно-Сахалинские горы, и Тымь-Поронайская депрессия, отделяющая Восточно-Сахалинские горы от Западно-Сахалинских в центральной части Сахалина. На севере Тымь-Поронайская депрессия открывается в депрессию Северного Сахалина, выполненную мощными толщами неогеновых отложений. Сусунайская депрессия с севера и юга ограничена водами заливов Терпения и Анива. Тымь-Поронайская депрессия на юге погружается под воды залива Терпения. На севере граница ее проводится условно примерно по широте мыса Хой. Несомненно, Сусунайская депрессия связана с Тымь-Поронайской депрессией, образуя единую структуру в пределах острова, что подтверждается развитием вдоль западного побережья залива Терпения между поселками Арсентьевка и Восточный аналогичных толщ неогеновых отложений. При этом мощности этих отложений на указанном участке и условия их залегания одинаковы. Тымь-Поронайская и Сусунайская депрессии представляют собой грабенообразный прогиб, наложенный на палеозойские и мезозойские отложения, который мы, вслед за Ю. М. Пуцаровским (1964б), будем называть Срединно-Сахалинским грабенообразным прогибом, распространив это название и на Сусунайскую депрессию.

Фундамент прогиба сложен палеозойскими и мезозойскими отложениями, которые в Тымь-Поронайской депрессии местами выведены на поверхность в приподнятых блоках, облекаемых отложениями неогена. Так, в Таулан-Армуданской горной гряде обнажаются вулканогенно-осадочные отложения *остринской* свиты, представленные кремнистыми и кремнисто-глинистыми, глинистыми сланцами, туфогенными песчаниками, туфами и эффузивами основного состава, которым подчинены линзы известняков и яшм. В нижней части преимущественным развитием пользуются сланцы. Позднепалеозойский возраст их принимается условно, так как в известняках встречены остатки фораминифер пермского облика. Однако в яшмах и кремнистых сланцах были обнаружены остатки радиоларий мезозойского возраста. Поэтому возможно, что возраст их верхнепалеозойский — мезозойский.

Отложения *остринской* свиты смяты в складки северо-западного простирания, нарушенные разрывами. Вдоль восточного борта Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий палеозойские и мезозойские отложения устанавливаются геофизическими методами, а в южной части Тымь-Поронайской депрессии подтверждаются данными бурения по Боюклинскому профилю (Тарасевич и др., 1964), где на дислоцированных палеозойских и мезозойских породах залегают неогеновые отложения, выполняющие депрессию. Палеогеновые отложения в пределах Сусунайской и Тымь-Поронайской депрессий отсутствуют.

В основании разреза кайнозойских отложений залегают нижнемиоценовые образования, которые выведены на поверхность местами вдоль западных бортов депрессий. Они представлены песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В нижней части иногда отмечаются прослой углей и углистых аргиллитов. В целом, эти отложения, выделяемые под названием *гастелловской* свиты, представлены прибрежно-морскими мелководными осадками с многочисленной ископаемой фауной раннего миоцена (Жидкова, Кузина, 1961).

В Сусунайской и большей части Тымь-Поронайской депрессиях контакт *гастелловской* свиты с верхнемеловыми отложениями тектонический. Только в районе Взморья и между г. Макаровым и пос. Тихая наблюдается несогласное налегание отложений *гастелловской* свиты на верхнемеловые (туронские — нижнесенонские) отложения.

На гастелловской свите согласно залегает толща алевролитов с прослойками песчаников, иногда туфогенных, и реже туффитов, выделяемая в холмскую свиту. Наиболее широко эти отложения развиты в южной и средней частях западного борта Сусунайской депрессии, а также вдоль западного края Тымь-Поронайской депрессии в пределах Макаровского и южной части Кировского районов. По составу и стратиграфическому положению эти отложения аналогичны отложениям холмской свиты Западно-Сахалинских гор. Возможно, что верхняя часть их соответствует невеличской свите, однако последняя, видимо, имеет ограниченное распространение (в Макаровском районе).

В северной части Кировского района по восточному борту Тымь-Поронайской депрессии развиты кремнистые, иногда опоковидные алевролиты, выделяемые здесь в пиленгскую свиту, которая нами рассматривается как стратиграфический аналог холмской и невеличской свит. Пиленгская свита несогласно залегает на дислоцированных мезозойских отложениях хойской свиты Восточно-Сахалинских гор. В основании ее прослеживается пачка среднегалечных конгломератов, галька которых представлена породами палеозойского (?) и мезозойского возраста, слагающими Восточно-Сахалинские горы. Мощность холмской свиты в Сусунайской депрессии изменяется от 300 до 600 м, севернее перешейка Поясок она не превышает 600 м, значительно увеличиваясь в юго-западной части Тымь-Поронайской депрессии (в Макаровском районе) до 1000—1600 м. Далее на север мощность свиты уменьшается до 300—800 м. Мощность пиленгской свиты не более 700 м. С запада на восток в пределах депрессий она быстро уменьшается до полного выклинивания отложений.

Для отложений гастелловской и холмской свит в пределах депрессий характерны наибольшие мощности вдоль их западной границы и уменьшение мощностей в восточном направлении.

В юго-западной части Тымь-Поронайской депрессии и между поселками Усть-Пугачево — Арсеньевка (на западном побережье залива Терпения) на отложениях холмской свиты залегают вулканогенно-осадочные отложения чеховской свиты чаще с четким размывом, а местами, видимо, согласно. К северу от г. Гастелло в Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессиях чеховская свита отсутствует. Здесь на холмскую свиту с размывом ложатся угленосные отложения верхнедуйской свиты.

Выходы чеховской свиты, как и более древних отложений миоцена, наблюдаются только вдоль западного борта Срединно-Сахалинского грабенообразного прогиба. В отмеченных районах чеховская свита представлена различными туфогенными песчаниками, переслаивающимися с туффитами, туфами, туфобрекчиями, местами с подчиненными покровами базальтов. Изредка отмечаются конгломераты, галька которых представлена преимущественно эффузивными породами основного и среднего состава.

Мощность свиты непостоянна и изменяется от 120 до 800 м, что, видимо, в значительной степени связано с размывом перед отложением вышележащей верхнедуйской свиты.

Верхнедуйская свита имеет более широкое площадное распространение в пределах депрессий. Отложения ее известны как вдоль западной границы Срединно-Сахалинского грабенообразного прогиба, так и в средней его части и вдоль восточного борта. В северо-восточной части Тымь-Поронайской депрессии (к востоку от р. Тымь) разновозрастные ей отложения выделяются как дагинская свита. На подстилающих отложениях верхнедуйская свита залегает с размывом. Вдоль западного борта грабенообразного прогиба она ложится на отложения чеховской, холмской, а местами и гастелловской свит. В центральной части она несогласно перекрывает палеозойские (?) и мезозойские отложения, подобная же картина наблюдается и вдоль восточной границы прогиба. В Сусунай-

ской депрессии, как и в северной части Тымь-Поронайской, верхнедуйская свита часто бывает перекрыта более молодыми отложениями.

Верхнедуйская свита представлена переслаивающимися песчаниками и алевролитами с прослоями и пачками аргиллитов, пластами углистых аргиллитов и бурых углей. В основании свиты залегают конгломераты или пачка переслаивания конгломератов, гравелитов и песчаников. В целом нижняя часть свиты сложена более грубозернистыми породами. Следует отметить, что по степени метаморфизма отложения верхнедуйской свиты Срединно-Сахалинского грабенообразного прогиба значительно отличаются от разновозрастных отложений Западно-Сахалинских гор. Они менее метаморфизованы и более рыхлые, а развитые в них угли преимущественно бурые. В центральной части прогиба свита имеет более тонкообломочный состав, чем по его бортам. Здесь отложения верхнедуйской свиты выполняют наиболее прогнутые участки (Тарасевич и др., 1964).

Мощность свиты в Сусунайской депрессии составляет 300—400 м, в юго-западной части Тымь-Поронайской депрессии — 300—600 м (Макаровский район), севернее она увеличивается до 1100 м в Кировском районе (западнее Таулан-Армуданской гряды). Еще севернее мощность свиты более 700 м (нижняя часть ее оборвана Центрально-Сахалинским взбросо-надвигом). Мощность разновозрастных отложений дагинской свиты (северо-восточная часть Тымь-Поронайской депрессии) достигает 1200 м, сокращаясь местами к Восточно-Сахалинским горам до 200 м. В целом для этих толщ характерно увеличение мощности в грабенах и сокращение на поднятиях вплоть до полного выклинивания (Таулан-Армуданская гряда, Боюклинское поднятие и др.).

Отложения верхнедуйской свиты сменяются постепенно песчано-алевролитовыми отложениями сертунайской свиты, которые разными исследователями относились либо к верхнедуйской свите (как верхняя морская часть ее), либо включались в состав вышележащей курасийской свиты (Козырев и др., 1960).

Мощность отложений сертунайской свиты в Сусунайской депрессии и южной части Тымь-Поронайской депрессии колеблется в пределах 150—300 м, севернее она увеличивается до 500—1000 м (к западу от Таулан-Армуданской гряды), где она некоторыми исследователями выделяется как корчевская свита. В северо-восточной части Тымь-Поронайской депрессии ей соответствует верхняя часть отложений дагинской свиты.

В Таулан-Армуданском районе сертунайская свита отличается наиболее грубозернистым составом, здесь отмечается широкое развитие конгломератов и гравелитов, обломочный материал которых представлен породами, слагающими Восточно-Сахалинские горы и выступы фундамента самого Срединно-Сахалинского прогиба, реже встречаются прослои углей и углистых аргиллитов. Преобладающая роль в составе свиты здесь принадлежит песчаникам. В целом отложения сертунайской свиты имеют прибрежно-морской характер. В пределах Таулан-Армуданской гряды свита несогласно ложится на отложения остринской (?).

Отложения сертунайской свиты сменяются песчано-алевролитовыми отложениями курасийской (Сусунайская и юго-западная часть Тымь-Поронайской депрессий) и окобыкайской свитами (средняя и северная части Тымь-Поронайской депрессии).

Курасийская свита на сертунайской залегает согласно с постепенным переходом и представлена довольно однообразными темно-серыми алевролитами с прослоями песчаников и карбонатными конкрециями иногда огромных размеров (2—3 м), с ископаемой фауной позднего миоцена. Мощность свиты составляет 300—500 м. Местами курасийская свита трансгрессивно ложится на более древние отложения.

Окобыкайская свита представлена глинистыми алевролитами, аргиллитами, глинистыми песчаниками. В западной части Тымь-Поронай-

ской депрессии окобыкайская свита согласно, иногда с небольшим размы-
вом ложится на отложения сертунайской свиты, а в средней и восточной
частях ее трансгрессивно и несогласно перекрывают отложения мезозой-
ского и палеозойского (?) возраста. Мощность свиты непостоянна, она
увеличивается в прогибах и уменьшается на поднятиях, в целом же мощ-
ность свиты сокращается с запада на восток. На севере Поронайского и
Кировского районов в западной части депрессии мощность ее колеблется в
пределах 700—1200 м, резко сокращаясь в восточном направлении, местами
до полного выклинивания. В северной части депрессии мощность окобы-
кайской свиты увеличивается (район пос. Тымовское) до 2000 м.

В юго-восточной части Тымь-Поронайской депрессии несогласно на от-
ложениях верхнедуйской свиты залегают вулканогенные образования
лиманской свиты, представленные туфами, туфобрекчиями и эффу-
зивами среднего состава и реже туфами кислого состава, им подчинены
прослой алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощность этих отложений
около 300—500 м, позднемиоценовый-плиоценовый возраст их принимается
до некоторой степени условно.

В Сусунайской депрессии разрез неогена заканчивается алевролитово-
песчаными отложениями маруямской свиты позднемиоценового —
плиоценового возраста. В верхней части свиты наблюдается погрубение об-
ломочного материала, появляются прослой мелкогалечных конгломератов
и гравелитов, местами отмечаются линзы и прослой лигнитов, т. е. снизу
вверх морские отложения сменяются прибрежно-морскими и отчасти кон-
тинентальными. Отложения маруямской свиты в пределах Сусунайской
депрессии имеют наибольшее площадное распространение. Мощность их
здесь оценивается в 2000—2900 м. Отложения маруямской свиты выделя-
ются также и в юго-западной части Тымь-Поронайской депрессии (Ма-
каровский район), где максимальная мощность (видимая) их достигает
1700 м.

К северу от пос. Техменево в Тымь-Поронайской низменности нами вы-
ше отложений окобыкайской свиты выделяются плиоценовые отложения
нутовской свиты, представленные преимущественно слабо сцементи-
рованными песчаниками, песками и частично алевролитами, местами отме-
чаются прослой глин, а в верхней части маломощные линзы лигнитов.
В западной части депрессии они согласно залегают на отложениях окобы-
кайской свиты, а в восточной (Поронайский район, южная часть Киров-
ского района) трансгрессивно ложатся на более древние отложения
вплоть до палеозойских (?). Мощность отложений вдоль западного борта
Тымь-Поронайской депрессии составляет 800—1300 м, а в северной ее ча-
сти — до 1800 м. По направлению к Восточно-Сахалинским горам она
уменьшается до 200—300 м (северная часть Поронайского района). Ме-
стами вдоль восточного борта Тымь-Поронайской депрессии на отложе-
ниях нутовской свиты залегают маломощные (50—60 м) эффузивы
основного и среднего состава предположительно позд-
неплиоценового возраста, условно сопоставляемые с эффузива-
ми орловской свиты Западно-Сахалинских гор.

На неогеновые отложения с размывом и несогласно ложатся четвер-
тичные отложения, перекрывая их на большей части территории
депрессий. Они представлены преимущественно галечниками, суглинками,
супесями и песками мощностью от нескольких десятков до первых сотен
метров. Наибольшая мощность (около 250 м) четвертичных отложений,
установленная бурением, отмечается в районе пос. Боюклы у западного
борта Тымь-Поронайской депрессии. Здесь они представлены преимуще-
ственно аллювиально-пролювиальными, аллювиальными и аллювиально-
озерными отложениями, характерными для межгорных депрессий. В юж-
ной части Тымь-Поронайской депрессии, в северной и южной частях Сусу-
найской депрессии, там, где они погружаются под уровень моря, распрост-

раены аллювиально-морские и лагунные отложения. По возрасту выделяются нижне-, средне- и верхнечетвертичные и современные отложения, из которых наибольшим развитием пользуются верхнечетвертичные и современные. Более древние четвертичные отложения перекрыты верхнечетвертичными и на поверхности обнажаются только по бортам депрессий.

Интрузивные породы имеют ограниченное распространение и пространственно приурочены к зоне Центрально-Сахалинского взбросо-надвига. Они представлены габбро-диоритами, диоритами, диорит-порфири-тами и гранодиоритами, а также базальтами, андезито-базальтами и андезитами, слагающими небольшие вытянутой формы массивы и дайки преимущественно субмеридионального простирания, прорывающие отложения холмской и чеховской свит и относящиеся по возрасту к среднему миоцену. По-видимому, эти интрузивные породы генетически связаны с вулканитами чеховской свиты. Развита эта интрузия преимущественно в Макаровском районе вдоль западного борта Тымь-Поронайской депрессии и южнее пос. Взморье в северной части Сусунайской депрессии. Кроме того, в Тымь-Поронайской депрессии (севернее пос. Тымовское) и в районе пос. Взморье в северной части Сусунайской депрессии известны дайки и небольшие штоки дацитов, сходные с интрузивными породами нижнечетвертичного комплекса Западно-Сахалинских гор. Они прорывают отложения до окобыкайской свиты включительно и перекрываются четвертичными отложениями; более точно возраст их в пределах депрессии не установлен.

Неогеновые отложения Центрально-Сахалинского грабенообразного прогиба залегают сравнительно полого, только вблизи зоны Центрально-Сахалинского взбросо-надвига породы сильно дислоцированы, поставлены на голову, местами запрокинуты к востоку или смяты в узкие крутые складки, часто разорванные продольными взбросами и сбросами. В восточном направлении с удалением от взбросо-надвига падение пород довольно быстро вышоложивается, и они образуют сравнительно пологие антиклинали и синклинали. К ядрам антиклиналей часто приурочены положительные аномалии силы тяжести, обусловленные выступами более плотных пород фундамента. Простирание структур преимущественно субмеридиональное. Только в южной части Тымь-Поронайской депрессии (Поронайский район) преобладают северо-западные простирания, по-видимому, обусловленные простиранием разломов фундамента. С поднятыми блоками фундамента совпадают антиклинали и повышенные аномалии силы тяжести, с опущенными — синклинали и пониженные, или отрицательные, значения аномалий силы тяжести. Кроме приразломных складок в пределах депрессий установлены конседиментационные складки и складки обтекания (Русаков, 1963). Четвертичные отложения в целом образуют крупные синклинальные прогибы, наследующие (хотя и не полностью) неогеновые прогибы.

ТОНИНО-АНИВСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, МУРАВЬЕВСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ И СУСУНАЙСКИЙ ХРЕБЕТ

В геологическом строении этого района принимают участие отложения палеозоя — мезозоя, верхнего мела и неогена, а в пределах Муравьевской низменности широко развиты также и отложения четвертичного возраста.

Палеозойские отложения по литолого-петрографическому составу и степени метаморфизма расчленяются на нижне- среднепалеозойские и верхнепалеозойские, причем ранне-среднепалеозойский возраст их достаточно условен.

Нижне- среднепалеозойские отложения развиты в пределах Сусунайского горста. Они представлены метаморфическими сланцами и подразделя-

ются на две свиты. Нижняя — лангерийская — сложена черными кварцево-хлорито-серицитовыми и кварцево-серицитовыми слабо графитистыми сланцами с характерной пloidчатостью и прожилками кварца. Вверх по разрезу среди них появляются прослойки и пачки кварцитов и зеленых сланцев. Общая мощность этой толщи 1500—2000 м. Выше согласно залегает дербышевская свита, представленная различными зелеными актинолитовыми, пироксен-актинолитовыми, хлорито-эпидотовыми и другими сланцами с линзами кристаллических известняков. Мощность свиты около 1200—1500 м. Как отмечалось выше, возраст этих отложений как ранне-среднепалеозойский принимается условно. Некоторыми исследователями возраст этих отложений принимается как протерозойский (Пашенко, 1958), другие склонны относить их на основании сопоставления со сходными отложениями Дальнего Востока к палеозою (Козырев и др., 1960). Японские геологи эти отложения ранее сопоставляли с верхней частью толщи Самбагава Южной Японии и тоже относились к древнему палеозою. Новые данные о возрасте метаморфических толщ Центрального Хоккайдо, как нам кажется, заставляют с очень большой осторожностью решать вопрос о возрасте метаморфических толщ.

Нижне-среднепалеозойские отложения смиты в крутые, часто изоклинальные складки, нередко запрокинутые к востоку. Простираения складчатых структур в южной части Сусунайского хребта северо-восточные, в средней — северо-западные, а в северной части — северо-северо-восточные. Складчатые структуры разбиты на крупные блоки в южной части Сусунайского хребта разрывами северо-восточного простираения, а в северной — северо-западного простираения, в результате чего строение горста Сусунайского хребта — складчато-блоковое.

Верхнепалеозойские отложения развиты к востоку от г. Корсакова, но наиболее широко в пределах Тонино-Анивского полуострова. Взаимоотношения их с нижне-среднепалеозойскими отложениями неясны, так как в большинстве случаев выходы их пространственно разобщены. В. Д. Козырев (Козырев и др., 1960) указывает на несогласное налегание верхнепалеозойских пород на нижне-среднепалеозойские. Они представлены глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, эффузивами и туфами преимущественно основного состава с пластами и линзами кремнистых пород, яшм и известняков и выделяются как новиковская свита. В нижней части разреза свиты преобладают вулканогенные породы. Средняя часть сложена преимущественно алевролитами с прослоями глинистых сланцев, песчаников и туфогенных пород, а в верхней преобладают песчаники и в меньшей мере глинистые сланцы. Мощность новиковской свиты около 2500 м. По характеру дислоцированности и своему составу породы новиковской свиты до недавнего времени относились к верхнепалеозойским образованиям, ввиду их сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего палеозоя острова Хонсю (система Титибу). В последние годы в известняках нижней части свиты на Тонино-Анивском полуострове были найдены фораминиферы верхнепалеозойского облика, а примерно в верхней части — остатки тригоний и аммонитов нижнего мела (устное сообщение Ю. М. Ковтуновича и В. Н. Верещагина). Видимо, формирование отложений новиковской свиты происходило в течение перми — нижнего мела, причем верхнему палеозою, очевидно, соответствует только нижняя часть свиты мощностью до 1200 м.

Отложения свиты собраны в крутые складки северо-восточного и реже меридионального простираения, осложненные многочисленными продольными разрывными нарушениями. По составу и характеру складчатости отложения новиковской свиты сходны с породами группы Верхняя Хидака Хоккайдо.

Верхнемеловые отложения с севера и востока обрамляют Корсаковское плато и на небольшом участке развиты в северной части Тонино-

Анивского полуострова, где они с угловым несогласием ложатся на более древние образования. К востоку от Корсаковского плато верхнемеловые отложения представлены в нижней части аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, содержащими ископаемую фауну сенонского возраста, которые выше по разрезу сменяются песчаниками и туффитами. Мощность нижней толщи — 300—1500 м, верхней — 200—300 м. Верхнемеловые отложения дислоцированы значительно слабее, чем нижележащие. В районе Корсаковского плато они образуют сравнительно пологие складки облекания (Козырев и др., 1960).

Из кайнозойских отложений в пределах района довольно широко распространены неогеновые и в меньшей мере четвертичные. Отложения палеогена отсутствуют.

Неогеновый разрез начинается песчаниками, конгломератами и алевролитами гастелловской свиты, с резким несогласием лежащих на более древние породы. Особенно широко конгломераты в составе свиты развиты в северной части Тонино-Анивского полуострова. В южном направлении они замещаются песчаниками. В основании разреза свиты отмечается пачка конгломератов с галькой палеозойско-мезозойских и верхнемеловых пород (Козырев и др., 1960). Местами в разрезе присутствуют маломощные линзы углей, а в северной части района (западный склон Сунайского хребта) в составе свиты отмечаются прослои туффитов. Мощность свиты — около 200—300 м.

Гастелловская свита согласно перекрывается алевролитами холмской свиты ниже-среднемиоценового возраста. Им подчинены прослои песчаников и реже конгломератов и туффитов. Мощность их колеблется от 300 м в южной части района до 600 м в северной.

На отложениях холмской свиты согласно залегает невелинская свита, представленная толщей флишеподобного переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников. Количество последних (в пределах Корсаковского плато) увеличивается с юга на север. В районе озера Тунайча невелинская (?) свита представлена кремнисто-глинистыми отложениями общей мощности около 900 м (Козырев и др., 1960). В пределах Тонино-Анивского полуострова (восточное побережье) мощность холмской свиты — около 200—300 м, а отложения невелинской свиты не установлены. Таким образом, общая мощность ниже-среднемиоценовых отложений в районе составляет 1400—1900 м.

Среднемиоценовые отложения верхнедуйской свиты имеют ограниченное распространение. На подстилающих отложениях они залегают несогласно, с разрывом и представлены алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями и линзами углей. Мощность свиты около 200 м.

Заканчивается разрез неогена отложениями маруямской свиты позднемиоценового — плиоценового возраста, развитыми в средней части Тонино-Анивского полуострова, где они несогласно залегают на породах новиковской свиты. Свита сложена конгломератами, песчаниками и глинами прибрежно-морского происхождения мощностью около 100 м.

Третичные отложения в пределах района образуют пологие, часто брахиформные структуры. Кроме того, они выполняют ряд грабен-синклиналей, осложненных дополнительной складчатостью, а также разрывными нарушениями северо-восточного и меридионального простирания. Складки в грабен-синклиналях пологие, брахиформные, субмеридионального простирания и реже северо-северо-западного (Козырев и др., 1960). Мелкие крутые складки отмечаются только вблизи разрывных нарушений.

Четвертичные отложения наиболее широко развиты в пределах Муравьевской низменности, где они представлены морскими, аллювиальными, озерными и болотными отложениями речных, морских и озерных террас и болот. Мощность их сравнительно небольшая — преимущественно 3—6 м. По возрасту здесь выделяются средне-, верхнечетвер-

типичные и современные отложения. На всех подстилающих породах они залегают несогласно.

Несомненно, что рассматриваемая часть острова является непосредственным продолжением меридиональных структур Центрального Хоккайдо. Однако необходимо отметить, что имеются некоторые разногласия между трактовкой геологического строения этих двух частей единой зоны. Речь прежде всего идет о возрастной датировке нижних частей разреза. Как уже отмечалось ранее, большинство японских исследователей в настоящее время рассматривает метаморфические толщи Центрального Хоккайдо как метаморфизованные в зонах геосинклинальных поднятий отложения верхнего палеозоя, триаса и юры. На юге Сахалина они условно относятся к нижнему и среднему палеозою. Несомненно, что дальнейшее изучение этого вопроса позволит окончательно решить вопрос о палеозойской истории этой зоны в целом, что крайне важно для решения общих тектонических проблем строения и развития Охотского региона.

В позднем палеозое, я, видимо, на протяжении всего мезозоя (до раннего мела включительно) в геосинклинали накапливались мощные вулканогенно-терригенные отложения несомненно геосинклинального типа. На границе раннего и позднего мела отложения палеозоя и мезозоя были смяты в складки северо-восточного простирания. Произшедшая складчатость выразилась в росте отдельных геосинклинальных поднятий и некотором поднятии района. По-видимому, в сеноне район вновь стал испытывать нисходящие движения, и в его пределах возобновилось осадконакопление. Однако на отдельных участках (Сусунайский хребет, южная часть Тонино-Анивского полуострова), видимо, существовали приподнятые массивы, служившие источником обломочного материала для верхнемелового прогиба Сахалина, располагавшегося главным образом западнее рассматриваемой территории и являвшегося продолжением мелового синклинория Исикари — Румои Центрального Хоккайдо.

С конца позднего мела и до раннего миоцена территория района представляла собой сушу, с которой обломочный материал сносился к западу и, по-видимому, к востоку (История палеогенового угленакопления..., 1963). В конце палеогена — начале неогена в пределах района по древним и вновь образовавшимся разломам возникли грабенообразные впадины, в которых происходило накопление наиболее мощных морских и в меньшей мере континентальных отложений. В конце среднего миоцена весь район был приподнят и только в плиоцене временно был захвачен морем. В четвертичное время морская ингрессия четко фиксируется в пределах Муравьевской низменности, что указывает на унаследованность четвертичных движений от неогеновых.

ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИЕ ГОРЫ И ПОЛУОСТРОВ ТЕРПЕНИЯ

Эта часть острова по составу слагающих ее пород, характеру складчатых и разрывных дислокаций и истории развития очень сходна с только что рассмотренным районом Сусунайского хребта, Муравьевской низменности и Тонино-Анивского полуострова. На севере он ограничен долиной р. Тымь, на западе Тымь-Поронайской низменностью, а с востока и юга — водами Охотского моря, под которыми устанавливается его продолжение к югу в сторону Южной глубоководной впадины Охотского моря (Удинцев, 1957а,б).

В строении района принимают участие отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя (?), мезозойские (предположительно триасово-нижнемеловые), верхнемеловые и неогеновые. Палеогеновые отложения отсутствуют. В отложениях, относившихся ранее (Алексейчик и др., 1963) к палеогену, в последние годы были найдены остатки ископаемой фауны нижнего миоцена.

Нижне-среднепалеозойские (?) отложения развиты преимущественно в юго-западной части Восточно-Сахалинских гор по границе с Поронайской низменностью. Выходы их приурочены к трем небольшим горстообразным выступам, ограниченными разломами. Поэтому взаимоотношения их с более молодыми отложениями всюду тектонические. Как и в Сусунайском хребте, они представлены мощной толщей метаморфических сланцев, подразделяющейся на две свиты: лангерийскую и дербышевскую. Мощность лангерийской свиты — 1200—1600 м. Нижняя граница свиты не установлена. Взаимоотношения с дербышевской свитой согласные, с постепенным переходом. Лангерийская свита представлена различными кварцево-слюдистыми сланцами, часто графитистыми, с характерной пльчатостью и многочисленными прожилками и линзочками кварца. Дербышевская свита сложена различными зелеными сланцами с линзами и прослоями кварцитов, реже кристаллических известняков мощностью не менее 1200—1400 м. Общая мощность нижне-среднепалеозойских (?) отложений (этот возраст принимается условно, что было отмечено ранее) в Восточно-Сахалинских горах — 2400—3000 м.

Отложения палеозоя, охарактеризованные ископаемой фауной, установлены только в юго-западной части района. Они представлены глинистыми сланцами и песчаниками с линзами яшм и известняков. Взаимоотношения с более древними породами и вышележащими мезозойскими отложениями тектонические. Мощность этих отложений не менее 500 м. Возраст, на основании находок Ю. М. Ковтуновичем ископаемой фауны, устанавливается как верхнепалеозойский. Следует отметить, что по составу эти отложения очень сходны с отложениями мезозоя.

Мезозойские нерасчлененные отложения широко развиты в центральной части района, где они слагают полосу меридионального простирания, расширяющуюся с юга на север. Отложения подразделяются на две свиты: остринскую и хойскую.

Остринская свита представлена глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями и линзами яшм и известняков, покровами порфиринов, спилитов и диабазов и пластами туфов и туффитов. Яшмы и эффузивные породы наиболее широко распространены в средней и верхней частях разреза свиты. Мощность свиты — 1900—2100 м. На основании находок остатков фораминифер, радиолярий, шестилучевых кораллов возраст остринской свиты устанавливается как мезозойский (по-видимому, триасово-юрский), однако не исключено, что самые нижние слои могут относиться еще к позднему палеозою.

Хойская свита представлена песчаниками, часто туфогенными, переслаивающимися с глинистыми сланцами. Им подчинены алевролиты, яшмы, кремнистые сланцы, туффиты, гравелиты и конгломераты. На остринской свите хойская залегает с некоторым размывом. Мощность свиты уменьшается с юга на север от 2200 м до 1000—1100 м. В этом же направлении наблюдается некоторое погрубение состава слагающих свиту пород. Однако такие изменения мощности, видимо, связаны с размывом ее верхней части, так как в Набильском хребте мощность остринской свиты не менее 2000 м. Мезозойский (видимо, юрский — нижнемеловой) возраст свиты устанавливается по ее стратиграфическому положению. Таким образом, мезозойские нерасчлененные отложения в пределах района имеют мощность не менее 4000 м.

Комплекс палеозойских и мезозойских (за исключением верхнемеловых) отложений смят в узкие линейные складки северо-западного простирания. Часто наблюдаются изоклинальные складки, опрокинутые к северо-востоку. Они нарушены многочисленными, преимущественно продольными разрывами.

Верхнемеловые отложения развиты вдоль побережья Охотского моря и на полуострове Терпения. Наиболее древние верхнемеловые отложения

установлены в юго-западной части района — на полуострове Терпения, где они разделяются Ю. М. Ковтуновичем на ольдонскую, туровскую и заслоновскую свиты (Алексейчик и др., 1963). Взаимоотношения их с мезозойскими отложениями (нерасчлененные), видимо, несогласные.

Заслоновская свита представлена алевролитами, аргиллитами с прослоями песчаников и реже мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты не менее 2000 м. Отложения охарактеризованы ископаемой фауной туронского возраста, а верхняя часть ее может быть коньякской.

Туровская свита сложена преимущественно песчаниками, часто туфогенными, гравелитами и конгломератами, которым подчинены прослои алевролитов и аргиллитов, местами отмечаются углистые прослои небольшой мощности. Мощность свиты уменьшается с севера на юг от 900 м до 510—600 м, в этом же направлении наблюдается увеличение в разрезе прослоев тонкообломочных пород. Возраст свиты в некоторой степени условно принимается как коньякский — сантонский.

Ольдонская свита, залегающая согласно на туровской, представлена алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, реже туфов и гравелитов, содержащими ископаемую фауну нижнего сенона. Мощность свиты около 2000 м.

Таким образом, мощность туронских-нижнесенонских отложений в пределах рассматриваемого района составляет более 3000 м. Более молодые отложения верхнего мела распространены как на полуострове Терпения, так и к северу от него вдоль побережья Охотского моря. На отложениях ольдонской свиты они залегают согласно и представлены мощной (до 5500 м в северной части их распространения) толщей вулканогенно-осадочных пород. На полуострове Терпения эти отложения представлены кремнистыми алевролитами, туфогенными песчаниками, туфами, туффитами с прослоями и пачками яшмовидных пород и покровами эффузивов среднего и основного состава. Мощность их здесь около 1200 м.

К северу от полуострова Терпения роль вулканогенных пород сначала возрастает (бассейны рек Нерпичья, Богатая), а севернее в их разрезах вновь появляются нормальные осадочные породы. Подобные изменения наблюдаются и в направлении с запада на восток. В западной части преобладают вулканогенные породы, а в восточной — терригенно-осадочные. В бассейне р. Богатой в разрезе этих отложений присутствуют линзы яшм и реже известняков. По ископаемой фауне и стратиграфическому положению эти отложения сопоставляются с красноярковской свитой Западно-Сахалинских гор. Ю. М. Ковтунович эти отложения в пределах района разделяет на богатинскую, раkitинскую и березовскую свиты.

Верхнемеловые отложения Восточно-Сахалинских гор отличаются от отложений верхнего мела Западно-Сахалинских гор большей степенью метаморфизма пород, присутствием в разрезе, особенно в верхней части, вулканогенных пород, а также яшм и известняков. Местами внешне они сходны с отложениями нерасчлененного мезозоя. Все это свидетельствует, о том, что верхнемеловые отложения здесь накапливались в иной структурно-фациальной зоне, чем одновозрастные им отложения Западно-Сахалинских гор, т. е. в позднем мелу на Сахалине четко устанавливаются две структурно-фациальные зоны: западная, совпадающая с Западно-Сахалинскими горами, и восточная, охватывающая восточную часть Восточно-Сахалинских гор и полуостров Терпения. По-видимому, к последней зоне следует также относить и верхнемеловые отложения полуострова Шмидта, смятые в складки северо-северо-восточного простирания на юге полуострова Терпения, затем меридионального и северо-северо-западного простирания на севере, местами отмечаются опрокинутые к востоку складки. Обычно же преобладают крутые линейные складки симметричного или несколько асимметричного профиля. Они разорваны продольными и поперечными разломами и прорваны

небольшими телами и дайками ультраосновных и основных пород: серпентинитами, горнблендитами, габбро-диабазам, габбро, габбро-диоритами позднемелового возраста. Характер складчатости верхнемеловых пород менее напряженный, чем складчатости мезозойских и палеозойских пород. С концом верхнемеловой эпохи связано также внедрение гранитов, образующих небольшие массивы в юго-западной части района, где они прорывают отложения нижнего — среднего палеозоя (?). Эти гранитоиды сходны с гранитоидами Тонино-Анивского полуострова и, возможно, являются одно-возрастными с ними. Как уже отмечалось выше, палеогеновые отложения в пределах района отсутствуют. В это время эта часть острова была приподнята и служила областью размыва, откуда обломочный материал поступал на запад в район современных Западно-Сахалинских гор.

Неогеновые отложения развиты преимущественно в восточной и юго-восточной частях района, в меньшей степени на западе и в центральной его части. Они выполняют сравнительно небольшие впадины и прогибы, наложенные на смятые в складки более древние отложения. На подстилающих породах неогеновые образования залегают несогласно, с размывом. Внутри самого неогенового разреза отмечаются перерывы и несогласия.

Начинается разрез неогеновых отложений люкаминской свитой, представленной песчаниками и конгломератами с прослоями алевролитов в нижней части и переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами с прослоями углистых аргиллитов и углей в верхней. Мощность люкаминской свиты достигает 800—1300 м. Свита является стратиграфическим аналогом гастелловской свиты Тонино-Анивского полуострова, Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий, мачигарской свиты полуострова Шмидта и аракайской свиты Западно-Сахалинских гор. Нижнемиоценовый возраст свиты устанавливается на основании находок ископаемой фауны и флоры.

На люкаминской свите согласно, а на более древних отложениях несогласно и трансгрессивно залегают окремненные алевролиты и опоковидные аргиллиты мутновской и пиленгской свит нижнего и среднего миоцена. Между собой свиты разделены размывом и, возможно, незначительным несогласием. Мощность этих отложений в северо-восточной части района достигает 2000 м.

На них с размывом и несогласием ложатся глинистые песчаники и алевролиты с гравелитами и конгломератами в основании, выделяемыми в борскую свиту. Изредка отмечаются прослои туффилов. Мощность свиты колеблется от 1400 м на юге района до 2600 м на северо-востоке (бассейн рек Хой и Лангери), а возраст на основании ископаемой фауны устанавливается как позднемиоценовый, т. е. свита является аналогом окобыкайской и сертунайской свит (Кузина, 1961). В юго-западной части района стратиграфически выше с размывом залегают вулканогенно-осадочные отложения лиманской свиты верхнемиоцен-плиоценового возраста. Она представлена туфами, агломератами, вулканическими брекчиями среднего и реже кислого состава, туфогенными песчаниками, алевролитами с покровами порфиров и дацитов. Мощность этих отложений достигает 2000 м. Разрез неогена заканчивается плиоценовыми отложениями уранайской и хузинской свит, представленных глинистыми слабо сцементированными песчаниками, глинами с прослоями гравелитов, развитых в низовьях рек Хой и Большая Хузи, где мощность их составляет 1200—1300 м. В верховьях р. Муйки и на водоразделе рек Муйка — Лангери плиоценовые отложения установлены бурением. Мощность их здесь точно не выявлена, но она, вероятно, не менее 400—500 м. Они в основном сложены крупнозернистыми песками и алевролитами с частыми прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, существенное значение имеют глины, местами отмечаются прослои углей, т. е. здесь, в отличие от восточной части района.

плиоценовые отложения представлены не морскими, а континентальными фациями. Неогеновые отложения образуют пологие брахиформные структуры субмеридионального простирания. Только вблизи разломов, ограничивающих впадины, наблюдаются крутые падения слоев и мелкие крутые складки. Таким образом, в неогене на территории района происходило формирование типичных глыбовых структур. В пределах образующихся грабенов происходило в основном накопление мощных толщ неогеновых осадков. В плиоцене местами были внедрены дайки и силлы андезитов и андезито-базальтов.

СЕВЕРНЫЙ САХАЛИН

Северный Сахалин включает часть острова, расположенную к северу от широты мыса Тык. Полуостров Шмидта, находящийся на самом севере Сахалина, рассматривается нами отдельно. Район представляет холмисто-увалистую равнину с участками низкогогорья вдоль восточного и западного побережий, являющихся продолжением соответственно Восточно- и Западно-Сахалинских гор. Сюда нами относится также территория, прилегающая к заливам Лунскому и Набильскому.

В Северном Сахалине исключительно широко распространены наиболее молодые отложения неогена: верхнемиоценовые и плиоценовые. Более древние отложения выведены на поверхности в ядрах антиклиналей, а также по границе с блоками верхнемеловых или мезозойских отложений. Местами они вскрываются некоторыми разведочными скважинами на нефть (Алексейчик и др., 1963).

Разрез неогена в этой части Сахалина начинается аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, которые обнажаются в сводах некоторых антиклиналей в районе р. Даги и по южной границе Лунской депрессии и выделяются в даехурийскую свиту. В нижней части свиты преобладают аргиллиты и алевролиты, в верхней существенное значение имеют прослой песчаников. Возраст свиты принимается как ниже-среднемиоценовый. По своему объему она, видимо, соответствует холмской и невеличской свитам Западно-Сахалинских гор. По данным И. И. Ратновского (1964), мощность свиты составляет 600—700 м. С. Н. Алексейчик (Алексейчик и др., 1959) считает, что мощность свиты не менее 1200 м. На подстилающих отложениях мезозоя свита залегает несогласно с размывом. Вдоль восточного склона Набильского хребта мощность отложений, одновозрастных даехурийской свите и выделяемых здесь под названием пиленгской свиты, не более 600 м.

В западной части Северного Сахалина предположительно на верхнемеловых отложениях залегают песчаники и конгломераты прибрежно-морского происхождения, относящиеся к нижнемиоценовой маичигарской свите. Видимая мощность их не более 50 м. На них согласно залегают кремнистые алевролиты и песчаники нижнелангерийской свиты, являющейся стратиграфическим аналогом холмской свиты. В районе р. Вагис в них отмечаются редкие покровы базальтов и андезито-базальтов. Мощность нижнелангерийской свиты колеблется в пределах 225—640 м. И маичигарская и нижнелангерийская свиты выведены на поверхность в ядрах пологих брахиантиклиналей субмеридионального простирания.

На даехурийской свите местами согласно, местами с размывом залегают ритмично чередующиеся алевролиты, песчаники и аргиллиты уйнинской свиты, которую И. И. Ратновский (1964) считает аналогом невеличской свиты. В Охинском районе, по мнению И. И. Ратновского, ей соответствуют кремнистые песчаники и аргиллиты нижней части дагинской свиты. Мощность свиты в Дагинско-Катанглинском районе не менее 1000 м, в Охинском районе мощность одновозрастных ей отложений, по данным И. И. Ратновского (1964), составляет 500—600 м. В западной ча-

сти Северного Сахалина, по мнению И. И. Ратновского, отложения, одно-возрастные уйнинской свите, отсутствуют.

На отложениях уйнинской свиты согласно залегают морские и прибрежно-морские отложения нижней части дагинской свиты, представленные песчаниками, алевролитами и песками мощностью до 700 м в Дагинско-Катанглинском районе. В Охинском районе им соответствуют песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины средней подсвиты дагинской свиты мощностью 130—150 м (Ратновский, 1964), а в западной части Северного Сахалина — песчаники, конгломераты и алевролиты энгизпальской свиты, мощность которой достигает 500—600 м. И. И. Ратновский (1964) эти отложения сопоставляет с чеховской свитой Западно-Сахалинских гор.

Прибрежно-морские отложения нижней части дагинской свиты в Дагинско-Катанглинском районе сменяются угленосными отложениями средней подсвиты дагинской свиты. Они представлены здесь песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями углей общей мощностью от 400 до 700 м. В Охинском районе им соответствует нижняя часть верхней подсвиты дагинской свиты, сложенная алевролитами, аргиллитами, глинами и песчаниками, угли здесь отсутствуют. Мощность их, видимо, не превышает 100—150 м.

Таким образом, с юга на север наблюдается замещение континентальных отложений прибрежно-морскими и морскими. По возрасту они относятся к среднему миоцену и сопоставляются с верхнедуйской свитой. В западной части района им соответствуют песчаники, пески, алевролиты, аргиллиты и угли верхнелангерийской свиты, мощность которой здесь достигает 1100—1400 м.

На среднемиоценовых отложениях в восточной части района согласно, а в западной с размывом залегают верхнемиоценовые отложения соответственно верхней подсвиты дагинской свиты и сертунайской свиты. Первые представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами, мощность которых в Дагинско-Катанглинском районе колеблется от 130 до 900 м. В Охинском районе в их составе преобладают аргиллиты и алевролиты мощностью до 150—200 м. Сертунайская свита сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами, отлагавшимися в мелководных прибрежно-морских условиях. Мощность сертунайской свиты достигает 700 м. Возможно, что верхняя часть сертунайской свиты здесь соответствует окобыкайской свите.

В Дагинско-Катанглинском и Охинском районах отложения дагинской свиты сменяются постепенно морскими отложениями окобыкайской свиты (Ратновский, 1964), а последние также согласно перекрываются породами эхабинской свиты. И ту и другую свиту И. И. Ратновский относит к верхнему миоцену.

Окобыкайская свита наиболее широко распространена в Дагинском районе, севернее она обнажается изредка в ядрах антиклиналей и вскрывается целым рядом разведочных скважин.

Эхабинская свита представлена песками, глинами и алевролитами, нередко имеющими ритмичное чередование в разрезе. Мощность свиты, по И. И. Ратновскому, в Дагинско-Катанглинском районе не превышает 300 м, а в Охинском районе она составляет 800—1100 м. В западной части Северного Сахалина эти отложения, по мнению И. И. Ратновского, отсутствуют.

На верхнемиоценовых отложениях залегают с размывом плиоценовые отложения, представленные чередующимися песками, алевролитами с прослоями и пластами глин, гравелистых и конгломеративных песчаников. В верхней части плиоценовых отложений отмечаются линзы лигнитов. В Дагинском и Охинском районах они выделяются под названием нутовской свиты, в западной части Северного Сахалина они объединяют нанивскую, тамлевскую и рыбновскую свиты. Мощность

плиоценовых отложений в Дагинско-Катанглинском районе достигает 1700 м, а в Охинском — 1500—1700 м. В западной части Северного Сахалина плиоценовые отложения представлены переслаивающимися песками, алевроитами, галечниками и глинами с прослоями углей и лигнитов. Морская фауна отмечается только в нижней части этих отложений (на и в свита), что значительно затрудняет сопоставление их со свитами восточной части Северного Сахалина. Мощность плиоценовых отложений здесь колеблется в пределах 2100—2700 м.

На плиоценовых отложениях с размывом и несогласно залегают четвертичные отложения, представленные песками, супесями и суглинками и реже галечниками. Наиболее широко они распространены в пределах заливов-лагун, а также в районе залива Байкал и межгорной депрессии, разделяющей низкогорные поднятия в западной и восточной частях района. Эта депрессия является продолжением к северу Тымь-Поронайской депрессии и в районе залива Байкал скрывается под водами моря. Здесь четвертичные отложения представлены различными аллювиальными и аллювиально-озерными образованиями. Мощность четвертичных отложений сравнительно небольшая и, видимо, не превышает 50 м. В речных долинах и на морском побережье отмечается несколько террасовых уровней, самый высокий из которых имеет абсолютную отметку около 40 м.

Интрузивные породы в пределах Северного Сахалина практически отсутствуют. Только в западной части района (мыс Погиби) скважинами вскрываются породы основного состава, очевидно, являющиеся эффузивами нижнемиоценового возраста, сходными с эффузивами кизинской свиты Сихотэ-Алпня.

Неогеновые отложения слагают структуры меридионального и северо-северо-западного простирания. Антиклинали и синклинали преимущественно брахиформны, причем синклинали более широкие, чем антиклинали. Складки кулисообразно подставляют друг друга. Антиклинали нередко имеют асимметричный поперечный профиль, разорваны продольными разрывами типа взбросов или крутых надвигов и поперечными сбросами и сбросо-сдвигами. В пределах Северного Сахалина выделяются две крупные антиклинальные зоны (антиклинории, по С. Н. Алексейчику), продолжающие на север поднятия Западно- и Восточно-Сахалинских гор. Эти антиклинальные зоны разделены синклинальной, которая, как уже отмечалось выше, расположена на продолжении к северу Тымь-Поронайской депрессии и протягивается до залива Байкал. Местами буровыми работами устанавливается, что формирование отдельных антиклинальных складок шло параллельно с осадконакоплением (Алексейчик и др., 1963). Рост отдельных структур, видимо, продолжается и в настоящее время.

В целом Северный Сахалин, по-видимому, представляет собой крупную наложенную структуру типа Срединно-Сахалинского грабенообразного прогиба, помимо которой в состав этого района входят области погружения горстовых поднятий Западно- и Восточно-Сахалинских гор.

ПОЛУОСТРОВ ШМИДТА

В пределах полуострова Шмидта развиты верхнемеловые и неогеновые отложения (Ратновский, 1960; Алексейчик и др., 1963 и др.). Верхнемеловые отложения выведены на поверхность в Восточном и Западном хребтах и представлены вулканогенно-осадочными породами: кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, туффитами, туфами и эффузивами основного состава, которым подчинены линзы яшм и известняков, реже встречаются прослои углистых аргиллитов и углей с остатками ископаемой флоры. Породы сильно дислоцированы, смяты в складки и нарушены многочисленными разрывными нарушениями. Встречающаяся

в этих отложениях ископаемая фауна свидетельствует о том, что по возрасту они соответствуют сеноманскому — кампанскому ярусу. Однако изучены эти отложения еще очень слабо. Верхнемеловые отложения прорваны интрузиями серпентинитов и мелкими дайками основных пород, возраст которых в некоторой степени условно принимается как верхнемеловой.

И. И. Ратновский (1960) в разрезе верхнемеловых отложений полуострова выделяет четыре толщи:

	Мощность, м
1. Толща монотонного переслаивания темно-серых глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и зеленовато-серых песчаников, изредка встречаются прослой туфов и туфогенных песчаников. В кремнисто-глинистых сланцах присутствуют карбонатные конкреции и отпечатки раковин иноцерамов сеноманского возраста	600—650
2. Нижняя вулканогенная толща, сложенная кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями туфогенных песчаников, туфов и туфобрекчий и редкими прослоями светло-серых кремней	1000
3. Верхняя сланцевая толща, сложенная темно-серыми окремненными глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников; в сланцах на мысе Елизаветы II. Н. Тихоновичем были найдены остатки ископаемой фауны селонского возраста	2000
4. Верхняя вулканогенная толща, сложенная вулканогенными породами с редкими прослоями и пачками осадочных пород, которым подчинены углистые прослой с отпечатками ископаемой флоры и раковинами пресноводных моллюсков	1000

Таким образом, мощность верхнемеловых отложений полуострова Шмидта, по данным И. И. Ратновского, около 4500—5000 м.

На верхнемеловых отложениях резко несогласно залегают неогеновые, имеющие большее площадное распространение. Отсутствие палеогеновых отложений свидетельствует о продолжительном перерыве в осадконакоплении, начиная, видимо, с конца верхнемеловой эпохи. Неогеновые отложения полуострова делятся на ряд свит, охватывающих по времени интервал от раннего миоцена до позднего плиоцена.

Разрез неогеновых отложений начинается пачкой угленосных пород ма ч и г а р с к о й свиты, которые выше сменяются песчано-глинистыми осадками с прослоями конгломератовидных песчаников, а затем песчаными глинами с карбонатными конкрециями. Завершается разрез ма ч и г а р с к о й свиты пачкой глинистых песчаников с тонкими прослоями глин. Мощность ма ч и г а р с к о й свиты составляет около 950 м. Свита охарактеризована ископаемой фауной пелеципод раннего миоцена. На подстилающих породах верхнего мела ма ч и г а р с к а я свита залегает с разрывом, трансгрессивно, выполняя местами неровности донеогенового рельефа (Ратновский, 1960).

Ма ч и г а р с к а я свита вверх по разрезу постепенно сменяется переслаивающимися опоковидными алевролитистыми глинами и окремнелыми глинами т у м с к о й свиты, которым местами подчинены редкие прослой конгломератовидных песчаников и глинистых песчаников и крупные известковые конкреции. Однако местами тумская свита трансгрессивно ложится на верхнемеловые отложения. В этом случае в ее основании залегает пачка мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты около 500—800 м, по возрасту она соответствует верхней части нижнего миоцена.

П и л ь с к а я свита в нижней части представлена песчанистыми глинистыми сланцами, чередующимися со сланцеватыми глинами и опоковидными глинистыми сланцами, которым подчинены прослой песчаников. В верхней части свиты преобладают песчаники с прослоями тонкослойных глин. Местами в породах верхней части свиты наблюдаются текстуры подводного оползания осадков. Мощность свиты около 1000 м. На основании ископаемой фауны пелеципод и фораминифер возраст пильской свиты принимается как начало среднего миоцена.

Каскадная свита развита преимущественно на западном побережье полуострова и на юге Охинского перешейка. На пильской свите она залегает согласно и представлена однообразными темно-серыми алевроитовыми глинами, обычно окремнелыми, с редкими прослоями мягких глин и светло-серых алевролитов, с рассеянной мелкой галькой и обуглившимся растительным детритом. Мощность свиты на западном побережье — 7000 м, а на восточном — 400—550 м. Возраст свиты на основании находок ископаемой макро- и микрофауны принимается как среднемиоценовый.

Вверх по разрезу отложения каскадной свиты постепенно сменяются отложениями венгерийской свиты. Граница между ними проводится условно. Последняя сложена нечеткостойкими алевроитовыми слюдистыми глинами. В средней и верхней частях свиты глины местами замещаются глинистыми алевролитами. Прослой песчаников незначительной мощности встречаются сравнительно редко. Часто присутствуют известковистые конкреции. Мощность свиты не более 900—1000 м. Возраст ее считается в основном верхнемиоценовым, и, следовательно, ее можно сопоставить с окобыкайской свитой других районов Сахалина.

Диатомовая маям-рафская свита развита в центральной части полуострова на Охинском перешейке и на западном побережье в районе мыса Маям-Раф. На венгерийской свите она залегает согласно, но местами отмечается трансгрессивное залегание ее на пильской свите. Она сложена опоквидными глинами с подчиненными им различными диатомитами и редко песчаниками. Последние наиболее часто встречаются в верхней части свиты. Мощность свиты на западном побережье полуострова около 700 м, а в центральной — до 1000 м. Возраст свиты принимается как позднемиоценовый.

Матитукская свита развита на Охинском перешейке, где она согласно сменяет отложения диатомовой свиты. Нижняя часть ее сложена мелкозернистыми песками с тонкими прослоями глин и песчаников. В средней части преобладают глины, а в верхней средне- и мелкозернистые пески. Мощность свиты — 950—1000 м. Возраст свиты принимается как раннеплиоценовый, что позволяет сопоставить ее с нижней частью нутовской свиты более южных районов острова.

Выше залегают отложения помырской свиты, развитой только на Охинском перешейке в районе пос. Музьма. Она сложена песками, сходными с песками матитукской свиты. В основании свиты отмечается галечник, указывающий на перерыв в осадконакоплении. Мощность свиты около 500 м. Местами, по мнению И. И. Ратновского, помырская свита трансгрессивно ложится на более древние породы.

Четвертичные отложения представлены различными песками, глинами и галечниками, слагающими различные по возрасту террасы. Среди них выделяются нижне-, средне- и верхнечетвертичные и современные отложения преимущественно аллювиального и частично морского происхождения.

Неогеновые отложения прорваны дайками андезито-базальтов, долеритов и андезитов, возраст которых не древнее среднего миоцена, а может быть, и более молодой — плиоценовый.

По своему положению в общей структуре острова полуостров Шмидта занимает самостоятельное положение. Отнесение его к Восточно-Сахалинскому антиклинорию, как это делал С. Н. Алексейчик (1954; Алексейчик, и др., 1959), вряд ли правильно и, более того, не подтверждается геофизическими данными (Милашин, 1960). В последнее время большинство исследователей выделяет полуостров Шмидта в самостоятельную тектоническую структуру. Ю. М. Пушаровский (1964) для нее предложил название складчато-блоковой зоны полуострова Шмидта. Здесь выделяются два крупных горста, пространственно совпадающих с Западным и Во-

сточным хребтами, разделенными грабенom, к которому приурочена Центральная депрессия. В пределах горстовых поднятий на поверхность выведены сильно дислоцированные и нарушенные многочисленными разломами верхнемеловые породы, на которых залегают отложения неогена. Только вблизи разрывных нарушений складчатость в неогеновых породах более напряженная, вплоть до изоклинальной.

Центральная депрессия, представляющая собой грабен-синклиналь, выполнена полого залегающими породами неогена, образующими крупную синклинальную структуру, осложненную мелкими складками и перекрытую четвертичными отложениями.

Очевидно, процессы осадконакопления в ее пределах продолжались и в четвертичное время, что указывает на унаследование неогенового тектонического плана четвертичным.

Несомненно, что в пределах полуострова Шмидта в течение верхнего мела существовала геосинклинальная обстановка осадконакопления, в конце мела после складчатости район, по-видимому, был поднят. Только в начале неогена он вновь был вовлечен в опускания, причем движения носили дифференцированный блоковый характер. В нижнем миоцене большая часть полуострова была занята морем, и только в пределах горстовых поднятий существовали небольшие острова. Начиная с конца среднего миоцена, происходит постепенное обмеление морского бассейна, и к концу плиоцена большая часть полуострова превратилась в сушу. Обломочный материал в морской бассейн неогена на полуострове Шмидта поставлялся как со стороны материковой части Советского Союза, так и с островов, располагавшихся в пределах горстовых поднятий самого полуострова.

Выше мы рассмотрели основные черты геологического строения различных частей Сахалина, являющегося непосредственным продолжением к северу меридиональных структур Центрального Хоккайдо. В связи с этим необходимо остановиться на некоторых дискуссионных вопросах, возникающих при сравнении геологического строения этих двух частей Охотского региона.

1. Возраст самых нижних частей разреза этих районов, о чем мы уже упоминали при описании строения Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова. Дело в том, что последние исследования японских геологов (Geology of Japan, 1963; Hasegawa a. oth., 1961a и др.) приводят их к выводу о необходимости пересмотра прежних представлений о древнем возрасте метаморфических комплексов Центрального Хоккайдо, что диктуется находками юрской и, возможно, триасовой фауны в верхних частях разреза домеловых толщ этого региона, а также соответствующими значениями цифр абсолютного возраста указанных пород. Безусловно, самые нижние части разреза метаморфического комплекса могут иметь не верхнепалеозойский, а несколько более древний возраст. Однако важным представляется то, что они вместе с заведомо мезозойскими отложениями слагают единый в структурном отношении комплекс пород без существенных несогласий внутри него, а следовательно, мы не имеем доказательств заметного проявления герцинских складчатых процессов в этой зоне.

Эти материалы по геологии Центрального Хоккайдо, как нам кажется, заставляют с известной осторожностью подходить к датировке нижних частей разреза Сахалина и к интерпретации палеозойской и раннемезозойской истории его развития. По существу, этот процесс пересмотра старых представлений о возрасте толщ, залегающих на Сахалине ниже фаунистически охарактеризованных меловых отложений, уже начался в связи с находками фауны в метаморфизованных отложениях. Однако он, конечно, еще очень далек от окончательного разрешения. Но уже сейчас можно, очевидно, уверенно утверждать, что в отличие от Сихотэ-Алиня роль герцинской складчатости в формировании структур этой зоны была очень незначительной.

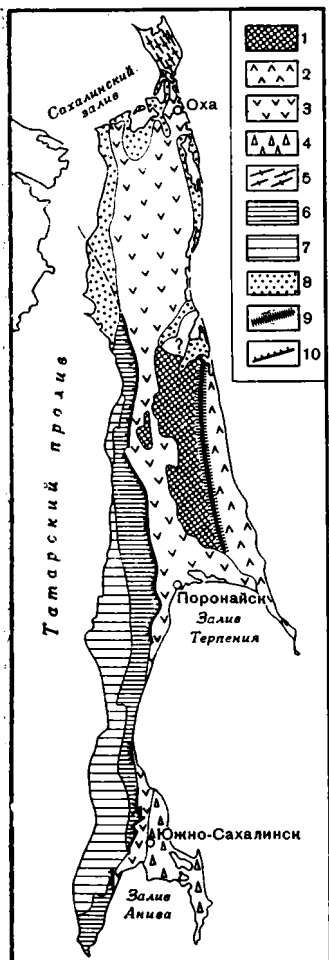


Рис. 22. Тектоническая схема острова Сахалин (по Ю. М. Пушаровскому, 1964б; видоизменена авторами)

1 — Сахалинский горстовый массив; 2 — Восточно-Сахалинская блоковая зона; 3 — Срединно-Сахалинский грабепообразный прогиб; 4 — Южно-Сахалинская блоковая зона; 5 — складчато-блоковая зона полуострова Шмидта; 6, 7 — Западно-Сахалинский синклиниорий; 6 — восточный борт и Крильонская центриклиналь; 7 — центральная часть; 8 — четвертичные депрессии; 9 — Восточно-Сахалинский разлом; 10 — Западно-Сахалинский надвиг (местами — взброс)

2. Какое значение придавать эпохе верхнемеловой складчатости в геологической истории этих двух регионов? При описании геологического строения этой части Охотского региона мы пытались показать, что она играла весьма существенную роль в истории развития Центрального Хоккайдо и Сахалина. Действительно, типичное геосинклинальное осадконакопление в этой зоне было прекращено в верхнем мелу. В это же время были образованы сложные чешуйчатые структуры Центрального Хоккайдо и основные складчатые структуры Сахалина. С концом верхнего мела связано формирование и основных интрузивных комплексов различного состава, если не считать небольших интрузивных тел и даек, комагматичных вулканогенным породам кайнозоя. В кайнозойское время лишь некоторые из толщ, накопившихся в пределах Сахалина и района Исикари — Румои Центрального Хоккайдо, можно рассматривать как геосинклинальные образования, о чем более детально будет сказано ниже. Однако из приведенного фактического материала отчетливо видно, что в третичных разрезах Сахалина пре-

обладают грубообломочные терригенные и угленосные осадки, сильно распространены отложения прибрежно-морских, лагунных и континентальных фаций. Следует, однако, отметить, что мощности этих толщ весьма значительны и местами достигает 10 000—11 000 м. Очень своеобразны и кайнозойские интрузии Сахалина. По существу внедрение интрузивных образований, которые можно рассматривать как представителей синорогенных и посторогенных интрузий, произошло в конце мела — начале палеогена. Более молодые кайнозойские интрузии, как правило, комагматичны неогеновым толщам вулканитов, и представляют собой с точки зрения тектоники особый класс весьма специфичных интрузий.

Наконец, следует рассмотреть и особенности третичных структур Сахалина. О тектонике Сахалина в настоящее время опубликовано большое количество работ (Алексейчик, 1954; Алексейчик и др., 1963; Зытнер и др., 1964; Лившиц, 1963; Мельников, 1962; Пушаровский, 1964б; Рудич, 1962). К сожалению, единства взглядов на тектоническое строение острова у перечисленных выше авторов не имеется. Нам только хотелось обратить внимание на некоторые новые подходы к пониманию тектоники этого региона. Речь идет не просто о тектоническом районировании острова, а о попытках установить соотношение меловых и кайнозойских структур. Большинство исследователей относит Сахалин к области кайнозойской складчатости, тем самым как бы смазывая отличия в его строении от таких

типичных областей кайнозойской складчатости, как Восточная Камчатка, Восточный Хоккайдо и Курилы. Напомним, что еще в первом издании Тектонической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 Н. С. Шатский рассматривал Сахалин как структуру типа Донбасса, выклинивающуюся в область более древней докайнозойской стабилизации. К сожалению, идеи Н. С. Шатского не были по-настоящему восприняты исследователями. Е. М. Рудич (1962), придавая существенное значение верхнемеловой складчатости этой зоны, называет кайнозойские структуры Сахалина парагеосинклинальными, подчеркивая тем самым их своеобразие и отличие от типичных геосинклинальных структур. Наиболее детально кайнозойские структуры Сахалина были рассмотрены недавно Ю. М. Пушаровским (1964). Из предлагаемой им схемы тектонического районирования острова (рис. 22) и из текста его статьи отчетливо устанавливается резкая наложенность кайнозойских, преимущественно неогеновых, грабенообразных структур на складчатое меловое основание. Исключение составляет лишь Западный Сахалин, где палеогеновые отложения накапливались в прогибе, наследующем зону прогибания мелового времени. На этой схеме, правда, остается не совсем ясным возможность выделения в качестве разных структур Срединно-Сахалинского грабенообразного прогиба и Северо-Сахалинской складчатой зоны. С нашей точки зрения, это — единая структурная зона с одинаковыми особенностями осадконакопления.

Таким образом, Ю. М. Пушаровский в своей работе четко показал большое своеобразие кайнозойских структур Сахалина, заключающееся в том, что здесь в основном развиты горстовые поднятия и грабенообразные зоны опусканий, т. е. типичные глыбовые структуры. Исключение составляет лишь Западно-Сахалинский унаследованный прогиб. Правда, Ю. М. Пушаровский (1964б) рассматривает кайнозойские структуры как геосинклинальные образования. Скорее всего их правильнее относить к зонам, в которых наблюдается своеобразная попытка регенерации геосинклинального процесса на меловом складчатом основании.

3. Необходимо, наконец, попытаться увязать докайнозойские структурные зоны Сахалина с меловыми складчатыми структурами Центрального Хоккайдо. Несомненно, что район Западного Сахалина является продолжением зоны Исикари — Румои, являющейся также областью накопления терригенных меловых толщ и продолжавшей прогибаться в палеогене и неогене. Расположенные к востоку от нее области антиклинория Камуикотан, Срединного синклинория и антиклинория Хидака, по всей вероятности, целиком соответствуют почти всей остальной части Сахалина, с выходами метаморфических пород верхнего палеозоя (?) — мезозоя и неметаморфизованных мезозойских отложений, подстилающих в центральной части острова неогеновые осадки Срединно-Сахалинского грабенообразного прогиба. Более детально расчленив эту зону в пределах Сахалина в настоящее время не представляется возможным. Самое восточное побережье Сахалина с развитыми здесь вулканогенно-кремнистыми толщами мела, по всей видимости, соответствует восточному склону антиклинория Хидака, где также местами (зона Сарома) известны аналогичные образования, перекрытые практически недислоцированными неогеновыми вулканитами.

Все изложенное выше позволяет нам говорить о существенной роли процессов верхнемеловой складчатости в геологической истории Сахалина и о необходимости тщательного анализа кайнозойской истории острова — особого этапа его развития.

КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

Как уже отмечалось ранее, Курильская островная дуга состоит из двух орографически выраженных поднятий: Большой Курильской гряды, протягивающейся в виде цепи островов от полуострова Сиретоко (остров Хоккайдо) к южному окончанию полуострова Камчатки, и Малой Курильской гряды, выраженной на юге рядом островов, наиболее крупным из которых является остров Шикотан, а на севере переходящей в подводный хребет Витязя. К западу от Большой Курильской гряды располагаются отдельные вулканические постройки, часть которых также выступает из-под уровня моря в виде островов (острова Алаид, Макан-руши, Авось и др.).

Несмотря на то, что вопросы истории геологического развития Курильской островной дуги, располагающейся на стыке континентального и океанического блоков земной коры, издавна привлекают к себе внимание многочисленных исследователей, ее строение изучено все еще недостаточно, что в известной мере объясняется сравнительно плохой обнаженностью этих районов, крайней разобщенностью выходов различных пород, в связи с чем попытки увязать стратиграфические схемы даже двух близко расположенных друг к другу островов часто вызывают споры и разногласия, а также слабой фаунистической характеристикой многих обнаженных здесь толщ и их очень пестрым фациальным строением. Все же благодаря работам Ю. С. Желубовского, Г. И. Вергунова (1964), Г. М. Власова (1958, 1959), А. Ф. Прялухиной (1961), К. Ф. Сергеева (1962, 1963), В. Б. Сергеевой, О. Н. Толстихина и других в настоящее время намечены общие черты геологического строения этого района. Все эти сведения недавно были систематизированы и обобщены в XXXI томе Геологии СССР (1964). Пользуясь этим, мы в настоящей работе лишь в кратких чертах приведем некоторые данные, необходимые для дальнейшего анализа строения этой части Охотского региона. Более подробные сведения можно найти в упомянутых выше работах.

Для лучшей увязки материалов по геологии Курильских островов с данными по восточной части Хоккайдо, строение Малой и Большой Курильских гряд будет рассмотрено отдельно.

МАЛАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА

Геология Малой Курильской гряды практически доступна для наблюдения лишь в самой южной ее части на островах Шикотан, Полонского, Зеленом, Танфильева. Здесь обнажены наиболее древние из известных в этом районе отложений.

В основании разреза вскрыты отложения верхнего мела, подразделяющиеся на матакотанскую и малокурильскую свиты.

М а т а к о т а н с к а я свита обнажена на северо-западных берегах островов Шикотан и Зеленый. Основание свиты нигде не вскрыто. Нижняя часть ее сложена темно-серыми базальтами, выше которых залегает пачка чередующихся туфогенных конгломератов и туфобрекчий, содержащих преимущественно обломки андезито-базальтов и андезитов. Еще выше они сменяются подушечными и шаровыми лавами. Разрез свиты венчается толщей туфобрекчий и туфогенных конгломератов с прослоями мелкозернистых туфогенных песчаников. Породы прорваны многочисленными дайками базальтов и андезитов. Общая мощность свиты около 400 м.

М а л о к у р и л ь с к а я свита залегает на матакотанской как правило согласно. Однако в ряде мест между ними отмечаются небольшие уг-

ловые несогласия. Свита представлена чередованием туфогенных песчаников, алевроитов и аргиллитов, с тонкими линзовидными прослоями мергелей и известняков. В ряде районов в составе малокурильской свиты появляются прослои известковистых песчаников и туфобрекчий. В целом для этих образований характерна ритмичная слоистость и обилие в обломках вулканогенного материала — продукта размыва эффузивов основного и среднего состава. Мощность свиты в пределах островов Малой Курильской гряды не превышает 200—300 м. Возраст ее определяется как кампан-маастрихтский на основании находок отпечатков и ядер *Inoceramus shikotanensis* Nagao et Mat. и *In. aff. orientalis* Sok.

Нетрудно видеть, что меловые отложения Малой Курильской гряды легко сопоставимы с породами группы Немуро восточной части Хоккайдо, что уже отмечалось нами ранее.

Палеонтологически доказанные палеогеновые отложения на Малой Курильской гряде нет. К ним условно отнесена толща преимущественно вулканогенных пород (зеленовская свита), залегающая с несогласием на меловых образованиях. Наиболее хорошо зеленовская свита вскрыта на юго-восточном побережье островов Шикотан и Зеленый. Породы свиты местами достаточно круто наклонены. А. Ф. Прялухина (1961) делит зеленовскую свиту на две части: нижнюю, сложенную туфобрекчиями основного состава, туфами и отдельными покровами базальтов; и верхнюю, представленную базальтами, авгитовыми, двушироксеновыми и роговообманковыми андезито-базальтами. Породы свиты несомненно являются продуктами субаэрального вулканизма. Общая мощность свиты свыше 500 м.

Вопрос о действительном возрасте пород зеленовской свиты представляется в настоящее время очень сложным. В самом деле, по своему составу эти толщи весьма сходны с верхнемеловыми образованиями группы Немуро южной зоны Восточного Хоккайдо. Сходство это увеличивается еще и тем, что и те и другие образования прорваны многочисленными дайками андезитов и андезито-базальтов. На палеогеновые отложения, распространенные на востоке Хоккайдо, эти образования не похожи. Однако туфы и лавы, правда, более кислого состава, в разрезе группы Урахоро не исключают того, что в более северных частях Малой Курильской гряды в палеогеновое время еще продолжалась вулканическая деятельность.

Кроме описанных выше стратифицированных образований на острове Шикотан известны интрузивные образования, слагающие два массива. В обоих из них развит сложный комплекс интрузивных образований, представленных габбро-норитами, оливиновыми габбро, лейкократовыми габбро. Известны также и более кислые разности — габбро-диориты и диориты. Особенности взаимоотношений всех этих пород свидетельствуют о том, что они представляют собой дифференциаты единой габброидной магмы. Возраст этих интрузий не ясен, они прорывают как меловые образования, так и породы зеленовской свиты.

Внутреннее строение Малой Курильской гряды относительно простое. В целом она представляет собой крупную антиклиналь, в ядре которой вскрыты породы матакотанской свиты. Северо-западное крыло антиклинали скрыто под водами Охотского моря и, возможно, оборвано разломом. Юго-восточное крыло сложено породами малокурильской и зеленовской свит. Вдоль крыла по контакту этих свит на острове Шикотан прослеживается разлом, представляющий собой, судя по данным Г. П. Вергунова, Ю. К. Гуменного и А. Ф. Прялухиной, крутой взброс (рис. 23).

В современной структуре Малую Курильскую гряду, очевидно, следует рассматривать, как геоантиклинальное поднятие, южная часть которого наиболее резко приподнята. Оно начинается в южной части Восточного Хоккайдо, где по зоне разлома торцово сочленяется со структурами Центрального Хоккайдо. Далее оно прослеживается на островах Танфильева,

Юрия, Зеленом и Шикотане, а затем продолжается в виде подводного хребта Витязя. Продолжение его в пределы Восточной Камчатки, очевидно, не вызывает сомнений. Таким образом, менее приподнятой оказывается центральная часть этого поднятия. Кроме того, наблюдаются более мелкие поднятия и опускания его шарнира, проявляющиеся в рельефе в виде отдельных островов и разделяющих их проливов.

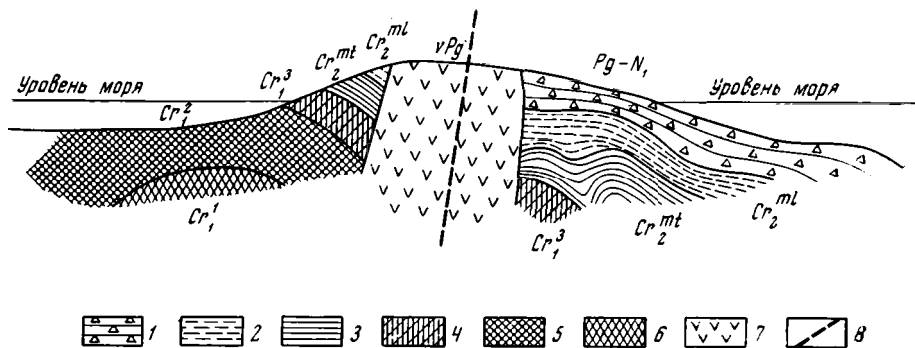


Рис. 23. Геологический профиль через остров Шикотан (по данным Вергунова и других за 1960 г.).

1 — зеленцовская толща — туфы, туфобрекчии, лавы базальтов, андезито-базальтов, андезитов; 2 — малокурильская свита — песчаники, алевриты, аргиллиты; 3 — матакотанская свита — туфо-конгломераты, туфобрекчии, базальты, шаровые лавы, туфы, туфопесчаники; 4, 5, 6 — породы нижнего мела (выделены предположительно); 7 — оливиновые и лейкократовые габбро, диориты; 8 — разлом

Установить в настоящее время точное время поднятия Мало-Курильской гряды и начало формирования геосинклинали невозможно. Судя по геологии Восточного Хоккайдо, это конец мела — начало палеогена, ибо уже в палеогене в самых западных участках его происходит образование наложенных впадин. Следует, однако, иметь в виду, что этот процесс мог быть не одновременным для разных частей этой геосинклинали.

БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА

Геологическое строение Большой Курильской гряды было известно на основании целого ряда исследований, проведенных ранее в самой южной ее части на островах Кунашир, Итуруп и Уруп. В последние годы изучению геологии Курильского архипелага уделяется больше внимания, и в настоящее время имеется уже целый ряд новых данных не только по геологии северной части (острова Шумшу, Парамушир), но и наиболее слабо изученной до последнего времени средней части гряды (острова Матуа и Росшуа).

Отложения, распространенные на Большой Курильской гряде, подразделяются на три серии: среднепарамуширскую, итурупскую и утесную, нижняя из которых в достаточной мере условно датируется олигоценом — нижним миоценом¹. Вопрос о существовании на Большой Курильской гряде более древних меловых отложений до сих пор остается открытым. Ряд исследователей и сейчас, и ранее высказывали мнение о меловом возрасте некоторых свит. Однако эти мнения по существу ничем не подтверждены.

¹ В последнее время появились работы, в которых возраст развитых на островах Большой Курильской гряды толщ считается более молодым — преимущественно миоцен-плиоценовым (Давыдов и др., 1964). Эти же авторы выделяют в ряде случаев в третичных разрезах Курил другие свиты.

Отложения среднепарамуширской серии известны на северных островах Большой Курильской гряды. На острове Кунашир они выделяются под названием кунаширской свиты (Прялухина, 1961). Породы этой свиты распространены в виде сравнительно широкой полосы, вытянутой в северо-северо-восточном направлении вдоль восточного побережья острова. В основании залегают базальты и андезиты, выше располагается толща, состоящая из чередования туфобрекчий, туфоконгломератов, туфов и кремнистых пород с потоками андезитов и андезито-базальтов. Мощность этой свиты около 1200—1300 м. Породы сильно дислоцированы и прорваны небольшими интрузиями гранодиоритового состава и дайками основных пород. М. Н. Давыдов, В. М. Дуничев, А. Л. Табояков (1964) считают, однако, возраст этих отложений более молодым — верхнемиоценовым — нижнеплиоценовым.

На острове Итуруп в основании разреза залегает толща андезитовых и базальто-андезитовых лавобрекчий и туфобрекчий с прослоями туфов и туфогенных песчаников мощностью 1300—2000 м. Эти породы выделены В. Б. Сергеевой под названием свиты р. Жемчужной. Обнаруженная в них фауна позволяет датировать их нижним миоценом.

На острове Уруп известна толща туфобрекчий с покровами андезитов и андезито-базальтов, перекрытых туфогенно-осадочными образованиями общей мощностью около 1000 м. Ю. Л. Неверов и О. А. Хведченя эти образования отнесены к миоцену и выделены под названием урупской свиты. На юге острова к миоцену этими же авторами была условно отнесена толща туфогенных песчаников, туфов, гравелитов и алевролитов с покровами андезитов и лавобрекчий в верхней части разреза. Часть их, возможно, относится к нижнему миоцену. К северо-востоку от острова Уруп отложения среднепарамуширской серии вновь появляются только на самых северных островах Большой Курильской гряды.

На островах Парамушир и Шумшу, по данным К. Ф. Сергеева (1963), в основании разреза залегают алевролиты, туфопесчаники, туффиты и мелкообломочные туфобрекчий с прослоями туфодиаомитов мощностью 1200—1300 м (хамдинская свита). Выше залегает 900-метровая толща туфобрекчий и туфопесчаников с покровами лав основного состава и прослоями диатомитов (капаринская свита). С размывом на этих образованиях залегают породы шумновской свиты, представленной чередованием туфов, туффитов и туфопесчаников, с покровами лав и прослоями мелкообломочных туфобрекчий. В этих породах обнаружена фауна нижнего миоцена. Мощность шумновской свиты около 800 м. К. Ф. Сергеев считает, что нижележащие хамдинская и капаринская свиты имеют меловой и палеогеновый возраст. Однако, как справедливо отмечает Г. К. Власов (Геология СССР, т. XXXI, 1964), не исключен и нижнемиоценовый возраст этих свит, тем более, что в пределах северной части Восточного Хоккайдо и на южной Камчатке, тектонически более приподнятых, меловые образования практически не известны¹. В северной части Восточного Хоккайдо разрез вообще начинается только с миоцена, а на юге Камчатки (Апрелков, Бондаренко, 1965) выделяются верхнеолигоцен-миоценовые отложения. Так же, как и нижнемиоценовые отложения, на Хоккайдо отложения среднепарамуширской серии испытали значительные гидротермальные изменения.

Таким образом, в пределах островов Большой Курильской гряды в основании разреза по всей видимости залегают отложения преимущественно миоценового возраста, включающие, возможно, в себя верхнюю часть олигоцена. Они развиты на северном и южном флангах гряды и представлены в основном туфогенно-осадочными и вулканогенными образованиями.

¹ В последнее время, однако, К. Ф. Сергеев склонен также считать возраст этих свит олигоцен-миоценовым.

ми, преимущественно морского генезиса. Пачки пород континентального происхождения (остров Уруп) в некоторых разрезах и перерывы (острова Парамушир и Шумшу) свидетельствуют о том, что отдельные части Большой Курильской гряды были уже в это время относительно приподняты.

Несогласно на породах среднепарамуширской серии залегают образования, объединяемые под названием и т у р у п с к о й с е р и и. Отложения этой серии в целом значительно слабее изменены и практически не испытаны той гидротермальной переработки, которой подвержены подстилающие их породы. Итурупская серия в основном состоит из туфогенно-осадочных образований: туфобрекчий, туфогенных песчаников и алевролитов, туфодиаомитов. В разных частях Большой Курильской гряды отложения итурупской серии подразделяются на разные свиты.

На острове Итуруп образования, подобные рассмотренным выше, уже давно были выделены под названием к у й б ы ш е в с к о й с в и т ы, состоящей из пачки туфогенных конгломератов в основании, выше которой залегают туфогенные песчаники, переслаивающиеся с алевролитовыми туффитами. В самой верхней части свиты вновь появляются прослои конгломератов и туфобрекчий. Общая мощность свиты около 300 м. Остатки фауны и флоры, обнаруженные в породах этой свиты, по-видимому, достаточно надежно свидетельствуют о ее среднемиоценовом возрасте.

На острове Кунашир на восточном побережье и в центральной части отложения утесной серии выделены под названием свиты «о р я ч е г о п л я ж а». Основание свиты представлено здесь пачкой конгломератов с галькой подстилающих пород. Выше конгломератов залегают травелиты, сменяющиеся затем пачкой переслаивающихся липаритовых туфов, туффитов, туфодиаомитов, туфогенных песчаников и туфобрекчий. Мощность свиты около 350 м. В. М. Дуничев считает (устное сообщение), что эти породы представляют собой гидротермально переработанные плиоценовые образования.

Кроме того, на охотском побережье острова В. М. Чапышевым выделены так называемые а л е х и н с к и е с л о и и л о в ц о в с к а я с в и т а, сложенные также туфогенными и осадочными образованиями. Однако обнаруженные в этих породах остатки фауны и флоры не дают возможности точно датировать их возраст.

На острове Уруп к утесной серии условно относятся образования такотанской свиты, представленной переслаиванием туфогенных песчаников и опоковидных пород, выше появляются прослои туффитов и туфодиаомитов.

В средней части Большой Курильской гряды достоверных отложений среднего миоцена неизвестно, и они вновь появляются лишь на северном фланге гряды на островах Парамушир и Шумшу. На острове Парамушир эти отложения выделены К. Ф. Сергеевым (1963) под названием о х о т с к о й с в и т ы, залегающей несогласно на подстилающих нижнемиоценовых образованиях. В основании свиты залегает пачка туфобрекчий с мелкими обломками базальтов и андезито-базальтов. Выше по разрезу они сменяются туфами и туффитами с прослоями туфогенных песчаников и туфодиаомитов. Общая мощность свиты равна 1100 м. Породы охотской свиты на северо-востоке острова Парамушир и Шумшу согласно сменяются отложениями б а й к о в с к о й с в и т ы, которая, возможно, также частично относится к среднему миоцену. В нижней части эта свита состоит из чередования туфов и туффитов, а в верхней — из прослоев андезитовых и андезито-базальтовых туфобрекчий. Общая мощность свиты около 800 м. В верхней части байковской свиты найдены остатки фауны верхнемиоценового облика.

Таким образом, породы итурупской серии распространены так же как среднепарамуширской на южном и северном флангах Большой Курильской

гряды, в то время, как в ее средней части они, по-видимому, отсутствуют или развиты очень ограниченно. На юге и на севере они, как правило, залегают с перерывом на подстилающих образованиях. Почти везде они представлены туфогенно-осадочными образованиями с морской фауной и иногда остатками флоры. Эти породы, очевидно, свидетельствуют об ослаблении вулканической деятельности по сравнению с обилием вулканических проявлений в нижнем миоцене. Интересно, что аналогичное ослабление вулканических процессов отчетливо фиксируется в это же время и в Восточном Хоккайдо.

Разрез неогеновых образований Большой Курильской гряды заканчивается отложениями утесной серии, распространенными достаточно широко. Для этих отложений характерны существенные фациальные изменения, резкое преобладание в разрезе вулканогенных пород и относительно спокойное залегание. Значительная фациальная изменчивость этих пород сказывается в том, что даже в пределах одного острова выделяется несколько свит различного состава, причем вопросы их корреляции часто остаются открытыми. Возраст утесной серии определяется по находкам фауны и флоры диатомовых как верхнемиоцен-плиоценовый.

На острове Кунашир достоверных отложений верхнемиоценового и плиоценового возраста неизвестно¹. Условно некоторые исследователи к плиоцену относят здесь практически горизонтально лежащую толщу конгломератов и туфогенных песчаников на восточном побережье и толщу песчаников и алевролитов на западном. Аналогичные последней толще образования известны также в основании вулкана Тятя.

Значительно полнее породы утесной серии развиты на острове Итуруп. Здесь в составе серии выделяются несколько свит. Отложения самой нижней — рыбаковской свиты — развиты на охотском и тихоокеанском побережье и, по-видимому, в центральной части острова, где они изучены хуже. На охотском побережье нижняя часть свиты сложена туфобрекчиями с обломками авгит-диопсидовых андезитов и авгитовых андезитов, переслаивающихся с туфогенными конгломератами и песчаниками. Выше по разрезу распространены туфогенные песчаники с прослоями гравелитов, алевропесчаников и линзами глинистых сланцев, туфов и туфодиатомитов. На тихоокеанском побережье рыбаковская свита состоит из толщи переслаивания андезитов и андезито-базальтов с туфогенными конгломератами, гравелитами и песчаниками. Мощность рыбаковской свиты, судя по данным разных геологов, меняется от 150 до 700 м.

Не совсем ясно соотношение рыбаковской свиты со свитой р. Осенней, выделенной В. Б. Сергеевой, свитой мыса Пржевальского, выделенной А. Ф. Прялухиной и Г. П. Вергуновым. Первая из названных свит сложена туфодиатомитами с прослоями туфов, туфобрекчий и туфогенных песчаников общей мощностью около 400—500 м. Вторая представлена в нижней части базальтами и андезито-базальтами, переслаивающимися с туфобрекчиями и лаваатгломератами, а в верхней — туфогенно-осадочными образованиями. Общая мощность этой свиты около 170—180 м. Выделившие эти свиты геологи считают, что их следует помещать в разрезе выше отложений рыбаковской свиты, однако достоверных данных об их более молодом возрасте нет.

Несомненно моложе всех перечисленных выше свит толща базальтов, туфобрекчий и лаваатгломератов, фациально замещающихся туфобрекчиями и туфопесчаниками, выделяемая под названием парусной свиты. Мощность пород этой свиты меняется от 300 до 1000 м. Местами в ее составе встречаются прибрежно-морские осадки с остатками флоры.

¹ Согласно последним данным М. Н. Давыдова, В. М. Дуничева и А. Я. Табокова (1964) плиоценовые отложения, наоборот, распространены на острове Кунашир очень широко.

На острове Уруп к плиоцену относятся отложения так называемой быстринской свиты, представленной туфобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями туфогенных песчаников и алевролитов. Общая мощность пород свиты в разных местах острова колеблется от 80 до 250 м. Кроме того, к плиоцену на острове Уруп Немото условно относил осадочные образования, подстилающие четвертичные вулканы.

На северном фланге Большой Курильской гряды отложения утесной серии известны на островах Парамушир и Шумшу. По последним данным К. Ф. Сергеева, утесная серия подразделяется здесь на три свиты (снизу вверх): дербашевскую, парамуширскую и океанскую.

Дербашевская свита сложена базальтами, базальтовыми лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфоконгломератами. Мощность свиты около 200 м.

Трансгрессивно на отложениях дербашевской свиты залегают туфобрекчии, туфы, туфодиазомиты и туфогенные песчаники парамуширской свиты общей мощностью около 550 м.

Самая верхняя океанская свита состоит из андезитовых и андезитобазальтовых туфобрекчий, туфов и туфогенных песчаников в нижней части и лавобрекчий и туфобрекчий в верхней. Мощность свиты около 600 м.

Следует остановиться на характере третичных образований островов среднего звена Большой Курильской гряды. В последнее время появляется все больше и больше данных о существовании в фундаменте четвертичных вулканов этого района осадочных и вулканогенно-осадочных образований, возраст которых считается неогеновым. Среди этих отложений по характеру дислоцированности и степени метаморфизма, вероятно, можно выделить две толщи, относящиеся, очевидно, к верхним частям неогенового разреза (Мархинин и Стратула, 1964).

Выше мы рассмотрели стратиграфию неогеновых отложений Большой Курильской гряды. Следует сразу же отметить, что в общем мы здесь имеем ту же последовательность в накоплении осадков, какая наблюдается и в северной подзоне Восточного Хоккайдо, т. е. накопление вулканогенных образований в нижней и верхней частях разреза и преимущественное развитие туфогенно-осадочных отложений в средней. Правда, на Хоккайдо все эти образования относятся к неогену, тогда как на Курилах самая нижняя их часть считается верхнеолигоценовой. Совершенно ясно, что этот вопрос требует еще дальнейшего уточнения.

Интересно также отметить, что уже в миоцене отдельные части Большой Курильской гряды представляли орографически приподнятые участки, о чем свидетельствует нахождение в составе среднепарамуширской серии прибрежно-морских фаций с захороненными в них растительными остатками. Отложения итурупской серии накапливались преимущественно в морских условиях, знаменуя собой, очевидно, начало трансгрессии, с которой было связано и образование Охотского моря. Дальнейшие поднятия вновь начинаются с отложения пород утесной серии и происходят, очевидно, до настоящего времени.

Помимо стратифицированных толщ на ряде островов Большой Курильской гряды известны небольшие по размеру массивы интрузивных пород, заведомо доплиоценового, а возможно, частично и досреднемиоценового возраста. Они часто бывают пространственно приурочены к зонам разрывов северо-восточного простирания. Такие интрузии известны на островах Кунашир, Уруп и Парамушир, существование их можно предполагать и на острове Итуруп, где в обилии встречаются галька и валуны гранитоидных пород. Общим для всех этих образований является непостоянство их состава. Здесь даже в составе одного массива часто встречаются плагиограниты, кварцевые диориты, гранодиориты. Любопытно отметить, что диаграммы химического состава этих пород, приводимые в XXXI томе Геологии СССР (стр. 574, рис. 109), убедительно свидетельствуют о том, что все интрузив-

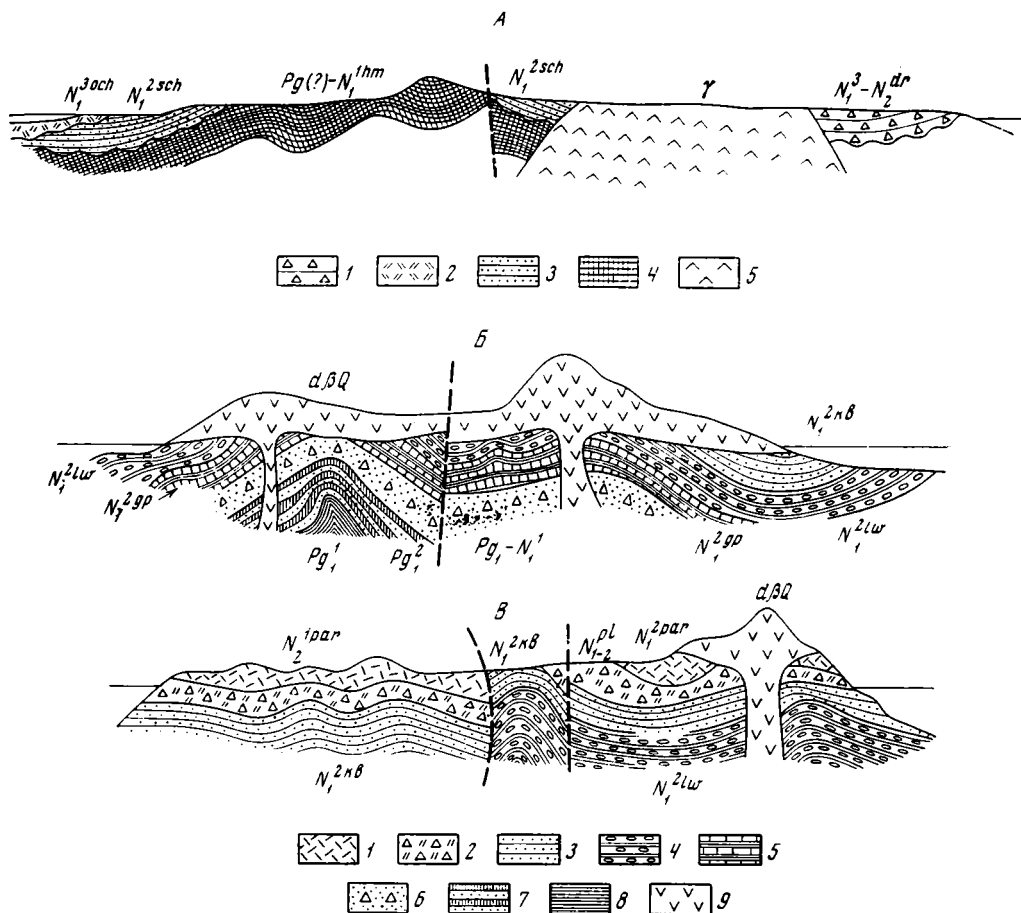


Рис. 24. Геологические профили через острова Большой Курильской гряды

А. Остров Парамушир: 1 — дербышевская свита — чередование базальтовых лав, лавобрекчий, туфобрекчий и туфоконгломератов; 2 — охотская свита — туфы, туффиты, туфодиазомиты; 3 — шумновская свита — туфопесчаники, туфы, туффиты, мелкообломочные туфобрекчи; 4 — хамадинская свита — сильно метаморфизованные породы; 5 — диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты.

Острова Кунашир (Б) и Итуруп (В): 1, 2 — утесная серия — вулканогенные толщи, покровы эффузивов, экструзии роговообманковых андезитов и т. д.; 3, 4, 5 — итурупская серия — туфобрекчий, туфогенные песчаники, туфы, туффиты, туфодиазомиты; 6, 7, 8 — среднепарамуширская серия — эффузивно-туфогенные породы, нормально-осадочные отложения; 9 — андезито-базальты

ные образования, распространенные в этих районах, принадлежат единому ряду пород, дифференцированному от габбро до гранодиоритов. Это, как нам кажется, позволяет ставить вопрос о комагматичности интрузивных образований и вулканических толщ этого региона и рассматривать гранитоидные интрузии Большой Курильской гряды как кислые дифференциаты базальтоидных магматических очагов этого региона.

Самые молодые четвертичные отложения Курил изучены, к сожалению, слабее всего. Это связано не только с очень пестрым их составом, но и с крайней ограниченностью их выходов. Поэтому мы остановимся ниже лишь на самых общих чертах их строения.

К нижнему отделу четвертичной системы, как правило, относят плато-эффузивы, образующие на Курилах горизонтальные и полого наклонные вулканические плато, и вулканогенные породы древних вулканов. Следует напомнить, что примерно такую же датировку имеют и аналогичные обра-

зования Хоккайдо и Камчатка. Правда, в последнее время появляется все больше указаний на то, что верхняя граница плиоцена располагается не совсем точно в основании покровов плато-эффузивов, а смещена несколько выше. В связи с этим остается не совсем ясной возрастная датировка некоторых крайне ограниченно распространенных осадочных толщ, располагающихся на морских плиоценовых отложениях и перекрытых плато-эффузивами, а также поверхностей выравнивания (Власов, 1958), располагающихся сейчас на высоте 700—1000 м. Такие отложения, подстилающие плато-эффузивы, известны, в частности, на острове Кунашир. Нижнечетвертичные эффузивы представлены в основном базальтами и андезито-базальтами.

Средне- и верхнечетвертичные образования представлены ледниковыми отложениями, известными на островах Парамушир, Симушир, Итуруп и других. Кроме них, по данным Б. Н. Пискунова и Г. И. Худякова, на ряде островов, особенно в южной части Большой Курильской гряды, известны четвертичные морские террасы, имеющие высоты 130—200, 40—60, 3—5 м. Эти террасы хорошо выражены на северном и южном флангах Большой Курильской гряды, в среднем же ее звене, по данным В. Ф. Канаева, отчетливо выделяется 40—60-метровая терраса, а более высокие выражены хуже, что, очевидно, свидетельствует о более позднем поднятии этой части гряды. Местами на островах Итуруп, Кунашир и других известны пемзочносные горизонты, перекрывающие отложения высоких террас.

Самые молодые — голоценовые отложения — представлены различными генетическими типами от вулканических образований современных вулканов до эоловых отложений, развитых на поверхностях морских и речных террас. Эффузивные образования 39 современных действующих вулканов представлены различными лавами от дацитов до базальтов, при преимущественном развитии роговообманковых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов.

Большая Курильская гряда также представляет собой современное геантиклинальное поднятие, сложенное в ядре образованиями среднепарамуширской, а на крыльях итурупской и утесной серий. Внутреннее строение этого поднятия, судя по геологическим профилям, построенным вкрест простирания структур отдельных островов гряды, составленным Г. И. Вергуновым, А. Ф. Прялухиной, В. Б. Сергеевой и К. Ф. Сергеевым, относительно простое (рис. 24). Это либо очень пологая антиклиналь, в крыльях осложненная пологими дополнительными складками (остров Парамушир), либо две антиклинали, разделенные просто построенной и относительно пологой синклиналью (остров Кунашир). Несмотря на отдельные перерывы и несогласия, все палеоген-неогеновые толщи Большой Курильской гряды участвуют в строении единых структур. Резко несогласно по отношению к ним залегают лишь четвертичные образования. Складчатые структуры поднятия Больших Курил осложнены разрывами северо-восточного простирания, имеющими характер крутых взбросов, и северо-западными разрывами типа небольших сдвигов, часто секущих северо-восточные разломы.

Так же, как и в поднятии Малых Курил, наиболее опущенной оказывается средняя часть этой структуры и, кроме того, наблюдаются мелкие ундуляции шарнира, в результате чего образуются поднятия отдельных островов и опускания в виде проливов между ними.

Судя по приведенным выше данным, уже в среднем миоцене некоторые участки поднятия Больших Курил были относительно приподняты.

Помимо поднятий Больших и Малых Курил в состав Курильской системы следует включать разделяющие и ограничивающие их зоны опусканий. Однако о строении последних можно судить только по геофизическим данным, и поэтому они будут рассмотрены несколько ниже.

Заканчивая описание участков суши, окружающих Охотский регион с

юго-запада, юга и юго-востока, нам хотелось бы обратить внимание на одно обстоятельство, которое может иметь существенное значение при тектоническом районировании этой территории. В тех участках суши, которые расположены на юго-западе и юге этой области, тектонические движения второй половины и конца верхнего мела были проявлены достаточно широко и играли вполне определенную роль в их геологической истории. В одних случаях (Сихотэ-Алинь) они на месте геосинклинальных зон сформировали типичные складчатые сооружения, вступившие затем в орогенную стадию развития, в других (Хоккайдо, Сахалин) на меловых складчатых структурах в третичное время происходит формирование очень специфических структур, где накапливаются своеобразные формации.

На юго-востоке Охотского региона (Восточный Хоккайдо, Курилы) складкообразовательные движения конца верхнего мела почти не проявились. Они не привели к созданию сложных складчатых структур. Наоборот, на месте этих зон продолжалось формирование геосинклинальных поднятий, даже сейчас относительно просто построенных. Эти зоны торцово сочленяются на острове Хоккайдо, а затем, очевидно, расходятся, как бы обтекая Южно-Охотскую впадину. Дальнейшее их продолжение на северо-восток мы можем проследить, анализируя геофизические данные и учитывая геологическое строение Камчатки и Корякского нагорья, что будет сделано ниже после рассмотрения результатов геофизических исследований.

Часть III

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОХОТСКОГО РЕГИОНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Строение земной коры в пределах Охотского региона исследовалось в период Международного геофизического года (1957—1958 гг.) методом глубинного сейсмического зондирования на ряде точечных профилей по системам встречных и нагоняющих годографов. Работы проводились комплексными экспедициями ИФЗ АН СССР и СВГУ МГиОН РСФСР. Результаты исследований опубликованы в различных статьях в виде схем строения и мощности земной коры, распространения различных типов коры и т. п. (Аверьянов и др., 1961, 1963; Вейцман и др., 1959, 1960; Гальперин и др., 1958; Косминская и др., 1963; и т. д. Полное описание этих исследований изложено в монографии «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану», опубликованной в 1964 г. Издательством АН СССР.

В настоящей работе в качестве основного исходного материала использованы сейсмические профили ГСЗ, расположение которых показано на рис. 25. Разнообразные площадные схемы привлекались лишь как некоторый дополнительный материал, поскольку редкая сеть профилей глубинного сейсмического зондирования в огромном большинстве случаев не дает возможности для однозначного проведения тех или иных изолиний, и поэтому каждая площадная схема достаточно произвольна, какие бы дополнительные данные ни использовались при ее построении.

Как видно из рис. 25, наиболее детально исследованы методом ГСЗ южная и западная части Охотского моря и участок Тихого океана к югу и юго-востоку от Курильской островной гряды. В северо-восточной части Охотского моря не было проведено ни одного профиля ГСЗ и данных о строении земной коры этого района нет. Огромная территория между Центральным Сахалином, Южной Камчаткой и Северным и Средним звеньями Курильской островной гряды пересечена всего двумя профилями северо-западного направления (9-М и 14-М). В свою очередь данные, полученные вдоль каждого профиля, различаются по точности и детальности.

Выделенные на сейсмических профилях границы раздела в большинстве случаев прослеживаются лишь на отдельных участках и характеризуются весьма различными значениями граничных скоростей продольных сейсмических волн. Вследствие этого корреляция данных, полученных на разных профилях, а порой и в пределах одного профиля, чрезвычайно затруднена.

Наиболее уверенно можно провести корреляцию по поверхности раздела, соответствующей подошве земной коры — границе Мохоровичича. Эта поверхность, характеризующаяся граничными скоростями продольных сейсмических волн порядка $8,0 \pm 0,2$ км/сек, выявлена почти на всех профилях как на территории Охотского моря, так и в Курило-Камчатской зоне Тихого океана по головным и, в ряде случаев, по отраженным волнам.

Помимо поверхности Мохоровичича, И. П. Косминская, С. М. Зверев

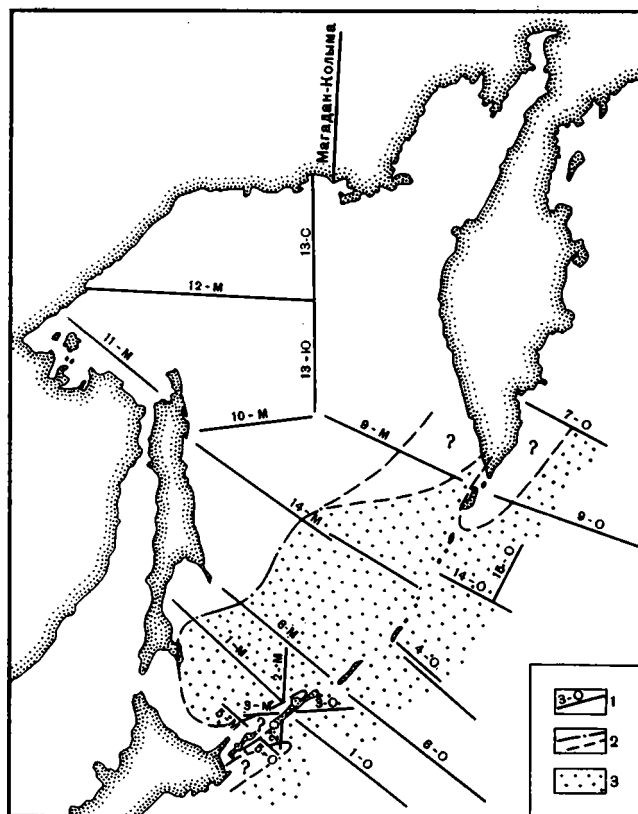


Рис. 25. Схема расположения профилей ГСЗ и распространение «гранитного» слоя

1 — профили ГСЗ; 2 — граница распространения «гранитного» слоя;
3 — область отсутствия «гранитного» слоя

и др. (Строение земной коры..., 1964) выделяют вторую основную границу раздела, называемую ими поверхностью кровли консолидированной коры. Согласно этим авторам, «под кровлей консолидированной коры понимается первая сейсмическая граница с высокой скоростью распространения сейсмических волн, превышающей, как правило, $5,5 \text{ км/сек}$ ». Однако, как следует из текста указанных работ и приводимых в них схем, к поверхности «консолидированной коры» отнесены также границы раздела со скоростями $5,2 \text{ км/сек}$ в Центральной части Охотского моря и $5,0$ и даже $4,3 \text{ км/сек}$ на отдельных участках около островов Курильской гряды, которые, по мнению авторов, связаны, соответственно, с метаморфизованными осадками и вулканическими породами. Таким образом, согласно данным И. П. Косминской, С. М. Зверева и других, в консолидированную кору, помимо «гранитного» и «базальтового» слоев, включаются плотные образования осадочного чехла.

Мы попытались несколько по-иному подойти к вопросу о принципах расчленения земной коры на отдельные слои или комплексы. Как известно, в пределах верхней части земной коры геологи выделяют два основных комплекса пород — осадочный чехол и складчатый фундамент. В состав фундамента входят сильно дислоцированные и метаморфизованные толщи, возраст его определяется последней фазой складчатости. Таким образом, для отдельных участков континентов возраст складчатого фундамента различен. Поверхность фундамента четко прослеживается при сейсморазведоч-

ных работах методами КМПВ и МОВ как высокоскоростной сейсмический горизонт, обладающий высокой отражающей способностью. Граничная скорость на поверхности фундамента в огромном большинстве случаев характеризуется значениями не ниже, чем 5,5—5,6 км/сек, наиболее часто наблюдаются скорости порядка 6,0 км/сек. Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют установить какой-либо закономерной зависимости скоростей продольных сейсмических волн на поверхности складчатого фундамента от его возраста. Определяющими факторами величины скоростей являются состав и степень уплотнения слагающих фундамент пород, т. е. сейсмическая граница раздела, соответствующая поверхности складчатого фундамента, имеет, по-видимому, метаморфическую природу.

При работах методом ГСЗ поверхность фундамента, как правило, отождествляется с поверхностью так называемого «гранитного» слоя, а нижележащие породы относятся к «кристаллическому» комплексу земной коры и противопоставляются этим осадочному чехлу. Мы принимаем именно такое подразделение земной коры на осадочный слой и кристаллическую часть. К осадочному чехлу, таким образом, относятся все неметаморфизованные осадочные и вулканогенные породы от рыхлых неуплотненных осадков морских и океанических бассейнов (скорости продольных сейсмических волн от 1,6—1,7 км/сек и выше) до плотных осадочных и вулканогенных толщ континентов (скорости до 5,3—5,5 км/сек), залегающих на складчатом основании. При таком рассмотрении осадочный чехол оказывается резко неоднородным по своим упругим свойствам и в ряде случаев может быть, в свою очередь, подразделен на отдельные слои или комплексы. Дальше КМПВ и МОВ, контролируемые по скважинам, позволяют производить детальное расчленение осадочного чехла. По материалам ГСЗ это оказывается возможным довольно редко и только тогда, когда границы внутри осадочного чехла достаточно резкие, т. е. характеризуются значительным скачком скорости, а сами слои имеют достаточно большую мощность.

Таким образом, согласно нашим представлениям, «гранитный» слой равносителен понятию «складчатый фундамент». Этот слой представляет собой, по-видимому, сильно метаморфизованные и измененные вулканогенно-осадочные породы, насыщенные интрузиями главным образом кислого состава. Мы полагаем, что формирование «гранитного» слоя происходит в ходе геосинклинального развития областей, а окончательное его становление — в орогенный период развития складчатых зон. По своим сейсмическим характеристикам этот слой неоднороден, что, вероятно, связано с неоднородностями его химического и петрографического состава, а также с различиями в степени метаморфизма слагающих его пород на отдельных участках континентов. Сейсмическая неоднородность «гранита» выражается в существенных вариациях граничных и пластовых скоростей, достигающих по абсолютной величине 0,5—0,8 км/сек. Итак, под «гранитным» слоем мы понимаем плотные преимущественно метаморфизованные образования, характеризующиеся граничными скоростями не ниже, чем 5,5—5,6 км/сек, образующие в областях завершенной складчатости складчатый фундамент.

В современных геосинклинальных зонах «гранитный» слой проходит стадию своего формирования и сейсмическими методами трудно отделим от вулканогенно-осадочных толщ. Для областей развития коры океанического типа, не вовлеченных до настоящего времени в геосинклинальный цикл развития, характерно отсутствие «гранитного» слоя, хотя на отдельных участках этих территорий под рыхлыми осадками обнаружены более или менее мощные слои, близкие по своим упругим свойствам к «граниту». Последнее, по нашему мнению, представляют собой плотные вулканогенно-осадочные образования. Как известно, данные, полученные американскими исследователями в сверхглубокой скважине, вполне подтверждают такое предположение. Верхний предел скорости на поверхности «гранитного» слоя, вероятно, следует считать равным 6,3—6,4 км/сек, так как, согласно мате-

риалам лабораторных исследований, в породах кислого состава (интрузивные и метаморфические) более высокие скорости не наблюдаются даже в условиях максимально достижимых температур и давлений.

Граница распространения «гранитного» слоя в пределах рассматриваемого региона показана на рис. 25. Как следует из рисунка, «гранитный» слой распространен на преобладающей части территории Охотского моря. Примерно в районе 50 параллели этот слой выклинивается, и южнее осадочный чехол залегает непосредственно на «базальте». На юго-западе бассейна граница распространения «гранитного» слоя проходит вдоль нижней части склона Южно-Охотской впадины, совпадая с изобатой 2000 м. На островах Курильской гряды глубинное сейсмическое зондирование не проводилось, поэтому прямых данных о присутствии там слоя сейсмического «гранита» нет. Можно лишь предполагать, что мощный комплекс вулкано-генных пород, развитый в пределах северного и южного звеньев гряды, лишь в нижней своей части по сейсмическим характеристикам соответствует «гранитному» слою. Основанием для такого предположения является тесная связь тектонических структур Южных Курил со структурами Хоккайдо, где, согласно материалам ряда исследователей, «гранитный» слой присутствует (Tamaki, 1953, 1955).

В районе Северного звена Курильской гряды и Южной Камчатки граничная скорость на подошве рыхлых осадков местами достигает значений 5,5 км/сек, что может соответствовать либо плотным вулкано-генно-осадочным образованиям, либо «гранитному» слою. Кроме того, сам характер сейсмических материалов (форма записи, четкость выделения групп глубинных волн, особенности их затухания с расстоянием), полученных в районе Северных Курил и Южной Камчатки, а также близ Малой Курильской гряды свидетельствуют о сходстве структуры земной коры этих районов с районами развития «гранитного» слоя (Строение земной коры..., 1964, стр. 20).

Наиболее формально выделяется «базальтовый» слой. Под этим термином мы понимаем породы, составляющие нижнюю часть земной коры и характеризующиеся высокими скоростями продольных сейсмических волн — от 6,3—6,4 до 7,0—7,2 км/сек, а возможно, и выше. Относительно состава «базальтового» слоя и природы границы Конрада существуют самые различные точки зрения.

Результаты уже упомянутых лабораторных исследований упругих свойств горных пород разного состава в условиях высоких температур и давлений позволяют предполагать, что состав «базальтового» слоя в целом отличается от «гранитного» большей основностью. Во то же время, не исключено, что сейсмическая граница раздела между обоими слоями отражает не резкое изменение состава пород, как это считает, например, И. В. Померанцева (1962, 1964), а является некоторым «фронтом метаморфизма» (Ризниченко, Косминская, 1963), т. е. имеет ту же природу, что и поверхность складчатого фундамента. Несколько ниже мы еще вернемся к рассмотрению этого вопроса, сейчас же лишь отметим, что поверхность Конрада (кровля «базальта») так же, как и раздел Мохоровичича (подошва земной коры) рассматриваются нами в качестве некоторых условных высокоскоростных сейсмических горизонтов, природа которых в настоящее время неясна.

«Базальтовый» слой перекрывается «гранитным», а на участках, где последний отсутствует, — непосредственно осадочным чехлом. По наличию или отсутствию «гранитного» слоя земная кора обычно подразделяется на два основных типа — материковую и океаническую. Однако в результате исследований последних лет совершенно очевидно, что такое подразделение слишком грубо, и имеющиеся в настоящее время данные позволяют произвести более дробную типизацию структур земной коры. Так, в работах И. П. Косминской (1958, 1963) и других выделяются уже четыре основных

типа коры — океаническая, материковая, субокеаническая и субматериковая. П. Н. Кропоткин (1956), помимо материковой и океанической коры, выделяет кору переходную и т. д.

Переходя далее к более детальному анализу геофизических данных о строении земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана, мы постараемся обосновать новую предлагаемую нами схему типов коры, генетически связанную с историей геологического развития разных частей Охотского региона.

Глава V

СТРУКТУРА И МОЩНОСТЬ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В пределах Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана средняя мощность осадочного чехла составляет около 2—3 км при вариациях от нескольких сотен и даже десятков метров до 10 и более километров на отдельных участках.

Скорость продольных сейсмических волн в осадочном чехле изменяется от значений 1,6—1,7 км/сек, типичных для рыхлых осадков большинства океанических территорий, до величин порядка 5,0—5,5 км/сек, свойственных вулканогенным породам и сильно уплотненным и измененным осадочным толщам. Таким образом, в составе осадочного чехла рассматриваемого региона можно выделить два основных комплекса пород: рыхлые осадки и более плотные — вулканогенные или осадочные — образования. Четкая граница раздела между отдельными комплексами пород осадочного чехла обнаружена лишь на некоторых участках — в Центральной части бассейна Охотского моря и в районах близ северного и южного звеньев Курильской гряды (рис. 26).

На большей части территории Охотского моря относительно высокие средние скорости продольных сейсмических волн в осадках дают основание предполагать присутствие в разрезе плотных пород либо в виде прослоев внутри разреза, либо в его основании. В последнем случае отсутствие четкой границы раздела между неуплотненными осадками и более плотными образованиями может быть объяснено постепенным нарастанием плотности с глубиной от верхних частей разреза к его основанию. На отдельных участках (впадина Дерюгина) отсутствие четкой границы между обоими комплексами пород осадочного чехла, возможно, объясняется недостаточной точностью и детальностью проведенных сейсмических исследований.

Таким образом, в пределах Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана можно выделить два типа осадочного чехла:

1. Двухслойный осадочный чехол, состоящий из двух четко разграниченных комплексов пород. Верхний комплекс составляют рыхлые осадки, нижний — плотные породы.
2. Однослойный осадочный чехол, состоящий из одного комплекса пород — рыхлых осадочных отложений, возможно, с прослоями более плотных образований.

Соответственно структуре осадочного чехла рассматриваемая территория разделяется на ряд областей.

ОБЛАСТИ С ДВУХСЛОЙНЫМ ОСАДОЧНЫМ ЧЕХОМ

Центрально-Охотская область. Исследования, проведенные вдоль профиля 13-Ю (см. рис. 25) в Центральной части Охотского моря, показали, что слой рыхлых осадков отделяется здесь от слоя нижележащих пород границей раздела со скоростью 5,2 км/сек. В книге «Строение

земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» (1964) эта граница условно отнесена коллективом авторов к кровле «консолидированной коры». При этом на стр. 275 отмечается, что, по-видимому, на данном участке она соответствует поверхности метаморфизованных осадочных пород. Такое предположение вполне правомерно, тем более, что на материальном профиле Магадан — Колыма скорости того же порядка (5,3 км/сек) характеризуют поверхность сильно измененных осадочных пород мезозойского возраста. Однако следует обратить внимание и на тот факт, что значение скорости 5,2 км/сек близко к значениям, полученным на подошве рыхлых осадков в районах Северных и Южных Курил, где, как будет показано ниже, указанные скорости характеризуют, скорее всего, плотные вулканогенные образования. Таким образом, в Центрально-Охотской области рыхлая осадочная толща подстилается либо сильно уплотненными осадочными образованиями, либо плотными вулканическими породами.

Анализируя далее данные МОВ, подробно описанные С. М. Зверевым в главе 6 указанной выше работы, мы находим дополнительные материалы, свидетельствующие о том, что граница со скоростью 5,2 км/сек на профиле 13-Ю должна рассматриваться как раздел внутри осадочной толщ. Согласно данным МОВ, в том числе надежных материалов наблюдений с многоканальной установкой, ниже границы со скоростью 5,2 км/сек обнаружены многочисленные отражающие площадки, что говорит о слоистом строении этой части разреза. Наличие отражающих площадок характерно для осадочной толщ бассейна Охотского моря, в то время как в пределах «гранитного» слоя (глубже границы со скоростью порядка 6,0 км/сек) отражений практически не наблюдается. Кроме того, на ряде соседних участков наблюдений (профили 10-М, 12-М, 14-М) внутри осадочной толщ обнаружены преломляющие горизонты со скоростями до 5,3 км/сек. Все эти факты дают основание считать осадочный чехол Центрально-Охотской области состоящим из двух существенно различных комплексов: рыхлых слоистых осадков в верхней части разреза и подстилающих их плотных пород, также имеющих слоистое строение, по крайней мере, в верхних горизонтах. Мощность рыхлых осадков на профиле 13-Ю менее 1—0,5 км, в то время как породы нижнего комплекса достигают по мощности 5 и более километров. При движении вдоль профиля 13-Ю с севера на юг наблюдается постепенное увеличение мощности осадочного чехла за счет его нижнего комплекса и далее резкое выклинивание его, по-видимому, до первых сотен метров (рис. 26). Осадочный чехол подстилается здесь «гранитным» слоем с граничной скоростью распространения продольных сейсмических волн 6,0 км/сек.

К востоку и западу от рассмотренного участка сейсмических данных нет, но характер изменения мощности нижнего комплекса осадочного чехла вдоль профиля 13-Ю позволяет предполагать, что аналогичное строение осадочного слоя должно иметь место и на некоторых, возможно, значительных расстояниях к западу и востоку. Это предположение тем более вероятно, что в осадочном чехле впадины Дерюгина в отдельных пунктах на глубине 1—2 км от уровня дна обнаружены преломляющие горизонты со скоростями продольных сейсмических волн до 5,3 км/сек, т. е. и здесь осадочный чехол состоит, видимо, из двух комплексов пород.

Данные о строении осадочного чехла под впадиной Дерюгина получены на профилях 10-М и 14-М (северная часть профиля). Максимальные мощности осадков (до 6—7 км) наблюдаются, главным образом под западным бортом впадины в шельфовой зоне Северного Сахалина. Общая мощность пород до поверхности «гранитного» слоя под впадиной Дерюгина не менее 4 км и возрастает с приближением к Северному Сахалину, причем рыхлые осадки малой плотности (средняя скорость до 2,0 км/сек) составляют не более трети разреза. Средние скорости продольных сейс-

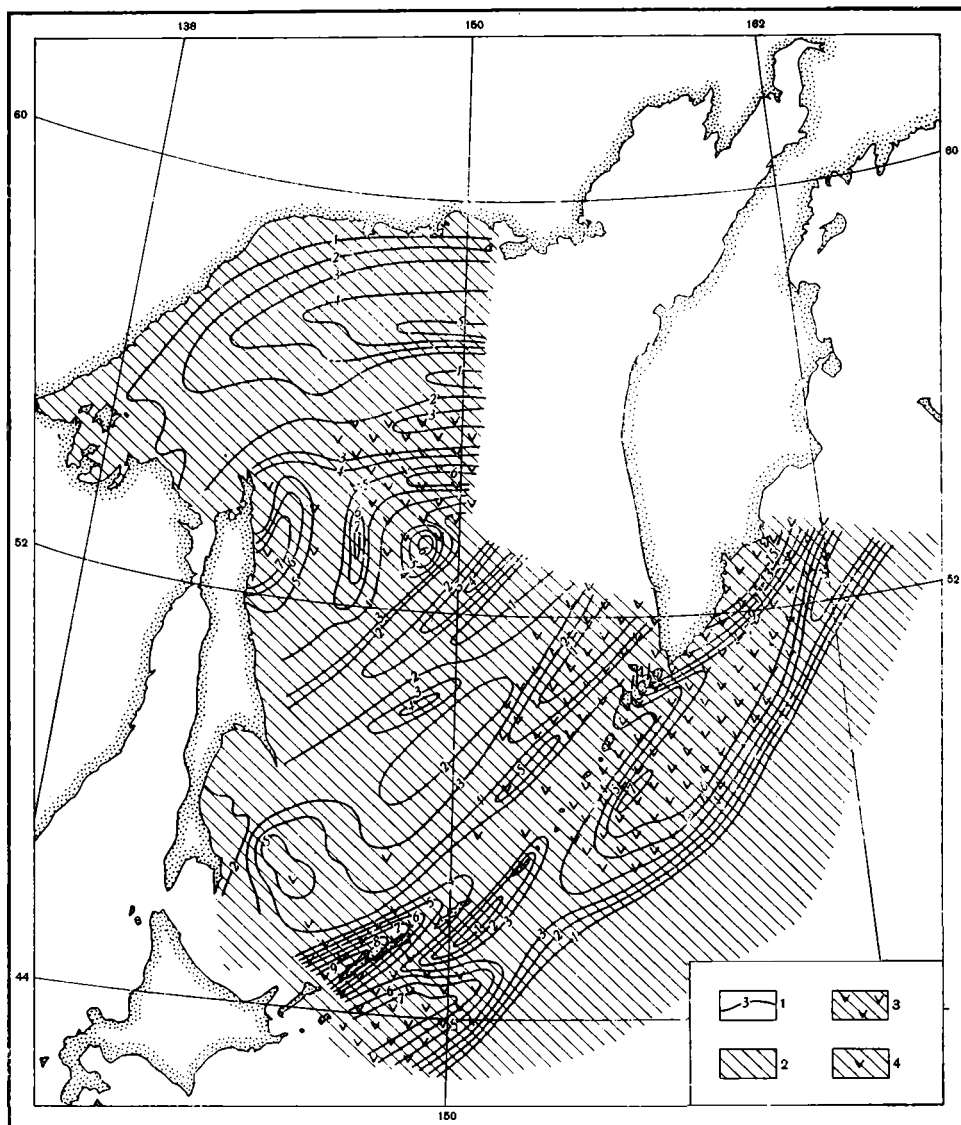


Рис. 26. Мощность и структура осадочного чехла

1 — изолинии мощности осадочного чехла; 2 — однослойный осадочный чехол; 3 — двухслойный осадочный чехол; 4 — отдельные плотные прослои в однослойном осадочном чехле

мических волн в осадках в целом несколько выше, чем в северной части Охотского моря — до 3,0 км/сек и более (но не выше 3,5 км/сек). Верхняя часть разреза характеризуется низкими (1,6—1,7 км/сек) скоростями. Легко подсчитать, что при условии постепенного нарастания скорости с глубиной в нижней части разреза скорости должны достигать 4 км/сек и более. Под западным бортом впадины Дерюгина в осадочной толще обнаружены преломляющие горизонты с высокими скоростями продольных сейсмических волн (до 5,3 км/сек) на глубинах порядка 1—2 км от уровня дна. Этот факт указывает на существование в разрезе осадочной толщи плотных пород. Однако сравнительно низкие значения средних скоростей продольных сейсмических волн в осадках и отсутствие непрерывной гра-

ницы раздела внутри осадочной толщи на данном участке дают основание считать, что плотные породы распространены здесь только в виде достаточно тонких прослоев, но не образуют, как в более восточной части области, мощного нижнего комплекса осадочного чехла. К такому же выводу приходят авторы работы «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану». На стр. 173 указано: «...выявленные на некоторых участках слои с повышенными скоростями имеют спорадическое распространение, и они, очевидно, не представляют главную составную часть разреза осадочной толщи».

О возможном составе осадочного чехла впадины Дерюгина можно в какой-то мере судить на основании анализа осадочных толщ Сахалина. Согласно данным, полученным П. М. Сычевым и другими исследователями (Алексейчик и др., 1963), в пределах Северного Сахалина, широко развиты отложения неогена. Мощность этих отложений местами достигает 8—9 км. Расположение и конфигурация участков повышенной мощности с полной очевидностью свидетельствует об их продолжении под воды Охотского моря. Сопоставляя далее данные о мощности осадочного чехла, полученные на морских профилях ГСЗ близ Сахалина, с картой мощностей неогеновых отложений острова, мы можем проследить продолжение изолиний равной мощности в зоне шельфа и под северо-западным бортом впадины Дерюгина (см. рис. 26).

Упругие свойства осадочных отложений Сахалина изучены главным образом по данным сейсморазведки. На Северном Сахалине неогеновые породы характеризуются постепенным нарастанием скорости с глубиной — от 1,8 км/сек в верхних частях разреза до 3,2 км/сек на глубине порядка 4 км. Интересную особенность представляют обнаруженные внутри осадочной толщи преломляющие границы с повышенными скоростями (около 4,0 км/сек). Эти границы, как правило, приурочены к отдельным слоям плиоцена и верхнего миоцена. Меловые толщи, слагающие нижнюю часть разреза, характеризуются скоростями, не превышающими 5 км/сек. Крайние значения — порядка 5,0 км/сек — наблюдаются только на больших глубинах и связаны с высокой степенью уплотнения пород под давлением вышележащих толщ. Более высокие значения скоростей продольных сейсмических волн наблюдаются на Сахалине для метаморфических пород домелового возраста. Необходимо, однако, иметь в виду, что большинство данных получено методом преломленных волн, поэтому отдельные достаточно тонкие прослои с высокими скоростями могли не быть отмечены на сейсмограммах. Но в стратиграфическом разрезе неогеновых и меловых отложений Сахалина отмечается, например, присутствие андезито-базальтов (средний и нижний миоцен), а также диабазов и порфиритов (верхний мел), которые заведомо должны характеризоваться скоростями выше 5,0 км/сек.

Наблюдаемое сходство сейсмических характеристик осадочного чехла Северного Сахалина и западной части Охотского моря и продолжение участков повышенной мощности неогеновых отложений под воды бассейна позволяют предполагать единство состава осадочных толщ этих территорий. По-видимому, на западе этой части Охотского моря, так же как и на Северном Сахалине, основную часть осадочной толщи составляют неогеновые отложения, подстилаемые меловыми породами. Следует также напомнить, что расчеты возраста подошвы рыхлых осадков, сделанные И. П. Карташовым для впадины Дерюгина, также свидетельствуют о меловом возрасте нижних горизонтов осадочного чехла. Аналогично Сахалину, граница между мелом и вышележащими слоями не отмечается ввиду незначительного различия пластовых скоростей. По составу осадочный чехол скорее всего представляет собой переслаивание песчано-глинистых и туфогенных пород с незначительными по мощности прослоями андезито-базальтов. Присутствие прослоев андезито-базальтовых лав в разрезе осадочного чех-

ла западной части бассейна Охотского моря может объяснить природу преломляющих горизонтов со скоростями 4,1 и 5,3 км/сек. Следует указать, что оба горизонта приурочены к прогибам поверхности «гранитного» слоя.

Таким образом, в Центральной части бассейна Охотского моря между Северным Сахалином и Центральной Камчаткой протягивается область, характеризующаяся сложным строением осадочного чехла, большую часть которого составляют плотные породы. Продолжение этой области на восток условно, ввиду отсутствия сейсмических данных. На западе она, очевидно, соединяется с третичными прогибами Северного Сахалина.

Северо-Курильская область между океаническим побережьем Южной Камчатки и островами северного звена Курильской островной гряды, с одной стороны, и глубоководным желобом, с другой, отличается от Центрально-Охотской рядом особенностей. Породы осадочного чехла залегают здесь не на «гранитном», а на «базальтовом» основании, поверхность которого характеризуется сложным рельефом. Общая мощность осадочного чехла до поверхности «базальта» местами превышает 10 км, максимальные мощности наблюдаются в зоне шельфа, относительно повышенные — под северо-западным склоном желоба. Граница раздела внутри осадочного чехла имеет граничную скорость 5,0—5,5 км/сек, причем более высокие значения соответствуют прибрежным участкам. В нижней части северо-западного склона желоба и вдоль его оси граничная скорость на поверхности, разделяющей верхний и нижний комплексы осадочного чехла, не превышает 5,0 км/сек. Рыхлые осадки, слагающие верхний комплекс, характеризуются средними скоростями продольных сейсмических волн 2,4—2,8 км/сек. Их мощность колеблется от 2 до 7—8 км. Лишь на отдельных участках близ оси желоба осадочный чехол почти целиком состоит из пород нижнего комплекса.

В непосредственной близости от побережья рыхлые осадки резко выклиниваются в сторону Южной Камчатки и Северных Курил, в то время, как мощность нижнего комплекса пород осадочного чехла еще более резко возрастает в результате погружения его подошвы и подъема поверхности. По-видимому, на суше граница раздела между обоими комплексами выходит на дневную поверхность. Однако, согласно имеющимся геологическим данным, верхняя часть земной коры Северных Курил (за исключением острова Шумшу) и частично Южной Камчатки сложена четвертичными туфовыми и лавовыми образованиями главным образом основного и среднего состава — от базальтов до андезитов. Вполне естественно, поэтому, предполагать, что аналогичные породы со скоростями 5,0—5,5 км/сек распространяются от Северных Курильских островов и Южной Камчатки в сторону океана, и образуют там нижний комплекс осадочного чехла, перекрытый рыхлыми осадочными отложениями. Таким образом, в данной области наиболее вероятным представляется вулканогенный состав нижней части разреза осадочной толщи. Вполне вероятно, что самые нижние горизонты вулканогенных образований сильно уплотнены, метаморфизованы и по своим свойствам ничем не отличаются от типично «гранитного» слоя континентов.

Можно предполагать, что в верхней части разреза в рыхлых осадочных отложениях есть незначительные по мощности прослойки эффузивных пород, поскольку скорости продольных сейсмических волн в неуплотненных осадках здесь несколько выше обычных средних значений в океанах.

Характерной особенностью строения осадочного чехла данной области является малая мощность слоистых осадков. На профилях 14-О, 9-О и 7-О между побережьем и осью глубоководного желоба отражающие плущадки наблюдаются на глубинах не более 0,3—0,4 км от уровня дна, т. е. слоистые осадки составляют лишь верхнюю и очень незначительную по мощности часть рыхлой осадочной толщи. По профилю 15-О, проходя-

щему вдоль оси желоба, наблюдается повышенная мощность слоистых осадков (от 0,5 км на северо-восточном конце профиля до 1,5 км в его юго-западной части), однако и здесь они слагают только часть рыхлой толщи (Строение земной коры..., 1964, стр. 105—106).

В целом, в рассматриваемой области оба комплекса осадочного чехла — рыхлые осадки и подстилающие их вулканогенные образования — отличаются отсутствием резкой слоистости, что, по-видимому, может рассматриваться как свидетельство однородности их состава и отсутствия длительных перерывов в осадконакоплении.

Граница между рыхлыми осадками и нижним комплексом пород осадочного чехла характеризуется сложным рельефом, не согласующимся с рельефом более глубоких границ раздела — поверхности «базальта» и подошвы земной коры. В прибрежной зоне и в районе хребта Витязя наблюдается резкое сокращение мощности рыхлых осадков и утолщение комплекса вулканогенных пород.

Рассматриваемая область ограничена на юго-западе проливом Крузенштерна, проследить ее продолжение на северо-восток не удастся ввиду отсутствия сейсмических данных.

Южно-Курильская область между островами южного звена Курильской гряды и глубоководным желобом по структуре осадочного чехла в целом аналогична Северо-Курильской, однако нельзя не отметить некоторые существенные различия между ними. Прежде всего, обращает на себя внимание тот факт, что в районе Южных Курил нижний комплекс пород осадочного чехла имеет прерывистое распространение. Вулканогенные породы нижнего комплекса четко выделяются в непосредственной близости от островов Большой Курильской гряды и вдоль хребта Витязя. Между этими двумя узкими линейно вытянутыми участками граница между обоими комплексами осадочного чехла не прослежена. Как показывают исследования, проведенные вдоль профилей 1-М и 6-М, нижний комплекс пород осадочного чехла распространен на некотором расстоянии от островов Уруп и Итуруп в сторону Южно-Охотской впадины, но не обнаружен в зоне океанического шельфа. Таким образом, если в районе Северных Курил и Камчатки мы могли говорить о непосредственном продолжении вулканических пород, развитых на островах, в океан, то близ островов Уруп и Итуруп эти породы, напротив, продолжают в сторону Охотского моря. Характерно, что появление в разрезе осадочного чехла Южно-Охотской впадины вулканогенных пород сопровождается резким сокращением мощности рыхлых осадков (от 4 до 1 км и менее на расстоянии порядка 50 км) и столь же резким погружением поверхности «базальтового» слоя. Общая мощность осадочного чехла, таким образом, возрастает более чем вдвое по сравнению с соседними участками впадины за счет увеличения мощности вулканогенного комплекса.

Согласно данным сейсмических профилей 1-О и 6-О, проложенных от островов Итуруп и Уруп в сторону океана, в шельфовой зоне осадочный чехол имеет мощность около 4—5 км и состоит, по-видимому, из рыхлых песчано-глинистых отложений с незначительными по мощности прослоями более плотных пород (средние скорости до 2,8 км/сек). Верхняя часть (до 0,6—0,8 км) толщи рыхлых осадков характеризуется при этом низкими значениями скоростей продольных сейсмических волн (порядка 1,6—1,9 км/сек).

Под северо-западным бортом глубоководного желоба на траверсе острова Итуруп (профиль 1-О) мощность осадочного чехла возрастает за счет появления в разрезе вулканогенного комплекса. В отличие от Северных Курил и Камчатки, вулканогенные породы приурочены здесь только к верхней части склона желоба и резко выклиниваются в средней части склона. В нижней его части мощный слой осадков (до 5 км) характеризуется средней скоростью продольных сейсмических волн порядка

2,8 км/сек. Близ оси желоба мощность слоя рыхлых осадков резко сокращается до нескольких сотен метров.

На профиле 6-О подошва осадочного чехла прослежена лишь на 100-километровом отрезке у острова Уруп. Далее под бортом желоба данных о мощности и структуре осадочного чехла нет, поэтому неясно, протягивается ли сюда обнаруженный на профиле 1-О комплекс вулканогенных пород, или он имеет более локальное распространение. Во всяком случае, данные, полученные вдоль профиля 4-О, позволяют утверждать, что вулканогенный комплекс осадочного чехла не продолжается до острова Симушир. Возможно, область его распространения к северо-востоку ограничена линией пролива Буссоль, аналогично тому, как юго-западной границей вулканогенных пород района Северных Курил является пролив Крузенштерна.

Полоса вулканогенных пород, протягивающаяся под хребтом Витязя, представляет собой, по-видимому, подводное продолжение эффузивных толщ Малой Курильской гряды. Пластовые скорости составляют 5,0 км/сек под хребтом Витязя, 5,5 км/сек — близ морского побережья острова Итуруп и 4,3 км/сек — около острова Уруп. Такое значительное различие в скоростной характеристике несомненно единого слоя является лишним подтверждением его вулканического происхождения и объясняется, скорее всего, различиями в составе лав и процентном содержании туфов в разрезах. Как уже отмечалось, в рассматриваемой области осадочный чехол подстилается «базальтовым» слоем.

ОБЛАСТИ С ОДНОСЛОЙНЫМ ОСАДОЧНЫМ ЧЕХЛОМ

Однослойный осадочный чехол характерен для большей части территории Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана. Средние скорости продольных сейсмических волн в осадках варьируют в пределах 1,6—3,0 км/сек, причем, как правило, наблюдается закономерное увеличение скорости при возрастании мощности осадочного чехла. Наиболее резкое увеличение скорости продольных волн в осадках наблюдается в верхней части разреза — до глубины 1,5—2,0 км. Дальнейший рост скорости с увеличением мощности происходит более плавно. Такая закономерность в целом соответствует предположению об однородном строении осадочного чехла, причем увеличение скорости в зависимости от мощности слоя осадков объясняется уплотнением последних под давлением вышележащих толщ. По значению средних скоростей и характеру их зависимости от мощности осадочной толщи можно предположить, что на отдельных участках осадочный чехол целиком состоит из песчано-глинистых отложений. В то же время, при средних скоростях продольных сейсмических волн 2,4—3 км/сек не исключена возможность присутствия в разрезе осадочной толщи вулканогенных пород: туфов и лав в виде отдельных тонких прослоев или даже достаточно мощных пачек. По-видимому, в разных районах структура однослойного осадочного чехла различна и может быть выяснена лишь путем привлечения некоторых дополнительных материалов.

Северо-Охотская область протягивается широкой полосой вдоль северного и северо-западного побережий Охотского моря, продолжаясь на восток в залив Шелихова. Исследования, проведенные на профилях 11-М, 12-М и 13-С, показали, что в пределах этой области мощность осадков увеличивается от краев к центральной части. Максимальная мощность осадочного чехла — более 5 км — наблюдается к югу от Тауйской губы примерно в 250 км от берега (профиль 13-С). Далее к югу на расстоянии менее 50 км мощность осадков резко сокращается до 1—2 км.

Верхние несколько сотен метров осадков характеризуются низкими

скоростями продольных сейсмических волн (1,6—1,75 км/сек). Под ними на отдельных участках обнаружен преломляющий горизонт со скоростью 2,6 км/сек (Строение земной коры., 1964).

На основании данных о средних скоростях продольных волн в слое осадков легко подсчитать, что при условии нарастания скорости с глубиной (плавное или скачкообразное) в нижней части разреза осадочной толщи скорость должна быть не менее 3 км/сек при мощности толщи более 2 км.

Как было показано в первой части настоящей работы, современный морской режим на севере Охотского моря установился лишь в плиоцен-антропогенное время. Следовательно, верхнюю часть осадочной толщи здесь должны слагать молодые рыхлые, почти неуплотненные образования. По-видимому, мощность этих отложений составляет несколько сотен метров (скорости продольных сейсмических волн 1,6—1,75 км/сек). В доплиоценовое время рассматриваемая часть акватории представляла собой сушу, и режим осадконакопления здесь, по-видимому, был такой же, как и в более северных районах, на современном южном побережье Северо-Востока СССР. Можно полагать поэтому, что упругие свойства доплиоценовых отложений этих территорий не должны существенно отличаться.

Исследования упругих свойств осадочного чехла в северном Приохотье были проведены в 1959 г. Охотско-Колымской сейсмической экспедицией при работах на профиле глубинного сейсмического зондирования Магадан — Колыма. Величина скоростей продольных сейсмических волн изучалась лабораторными методами на образцах, взятых из различных районов (бассейны рек Колымы, Таскан, Иля, Авеково и др.).

Наиболее низкие скорости были установлены в разновозрастных песчано-глинистых отложениях, известняках силура и некоторых меловых вулканогенных породах. Для последних характерно закономерное понижение скорости продольных сейсмических волн от лав и туфов основного состава к более кислым по составу породам. Так, туфы липаритов характеризуются скоростями 1,5—2,5 км/сек, фельзитовый дацит — 2,0—2,4 км/сек, туфолавы и лавы липарита и брекчированный дацит имеют скорости порядка 3,5—3,7 км/сек; скорости в андезитовых туфах и туфолавках дацита варьируют в пределах 4,0—4,5 км/сек, в миндалекаменном андезите — от 4,9 до 5,6 км/сек. Базальтовыми лавам и их туфам свойственны скорости не менее 5,0—5,2 км/сек.

Основываясь на вышеприведенных данных, можно, по-видимому, сделать следующие выводы о возможном составе доплиоценовых отложений северной части Охотского моря. Эти отложения могут представлять собой песчано-глинистые толщи (с прослоями известняков или без них), плотность которых достаточно равномерно нарастает сверху вниз по разрезу под давлением вышележащих толщ. В этом случае формирование осадочного чехла должно было бы происходить в условиях длительно развивающегося прогиба и не сопровождаться сколько-нибудь продолжительными перерывами в осадконакоплении. Помимо песчано-глинистых и известковых пород, в состав осадочного чехла могут входить также вулканогенные образования — лавы и туфы кислого состава, скорости продольных сейсмических волн в которых близки к скоростям в песчано-глинистых толщах, что не дает возможности выявить с помощью сейсмических методов границы раздела между ними.

На отдельных участках рассматриваемого района можно предполагать присутствие в осадочном чехле вулканогенных пород среднего и основного состава, скорее всего, в виде тонких прослоев. Так, на профиле 12-М на расстоянии около 150 и 240 км от его западного конца на глубинах 2 и 2,5 км от уровня моря обнаружены преломляющие горизонты с высокими скоростями продольных сейсмических волн (4,6—4,7 км/сек). Эти горизонты могут представлять собой плотные вулканогенные прослои.

Осадочный чехол может быть также сложен в основном вулканогенными породами преимущественно кислого состава (липариты, дациты) с преобладанием туфов, по крайней мере, в верхней части разреза. Последнее заключение следует из того, что между до- и постплиоценовыми отложениями нет четкой сейсмической границы, а наиболее низкими (около $2,0 \text{ км/сек}$) скоростями характеризуются именно кислые туфы.

Всей осадочной толще свойственны резкие отражающие горизонты, т. е. она является слоистой по всей своей мощности. Этот факт, свидетельствующий о плотностных различиях между слоями, может объясняться либо более или менее существенными отличиями в составе отдельных слоев, либо перерывами в осадконакоплении, т. е. разной степенью уплотнения слоев. Первое предположение представляется более вероятным, поскольку мощности отдельных слоев (расстояния между отражающими площадками) в целом ряде случаев не превышают первых десятков метров.

Малая мощность слоев не дает возможности обнаружить их с помощью метода преломленных волн.

На профиле 11-М и в восточной части профиля 12-М отражающие площадки прослежены также в верхней части «гранитного» слоя. Интересно отметить, что на этих участках наблюдений поверхность «гранита» характеризуется наиболее низкими значениями граничных скоростей продольных сейсмических волн ($5,7\text{—}5,8 \text{ км/сек}$). Возможно, поэтому, что верхняя часть «гранитного» слоя здесь сложена относительно более молодыми образованиями, слоистая структура которых еще не претерпела сколько-нибудь существенных изменений. Такое объяснение, однако, расходится с мнением С. М. Зверева и некоторых геологов (Е. М. Рудич, П. М. Сычев, В. А. Сиплатов), принимавших участие в интерпретации его материала, которые считают, что граничные скорости на поверхности «гранита» (или, по принятой ими терминологии, «фундамента») не связаны с возрастом слагающих его пород, а определяются только их составом. Так, по их мнению, в северо-западной части профиля 11-М «...фундамент следует относить к отложениям палеозойского возраста», а в юго-восточной части «...поверхность фундамента можно отождествлять с мезозойскими и частично третичными отложениями. Высокие скорости, по-видимому, связаны с развитием интрузий в этих отложениях» (Строение земной коры... 1964, стр. 96).

Недостаточное количество имеющихся в настоящее время данных не позволяет отдать предпочтение тому или иному объяснению. Следует сказать, что, согласно материалам С. М. Зверева, слоистость «фундамента» находится в непосредственной связи с величинами граничных скоростей на его поверхности — отражающие площадки в верхней части «фундамента» наблюдаются только там, где граничная скорость ниже $6,0 \text{ км/сек}$. При граничных скоростях $6,0 \text{ км/сек}$ и более, которые характерны для поверхности допалеозойского фундамента, отражения внутри фундамента получены не были. На наш взгляд, этот факт трудно объяснить, не принимая во внимание возможной переработки и уплотнения пород.

Восточно-Охотская область протягивается от побережья Средней и Южной Камчатки к мысу Терпения. Мощность осадочного чехла варьирует здесь от очень небольших значений — первых сотен метров до $3\text{—}4 \text{ км}$. При этом изменения средних скоростей происходят в интервале $1,6\text{—}2 \text{ км/сек}$. На востоке области установлены наиболее низкие скорости продольных сейсмических волн в осадочном чехле Охотского моря.

Участки повышенной и пониженной мощности осадков представляют собой достаточно узкие линейные зоны, вытянутые параллельно северному борту Южно-Охотской котловины. Низкие средние скорости продольных сейсмических волн в осадках, несмотря на значительную мощность послед-

них, объясняются, по-видимому, молодым возрастом осадочной толщи в данной части акватории. Если до последней морской трансгрессии, связанной с окончательным формированием современного бассейна Охотского моря (до олигоцен-плиоцен), здесь существовала суша, то времени, прошедшего с начала погружения, могло оказаться недостаточно для скольких-нибудь существенного уплотнения рыхлых отложений под влиянием все возрастающей нагрузки.

Осадочные породы со скоростями 1,6—2 км/сек подстилаются в северной части области «гранитным» слоем, на юго-западе—«базальтовым» и на юго-востоке—породами, которые были нами условно отнесены к «гранитному» слою. Необходимо, однако, отметить, что граничные скорости вдоль подошвы осадочного чехла, обнаруженные на южном окончании профиля 9-М, составляют всего 5,5 км/сек, в то время как в остальных частях бассейна они имеют значения 5,9—6,0 км/сек. Кроме того, величинной скорости 5,5 км/сек «гранитный» слой характеризуется обычно лишь в самой верхней своей части. На глубинах же порядка 4—5 км от уровня моря такие значения представляются слишком низкими. Напомним также, что близ Курильской гряды скорости до 5,5 км/сек характеризуют поверхность молодых вулканогенных толщ, а, согласно многочисленным данным лабораторных исследований, величины скоростей 5,5 км/сек свойственны также ряду осадочных пород в высокой степени уплотнения.

Таким образом, вполне вероятно, что на данном участке породы со скоростью 5,5 км/сек полностью или частично составляют нижний комплекс осадочного чехла, а не «гранитный» слой. О том, что, по крайней мере, верхняя часть толщи с граничной скоростью 5,5 км/сек должна быть отнесена к осадочному чехлу, свидетельствует также ее слоистое строение. Близ банки Лебедя отражающие площадки обнаружены примерно на 0,5 км ниже рыхлых осадочных отложений. Принимая во внимание приведенные соображения, необходимо признать, что слой, подстилающий рыхлые осадки в данной части Охотского моря, может и не быть «гранитным» в общепринятом понимании. Вполне вероятно, что осадочный чехол здесь, аналогично ряду других районов, состоит из двух комплексов пород. Состав нижнего комплекса может быть либо вулканогенным с достаточно высоким процентным содержанием лав, либо представлять собой осадочные или осадочно-туфогенные толщи, значительно более древние, чем рыхлые неуплотненные осадки верхней части разреза. В последнем случае осадконакопление на данной территории должно было происходить не менее чем в два этапа, разделенных между собой длительным перерывом. Такой перерыв мог бы объяснить резкие различия в степени уплотнения пород верхнего и нижнего комплексов осадочного чехла.

Скорости продольных сейсмических волн в нижнем комплексе должны нарастать с глубиной, и этим, по-видимому, можно объяснить отсутствие сейсмической границы раздела, соответствующей подошве данного комплекса, т. е. поверхности «гранитного» слоя. Полное отсутствие «гранитного» слоя на рассматриваемом участке маловероятно, хотя не исключено, что, подобно районам северного и южного звеньев Курильской островной гряды, породы осадочного чехла залегают здесь непосредственно на «базальтовом» слое.

Средне-Курильская область в отличие от районов южных и северных Курильских островов характеризуется отсутствием в осадочном чехле нижнего вулканогенного комплекса и малой мощностью осадочной толщи. В среднем мощность осадков составляет здесь около 2 км, максимальные мощности не превосходят 3—3,5 км. Участки повышенной и пониженной мощности вытянуты параллельно Курильской гряде и образуют узкие линейные зоны, протягивающиеся к северо-востоку и юго-западу в Северо- и Южно-Курильские области.

Скорость продольных сейсмических волн в осадках около 2,0 км/сек. Подстигается осадочная толща «базальтовым» слоем.

Южно-Охотская область вытянута параллельно Курильской островной гряде и протягивается от шельфовой зоны Южного Сахалина и Хоккайдо под Южно-Охотской впадиной на северо-восток, выклиниваясь к острову Шумшу и южной оконечности Камчатки.

К северу от Среднего звена Курильской гряды наблюдается повышенная мощность осадочного чехла (до 5 км). На траверзе пролива Буссоль и несколько юго-западнее мощность осадочного чехла наименьшая — порядка 3 км. В крайней юго-западной части бассейна между островами Сахалин и Южно-Курильскими мощность осадочного чехла вновь увеличивается до 4—5 км. Максимальные мощности приурочены здесь к северному борту Южно-Охотской впадины.

Средние скорости продольных сейсмических волн в осадочном чехле Южно-Охотской области не менее 3,0 км/сек, поэтому следует считать, что плотные породы играют значительную роль в разрезе. Несомненная связь этой области с Курильской грядой, т. е. с зоной активного молодого и современного вулканизма, позволяет предполагать, что плотные породы осадочного чехла имеют здесь вулканическое происхождение, а отсутствие четкой границы раздела между ними и рыхлыми отложениями скорее всего объясняется переслаиванием тех и других. Последнее предположение подтверждается преломляющими горизонтами с граничной скоростью 4,7 км/сек, обнаруженными в северо-восточной части Южно-Охотской впадины на профиле 14-М. Этот горизонт прослежен на расстоянии около 50 км. Он залегает на глубине порядка 1 км ниже дна моря и в пределах точности построений совпадает с положением подошвы слоистых осадков. Нельзя, однако, полагать, что ниже указанного горизонта залегает нижний плотный комплекс осадочного чехла, как на соседнем участке, т. е. к югу от островов Курильской гряды. В этом случае средние скорости в осадках должны были бы быть значительно выше, чем 3,0 км/сек. Остается допустить, что преломляющий горизонт со скоростью 4,7 км/сек представляет собой один из прослоев плотных вулканогенных пород в рыхлых осадках. Скорее всего, таких прослоев достаточно много в нижней части разреза осадочной толщи, но в процессе работ их не удалось обнаружить вследствие сложного характера записей на данном участке наблюдений. Вторым фактором, повышающим средние скорости продольных сейсмических волн в осадочном чехле, может быть фактор времени. Если Южно-Охотская впадина действительно представляет собой реликт древней океанической коры, и нижние горизонты осадков накапливались в ней в течение чрезвычайно длительного промежутка времени, то осадочные слои в нижней части разреза должны быть сильно уплотнены.

В верхней части рыхлых осадков Южно-Охотской впадины скорости продольных сейсмических волн малы — до 1,8 км/сек на глубинах 0,5—0,8 км. Видимо, этот факт следует объяснять молодостью верхнего слоя рыхлых отложений и продолжающимся в настоящее время процессом осадконакопления.

Тихоокеанская область включает в себя юго-восточный склон Курило-Камчатского глубоководного желоба и прилежащую к нему часть океанической платформы. Северо-западной границей области является, таким образом, ось желоба; юго-восточная граница определяется расположением сейсмических профилей, за пределами которых мы не имеем данных о строении земной коры.

Характерная особенность осадочного чехла этой области — его малая мощность. Максимальные мощности осадков не превышают 2 км, чаще всего мощности варьируют в пределах от нескольких сотен метров до одного с небольшим километра. При столь незначительных вариациях мощности осадочного чехла трудно установить какие-либо закономерности в

его распределении. Тем не менее, можно, по-видимому, утверждать, что близ глубоководного желоба участки повышений и понижений мощности осадков линейны и вытянуты параллельно оси желоба.

Средние скорости продольных сейсмических волн здесь не выше 2,0 км/сек, как и на большинстве других океанических территорий, но при малой мощности осадочного чехла даже такие невысокие значения свидетельствуют, по-видимому, о достаточно быстром увеличении скорости сверху вниз по разрезу. Если в самых верхних слоях осадочного чехла скорости продольных волн составляют 1,6—1,7 км/сек, то у подошвы они должны достигать 2,3—2,4 км/сек. Таким образом, при общей мощности осадочной толщи порядка 1 км градиент скорости колеблется в пределах 0,6—0,8 км/сек на 1 км, что значительно превышает обычные величины градиентов в однообразных толщах. Скорее всего, высокие значения градиента скорости в осадочном чехле данной области свидетельствуют о длительном режиме осадконакопления и уплотнении осадочной толщи во времени, что объединяет эту область с Южно-Охотской.

Второй особенностью осадочного чехла Тихоокеанской области является его слоистость. Отражающие площадки прослеживаются во всей толще рыхлых отложений, а часто даже внутри «базальтового» слоя (Зверев и др., 1965). Поскольку в данном случае трудно предполагать прерывистый характер процесса осадконакопления, то слоистое строение осадков следует, по-видимому, объяснять иными факторами, в частности, может быть, некоторыми различиями в составе отдельных слоев.

На основании рассмотренных данных о структуре, возможном составе и мощности осадочного чехла Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана можно сделать следующие выводы.

Области распространения осадочного чехла различных типов в пределах Охотского моря вытянуты в северо-восточном направлении и разделяют бассейн на четыре субширотных пояса. То же северо-восточное простираение имеют участки повышенной и пониженной мощности осадочного чехла. Исключение представляют впадина Дерюгина и западная часть Южно-Охотской впадины, характеризующиеся изометричной формой изолиний мощности осадков, относительно высокими средними скоростями продольных волн в них, большой общей мощностью осадочного чехла и слоем уплотненных осадков (скорости до 2,0 км/сек) в верхней части разреза.

В пределах Курило-Камчатской зоны Тихого океана структуры осадочного чехла подчинены единому Курильскому плану.

По структуре и мощности осадочного чехла район Среднего звена Курильской гряды резко отличается от районов южного и северного звеньев и в целом сходен с Тихоокеанской областью за пределами желоба.

По мощностям осадочных образований, их градиентам и внутренней структуре в пределах геофизически изученной части Охотского моря не может быть выделен и очертан срединный массив — Охотия.

Области распространения двухслойного осадочного чехла и участки, где обнаружены плотные прослои в рыхлой осадочной толще, повсеместно связаны с прогибами подошвы осадков — поверхности «гранитного» или «базальтового» слоев.

Скорости продольных сейсмических волн в верхней части осадочной толщи существенно различны для Охотского моря и Тихого океана. Как указывает С. М. Зверев (Строение земной коры..., 1964, стр. 113), для придонных участков в океане типична скорость 1,58 км/сек, причем ее значения варьируют в достаточно узких пределах — от 1,55 до 1,69 км/сек. Бассейн Охотского моря характеризуется большим разнообразием скоростей в верхней части осадочной толщи — от 1,56 до 1,8 км/сек. При этом величина скорости не имеет однозначной связи с составом донных осадков и морфологическими типами рельефа дна моря. Более того, в некото-

рых районах «...получены значения скорости и относительной отражающей способности, обратные тем, которые можно было бы ожидать по составу донных осадков» (там же, стр. 114). Наиболее ярким примером в этом отношении является район подводной возвышенности Академии Наук СССР, который, как мы увидим в дальнейшем, отличается и рядом других особенностей.

Глава VI

РЕЛЬЕФ ОСНОВНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ РАЗДЕЛА

Сейсмическая граница раздела, соответствующая подошве осадочного чехла, прослежена на всех морских и океанических профилях, что дает возможность составить общие представления о характере ее рельефа.

Глубина залегания подошвы осадочного чехла от уровня моря изменяется в очень широких пределах — от 0,1 км близ материкового побережья Охотского моря и на отдельных участках в центре бассейна до 13—14 км в районах Курильской островной гряды и глубоководного жёлоба. Максимальные амплитуды относительных поднятий и прогибов этой поверхности превышают, таким образом, 10 км.

По своим акустическим свойствам рассматриваемая граница раздела крайне неоднородна. Граничные скорости продольных сейсмических волн вдоль подошвы осадочного чехла варьируют в пределах от 5,5 до 6,8 км/сек, т. е. от наиболее низких «гранитных» до высоких «базальтовых» значений.

На большей части Охотского моря слой осадков подстилается «гранитным» слоем; граничные скорости вдоль подошвы осадков составляют 5,7—6,1 км/сек. На юге бассейна и в Курило-Камчатской зоне Тихого океана осадочный чехол залегает на «базальтовом» слое, характеризующемся граничными скоростями 6,4—6,8 км/сек. На отдельных участках близ Южной Камчатки скорость на подошве рыхлых осадочных отложений составляет 5,5 км/сек, т. е. имеет значение, которое может характеризовать как поверхность «гранитного» слоя, так и поверхность плотных вулканогенных пород. В этих случаях, как мы видели, для определения мощности и структуры осадочного чехла, а соответственно, и характера рельефа его подошвы, приходится руководствоваться некоторыми дополнительными соображениями.

Имеющиеся сейсмические данные позволяют выделить в рельефе подошвы осадочного чехла ряд крупных структурных элементов (рис. 27).

Вдоль северного побережья Охотского моря протягивается широкий прогиб, впервые выделенный И. П. Косминской (Косминская и др., 1963) и названный Северным прогибом. Глубина Северного прогиба около 6 км от уровня моря в центральной его части (долгота Тауйской губы) и порядка 3 км на западной окраине. Прогиб почти полностью компенсирован осадками и располагается в шельфовой зоне. По своему строению он сходен, по-видимому, с Пенжинским прогибом. Подошва рыхлых осадков в прогибе характеризуется значением граничной скорости 6,0—6,1 км/сек, типичной для «гранитного» слоя. Однако, что представляет собой «гранитный» слой на данном участке в геологическом смысле, установить трудно. На профиле Магадан — Колыма, являющемся почти прямым продолжением к северу в пределах материка профиля 13-С, по мнению некоторых геологов, верхнюю часть «гранитного» слоя с граничной скоростью 6,0 км/сек составляет карбонатный комплекс палеозоя. Эта

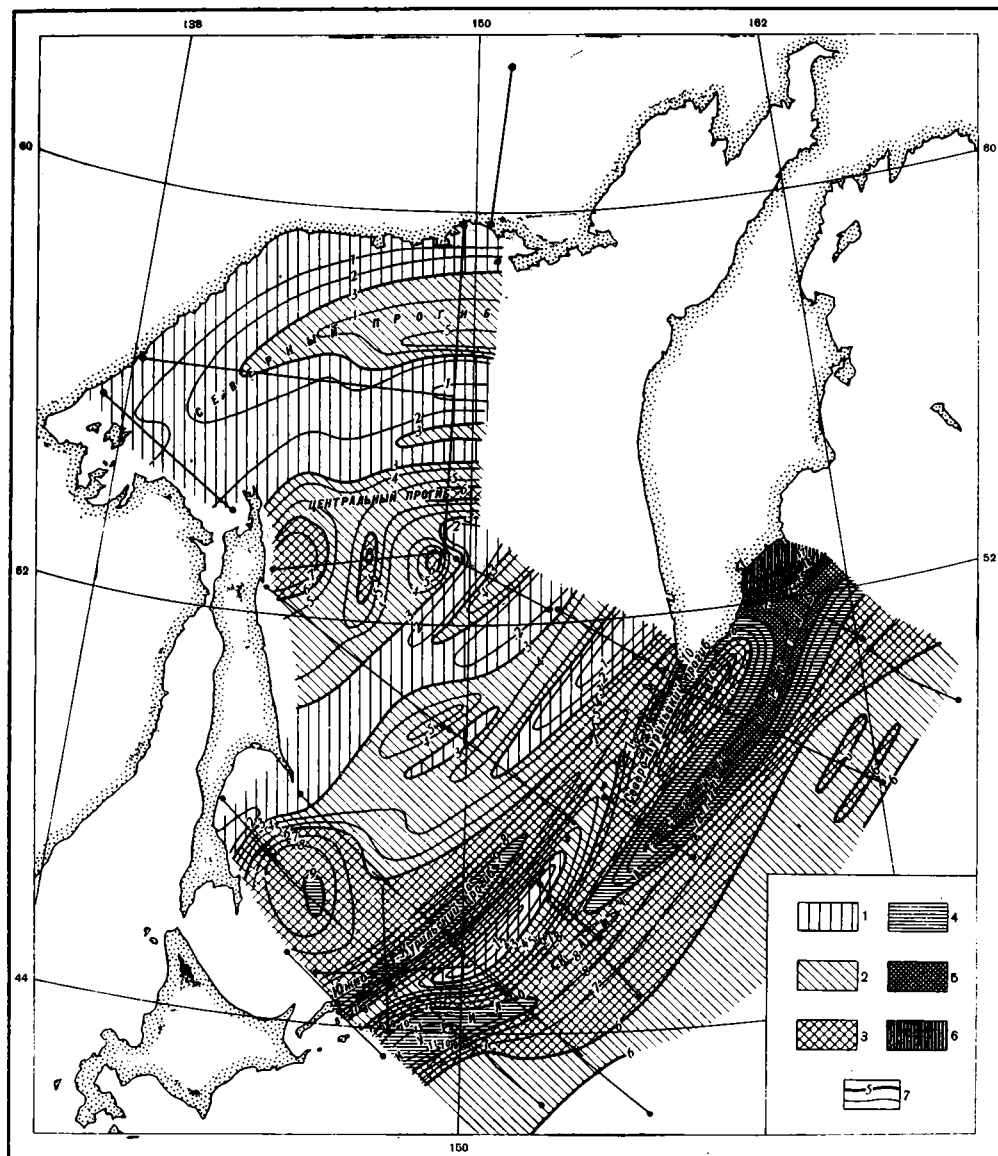


Рис. 27. Глубина залегания подошвы осадочного чехла (от уровня моря)

1 — до 3 км; 2 — 3 — 6 км; 3 — 6—9 км; 4 — 9—12 км; 5 — 12—15 км; 6 — более 15 км; 7 — изолинии мощностей

граница прослежена только в северной части профиля Магадан—Колыма, на юге же указанный комплекс «...сильно уменьшается по мощности и, возможно, даже выклинивается» (Строение земной коры..., 1964, стр. 117). Поверхность со скоростью 6,0 км/сек испытывает некоторый подъем к югу в районе Черного озера, но проследить ее дальше в пределах Магаданского батолита не удастся. Поэтому нет возможности непосредственно увязать данную границу с подошвой рыхлых осадков в Северном прогибе Охотского моря. Более того, геологические данные свидетельствуют о том, что Северный прогиб, скорее всего, представляет собой молодую структуру, заложенную на верхнемезозойском (меловое) основании.

Южнее, на широте Северного Сахалина и Центральной Камчатки, обнаружен второй крупный прогиб подошвы осадочного чехла, который мы будем называть Центральным прогибом. Аналогично Северному, Центральный прогиб простирается параллельно северной береговой линии Охотского моря. Глубина прогиба также порядка 6 км. Его северный склон осложнен локальным поднятием с относительной амплитудой несколько более 1 км. Большая часть прогиба компенсирована осадками. В рельефе дна моря находят свое отражение только его периферические части — западная окраина прогиба располагается под впадиной Дерюгина, восточная, по-видимому, — под котловиной Тинро. Около Сахалина в пределах прогиба появляются меридиональные простирания, что отчетливо читается по структурам второго порядка.

Граничные скорости на подошве осадочной толщи в Центральном прогибе несколько различны на разных участках. На профиле 13-Ю граничная скорость составляет 6,0 км/сек, на западных частях профилей 10-М и 14-М она достигает, соответственно, 6,2—6,3 и 6,4 км/сек. По мнению И. П. Косминской, Р. М. Кракшиной и И. Н. Павловой (Строение земной коры..., 1964), высокие значения скорости на подошве осадочной толщи (или, по их терминологии, на поверхности консолидированной коры) близ Сахалина связаны с глубоким залеганием этой границы раздела — до 7—7,5 км. Однако такого предположения, по-видимому, недостаточно, если принять во внимание, что в Северном прогибе граничные скорости сохраняют свое значение 6,0—6,1 км/сек при изменении глубины залегания подошвы осадков от нескольких сотен метров вплоть до глубин порядка 6 км. Более того, в Центральном прогибе, в его центральной части (профиль 13-Ю) граничные скорости составляют 6,0 км/сек при глубине залегания подошвы осадочного чехла около 6 км, а максимальные значения граничной скорости наблюдаются на профиле 14-М, где подошва осадочной толщи залегает также на глубине порядка 6 км. Представляется, поэтому, более вероятным, что возрастание граничной скорости в Центральном прогибе с востока на запад связано с изменением состава или возраста образующих его пород, но возможно также, что это явление обусловлено вторичными процессами — перестройкой структуры коры и ее уплотнением, связанными с новейшими прогибаниями.

Северный и Центральный прогибы разделены относительным поднятием подошвы осадочного чехла. Осевая часть поднятия залегает на глубине менее 1 км от уровня моря и перекрыта тонким слоем осадков мощностью в несколько сотен метров.

Помимо общности в простирании, оба прогиба имеют одинаково четко выраженную морфологическую особенность — пологий северный и крутой южный борта. Крутизна южных бортов прогибов почти в 4 раза больше, чем северных.

Прогибы различаются по составу осадочного чехла; Северный выполнен рыхлыми осадками, Центральный имеет двухслойный чехол, причем мощность верхнего рыхлого комплекса составляет всего первые сотни, а может быть, и десятки метров, увеличиваясь к западу.

В восточной и юго-восточной частях бассейна Охотского моря прослеживается ряд узких линейных прогибов и поднятий подошвы осадочного чехла, простирающихся параллельно грядам Курильских островов. Относительные амплитуды прогибов и поднятий не превышают 3—4 км. Их продолжения прослеживаются на запад вплоть до восточного побережья Сахалина. Эти структуры не находят своего выражения в рельефе дна моря; им соответствует зона плавного погружения дна к югу и юго-западу (вторая ступень глубин). Исключение представляет лишь наиболее южный линейный прогиб, являющийся частью Южно-Охотской впадины.

Если принять во внимание, что близ побережья Южной Камчатки (юго-восточный конец профиля Э-М) рыхлые осадки подстилаются по-

родами со скоростью 5,5 км/сек, которые с равной степенью вероятности могут быть отнесены как к «гранитному» слою, так и к нижнему плотному комплексу осадочного чехла, то место самого южного из поднятий (см. рис. 26, 27) может занять глубокий локальный прогиб подошвы осадочной толщи. Однако отсутствие данных о внутреннем строении указанного комплекса плотных пород не позволяет наметить такой прогиб хотя бы условно.

Среди остальных участков выделяется по аномальной граничной скорости район возвышенности Академии Наук СССР. Рыхлые осадки подстилаются здесь породами со скоростью 6,4—6,6 км/сек. Нижний предел скорости определен по встречным полям времен, верхний — по встречным и нагоняющим годографам. Более вероятна величина 6,6 км/сек, по крайней мере, непосредственно под возвышенностью Академии Наук СССР и несколько севернее, где глубина залегания подошвы осадочной толщи не превосходит 3—4 км. Поэтому следует, по-видимому, допустить, что рыхлые осадки залегают на данном участке непосредственно на «базальтовом» слое, а «гранитный» слой отсутствует (профиль 14-М). К сожалению, при проведенных вдоль профиля 14-М исследованиях не удалось достаточно детально изучить зону, где подстилающий осадки «гранитный» слой сменяется «базальтовым», и характер такого замещения остается неясным.

Данные сейсмоакустических исследований южнее Сахалина и рельеф дна этой части бассейна Охотского моря (Удинцев, 1955а, б; 1961, 1963; Сысоев и др., 1960) указывают на продолжение структур Сахалина под водами бассейна к югу. В частности, прогиб фундамента, соответствующий в пределах острова Срединно-Сахалинскому грабенообразному прогибу, по-видимому, продолжается под заливом Терпения вплоть до пересечения с Южно-Охотской впадиной.

Рассмотренные данные позволяют сделать вывод, что в пределах Охотского моря в рельефе подошвы осадочного чехла также четко прослеживается ряд линейно вытянутых прогибов и поднятий, имеющих, в целом, северо-восточные простирания. Изометричные формы рельефа подошвы осадочного чехла наблюдаются лишь в районах впадины Дерюгина и на западе Южно-Охотской впадины. Эти участки характеризуются, кроме того, наибольшей глубиной залегания подошвы осадочного чехла и не компенсированы осадками. Упругие свойства подошвы осадочного чехла не связаны явно с рельефом и глубиной залегания этой границы раздела.

Вдоль побережья северного и южного звеньев Курильской островной гряды протягиваются узкие и глубокие прогибы подошвы осадочного чехла, уходящие одним из своих бортов под острова. В районе Северного звена такой прогиб располагается со стороны океана, в районе южного звена — со стороны Охотского моря. Оба прогиба заполнены вулканогенными породами нижнего комплекса осадочного чехла и в известном смысле «перекомпенсированы» за счет вулканогенных образований, т. е. над рассматриваемыми прогибами подошвы осадочного чехла выросли острова Большой Курильской гряды.

Под островами среднего звена Курильской гряды, по-видимому (данные профиля 4-О), имеет место подъем подошвы осадочного чехла.

Остальная часть Курило-Камчатской зоны Тихого океана между Курильской грядой и глубоководным желобом имеет чрезвычайно сложный рельеф рассматриваемой границы раздела. Основным структурным элементом зоны является широкий Курило-Камчатский прогиб подошвы осадочного чехла, выраженный в рельефе дна глубоководным желобом. Начиная от береговой линии Южной Камчатки и островов Курильской гряды, наблюдается достаточно быстрое погружение подошвы осадочного чехла в сторону океана. Осевая часть прогиба проходит в 150—200 км от побережья. Глубина залегания подошвы осадочного чехла вдоль

оси прогиба изменяется в пределах от 11—12 до 13—14 км. Юго-восточный борт прогиба несколько круче северо-западного. Общая ширина прогиба — 200—300 км, причем наибольшую ширину он имеет в районах Южной Камчатки и среднего звена Курильской гряды.

Северо-западный борт прогиба осложнен многочисленными узкими линейными структурами — поднятиями и прогибами. Оси этих структур

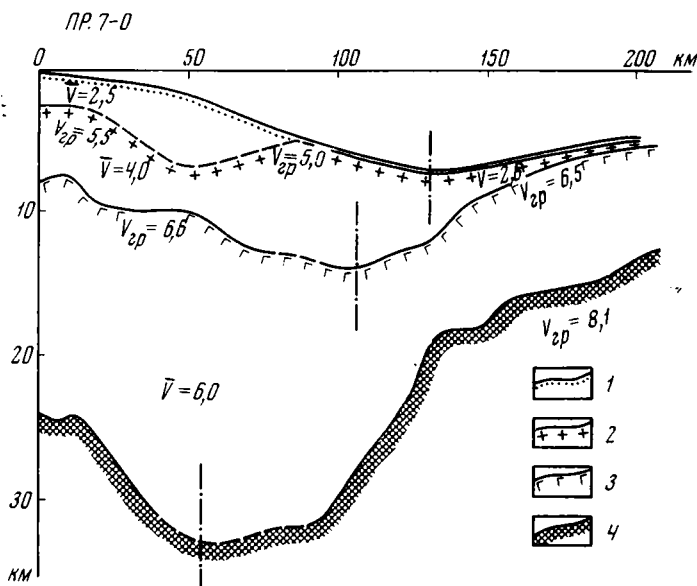


Рис. 28. Сейсмический профиль через северную часть Курило-Камчатского глубоководного желоба

1 — поверхность рыхлых осадков; 2 — поверхность вулканогенных пород;
3 — поверхность «базальтового слоя»; 4 — поверхность Мохоровичича

ориентированы параллельно оси главного прогиба, т. е. они имеют курильские простирания. Мощность осадочного чехла здесь значительно выше, чем на юго-восточном борту Курило-Камчатского прогиба. Такое распределение осадков обусловлено расположением области сноса — Камчатки и островов Курильской островной гряды, и этим объясняется тот факт, что ось глубоководного желоба в рельефе дна смещена относительно оси прогиба подошвы осадочного чехла в сторону океана (см., например, профиль 7-0; рис. 28).

Как в районе Курильской гряды, так и под Курило-Камчатским прогибом за подошву осадочной толщи нами принята поверхность «базальтового» слоя, характеризующаяся граничными скоростями продольных сейсмических волн от 6,3 до 6,6 км/сек. Необходимо, однако, отметить, что, как было указано выше, на ряде участков можно предполагать наличие «гранитного» слоя под комплексом вулканогенных пород со скоростями 5,0—5,5 км/сек. Выделить этот слой в настоящее время не удастся, но следует иметь в виду, что в результате будущих более детальных исследований предлагаемая схема рельефа подошвы осадочного чехла (см. рис. 27) может несколько видоизмениться, как и схема мощности осадочной толщи (см. рис. 26). Присутствие «гранитного» слоя наиболее вероятно в районе Южной Камчатки, поэтому намеченные там прогибы, в частности, наиболее глубокий прогиб к югу от Авачинской губы, уходящий под Южную Камчатку, надо рассматривать как в значительной мере условные.

На поверхности «базальтового» слоя самые низкие скорости продольных волн отмечены в области относительного поднятия к югу от южного и среднего звеньев Курильской гряды (северные концы профилей 1-О, 4-О, 6-О), крупные прогибы подошвы осадочного чехла, напротив, характеризуются наиболее высокими граничными скоростями (6,6 км/сек в Южно- и Северо-Курильских и Курило-Камчатском прогибах). Принимая во внимание значительные различия в глубине залегания данной границы раздела на поднятиях и в прогибах (до 10 и более километров), можно предполагать, что именно это является причиной указанной разницы в величине граничных скоростей, хотя, конечно, не исключено, что и здесь, как в Охотском море, главную роль играют вариации состава пород, подстилающих осадочную толщу, их возраст или какие-то другие факторы.

К юго-востоку от Курило-Камчатского прогиба под ложем Тихого океана подошва осадочного чехла залегает на глубине 5—6 км от уровня моря и характеризуется спокойным пологим рельефом. Незначительные по амплитуде (до 1 км) относительные прогибы и поднятия ориентированы параллельно желобу. Граничные скорости имеют значения, типичные для «базальтового» слоя — 6,4—6,6 км/сек.

Из рассмотрения данных о рельефе поверхности, соответствующей подошве осадочного чехла, следует существенное различие между бассейном Охотского моря и Курило-Камчатской зоной Тихого океана; в пределах последней рельеф указанной поверхности раздела значительно более сильно расчленен, амплитуды относительных прогибов и поднятий в 1,5—2 раза выше, а поперечные размеры этих структур сокращены. Наиболее крупный Курило-Камчатский прогиб не компенсирован осадками, два других прогиба — Северный и Южный Курильские, — напротив, в отдельных своих частях даже «перекompенсированы» мощными вулканогенно-осадочными толщами.

РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА

Сейсмическая граница раздела, соответствующая подошве земной коры, или поверхности Мохоровичича, прослежена, как и подошва осадочного чехла, почти непрерывно на всех профилях ГСЗ.

Глубина залегания поверхности Мохоровичича на отдельных участках наблюдений изменяется в очень широких пределах — от 15 и менее километров до 35—38 км от уровня моря. Наиболее глубоко эта поверхность залегает в Северной части Охотского моря и под северо-западным склоном Курило-Камчатского глубоководного желоба, минимальные глубины характерны для юго-западной части Южно-Охотской впадины и ложа Тихого океана за пределами желоба.

По своим упругим свойствам поверхность Мохоровичича не вполне однородна. Граничные скорости, определенные на разных участках наблюдений, варьируют в пределах 7,7—9,4 км/сек, но в огромном большинстве случаев величины скоростей оказываются равными 8,0—8,1 км/сек.

В пределах Охотского моря наблюдается в целом общий подъем поверхности Мохоровичича в направлении с севера на юг, на фоне которого выявляется целый ряд локальных прогибов и поднятий с относительными амплитудами до 5 и более километров. В расположении этих прогибов и поднятий четко проявляются те же закономерности, которые были отмечены при анализе структур рельефа подошвы осадочного чехла (рис. 29).

Как показывают результаты исследований, проведенных вдоль профиля Магадан—Колыма (пос. Усть-Средникан), поверхность Мохоровичича испытывает на этом участке плавный подъем к югу. В районе пос. Усть-Средникана она обнаружена на глубине порядка 38 км, около Магадана — на глубине 32 км. Еще южнее — в Тауйской губе — наблюдается дальнейший подъем этой границы раздела, и на широте полуострова Ко-

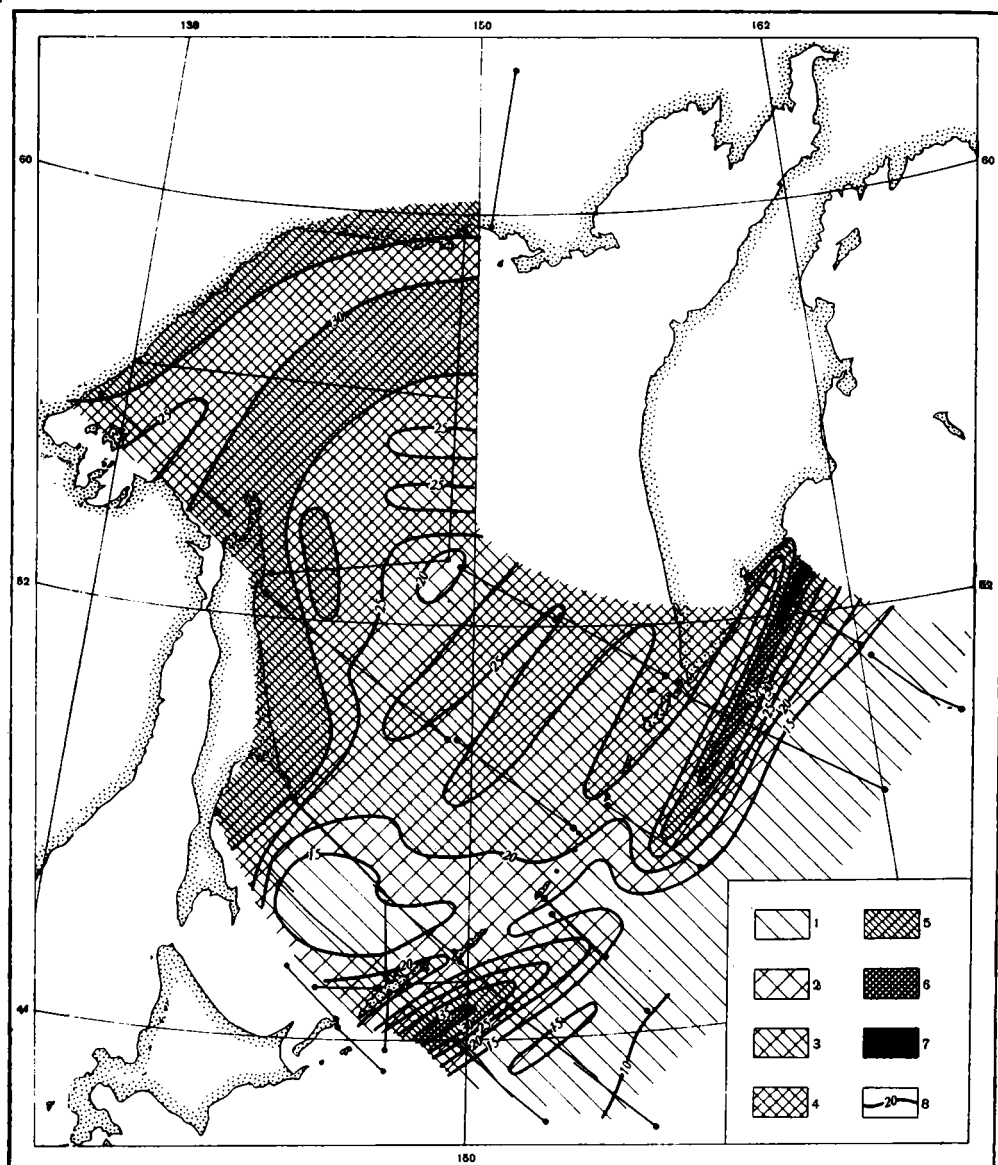


Рис. 29. Глубина залегания поверхности Мохоровичича (от уровня моря)

1 — менее 15 км; 2—15—20 км; 3—20—25 км; 4—25—30 км; 5—30—35 км; 6—35—40 км;
7 — более 40 км; 8 — изоглубины поверхности Мохоровичича

ни она располагается близ глубин 27—28 км (профиль 13-С). По-видимому, аналогичная картина характерна для всего северо-западного побережья Охотского моря от Магадана до Шантарских островов. В этом нас убеждают, в частности, материалы гравиметрических исследований, которые будут рассмотрены ниже.

Между островом Большой Шантар и мысом Александра (профиль 11-М) поверхность Мохоровичича поднимается до глубин менее 25 км, и этот минимум глубины ее залегания прослеживается достаточно уверенно вдоль побережья до полуострова Кони (профиль 12-М и 13-С). Южнее подошва коры вновь испытывает погружение до 30 и более километров.

В целом, на севере бассейна Охотского моря средняя глубина залегания поверхности Мохоровичича составляет около 30 км. На этом общем фоне выделяется сравнительно узкое линейное поднятие, вытянутое вдоль береговой линии и имеющее наибольшую амплитуду в своей западной части. Интересной особенностью поднятия является чрезвычайно слабое его выражение в рельефе подошвы осадочного чехла, где ему соответствует незначительный по амплитуде прогиб (около 1 км). По-видимому, рассматриваемая структура, характеризующаяся обратными соотношениями форм рельефа подошвы осадочного чехла и поверхности Мохоровичича, представляет собой подводное продолжение Уссури-Амурского синклипория Сихотэ-Алиньской зоны, который прослеживается, таким образом, вплоть до полуострова Кони.

Согласно данным В. С. Волхонина и Э. Н. Лишневого (1960а, б), в пределах Сихотэ-Алиня почти повсеместно имеют место обратные соотношения элементов рельефа кровли и подошвы кристаллической коры, характерные для большинства складчатых областей. В частности, Центрально-Сихотэ-Алиньский антиклинорий имеет достаточно глубокие «корни». Не исключено, поэтому, что выявленный на профилях 11-М, 12-М и 13-С прогиб поверхности Мохоровичича, ограничивающий с юго-востока только что рассмотренное поднятие и соответствующее данному прогибу поднятие подошвы осадочного чехла, является подводным продолжением меловых структур Сихотэ-Алиня и Сахалина. Для более молодых структур Сахалина, как показывают последние исследования (Волхонин, Лишневский, 1960а, б), характерны иные — «прямые» соотношения форм рельефа кровли и подошвы кристаллической коры (например, Срединно-Сахалинская грабенообразная депрессия).

В Центральной части Охотского моря поверхность Мохоровичича прослежена на глубинах порядка 25 км. На широте Северного Сахалина подошва земной коры образует ряд прогибов и поднятий субширотного простирания. Эти структуры шириной в 50—70 км приурочены к области распространения двухслойного осадочного чехла и довольно хорошо коррелируются со структурами рельефа подошвы всей осадочной толщи в обратном соотношении; поднятиям поверхности Мохоровичича соответствуют прогибы подошвы осадочного чехла, и наоборот. Глубина залегания поверхности Мохоровичича в этой части бассейна варьирует в пределах от 28—27 до 22—23 км, а подошвы осадков — от 2 до 7 км.

Таким образом, прогибы и поднятия обеих границ раздела сравнимы по амплитуде.

Южнее в рельефе поверхности Мохоровичича прослеживаются структуры несколько иных — курильских — простираний. В юго-восточной части Охотского моря поверхность Мохоровичича образует ряд линейных прогибов и поднятий, оси которых примерно параллельны Курильской островной гряде (данные профилей 9-М и 14-М). Амплитуды относительных прогибов и поднятий не превосходят здесь 2—3 км. По сравнению с подошвой осадочного чехла, рельеф поверхности Мохоровичича значительно более пологий, сглаженный. Между структурными элементами рельефа обеих указанных поверхностей не наблюдается какого-либо четкого соответствия.

С приближением к восточному побережью Сахалина подошва земной коры испытывает общее погружение. Близ Сахалина и на его восточном побережье, как мы видели, рыхлые, преимущественно неогеновые отложения местами достигают мощности до 8—9 км. По-видимому, эти участки также следует рассматривать как молодые наложенные прогибы типа Срединно-Сахалинского.

В юго-западной части Охотского моря располагается крупное поднятие поверхности Мохоровичича, которая залегает здесь на глубинах менее 20—15 км. Вырисовывающаяся по данным профилей 1-М и 6-М

форма поднятия позволяет думать, что по крайней мере в восточной своей части оно связано со структурами Курильской островной дуги.

Близ побережья островов среднего и южного звеньев Курильской островной гряды глубина залегания поверхности Мохоровичича не превышает 20 км. Поведение этой границы раздела при приближении к островам, прослеженное на профилях 1-М, 1-О, 6-М, 6-О, 4-О, 14-М и 14-О (рис. 30), показывает, что под островами южного звена гряды наблюдается прогиб подошвы земной коры, т. е. эти острова имеют «корень». Относительная величина прогиба уменьшается вдоль гряды к северо-востоку, и острова среднего звена Курил практически лишены «корней». Далее по направлению к Камчатке вновь отмечается прогиб поверхности Мохоровичича, достигающий максимальной величины под островом Шумшу и южной оконечностью Камчатки. Таким образом, по характеру рельефа поверхности Мохоровичича районы островов северного и южного звеньев гряды аналогичны друг другу, острова среднего звена отличаются отсутствием «корней».

Курило-Камчатская зона Тихого океана от побережья Южной Камчатки и островов Курильской гряды вплоть до внешнего (океанического) склона глубоководного желоба характеризуется чрезвычайно большими градиентами глубины залегания поверхности Мохоровичича. В этой сравнительно узкой полосе (250—300 км шириной) подошва земной коры местами погружается на 15—20 км на расстояниях 50—80 км. Такого же порядка градиенты наблюдаются на континентах только в зонах молодой альпийской складчатости.

Вдоль океанического побережья Курильской гряды протягивается узкое линейное поднятие поверхности Мохоровичича, ограниченное с юга глубоким прогибом. Прогиб приурочен к северо-западному борту глубоководного желоба, его ось смещена относительно оси желоба к островам. Максимальные глубины залегания поверхности Мохоровичича на оси прогиба наблюдаются в районе Южной Камчатки и острова Итуруп и достигают 35—40 км. В районе среднего звена Курильской гряды прогиб имеет наименьшую амплитуду, и глубина залегания поверхности Мохоровичича не превосходит здесь 20—25 км, а местами составляет всего 15 и менее километров. Борта прогиба круты, особенно в его южной части. На севере океанический борт значительно более пологий. Не исключено, что рассматриваемый прогиб не является единым на всем своем протяжении от Южных Курил до Камчатки, а представляет два или несколько локальных прогибов, вытянутых вдоль Курильской гряды, но отделенных друг от друга относительно приподнятыми участками. Возможно, что такая структура могла сформироваться в результате раздробления земной коры крупными разломами на отдельные блоки.

Под ложем Тихого океана за пределами глубоководного желоба поверхность Мохоровичича залегает на глубине порядка 10—15 км и имеет довольно сложный рельеф. На океанических профилях прослеживается чередование узких прогибов и поднятий подошвы земной коры, оси которых вытянуты параллельно оси желоба. С удалением от желоба рельеф поверхности Мохоровичича становится более пологим и спокойным, а глубина ее залегания уменьшается до 10—12 км.

Элементы рельефа подошвы осадочного чехла и поверхности Мохоровичича в Курило-Камчатской зоне Тихого океана в целом находятся в прямом соответствии. Основной структурный элемент зоны — глубоководный желоб — образован в результате глубокого прогибания земной коры как единого целого. Однако, как показывают данные глубинного сейсмического зондирования, оси прогибов подошвы осадочного чехла и поверхности Мохоровичича далеко не везде под желобом располагаются в одной вертикальной плоскости. При сопоставлении схем рельефа этих поверхностей выявляется интересная особенность. В районе Среднего звена Курильской

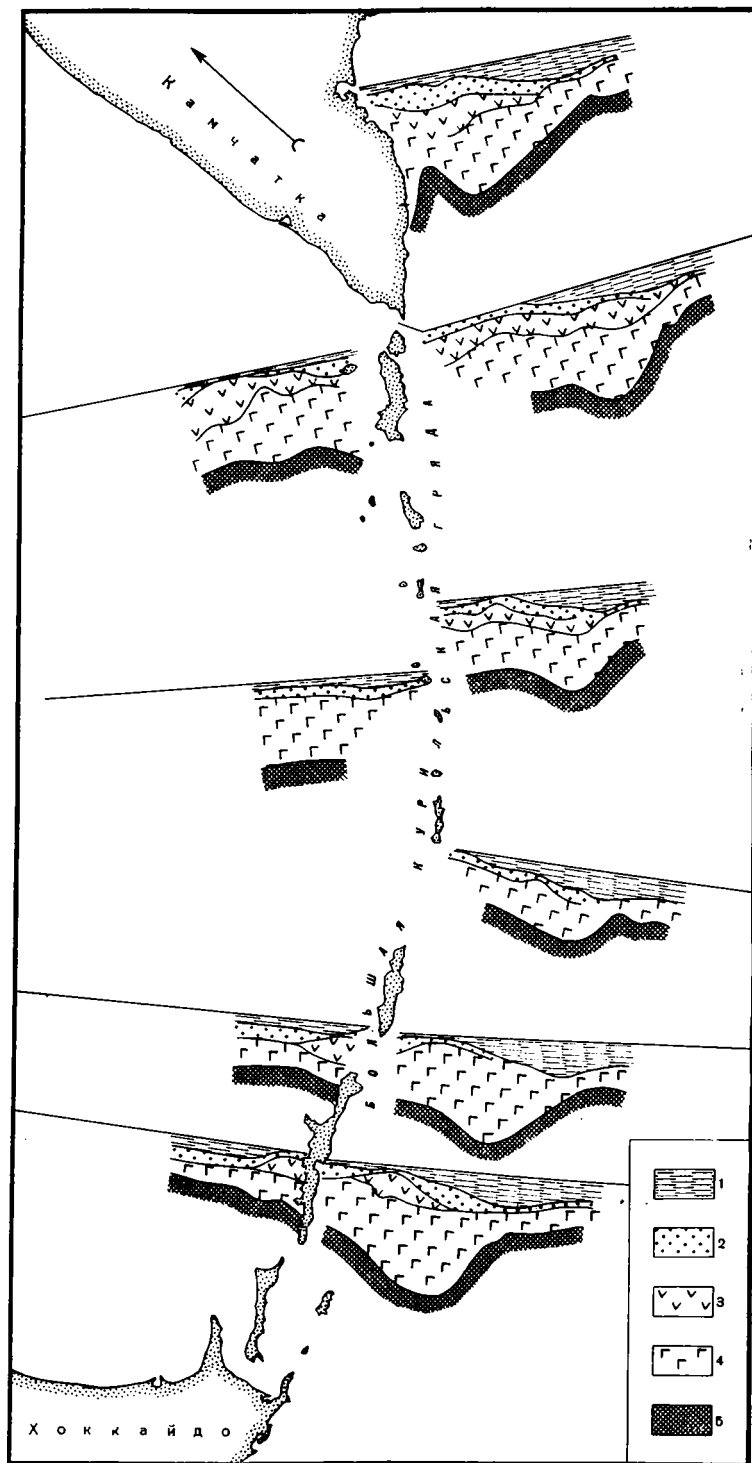


Рис. 30. Глубинное строение земной коры в районе Курило-Камчатской островной дуги (по Вейцман, 1964)

1 — вода; 2 — рыхлые осадки; 3 — вулканогенно-осадочные породы; 4 — «базальтовый» слой;
— мантия

островной гряды оси прогибов на обеих поверхностях практически совпадают (см. рис. 29, профили 4-О и 14-О). В то же время для районов южного и северного звеньев, а также для района Южной Камчатки характерно некоторое смещение оси прогиба поверхности Мохоровичича в сторону побережья (рис. 30, профили 1-О, 6-О, 9-О, 7-О). Кроме этого факта, отмеченного ранее Л. С. Вейцман (1964), необходимо подчеркнуть существенные различия в амплитудах прогибания обеих поверхностей. Если максимальные прогибы подошвы осадочного чехла по относительной амплитуде не превосходят 8—10 км, то на поверхности Мохоровичича они достигают 16—20 км, т. е. примерно вдвое больше. Наибольшие различия в амплитудах наблюдаются на крайних южном и северном профилях (1-О и 7-О), но направлению к средней части Курильской гряды они несколько уменьшаются.

Расчлененность рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Курило-Камчатской зоны Тихого океана, по-видимому, так же высока, как и расчлененность рельефа подошвы осадочного чехла, но провести сколько-нибудь детальное сопоставление их не представляется возможным ввиду разной точности определения обеих границ раздела.

Проведенная нами попытка выделить области, характеризующиеся различными соотношениями форм рельефа подошвы осадочного чехла и поверхности Мохоровичича, показала, что структурам Курило-Камчатской части Охотского региона и молодым впадинам Сахалина в целом соответствуют прямые соотношения, в то время, как структуры северо-восточной части региона характеризуются обратными соотношениями. Исключение представляют юго-восточная и юго-западная окраины Охотского моря. Необходимо, однако, напомнить, что на юго-восточном участке имеющиеся в настоящее время данные не позволяют достаточно уверенно выделить поверхность «гранитного» слоя. Породы, условно относимые нами к «граниту», возможно, в верхней своей части представляют собой нижний вулканогенно-осадочный комплекс осадочного чехла. Поэтому для данной части региона сопоставлять формы рельефа поверхности Мохоровичича и подошвы осадочного чехла можно лишь предположительно.

Юго-западная окраина Охотского моря по соотношению рельефа подошвы осадочного чехла и поверхности Мохоровичича и по изометричному характеру форм рельефа обеих указанных поверхностей сходна с центральным участком бассейна — с районом пересечения профилей 10-М, 9-М и 13-Ю.

Сопоставляя далее данные об относительных величинах прогибов и поднятий рассматриваемых границ раздела, можно отметить, что в Курило-Камчатской зоне наблюдается закономерное изменение амплитуд элементов рельефа в северо-западном направлении. В районе глубоководного желоба общий размах рельефа поверхности Мохоровичича много больше, чем подошвы осадочного чехла. Близ Курильской гряды относительные амплитуды примерно одинаковы на обеих поверхностях, а в пределах Охотского моря, наоборот, значительно выше амплитуды рельефа подошвы осадочного чехла. В то же время величина амплитуд рельефа обеих поверхностей существенно уменьшается в том же северо-западном направлении. Особенно резко это уменьшение сказывается в характере рельефа поверхности Мохоровичича.

Для Сахалинской зоны характерно примерное равенство амплитуд прогибов и поднятий подошвы осадочного чехла и поверхности Мохоровичича.

По упругим свойствам поверхность Мохоровичича существенно различна в пределах Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана. Граничные скорости, определенные при наблюдениях на морских профилях, составляют 8,0 км/сек и только на нескольких участках оказываются несколько ниже — 7,8—7,9 км/сек. Совершенно иная картина наблюдается в Курило-Камчатской геосинклинальной зоне, где согласно

данным профилями 1-О, 6-О, 4-О, 14-О, 9-О и 7-О, граничная скорость вдоль поверхности Мохоровичича сильно изменяется на коротких расстояниях. Так, например, вдоль профиля 1-О граничная скорость изменяется следующим образом. На 80—170 км профиля (начало профиля близ острова Итуруп) граничная скорость на поверхности Мохоровичича определена равной 7,8 км/сек, на 180—210 км — 8,0 км/сек, на 210—230 км — 8,9 км/сек и т. д. Аналогичное явление имеет место на остальных океанических профилях. Какой-либо связи граничной скорости с рельефом подошвы земной коры и глубиной ее залегания не наблюдается. В частности, осевая зона прогиба поверхности Мохоровичича под северо-западным склоном глубоководного желоба характеризуется следующими значениями граничных скоростей (табл. 6).

Таблица 6

Сопоставление глубины залегания поверхности Мохоровичича и величины характеризующих ее граничных скоростей

Профиль	Глубина залегания поверхности Мохоровичича, км	Граничная скорость, км/сек	Профиль	Глубина залегания поверхности Мохоровичича, км	Граничная скорость, км/сек
1—0	37	7,8	14—0	30	8,1
6—0	35	8,4	9—0	37	8,1
4—0	20	8,5	7—0	42	8,1

Такое явное отсутствие корреляционной связи между глубиной залегания поверхности Мохоровичича и граничной скоростью продольных сейсмических волн на ней, а также широкие пределы изменения скорости можно объяснить, если не подвергать сомнению сейсмические данные, только предположив существование крупных латеральных неоднородностей вещества верхней мантии.

СТРУКТУРА «КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ» ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Как было указано выше, под «кристаллической» частью земной коры мы понимаем комплекс пород, подстилающих осадочную толщу и характеризующихся скоростями продольных сейсмических волн не менее 5,5—5,7 км/сек.

В отличие от большинства районов на континентах, где были проведены сейсмические исследования внутреннего строения земной коры, в пределах Охотского моря между подошвой осадочного чехла и поверхностью Мохоровичича почти нигде не обнаружено достаточно четких границ раздела в коре. Даже там, где скорости продольных сейсмических волн вдоль подошвы осадков составляют всего 5,8—6,0 км/сек, т. е. где осадки несомненно подстилаются «гранитным слоем», как правило, не удается расчленить «кристаллическую» кору на «гранитный» и «базальтовый» слои. Единственный профиль, вдоль которого была прослежена почти непрерывно граница раздела Конрада, — это профиль 11-М, проходящий северо-восточнее Шантарских островов к Сахалинскому заливу (рис. 31).

Под «гранитным» слоем, имеющим пластовую скорость продольных сейсмических волн 5,8 км/сек, здесь залегают породы, характеризующиеся граничными скоростями 6,3—6,4 км/сек и слагающие, по-видимому, «базальтовый» слой земной коры. Поверхность Конрада имеет на данном участке достаточно пологий рельеф, погружаясь от центральной части профиля в сторону континента и к Сахалину. Амплитуда погружения увели-

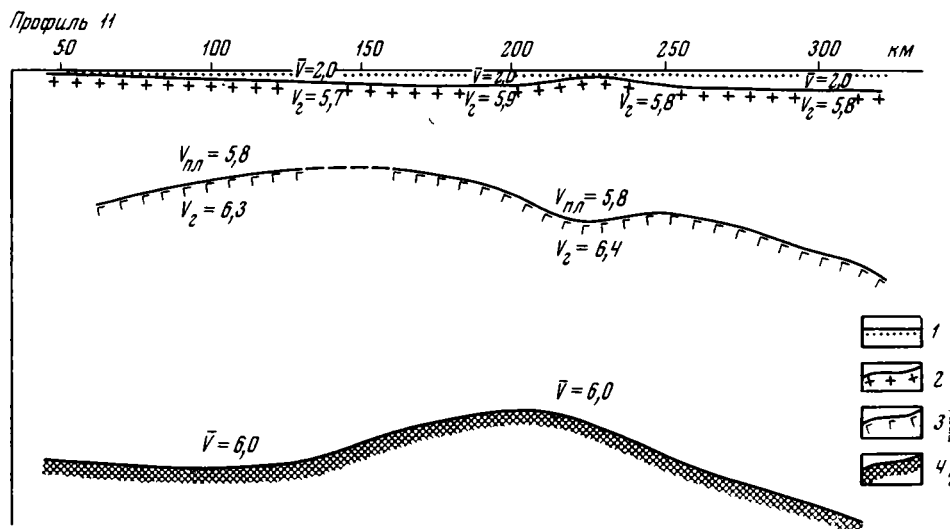


Рис. 31. Сейсмический профиль района Шантарских островов и Сахалинского залива
1 — поверхность рыхлых осадков; 2 — поверхность «гранитного» слоя; 3 — поверхность «базальтового» слоя; 4 — поверхность Мохоровичича

чивается к востоку. Глубина залегания поверхности Конрада изменяется от 7—8 км в центральной части профиля до 9—10 км в районе Шантарских островов и до 14—15 км в западной части Сахалинского залива.

В соответствии с глубиной залегания поверхности Конрада изменяется мощность «гранитного» слоя, поскольку его поверхность залегает на данном участке почти горизонтально. Минимальная мощность «гранитного» слоя — 6 км, максимальная (близ Северного Сахалина) — 14 км. Таким образом, основная часть земной коры представлена здесь «базальтовым» слоем, мощность которого в среднем составляет 16—17 км, а местами достигает 20 и более километров. Незначительному по амплитуде (менее 1 км) поднятию поверхности «гранитного» слоя соответствует такое же локальное, но большей амплитуды (2 км) прогибание его подошвы. Следует указать, что на материковом профиле Магадан — Колыма обнаружено существенно иное соотношение мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев. На северном побережье Охотского моря оба указанных слоя сравнимы по мощности и это соотношение, по-видимому, нарушается только в пределах вулканогенного пояса.

Вдоль рассматриваемого профиля 11-M поверхность Конрада четко прослеживается по записям как преломленных, так и отраженных волн. Это обстоятельство свидетельствует о том, что она является здесь границей раздела первого рода¹.

Следует указать, что, по мнению И. П. Косминской и группы ее соавторов (Строение земной коры..., 1964), прослеженная на профиле 11-M граница со скоростью 6,3—6,4 км/сек не является поверхностью Конрада, а представляет собой раздел внутри «гранитного» слоя, однако никаких доказательств такого вывода не приводится. Правда, поверхность «базальтового» слоя на глубинах порядка 10—15 км, как правило, характеризуется более высокими значениями скоростей (6,6—6,7 км/сек), но в целом

¹ Границами раздела первого рода называются границы, на которых происходит скачок скорости сейсмических волн. Границы раздела второго рода разделяют слои с разными градиентами скорости.

ряде случаев к «базальтовому» слою относят слой с граничной скоростью на поверхности 6,2—6,4 км/сек (отдельные участки в Черном и Карибском морях, Мексиканском заливе, Атлантическом океане, на Тянь-Шане и в других местах). При этом, однако, указанная группа авторов относит к поверхности Конрада в пределах Охотского моря границу раздела со скоростью 6,5 км/сек (участки профилей 12-М, 9-М), а в Курило-Камчатской зоне Тихого океана близ островов Курильской гряды выделяют эту поверхность по кровле слоя со скоростями 6,3 км/сек. Кроме того, результаты лабораторных исследований упругих свойств горных пород под высоким давлением показывают, что для пород базальтового состава типичны скорости, начиная с 6,2 км/сек и ниже при нормальном давлении и 6,3—6,4 км/сек при высоких давлениях. Таким образом, нет, по-видимому, никаких оснований считать рассматриваемую границу на профиле 11-М не поверхностью «базальтового», а разделом внутри «гранитного» слоя.

Севернее, на профиле 12-М поверхность Конрада удалось обнаружить по преломленным волнам лишь на небольшом участке (на расстоянии около 110 км), по отраженным волнам она прослеживается на расстоянии около 230 км. Глубина ее залегания меняется чрезвычайно резко — от 4—5 км в центральной части профиля до 14—15 км на его восточном конце. Наблюдения по преломленным волнам относятся к участку, где поверхность Конрада погружается наиболее круто и хорошо согласуется с данными, полученными по отраженным волнам. Скачок скорости продольных сейсмических волн на этой границе раздела составляет 0,6 км/сек, «гранитный» слой имеет пластовую скорость 5,9 км/сек, граничная скорость равна 6,5 км/сек. По-видимому, ошибки наблюдений не должны быть здесь велики, и резкое изменение глубины залегания границы Конрада представляет собой реальный факт. Как видно из рис. 32, подъем границы Конрада соответствует прогибанию поверхности «гранитного» слоя, и, напротив, ее погружение — поднятию последнего. Иными словами, кровля и подошва «гранитного» слоя имеют здесь обратный рельеф. Мощность «базальтового» слоя на участке подъема границы Конрада во много раз превышает мощность «гранитного» (20—25 км против 2—3 км), поэтому можно говорить о преимущественно «базальтовом» составе коры к востоку от острова Ионы. В восточной части профиля 12-М мощности «гра-

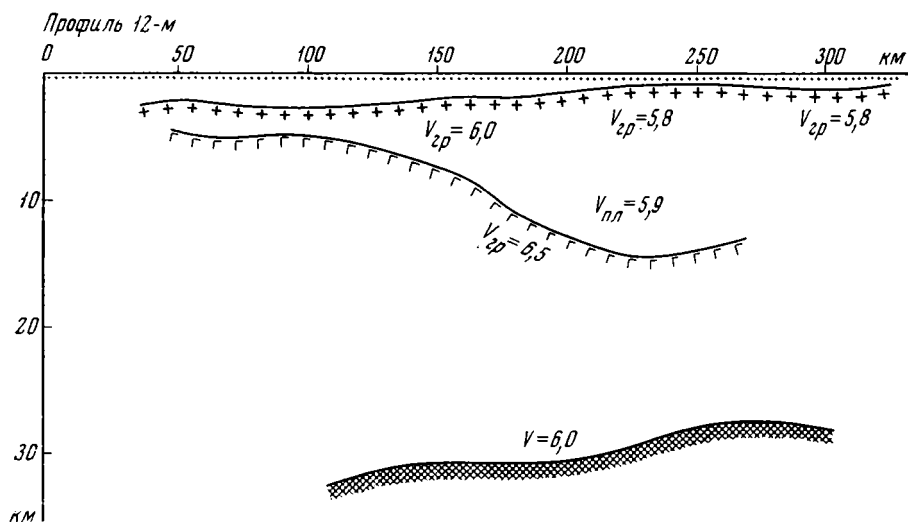


Рис. 32. Сейсмический разрез северо-западной части Охотского моря. Условные обозначения см. на рис. 31

нитного» и «базальтового» слоев примерно одинаковы и достигают 13—15 км.

Вдоль профиля 13-С поверхность Конрада прослежена на 100-километровом участке в 130—230 км от берега. Граничная скорость на этой поверхности составляет 6,7 км/сек, что совпадает со значением граничной скорости на поверхности «базальтового» слоя, определенной на материковом профиле Магадан — Колыма, но выше соответствующих параметров на профилях 11-М и 12-М. Глубина залегания поверхности Конрада на рассматриваемом участке — 15—19 км, причем наблюдается погружение ее в северном направлении, т. е. в сторону материка. На фоне этого общего погружения выделяется небольшое по амплитуде локальное поднятие, ось которого располагается примерно в 180 км от берега. Таким образом, в целом рельеф поверхности Конрада обратен рельефу подошвы осадочного чехла, которая испытывает в северном направлении подъем, но указанное локальное поднятие поверхности «базальтового» слоя не находит своего выражения в рельефе подошвы осадочного чехла. Мощность «гранитного» слоя на данном участке увеличивается в сторону материка, в то время как мощность «базальтового» слоя, напротив, возрастает в сторону океана, но эти изменения относительно невелики; на севере участка мощность «гранитного» слоя — около 17 км, «базальтового» — около 10 км, на юге соответственно — 11 и 15 км. Сопоставляя эти данные с материалами, полученными на профиле Магадан — Колыма, можно видеть, что погружение поверхности Конрада, по-видимому, продолжается и далее к северу, так как на профиле Магадан — Колыма эта граница прослеживается уже на глубине порядка 22 км, поднимаясь к югу. Правда, этот подъем более крутой, чем можно было бы ожидать, сравнивая данные обоих профилей, поэтому можно предполагать существование здесь локального поднятия поверхности «базальтового» слоя, аналогичного тому, которое выявлено на профиле 13-С. Интересно отметить, что предполагаемое поднятие приурочено к району, где эффузивно-осадочные толщи выполняют глубокий прогиб. Таким образом, на этом участке, по-видимому, имеет место сокращение мощности «гранитного» слоя и утолщение «базальтового».

В западной части впадины Дерюгина на профиле 10-М в 100—230 км от восточного побережья Северного Сахалина также получены данные о существовании в «кристаллической» части земной коры промежуточной сейсмической границы раздела. По глубине залегания (12—16 км от уровня моря) эта граница соответствует поверхности Конрада в северо-западной части Охотского моря, но граничные скорости на ней значительно выше — 7,2 км/сек против 6,3—6,7 км/сек. Напомним, что поверхность «гранитного» слоя под впадиной Дерюгина также характеризуется повышенным значением граничной скорости. Вероятно, этот участок дна моря по каким-то особым причинам обладает корой с более высокими, чем в остальных районах, упругими характеристиками. В таком случае границу раздела со скоростью 7,2 км/сек следует, видимо, считать здесь границей Конрада. Ее рельеф, так же как и в северо-западной части бассейна, обратен рельефу кровли «гранитного» слоя. Состав коры под впадиной Дерюгина преимущественно «базальтовый»; мощность «гранитного» слоя составляет 7—12 км, «базальтового» — 12—20 км. Наибольшие различия в мощностях обоих слоев наблюдаются под западным бортом впадины в области максимального прогиба подошвы осадочного чехла. Именно на этом участке «гранитный» слой не превосходит по мощности 7—8 км, в то время как «базальтовый» достигает 18—20 км.

Вдоль профиля 9-М поверхность Конрада прослежена на 100-километровом участке в центре акватории и близ побережья Южной Камчатки; граничные скорости — 6,4—6,5 км/сек, рельеф поверхности сильно расчлененный, с амплитудами относительных прогибов и поднятий до

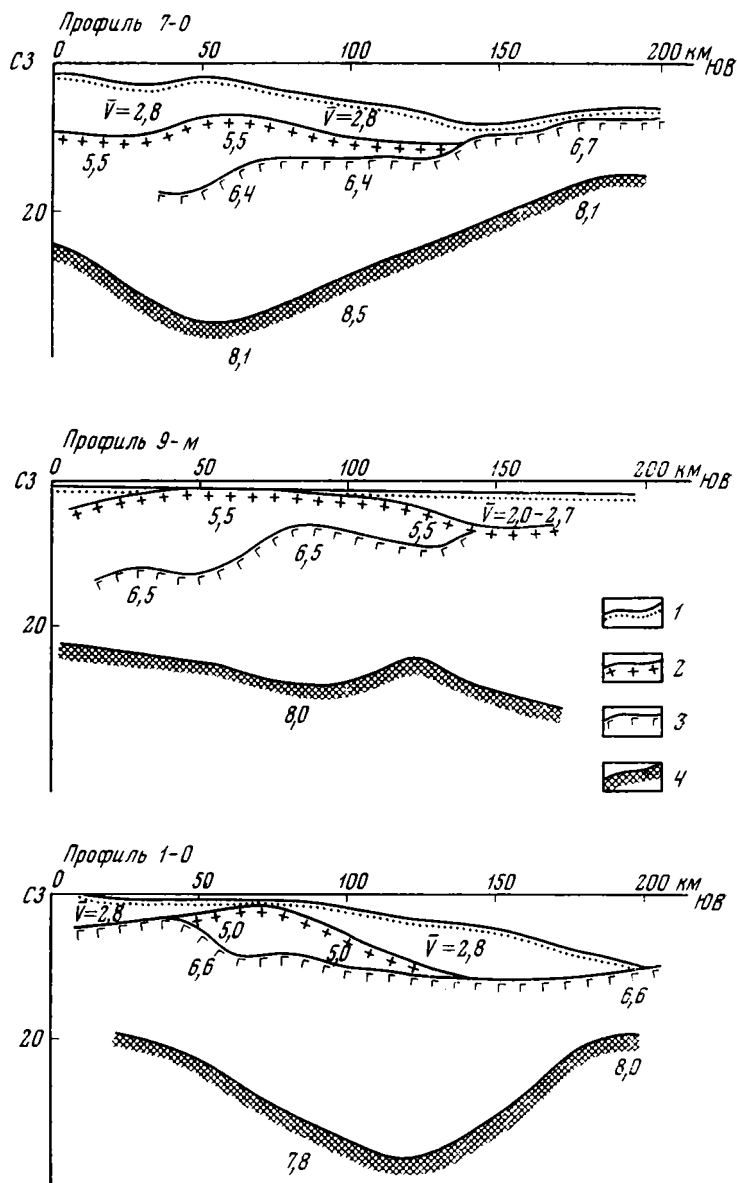


Рис. 33. Сейсмический разрез районов северного и южного звеньев Курильской островной дуги

1 — поверхность рыхлых осадков; 2 — поверхность вулканогенно-осадочных пород; 3 — поверхность «базальтового» слоя; 4 — подошва земной коры

9 км. В местах подъема поверхности Конрада мощность «гранитного» слоя сокращается до 2—3 км, ее прогибы соответствуют поднятиям кровли «гранитного» слоя, мощность которого, таким образом, увеличивается до 11—12 км за счет изменения глубин залегания обеих поверхностей.

На основании рассмотрения имеющихся данных о характере и глубине залегания поверхности Конрада в пределах северной и центральной частей Охотского моря можно сделать следующие выводы.

Земная кора указанных частей Охотского региона состоит, помимо

осадочного чехла, из двух комплексов: верхнего — «гранитного» и нижнего — «базальтового». Граница раздела между ними недостаточно четкая и на большей части территории не прослеживается или прослеживается только по отраженным волнам.

Рельеф поверхности Конрада на тех участках, где эта граница выявлена, обратен рельефу кровли «гранитного» слоя, и, вследствие этого, мощность его минимальна под прогибами кровли и максимальна под поднятиями.

По упругим свойствам поверхность Конрада так же неоднородна, как и кровля «гранитного» слоя (подошва осадочного чехла). На последней граничные скорости продольных сейсмических волн варьируют в пределах от 5,5 до 6,4 км/сек, на поверхности Конрада — от 6,3 до 7,2 км/сек. Наибольшие значения скоростей на обеих поверхностях наблюдаются в районе впадины Дерюгина.

В юго-восточной части региона, на южном конце профиля 9-М наблюдаются значительные утолщения «базальтового» слоя до 20 и более километров. Ось более южного из этих утолщений располагается северо-западнее острова Шумшу примерно в 300 км от берега. Поверхность Конрада прослежена здесь достаточно уверенно на протяжении более чем 100 км. «Базальтовый» слой перекрыт породами с пластовой скоростью 5,5 км/сек, условно отнесенными нами к «гранитному» слою.

Однако, как мы уже указывали, с равным основанием перекрывающие «базальтовый» слой породы могут рассматриваться как аналог вулканогенных образований нижнего комплекса осадочного чехла районов северного и южного звеньев Курильской гряды. При таком рассмотрении обращает на себя внимание общее сходство разрезов земной коры данного участка с разрезами северного и южного звеньев гряды; очень значительное утолщение «базальтового» слоя и непосредственно связанное с ним широкое развитие вулканогенных образований, достигающих также большой мощности (на данном участке — более 10 км). На рис. 33 приведены для сравнения сходные участки профилей 9-М, 7-О и 1-О. На разрезах отчетливо проявляются следующие общие черты:

1) земная кора состоит из трех слоев с близкими сейсмическими характеристиками — рыхлых осадков (средние скорости до 2,8 км/сек), вулканогенных образований (граничные скорости 5,0—5,5 км/сек) и «базальтового» слоя (граничные скорости от 6,3 до 6,7 км/сек);

2) «базальтовый» слой на участке длиной 70—80 км почти вдвое утолщен по сравнению с соседними частями профилей и имеет мощность более 20 км;

3) перекрывающие «базальтовый» слой вулканогенные образования достигают наибольшей мощности к северо-западу от области утолщения «базальтового» слоя и выклиниваются в юго-восточном направлении;

4) на участках с наибольшей мощностью вулканогенного комплекса наблюдается уменьшение мощности слоя рыхлых осадков и более или менее значительное поднятие в рельефе дна;

5) рельеф поверхности «базальтового» слоя достаточно сложный, с резкими перепадами глубин.

Поведение границы Мохоровичича и поверхности рыхлых осадков (рельеф дна) на юго-восточных концах разрезов не одинаково. Однако эти различия легко объяснить, если принять во внимание, что рассматриваемые отрезки профилей располагаются в совершенно разных в тектоническом отношении районах. Отрезок профиля 9-М проходит через мелководную юго-восточную окраину Охотского моря в шельфовой зоне Южной Камчатки, и его юго-восточное окончание упирается в Большую Курильскую гряду.

Наблюдаемое на разрезе погружение поверхности Мохоровичича на юго-восток обусловлено близостью Курильской гряды, обладающей в северном звене мощным «корнем». Отрезки профилей 7-О и 1-О пересекают северо-западный склон и осевую часть глубоководного желоба. Здесь резкий подъем поверхности Мохоровичича и погружение дна в юго-вос-

точном направлении — к океану — обусловлены близостью зоны с океаническим строением земной коры.

Таким образом, наблюдаемые различия в поведении сейсмических границ раздела определяются структурой коры соседних территорий.

Помимо рассмотренных районов, поверхность Конрада прослежена в пределах Охотского моря только на 20-километровом отрезке профиля 14-М северо-западнее подводной возвышенности Академии Наук СССР, где эта граница залегает на глубине порядка 18 км и характеризуется скоростью 6,6 км/сек. Мощность «гранитного» слоя — 14—15 км, «базальтового» — 8—10 км. Южнее вдоль профиля граница Конрада теряется, и проследить характер выклинивания «гранитного» слоя не представляется возможным. Тем не менее, имеющиеся данные позволяют заключить, что на участке длиной не более 50—60 км близ северного склона возвышенности Академии Наук СССР глубина залегания границы Конрада изменяется с 18 до 2,5—2 км, т. е. граница испытывает резкий подъем, и, начиная с подножия северного склона возвышенности Академии Наук СССР, «базальтовый» слой перекрывается только рыхлыми осадками, а «гранитный» исчезает.

На рис. 34 в изолиниях, проведенных достаточно условно, показана мощность «базальтового» слоя на юге Охотского моря и в Курило-Камчатской зоне Тихого океана. Построить аналогичную схему для северной и центральной частей Охотского моря невозможно ввиду отсутствия данных о поведении границы Конрада. Цифрами вдоль профилей обозначены мощности «базальтового» слоя, определенные по сейсмическим разрезам, знаком вопроса — те участки профилей, где граница Конрада не прослежена. Штриховкой указаны области распространения «гранитного» слоя и вулканогенных образований нижнего комплекса осадочного чехла.

В районе Северных Курильских островов и океанического побережья Южной Камчатки выделяются две области с повышенной мощностью «базальтового» слоя, протягивающиеся в виде узких линейных структур с северо-востока на юго-запад. Северная из этих областей приурочена к островам Большой Курильской гряды, южная — к району подводного хребта Витязя. Они разделяются узкой полосой, в пределах которой мощность «базальтового» слоя понижена. Он повсеместно перекрыт вулканогенной толщей.

В районе южного звена Большой и Малой Курильских гряд картина в общем та же, но мощность «базальтового» слоя под хребтом Витязя значительно выше, чем под островами Большой Курильской гряды, а вулканогенные породы имеют прерывистое распространение.

По-видимому, совершенно аналогичное строение имеет кора юго-восточной части Охотского моря. Участки повышенной и пониженной мощности «базальтового» слоя отчетливо выделяются на профиле 9-М. На профиле 14-М они прослеживаются не столь явно ввиду отсутствия непрерывных данных о поверхности Конрада, но тем не менее их можно достаточно уверенно предполагать. Изолинии равной мощности «базальтового» слоя в данной части региона проведены наиболее условно, поскольку на профилях в целом ряде случаев удается выделить только участки с явным перепадом мощности, но установить характер ее изменений не представляется возможным. Поэтому точки пересечения изолиний с профилями могут оказаться сдвинутыми вдоль профилей по сравнению с их истинным положением на более или менее значительные расстояния. В то же время две линейно вытянутые в Курильском направлении зоны увеличенной мощности «базальтового» слоя, разделенные узким участком пониженной мощности, не вызывают сомнения. «Базальтовый» слой перекрыт на юге рыхлыми осадками, на севере — плотными породами со скоростями продольных сейсмических волн 5,5 и 6,0—6,1 км/сек. Как и в районе Северных Курил, в породах, перекрывающих «базальтовый» слой,

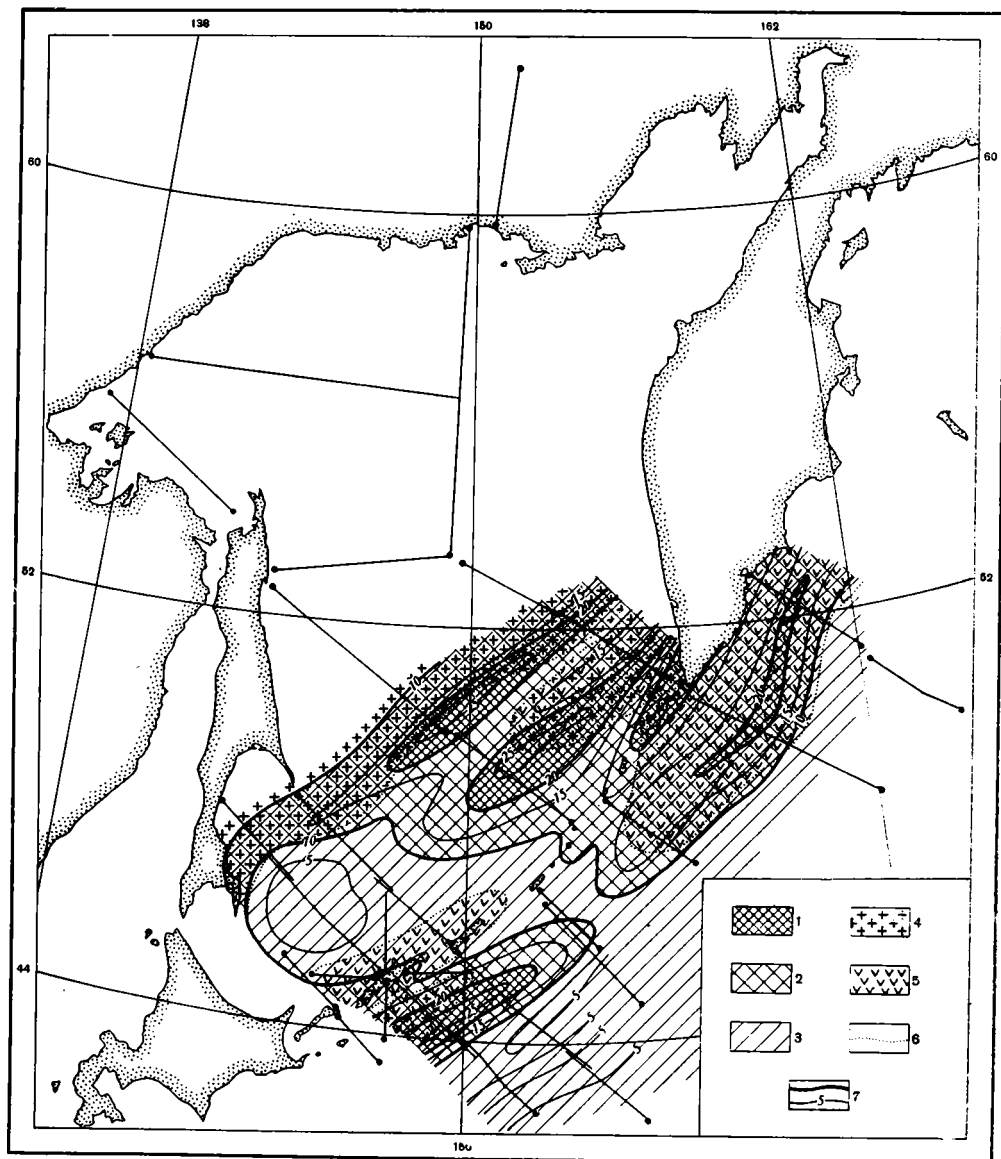


Рис. 34. Мощность «базальтового» слоя и области распространения «гранитного» слоя и вулканогенно-осадочных образований

Мощность «базальтового» слоя: 1 — более 20 км; 2 — 10—20 км; 3 — менее 10 км. Область распространения: 4 — «гранитного» слоя; 5 — вулканогенно-осадочных образований; 6 — их границы; 7 — изолинии мощностей «базальтового» слоя

наблюдается увеличение скоростей с юга на север. На рис. 34 штрих-пунктиром показана граница, к северу от которой распространен типично «гранитный» слой (скорости 6,0—6,1 км/сек), к югу — вулканогенные породы, в целом близкие по скоростям к «гранитному» слою, а в нижней части своего разреза, возможно, совершенно ему аналогичные. Мощность вулканогенных пород и «гранитного» слоя увеличивается с уменьшением мощности «базальтового». Подобно району Северных Курил и Южной Камчатки, наибольшей мощности перекрывающие «базальтовый» слой породы достигают к северу и северо-западу от осевых частей областей утолщения «базальтового» слоя.

Таким образом, по ряду особенностей внутреннего строения земной коры юго-восточная часть Охотского моря сходна с районом Северных Курильских островов и Южной Камчатки и прилежащей к ним зоне Тихого океана между побережьем и глубоководным желобом. Некоторые различия между ними (большая мощность «базальтового» слоя и более высокие скорости в перекрывающих его породах в юго-восточной части Охотского моря) могут быть, на наш взгляд, объяснены различием в истории развития земной коры.

Строение земной коры района Южных Курильских островов имеет свои особенности. В этом районе «базальтовый» слой достигает большой мощности (более 25 км) под северо-западным бортом глубоководного желоба и, по-видимому, относительно тонок под островной грядой. Перекрывающие его вулканогенные толщи близки по скоростям к «гранитному» слою под хребтом Витязя. Под островами Большой Курильской гряды, напротив, вулканогенные породы характеризуются сравнительно низкими скоростями продольных сейсмических волн (4,3—5,0 км/сек). Таким образом, скорости в вулканогенной толще нарастают здесь с севера на юг, и присутствие «гранитного» слоя можно ожидать в низах ее разреза на подводном продолжении Малой Курильской гряды и, возможно, под ней. Менее вероятно присутствие «гранитного» слоя в разрезе под островами Большой Курильской гряды, по-крайней мере, под островами Уруп и Итуруп.

Глава VII

ХАРАКТЕР ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Рассмотренные выше различия в поведении поверхности Мохоровичича и в структуре земной коры отдельных участков Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана достаточно отчетливо проявляются в характере аномального поля силы тяжести.

Общий подъем поверхности Мохоровичича от северного побережья Охотского моря на юг, к островной дуге, прослеживается в аномальном поле повышением регионального фона; переход от типично континентальных структур северной и северо-западной окраин материка к структурам переходного типа, развитым в пределах бассейна, сопровождается изменением знака гравитационных аномалий с отрицательных на положительные; линейные структуры Курильской гряды и Курило-Камчатского глубоководного желоба выражаются в столь же линейных аномалиях силы тяжести; к районам наиболее резких градиентов мощности земной коры приурочены наибольшие градиенты гравитационных аномалий и т. д.

На ряде участков характер гравитационного поля явно не соответствует строению земной коры, и для его объяснения необходимо привлекать определенные предположения о различной плотности верхней части мантии.

Более детальное рассмотрение имеющихся данных целесообразнее всего проводить по отдельным районам.

В пределах материкового побережья Охотского моря сопоставление аномалий силы тяжести со структурой земной коры и поведением поверхности Мохоровичича было проведено на профиле ГСЗ Магадан — Колыма (Давыдова и др., 1962). При этом выяснилось, что общее плавное уменьшение поля силы тяжести связано с погружением границы Мохоровичича в северном направлении. Влияние поверхности Конрада незначительно, так как эта граница на большей части профиля залегает практически горизонтально. После снятия регионального фона остаются небольшие по величине

не аномалии, характер которых объясняется различиями в плотности пород, слагающих осадочный и «гранитный» слои.

На южном конце профиля картина несколько осложняется. Примерно в 100-километровой полосе вдоль побережья наблюдается резкое возрастание величины аномалий в сторону береговой линии, которое не может быть объяснено только поведением границы Мохоровичича. Последняя, согласно данным профилей Магадан — Колыма и 13-С (морской), испытывает очень пологий подъем в сторону моря, причем глубина ее залегания изменяется на рассматриваемом участке не более чем на 2—3 км. Поверхность Конрада, напротив, поднимается, по-видимому, очень круто, мощность «базальтового» слоя резко возрастает за счет уменьшения мощности «гранитного». Проведенные приближенные расчеты показывают, что высокие градиенты силы тяжести близ Магадана, по крайней мере, наполовину обязаны своим происхождением поведению границы Конрада.

Сопоставление гравиметрических данных с рельефом земной поверхности по территории Северо-Востока СССР и Сихотэ-Алиня показывает, что, за исключением сравнительно небольших по площади участков, между абсолютной величиной отрицательных аномалий и высотой рельефа существует прямая связь (Резанов, Зарудный, 1965; Шапошников, 1962; Фотиади, Каратаев, 1963). Наиболее детальные исследования были проведены В. С. Волхонным и Э. Н. Лишневым (1960, а, б) в Приморье, где было установлено, что в региональном гравитационном поле четко отображается новейшая тектоника и очень слабо — доплиоценовые структуры. Минимальные значения аномалий силы тяжести (наибольшие по абсолютной величине отрицательные аномалии) соответствуют главному сводовому поднятию Сихотэ-Алиня, причем основной максимум приурочен к его центральной части, т. е. к району, где неотектонические поднятия в целом наследуют древний структурный план. На севере и юге Приморья абсолютные величины отрицательных аномалий несколько ниже, возможно, вследствие того, что неотектонические поднятия в этих районах не соответствуют древнему плану. Области новейших погружений в пределах Приморья характеризуются слабо положительными аномалиями.

Изучение плотностных свойств пород, слагающих верхние слои земной коры, показало, что распределение гравитационных аномалий не может быть объяснено различиями в плотностях верхних слоев. Так, верхнепалеозойские и мезозойские породы Сихотэ-Алиня имеют плотность порядка $2,5—2,6 \text{ г/см}^3$, в то время как впадины заполнены более молодыми осадочными толщами с плотностью $2,0—2,2 \text{ г/см}^3$.

Таким образом, за счет верхних слоев должна была бы создаваться прямо противоположная картина распределения аномалий — повышение их над хребтом и понижение под впадинами. Совершенно очевидно, поэтому, что основное влияние на характер гравитационного поля Приморья оказывают глубинные границы раздела в земной коре. Не имея данных глубинного сейсмического зондирования по территории Приморья, трудно выделить аномалии, создаваемые рельефом границ Конрада и Мохоровичича. В. С. Волхонин и Э. Н. Лишневский считают, что главную роль здесь играет рельеф поверхности Мохоровичича. Под поднятиями следует предполагать «корни», т. е. утолщение земной коры, под впадинами — уменьшение ее мощности, связанное с подъемом поверхности Мохоровичича.

На юге Приморья крутая гравитационная ступень близ берега, секущая древние тектонические структуры, связана, по мнению указанных авторов, с резким уменьшением мощности земной коры у побережья Японского моря и с выклиниванием «гранитного» слоя. По-видимому, здесь так же, как и в районе Магадана, выклинивание «гранитного» слоя происходит, в основном, за счет подъема поверхности Конрада. Об этом, в частности, свидетельствуют данные глубинного сейсмического зондирования, произведенного в 1963 г. в северной части Японского моря (Непрочнов и др.,

1964). По этим данным, мощность «базальтового» слоя вблизи берега составляет не менее 20 км, а его кровля залегает на глубине порядка 5—6 км от уровня моря. Вряд ли можно предполагать, что и в пределах Южного Приморья «базальтовый» слой так близко подходит к поверхности Земли, что это не может не отразиться на величине аномального гравитационного поля. Скорее всего, мощность «базальтового» слоя не меняется существенно при переходе через материковый склон, но обе границы — Конрада и Мохоровичича — испытывают резкое поднятие, выражающееся на поверхности в виде зоны больших градиентов аномалий силы тяжести. Гравитационная ступень юга Приморья почти в 3 раза выше, чем в районе Магадана, очевидно, вследствие значительно более резкого рельефа глубинных границ раздела и полного выклинивания «гранитного» слоя.

Аналогично Приморью, гравитационное поле Северо-Востока СССР обнаруживает тесную связь с основными структурными элементами рельефа земной поверхности, созданными в результате новейших тектонических движений. Наиболее высокие по абсолютной величине отрицательные аномалии приурочены к восточным отрогам Верхоянского хребта, наиболее низкие — к грабенообразным впадинам в долине р. Колымы.

Таким образом, в пределах материкового побережья Охотского моря новейшие тектонические движения привели, в целом, к образованию структур земной коры, типичных для большей части континентов, — поднятые участки имеют мощную кору, им соответствуют прогибы поверхности Мохоровичича и отрицательные аномалии силы тяжести, прогибы отличаются относительно уменьшенной по мощности корой, низкими абсолютными значениями аномалий, поднятиями подошвы коры.

Такого типа соотношения наблюдаются, кроме того, в Амурском заливе и в северо-западной части Сахалина. Обе эти области подвергались интенсивным плиоцен-четвертичным прогибаниям, имеют мощный осадочный чехол малой плотности и характеризуются относительно высокими значениями аномалий силы тяжести. Можно предполагать, что район Амурского залива и северо-западная оконечность Сахалина тесно связаны со структурами Сихотэ-Алиня.

Существенно иная картина наблюдается в остальной части Сахалина, на Камчатке и в районе Курильской островной дуги.

Природа гравитационных аномалий Сахалина детально исследовалась рядом авторов, сделавших очень сходные выводы. Крупные структурные элементы Сахалина — Восточно- и Западно-Сахалинский хребты — в гравитационном поле выражаются зонами максимумов аномалий, а разделяющая их Тымь-Поронайская депрессия — зоной минимумов. При подсчете влияния осадочного чехла было установлено, что характер поля не может быть полностью объяснен различиями в плотности пород, слагающих верхние несколько километров коры. По мнению В. Г. Васильева (1959), В. С. Волхонина и Э. Н. Лишневого (1960 а, б), П. М. Сычева (Алексейчик и др., 1963) и других исследователей, значительное влияние на распределение гравитационных аномалий оказывает поверхность Мохоровичича, прогнутая под Тымь-Поронайской депрессией и приподнятая под хребтами. Таким образом, основной особенностью строения земной коры Сахалина является примерно постоянная мощность ее «кристаллической» части и, вследствие этого, — отсутствие «корней» под горными хребтами.

Строение коры Татарского пролива, по-видимому, подобно Тымь-Поронайской депрессии. К нему также приурочена линейная зона минимумов аномалий силы тяжести, но учесть влияние осадочного чехла здесь сложнее ввиду отсутствия достаточно точных данных о его мощности и плотности. Возможно, прогиб поверхности Мохоровичича под Татарским проливом несколько меньше, чем под центральной депрессией Сахалина, однако характер гравитационного поля показывает, что значительного уменьшения мощности земной коры здесь не может быть. Видимо, граница между со-

временными структурами коры сахалинского типа и теми, которые характерны для Сихотэ-Алиня, проходит вдоль западного берега Татарского пролива, в зоне широкого развития разрывных нарушений и эффузивного магматизма.

Необходимо отметить, что в пределах континентов структуры земной коры, аналогичные сахалинским, встречаются только в зонах новейшей активизации. В качестве примера можно указать районы Ферганского хребта и одноименной депрессии в Средней Азии (И. С. Вольвовский и Б. С. Вольвовский, 1962; Б. С. Вольвовский и др., 1963; Годин и др., 1962) и, по-видимому, в Прибайкалье (Булмасов, 1962).

Гравитационное поле в пределах Камчатки в целом характеризуется небольшими по абсолютной величине аномалиями, за исключением ее южной оконечности и района Авачинского полуострова.

Так же, как и на Сахалине, на Камчатке региональный фон и среднее значение аномалий слабоположительны, но в расположении последних здесь не наблюдается такой четкой связи с основными структурными элементами и зонами новейших прогибов и поднятий. Центральная Камчатская депрессия прослеживается зоной минимумов аномалий, уходящей на север. Таким образом, если северная оконечность Камчатки и прилежащие участки материка характеризуются приуроченностью минимумов гравитационных аномалий к областям поднятий, то южнее зона минимумов соответствует уже крупному новейшему прогибу. В пределах Срединного и Восточно-Камчатского хребтов абсолютные значения аномалий несколько выше, к ним приурочены зоны относительных максимумов.

Гравитационное поле Западной Камчатки исследовано очень слабо. Можно лишь заключить, что в целом здесь наблюдается общий подъем регионального фона в сторону Охотского моря, но с гораздо меньшими градиентами, чем на северном побережье бассейна.

Крайняя юго-восточная часть Камчатки характеризуется чрезвычайно высокими градиентами аномалий силы тяжести. Здесь на протяжении всего 75—100 км величина аномалий значительно возрастает. По-видимому, такие изменения гравитационного поля обязаны своим происхождением резкому уменьшению мощности земной коры близ юго-восточного побережья полуострова. Интересно отметить, что в области основного гравитационного максимума, располагающегося к югу от Камчатки в непосредственной близости от нее, мощность осадочного чехла очень велика (до 10 и более километров), причем рыхлые осадки малой плотности составляют почти половину разреза осадочной толщи. Следовательно, здесь гравитационный максимум не может быть объяснен иначе, как крутым подъемом границы Мохоровичича и приближением к поверхности Земли тяжелых масс вещества мантии. Таким образом, сейсмические данные, указывающие на существование линейной зоны с меньшей мощностью коры между Камчаткой и северо-западным склоном глубоководного желоба, полностью соответствуют характеру гравитационного поля на данном участке. Описываемая зона гравитационных максимумов протягивается на юго-запад вдоль Большой Курильской гряды, расширяясь в районе среднего звена гряды и вытягиваясь линейно на юге. Наиболее высокие значения гравитационных аномалий наблюдаются в районе среднего звена Курил.

Мощный «базальтовый корень» под северо-западным бортом глубоководного Курило-Камчатского желоба прослеживается зоной минимумов гравитационных аномалий на всем своем протяжении. Изменение абсолютных величин аномалий хорошо согласуется с сейсмическими данными о мощности земной коры.

Характер гравитационного поля Большой Курильской гряды в значительной степени определяется строением земной коры соседних территорий. В районе Северного звена, где вкрест простирания гряды с северо-за-

пада на юго-восток наблюдается уменьшение мощности земной коры в результате подъема поверхности Мохоровичича, абсолютные величины гравитационных аномалий соответственно возрастают в том же направлении. Южное звено, ограниченное с юга и севера тонкой корой прибрежной зоны Тихого океана и Южно-Охотской впадины, отличается высокими абсолютными значениями аномалий и выражается в гравитационном поле узкой полосой относительных минимумов, величина которых уменьшается вдоль дуги к северу.

Таким образом, и здесь характер гравитационного поля хорошо отражает общую структуру коры. Подъем поверхности Мохоровичича и уменьшение величины «корней» под островной грядой к центру дуги сопровождается возрастанием абсолютных значений аномалий силы тяжести и, соответственно, уменьшением величины относительного минимума, т. е. выравниванием аномального поля.

Наиболее высокие абсолютные значения гравитационных аномалий соответствуют среднему звену Курильской гряды, что является еще одним доказательством отсутствия здесь «корней» под островами. Изменение поля в северо-западном и юго-восточном направлениях плавное, без сколько-нибудь значительных градиентов. Аналогично схемам батиметрии дна, мощности земной коры, глубины залегания поверхности Мохоровичича и карте магнитных аномалий, район среднего звена на гравиметрической схеме выделяется как своеобразный «пролив», соединяющий глубоководную часть Южно-Охотской впадины с Тихим океаном. Островная часть гряды при этом представляет собой на всех схемах лишь узкий и слабо выраженный в геофизических полях порог.

Гравитационное поле акватории Охотского моря существенно различно по своему характеру в разных частях бассейна (Веселов и др., 1961; Гайнанов, 1955; Гайнанов, Смирнов, 1962).

На севере и в центральной части Охотского моря примерно до 52 параллели региональный фон слабо положительн (до $+40$ — $+50$ *мгл*). Локальные относительные максимумы и минимумы малы по величине. Общций региональный фон чрезвычайно медленно и полого повышается в направлении с севера на юг. Слабая гравиметрическая изученность акватории не позволяет установить какой-либо связи гравитационных максимумов и минимумов со структурой земной коры этой части бассейна, но на одном участке — в центре бассейна между Сахалином и Камчаткой — отчетливо проявляется специфическая особенность в соотношении указанных параметров.

Согласно данным глубинного сейсмического зондирования, поверхность Мохоровичича испытывает значительный подъем от восточного побережья Сахалина и западного побережья Камчатки к центру бассейна. Со стороны Сахалина общая амплитуда этого подъема превышает 15 км. В то же время, аномальное гравитационное поле не только не повышается здесь от побережий к центру в соответствии с поведением поверхности Мохоровичича, но даже испытывает некоторое понижение. К области наименьших глубин залегания поверхности Мохоровичича (пересечение профилей 13-Ю, 10-М и 9-М) приурочен относительный минимум силы тяжести. Некоторая часть этого минимума может быть объяснена увеличением мощности рыхлых осадков, но объяснить этим общий характер гравитационного поля между Сахалином и Камчаткой невозможно.

На рис. 35,а приведен схематический разрез земной коры по 53 параллели и кривая изменения аномалий Буге вдоль разреза. Принимая во внимание немногочисленность имеющихся материалов и вероятные ошибки наблюдений, мы не считаем возможным производить сколько-нибудь точных количественных сопоставлений. Очень приближенные подсчеты показывают, что разница в величине аномалий близ Сахалина и в центре рассматриваемого участка должна была бы составлять, по крайней мере,

100 мгл. В действительности различия в величине аномалий близки к нулю. Таким образом, наблюдаемый характер поля силы тяжести явно противоречит данным о строении земной коры рассматриваемого участка. Примерная величина несоответствия между подсчитанным и измеренным значением аномалий Буге далеко выходит за пределы ошибок. Следовательно,

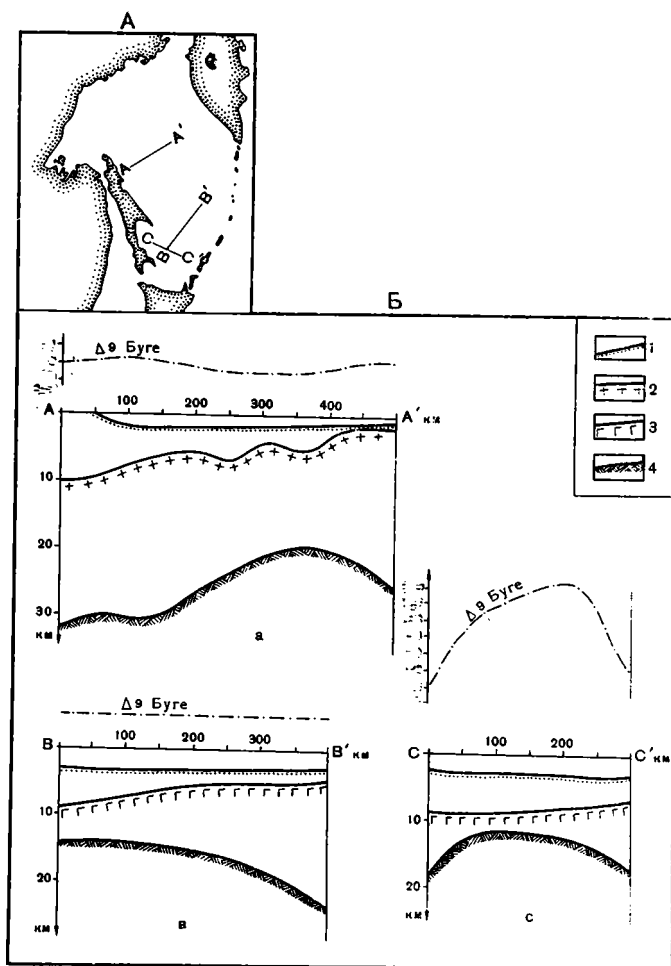


Рис. 35. Изменение аномалий силы тяжести вдоль сейсмических профилей

А — схема расположения профилей, Б — разрезы. 1 — поверхность рыхлых осадков; 2 — поверхность «гранитного» слоя; 3 — поверхность «базальтового» слоя; 4 — подошва земной коры

если не ставить под сомнение имеющиеся гравиметрические и сейсмические данные, необходимо предположить существенные латеральные неоднородности в плотности верхней мантии. Именно, в центре бассейна, под районом с наиболее тонкой корой и приподнятой поверхностью Мохоровичича, плотность мантии должна быть значительно ниже, чем близ побережий Сахалина и Камчатки. Применяя формулу для плоско-параллельного слоя, легко подсчитать, что указанная разница в плотностях должна составлять $0,25 \text{ г/см}^3$, если мощность относительно разуплотненного слоя мантии составляет 10 км , $0,01 \text{ г/см}^3$, при мощности этого слоя около 240 км и т. д. Поскольку граничная скорость на поверхности Мохоровичича существенно не меняется вдоль профилей 13-Ю, 10-М, 9-М, то следует,

по-видимому, считать, что абсолютные различия в плотностях мантии малы, но распространяются на большие глубины.

Южнее 52 параллели характер гравитационного поля резко меняется — возрастают градиенты, величина аномалий достигает 200 и более миллигал.

Наиболее высокие градиенты (порядка 4—5 мгл/км) наблюдаются на юго-западной окраине бассейна. Увеличение градиентов аномального поля силы тяжести в редукции Буге объясняется, видимо, двумя основными факторами: уменьшением мощности земной коры за счет подъема поверхности Мохоровичича и выклиниванием «гранитного» слоя при одновременном увеличении мощности «базальтового» с приближением к Южно-Охотской впадине. Роль обоих факторов различна на разных участках. Так, на юго-востоке бассейна рост гравитационных аномалий в сторону островной дуги, очевидно, связан главным образом с изменением структуры земной коры, поскольку поверхность Мохоровичича на данном участке залегает почти горизонтально. Глубина ее залегания изменяется в пределах 25 ± 2 км, что может вызвать изменение величины аномалий максимум на ± 30 мгл при различии в плотности нижней части коры и мантии $0,3 \text{ г/см}^3$. В действительности же величины аномалий возрастают с приближением к островам более чем на 100 мгл .

К югу от Сахалина подъем границы Мохоровичича сопровождается выклиниванием «гранитного» слоя, и, таким образом, на этом участке высокие градиенты аномалий объясняются как изменением структуры коры, так и уменьшением ее мощности, приближением к поверхности тяжелых масс мантии и т. д.

Наиболее высокие значения аномалий наблюдаются в центральной части Южно-Охотской котловины, к северу от среднего и южного звеньев Курильской гряды. Общая мощность земной коры на этом участке варьирует в пределах 10—18 км, а мощность «базальтового» слоя от 4—5 до 14—15 км. Поверхность Мохоровичича прослежена на глубинах от 13—14 до 20—21 км. Основной особенностью данного участка является отсутствие связи между величинами гравитационных аномалий и строением земной коры. Как показано на рис. 35, в, вдоль профиля ВВ' наблюдается существенное изменение мощности коры за счет ее «базальтового» слоя и, соответственно, изменение глубины залегания поверхности Мохоровичича. В то же время величина аномалий силы тяжести сохраняет вдоль профиля постоянное значение.

Напротив, схематический разрез (рис. 35, с) центрального участка сейсмического профиля 1-М показывает, что при почти неизменной структуре коры аномалии силы тяжести достаточно сильно изменяются (полная амплитуда изменения Δg достигает 80 мгл). Вероятно, такое несоответствие связано в основном с влиянием близлежащих зон, характеризующихся высокими градиентами силы тяжести, хотя не исключено, что некоторую роль могут играть также плотностные различия верхней части мантии.

В целом, как следует из рассмотрения гравиметрических материалов по акватории Охотского моря, характер гравитационного поля отражает лишь самые общие черты строения земной коры бассейна — уменьшение ее мощности в направлении с севера на юг, выклинивание «гранитного» слоя на широте 50—52° и существование областей с резким изменением мощности коры. Более мелкие детали — характер рельефа отдельных границ раздела и т. п. — не находят своего выражения в аномалиях силы тяжести. Скорее всего, это объясняется чрезвычайно слабой изученностью бассейна — редкой сетью гравиметрических профилей и сравнительно малой точностью морских гравиметрических исследований. В то же время имеющиеся данные позволяют предполагать существование латеральных плотностных неоднородностей мантии, по крайней мере, под центральной частью Охотского моря.

МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ «КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ» ЧАСТИ

Изучение мощности и строения земной коры Советского Дальнего Востока проведено методом ГСЗ лишь в Охотском море и океанической зоне близ Курильской гряды в период МГГ. В последние годы аналогичные исследования производились в бассейне Японского моря, на Сахалине и в южном Приморье. В то же время на всей огромной территории Северо-Востока СССР и западного побережья Охотского моря известны только данные одного профиля Магадан — Колыма. Результаты исследований 1963—1964 гг. методом ГСЗ на Сахалине и в Южном Приморье пока не опубликованы, а более ранние материалы по Сахалину (Шушаков, 1962) не были нами использованы, поскольку они противоречат предварительным результатам работ 1963—1964 гг. и, видимо, должны быть поставлены под сомнение. Таким образом, мощность земной коры Приморья, Северо-Востока СССР (за исключением участка Магадан — Средникан), Камчатки, Курильских островов и Сахалина может быть оценена только методом количественного анализа гравитационных аномалий. На острове Хоккайдо кроме таких определений мощность и структура коры исследовалась по записям волн от неглубоких землетрясений (Tamaki, 1953, 1955), но данные, полученные таким методом, плохо согласуются с характером гравитационного поля.

Если качественно характер гравитационного поля достаточно хорошо отражает основные особенности строения земной коры, то в количественном отношении связь между структурой коры и величиной аномалий силы тяжести в целом неоднозначна, что доказывается в целом ряде работ (Борисов и др., 1963; Гурарий, Соловьева, 1963), на разборе которых мы не будем останавливаться.

Лишь на отдельных небольших участках аномальное поле силы тяжести находится в прямой зависимости от мощности земной коры (Борисов, 1957, 1958, 1964; Николаевский, 1960, 1964), что дает возможность приближенно оценивать мощность коры по величине аномалий в тех районах, где не производилось глубинное сейсмическое зондирование. Необходимо отметить, что при всех определениях такого рода точность получаемых результатов невелика.

В пределах исследуемого региона определения мощности земной коры по гравиметрическим данным были произведены К. К. Шапошниковым (1962), Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаевым (1963), а в самое последнее время — А. А. Николаевским (1964).

К. К. Шапошников основывается на корреляционной кривой зависимости величины аномалий силы тяжести от мощности коры, предложенной Р. М. Деменицкой (1958, 1961) для всего земного шара. Согласно этой кривой, изменение глубины залегания поверхности Мохоровичича на 1 км в среднем соответствует изменению абсолютной величины гравитационных аномалий на 9—10 мГЛ. Исходя из этих величин и данных о мощности коры, полученных на профиле Магадан — Колыма методом ГСЗ, К. К. Шапошников (1962) построил схему мощности коры для всей территории Северо-Востока СССР. При этом предполагалось, что мощность «базальтового» слоя сохраняется неизменной на всей исследуемой площади. Последнее предположение вряд ли можно признать обоснованным, так как анализ данных профиля Магадан — Колыма показывает, как мы уже упоминали, что поверхность Конрада испытывает крутой подъем на юге, где, таким образом, существенно увеличивается мощность «базальтового» слоя. Следовательно, нет оснований считать последнюю величину неизменной и на

других участках Северо-Востока. Кроме того, корреляционная кривая Р. М. Деменицкой не подтверждается новейшими данными (Борисов, и др., 1963; Гуарий, Соловьева, 1963; Корякин, 1959; Сажина, 1962), а полученные К. К. Шапошниковым результаты, как показали И. А. Резанов и Н. И. Зарудный (1965), в ряде случаев противоречат геологическим данным. Указанные обстоятельства заставляют нас с осторожностью относиться к схеме К. К. Шапошникова и считать ее лишь первым, вряд ли достаточно точным приближением.

В работе Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаева (1963) приводится схема мощности земной коры всей азиатской части СССР, составленная на основании количественного анализа гравиметрических данных. Авторы исходят из того, что аномалии силы тяжести создаются негоризонтальным залеганием всех глубинных границ раздела в коре (подшвы осадочного чехла или поверхностного «гранитного» и «базальтового» слоев и раздела Мохоровичича) и пытаются учесть влияние каждой границы. Мощность осадочного чехла и, соответственно, глубина залегания его подшвы определяются на основании имеющихся геологических и геофизических данных для каждого отдельного участка территории. Глубина залегания кровли «базальтового» слоя оценивается путем классификации земной коры на типы и подтипы, для каждого из которых, по мнению указанных авторов, характерно определенное положение данной поверхности раздела.

Предлагаемая Э. Э. Фотиади классификация близка к классификации И. П. Косминской, с которой мы не можем согласиться по ряду причин, рассмотренных нами (Соловьева, 1965) в ранее опубликованной статье. В пределах континентальной коры Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаев выделяют три подтипа, различающихся в основном по соотношению мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев. По данным этих авторов, на территории Сибири и Дальнего Востока преобладает континентальная кора I подтипа, в которой «гранитный» слой по мощности значительно превышает «базальтовый». Необходимо отметить, что все оценки мощностей отдельных слоев сделаны только на основании гравиметрических данных, так как глубинное сейсмическое зондирование в этой части Советского Союза не проводилось. Но при интерпретации гравиметрических материалов принципиально невозможно однозначно определить мощности отдельных комплексов пород, слагающих земную кору, а приводимые авторами примеры представляются мало правдоподобными. Так, например, в районе Тунгусской синеклизы, по их оценке, мощность «гранитного» слоя вдвое больше «базальтового», тогда как другие исследователи на основании тех же гравиметрических данных высказывают предположение о полном или почти полном отсутствии там «гранитного» слоя и повышенной мощности «базальтового» и т. д.

На единственном профиле ГСЗ Магадан — Колыма мощности обоих слоев одинаковы в пределах ошибки определения. На схеме Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаева изолинии мощности коры проведены через 2,5 км. Такой шаг изолиний правомерен только в том случае, если ошибки не превышают $\pm 1,25$ км, однако столь высокая точность определения мощности коры по гравиметрическим данным в настоящее время совершенно недостижима, поэтому проведенные изолинии не внушают доверия.

Сопоставляя далее схему мощности земной коры, построенную Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаевым с результатами глубинного сейсмического зондирования в Охотском море и на профиле Магадан — Колыма, мы убеждаемся, что в целом ряде случаев эти данные плохо согласуются друг с другом. В Охотском море мощность коры, по данным Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаева, почти везде значительно завышена, как и в районе Уссури-Амурской депрессии, а на юге Камчатки и острове Парамушир, напротив, получены гораздо более низкие значения. Различия в мощностях превышают предполагаемые пределы ошибок. Таким образом, предлагае-

мая Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаевым схема также вызывает некоторые сомнения в правильности ее принципиальной основы и, кроме того, недостаточно хорошо согласуется с данными ГСЗ.

А. А. Николаевский (1964) применяет новую методику определения мощности земной коры по величине аномального поля силы тяжести. Им исследована корреляционная связь между мощностью коры и «разностными» аномалиями (вместо аномалий Буге). Разностными аномалиями автор называет разность между аномалиями силы тяжести в редукции Буге и аномалиями, создаваемыми осадочным чехлом. Разностные аномалии подсчитаны более чем в 200 пунктах на территории СССР и окружающих акваторий, где мощность коры определена методом ГСЗ, и имеются достаточно точные сведения о мощности и плотностных особенностях осадочного чехла. Полученные результаты обнаруживают хорошую сходимостъ и позволяют построить среднюю кривую зависимости разностных аномалий от глубины залегания поверхности Мохоровичича. Эта кривая использована в дальнейшем для определения глубины залегания поверхности Мохоровичича более чем в 4500 точках, что дало возможность построить схему рельефа подошвы земной коры в СССР. Примененная методика не требует введения гипотетических предпосылок и дает возможность использовать лишь наиболее уверенные данные. Однако при этом по-прежнему не учитываются влияния на величину гравитационных аномалий поверхности Конрада. Тем не менее, из всех существующих в настоящее время схем по территории Советского Дальнего Востока схема А. А. Николаевского представляется наиболее достоверной, так как дает наилучшее совпадение с материалами глубинного сейсмического зондирования. Поэтому нами использованы главным образом данные А. А. Николаевского, а материалы других исследователей привлекались только для сравнения.

Схема общей мощности коры представлена на рис. 36.

В пределах Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана схема построена в основном по материалам ГСЗ, на побережье Камчатки, в Татарском проливе и в районе Хоккайдо изолинии мощности проведены на основании расчетов по гравиметрическим данным, выполненным А. А. Николаевским.

Согласно схеме, для материковой части региона характерна кора мощностью не менее 30—35 км. На северном и северо-западном побережьях Охотского моря наблюдается общее возрастание мощности в глубь материка от 30 км близ береговой линии до 40, а местами до 45—50 км на расстоянии 200 и более километров от берега. На Сихотэ-Алине, Сахалине, Камчатке и в северной части Центрального Хоккайдо мощность коры порядка 30—35 км. Наиболее мощной корой отличаются районы Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория и зона крупных новейших прогибаний на Камчатке севернее 57 параллели. В Татарском проливе и в пределах Охотского моря за исключением Южно-Охотской впадины средняя мощность земной коры составляет около 25 км. В целом наблюдается общее уменьшение мощности коры к югу, на фоне которого выделяются отдельные участки относительно повышенной и пониженной мощности. В центральной части Южно-Охотской впадины общая мощность коры не превосходит 15 км, а на юго-западе ее — 10 км.

Для всех перечисленных районов Охотского моря и его побережий характерно плавное изменение мощности земной коры, отсутствие резких градиентов мощности. Исключение представляет только район западного и северо-западного бортов Южно-Охотской впадины, где геологические и сейсмические данные дают основание предполагать крупную зону разломов.

Участки повышенной и пониженной мощности коры на севере Охотского моря имеют четко выраженные северо-восточные простирания. Зона относительно пониженной мощности коры протягивается от Уссури-Амур-

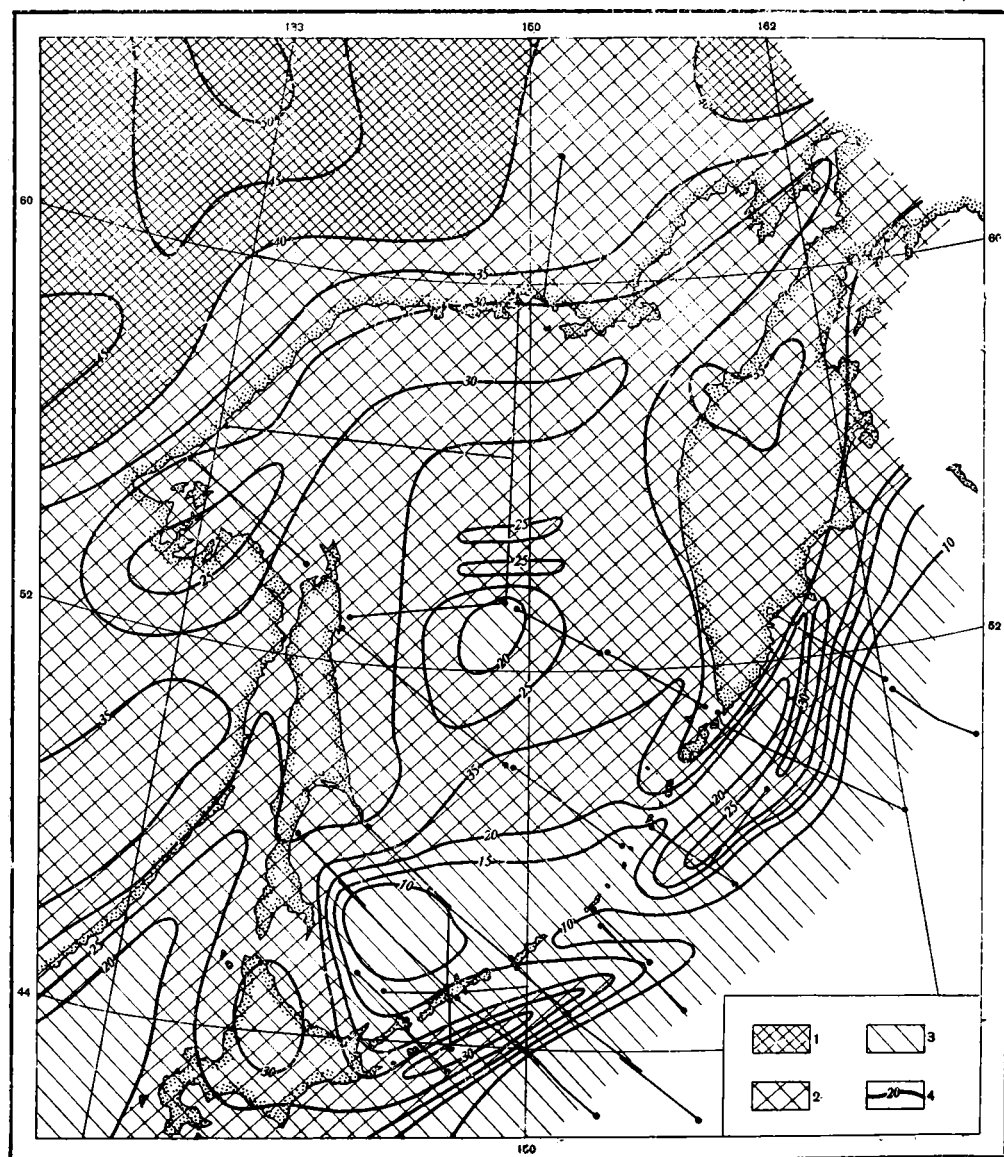


Рис. 36. Общая мощность земной коры

1 — более 40 км; 2—20—40 км; 3 — менее 20 км; 4 — изолинии мощности коры

ской депрессии вдоль побережья в залив Шелихова и далее в Пенжинскую губу. На юге она ограничена зоной относительно повышенной мощности, являющейся северо-восточным продолжением мощной коры Сихотэ-Алиня и Сахалина.

В центре бассейна располагается локальный участок изометричной формы с относительно уменьшенной мощностью коры. В центре его общая мощность коры не превышает 20 км.

Отличительной особенностью Курило-Камчатской зоны Тихого океана являются большие градиенты мощности коры и линейное расположение участков повышенной и пониженной мощности. Узкие линейные зоны повышенной мощности коры приурочены к северо-западному склону глу-

боководного желоба и вытянуты вдоль Курильской гряды. Максимальные градиенты наблюдаются в нижней части склона, где на отдельных участках мощность изменяется от 30 и более до 10 и менее километров на протяжении меньше чем 100 км. Наиболее мощная кора развита около Тихоокеанского побережья Южной Камчатки и Северных Курил, а также в районе Малой Курильской гряды, к югу и востоку от последней. К центральной части гряды мощность коры уменьшается и в районе Среднего звена не превосходит 10—15 км. Под юго-восточным склоном желоба и за его пределами в океане общая мощность земной коры повсеместно ниже 10 км.

Таким образом, по общей мощности коры рассматриваемый регион четко разделяется на три части: материковую (мощность коры больше 30 км), переходную (мощность коры 20—30 км) и океаническую (мощность коры ниже 15—10 км). Особое место занимает район северо-западного склона глубоководного желоба близ Камчатки, Северных и Южных Курил. При средней мощности земной коры порядка 25 км здесь наблюдаются очень резкие изменения мощностей от типично океанических (10—15 км) до типично материковых (более 30 км).

Все перечисленные особенности в величине и характере изменений мощности земной коры на отдельных участках исследуемого региона еще более отчетливо проявляются на схеме мощности «кристаллической» части коры без осадочного чехла (рис. 37). На последней удается, кроме того, проследить ряд более мелких деталей, которые на схеме общей мощности коры нивелируются распределением рыхлой осадочной толщи. Схема мощности «кристаллической» части земной коры построена только для морского и океанического секторов.

Мощность «кристаллического» комплекса коры, заключенного между подошвой осадочного чехла и поверхностью Мохоровичича, определяется глубиной залегания и характером рельефа указанных границ раздела. На схеме мощности «кристаллической» коры величина интервала между изолиниями — 5 км — диктуется средней точностью определения глубины залегания поверхности Мохоровичича. К «гранитному» слою отнесены породы со скоростями продольных сейсмических волн 5,7 км/сек и выше (вулканогенный комплекс пород осадочного чехла в «кристаллическую» кору не включен).

При анализе схемы прежде всего бросается в глаза резкое различие между характером изменения мощности коры в Охотском море и в пределах Курило-Камчатской зоны. В последней участки повышенной и пониженной мощности «кристаллической» коры линейны и вытянуты вдоль простирания островной дуги. Эта зона характеризуется высокими градиентами мощности «кристаллического» комплекса.

На остальной территории Охотского моря изолинии мощности коры более изометричны, особенно на юге и в центральной части бассейна, градиенты изменения ее мощности, как правило, малы. В то же время, обнаруживается определенная зависимость между рельефом дна моря и мощностью «кристаллической» коры, отсутствующая в Курило-Камчатской зоне Тихого океана. Постепенное погружение дна бассейна к центру и к югу сопровождается уменьшением мощности земной коры за счет ее «кристаллического» комплекса. Мощность осадочного чехла при этом на отдельных участках даже возрастает. Трем глубинным ступеням рельефа дна Охотского моря в целом соответствуют три интервала мощности коры: в зоне шельфа «кристаллическая» кора имеет мощность порядка 25—30 км, в средней части акватории ее мощность изменяется в пределах от 15 до 25 км и, наконец, третья глубинная ступень дна характеризуется наиболее тонкой корой — менее 15 км.

Более детальный анализ схемы мощности «кристаллической» коры позволяет выявить и ряд других особенностей.

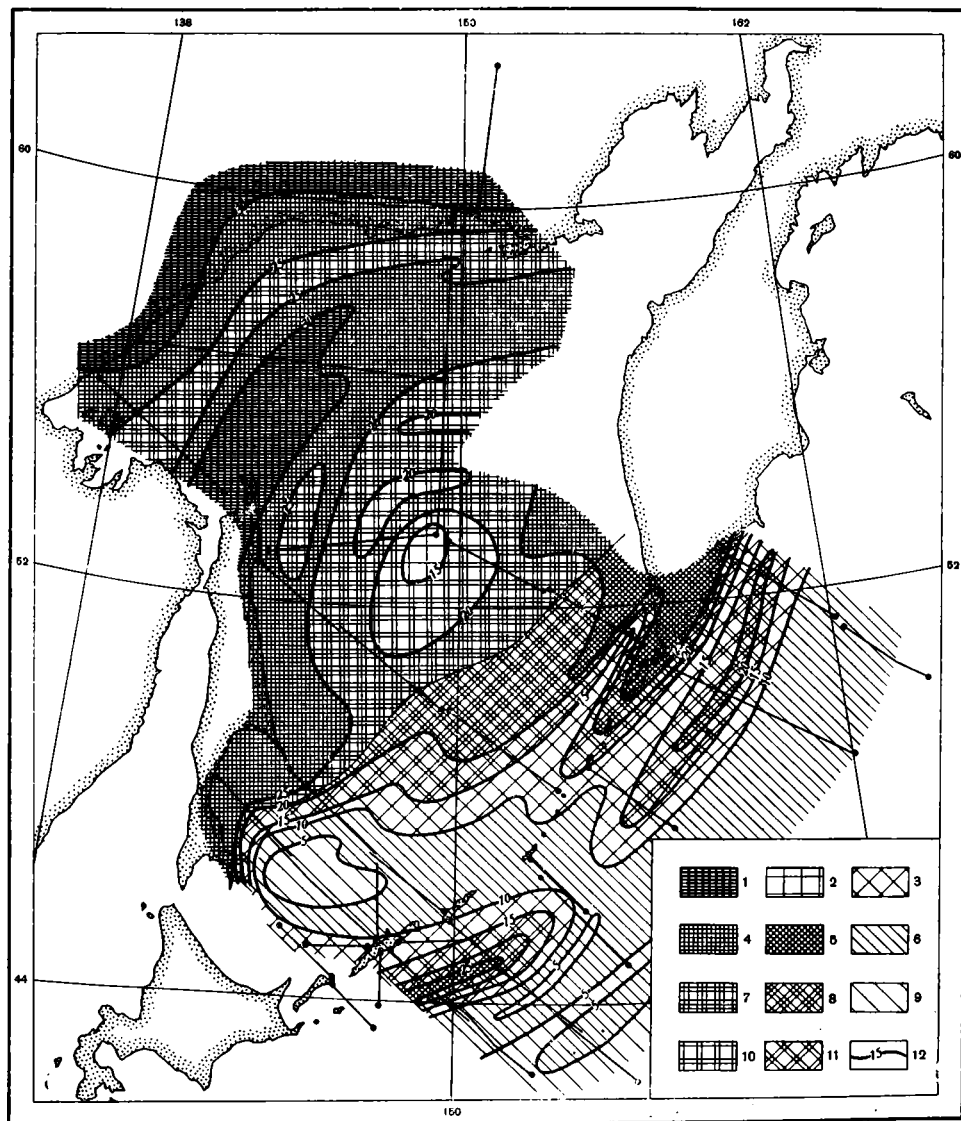


Рис. 37. Мощность «кристаллической» части земной коры

С «гранитным» и «базальтовым» слоями: 1 — более 30 км; 2 — 25—30 км; 3 — 20—25 км; 4 — 15—20 км; 5 — 10—15 км. Без «гранитного» слоя: 6 — 25—30 км; 7 — 20—25 км; 8 — 15—20 км; 9 — 10—15 км; 10 — 5—10 км; 11 — менее 5 км; 12 — изолинии мощностей

На севере Охотского моря от залива Академии к Тауйской губе протягивается вдоль побережья узкая линейная область относительно уменьшенной мощности коры. Как показывают данные профилей 11-М, 12-М и 13-С, уменьшение мощности «кристаллического» комплекса земной коры связано здесь главным образом с подъемом поверхности Мохоровичича и лишь отчасти обусловлено прогибом подошвы осадочного чехла.

Относительное увеличение мощности коры к северо-востоку от Сахалина (до 30 и более километров) также почти полностью обязано своим происхождением поведению поверхности Мохоровичича — ее погружению.

В Центральной части Охотского моря структуры с наиболее тонкой

(менее 20 км) «кристаллической» корой, ориентированные в субширотном направлении, в равной мере связаны с прогибами подошвы осадочного чехла и поднятиями поверхности Мохоровичича. Выше было показано, что в этой части бассейна обе указанные поверхности раздела характеризуются обратными формами рельефа при примерно равных амплитудах. Наиболее тонкой корой отличается самый центр акватории на широте 53—54°, где пересекаются три сейсмических профиля — 10-М, 9-М и 13-Ю. С приближением к точке пересечения профилей наблюдается тенденция к погружению подошвы осадочного чехла и подъему поверхности Мохоровичича, на самых концах профилей данных о глубине залегания этих границ раздела нет. Минимальная мощность «кристаллической» коры наблюдается на профиле 10-М и составляет 16 км. Таким образом, изолиния 15 км проведена здесь нами условно, и целью ее построения было только выделение участка с наиболее тонкой корой.

В юго-восточной части бассейна изолинии мощности «кристаллической» коры четко вырисовывают линейные структуры Курильского простирания.

Юго-западная окраина Охотского моря по мощности «кристаллической» коры резко отличается от всей остальной территории. К югу от залива Терпения прослежена область чрезвычайно больших градиентов мощности коры. На протяжении 50—70 км кора уменьшается в мощности от 25 до 10 км. Далее к югу наблюдается дальнейшее уменьшение мощности коры вплоть до 5 и менее километров. Таким образом, по мощности «кристаллической» коры юго-западная часть Охотского моря очень сходна с корой океана. Высокие градиенты мощности «кристаллической» коры имеют место только в узкой локальной области, ограниченной на востоке подводным продолжением полуострова Терпения. Восточнее градиенты мощности быстро уменьшаются. На западе область высоких градиентов, по-видимому, продолжается к югу вдоль Тонино-Анивского полуострова. Это предположение основано на том, что сейсмические исследования, проведенные на Южном Сахалине, дают оценку мощности «кристаллической» коры не менее чем в 25 км, а уже на профиле 1-М примерно в 150 км восточнее полуострова ее мощность составляет всего 5 км и менее. В то же время, в непосредственной близости от побережья Тонино-Анивского полуострова наблюдается резкое увеличение глубин дна моря, аналогично субширотному участку к югу от залива Терпения. Естественно предположить, что крутой уступ дна моря связан с областью выклинивания мощной коры Южного Сахалина, и что именно здесь происходит быстрое уменьшение ее мощности. Весьма вероятно, что рассмотренная зона высоких градиентов мощности «кристаллической» коры у побережья Южного Сахалина представляет собой северное продолжение зоны глубинных разломов Восточного Хоккайдо. Чрезвычайно интересны в этом отношении данные, полученные на профилях 1-М и 6-М. Характер полученных сейсмических материалов «...позволяет предположить существование глубинных разломов» (Строение земной коры..., 1964, стр. 198) примерно в 150 км от береговой линии Сахалина, протягивающихся с запада на восток под северным бортом Южно-Охотской впадины. Ширина зоны тектонических нарушений уменьшается к востоку. Если на профиле 1-М она составляет около 50 км, то на профиле 6-М, видимо, не превосходит 10—15 км. Таким образом, Южно-Охотская впадина дна моря, четко выраженная в рельефе всех сейсмических границ раздела, ограничена, по-видимому, на западе и северо-западе зонами тектонических нарушений — глубинных разломов. Именно в указанной зоне глубинных разломов происходит выклинивание «гранитного» слоя со стороны Сахалина.

В районе Курильской гряды наблюдается постепенное уменьшение мощностей «кристаллической» коры вдоль гряды с северо-востока на юго-запад. Необходимо, однако, отметить, что для этой области противопостав-

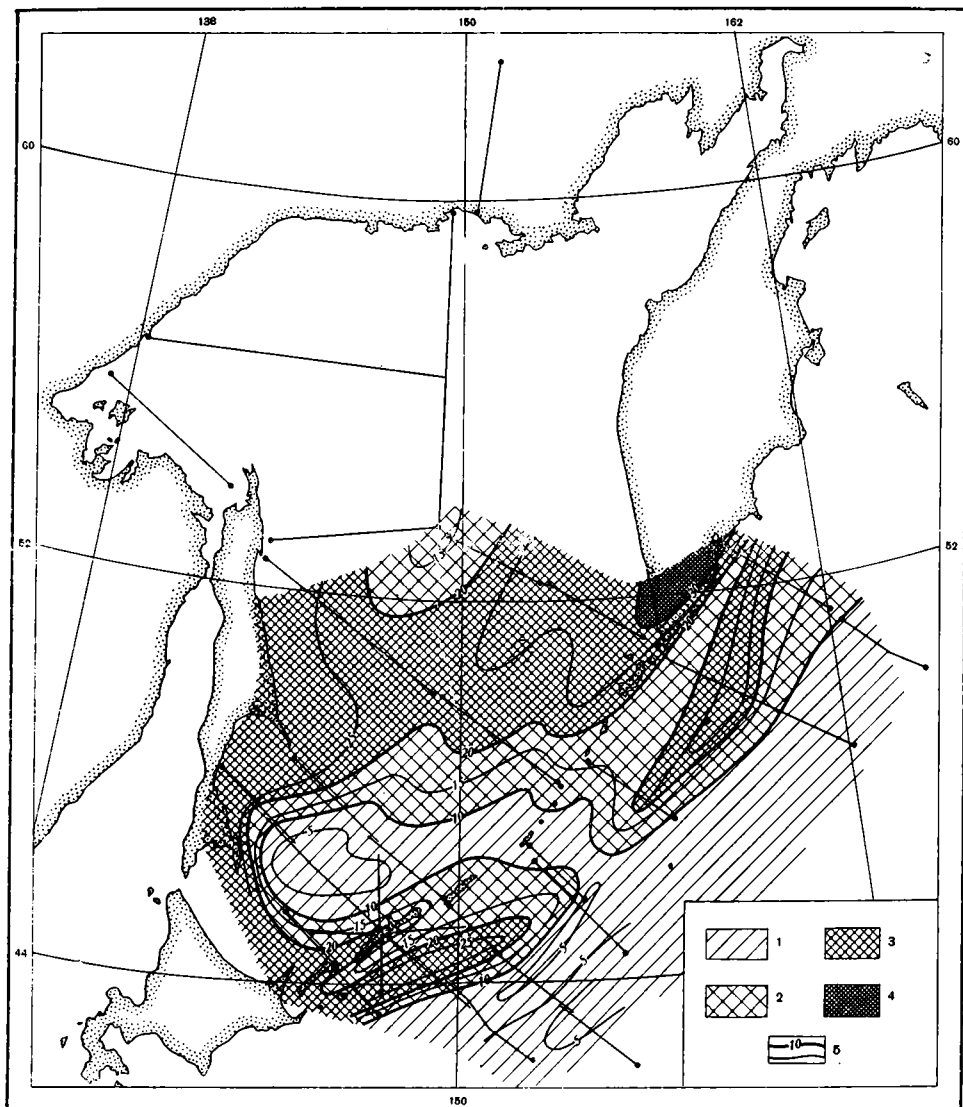


Рис. 38. Мощность «кристаллической» части земной коры с включением вулканогенного комплекса осадочного чехла

1 — менее 10 км; 2 — 10—20 км; 3—20—30 км; 4 — более 30 км; 5 — изолинии мощностей

ление «кристаллической» коры осадочному чехлу менее всего обосновано. Как было показано выше, нижний комплекс осадочного чехла составляют здесь вулканические породы с высокими — порядка 5—5,5 км/сек — скоростями продольных сейсмических волн на верхней границе. От пород, которые принято относить к «гранитному» слою земной коры, т. е. от ее «кристаллической» части, вулканогенные образования Курильской гряды отличаются главным образом своей молодостью и соответственно меньшим метаморфизмом. По составу же и своим физическим свойствам они достаточно близки к «гранитному» слою. Если включить эти породы в состав «кристаллической» части коры, то картина изменения мощности «кристаллической» коры вдоль Курильской гряды существенно меняется (рис. 38). Наиболее тонкая кора при таком построении оказывается характерной для

района среднего звена гряды, а к северо-востоку и юго-западу мощность ее возрастает. Юго-восточная окраина Охотского моря при таком построении не отличается от других частей морского бассейна.

В пределах Курило-Камчатской зоны Тихого океана выделяются две линейные области с мощностью «кристаллической» коры более 15 км. Обе они приурочены к нижней части северо-западного борта глубоководного желоба. Одна из этих областей протягивается вдоль Южной Камчатки и северного звена Курильской гряды вплоть до пролива Крузенштерна. Максимальная мощность коры в осевой части области — 22—20 км. Вторая область располагается к югу от островов южного звена гряды и ограничена на северо-востоке проливом Буссоль. Мощность «кристаллической» коры превосходит здесь 25 км даже без учета вулканогенного комплекса осадочного чехла. Повышенная мощность коры в обеих указанных областях связана с глубоким прогибом поверхности Мохоровичича, амплитуда которого превосходит амплитуду прогиба подошвы осадочного чехла. От Южной Камчатки и островов Курильской гряды рассматриваемые области отделены узкими линейными участками с относительно уменьшенной мощностью коры. Это происходит здесь за счет прогиба подошвы осадков и подъема поверхности Мохоровичича.

Юго-восточнее среднего звена Курильской гряды мощность «кристаллической» коры не превосходит 10—12 км, несколько уменьшаясь по направлению к оси желоба.

Осевая часть глубоководного желоба характеризуется мощностью «кристаллической» коры порядка 10—15 км. При этом наблюдается увеличение мощности вдоль оси желоба от центральной его части к концам.

Под юго-восточным бортом желоба мощность коры составляет около 10 км, так же, как и под прилежащей частью ложа Тихого океана. Таким образом, борта желоба резко отличаются друг от друга по мощности «кристаллической» части земной коры. Юго-восточный борт характеризуется типично океанической корой, северо-западный имеет под собой мощный «базальтовый» корень и перекрыт почти повсеместно двухслойным осадочным чехлом.

Под ложем Тихого океана за пределами глубоководного желоба и краевого вала мощность «кристаллической» коры составляет 5—10 км, причем все вариации мощности связаны с изменением глубины залегания поверхности Мохоровичича, а рельеф подошвы рыхлых осадков пологий, и относительные амплитуды прогибов и поднятий не превышают 1 км.

Глава IX

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ И ИХ СВЯЗЬ С ОСНОВНЫМИ СТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Аномальное магнитное поле Охотского моря, его побережий и Курило-Камчатской зоны Тихого океана наиболее детально рассмотрено О. Н. Соловьевым и А. Г. Гайнановым (1963) и Л. А. Ривошем (1964). Эти авторы отмечают следующие характерные особенности магнитного поля в связи с геологическими структурами.

Сихотэ-Алиньское горное сооружение характеризуется зоной магнитных минимумов в осевой части, обрамленных с запада и востока региональными магнитными максимумами, приуроченными к структурным швам, вдоль которых сосредоточены интрузии основных пород. Осевая зо-

на минимумов связана с интрузиями гранитоидов. Как полагают О. Н. Соловьев и А. Г. Гайнанов, приморский отрезок вулканического пояса лишь осложняет характер магнитного поля, но не определяет его. Восточно-Сихотэ-Алиньский структурный шов выражен в рельефе Татарским проливом, который отделяет складчатую систему Сахалина от Сихотэ-Алиньской, а в магнитном отношении служит границей между положительным полем осевой части Сихотэ-Алиня и слабо отрицательным спокойным полем Сахалина. Вдоль восточного побережья Сахалина протягивается вторая зона крупных линейных положительных аномалий, имеющая на севере субмеридиональное простирание, а южнее Ныйского залива — северо-западное. В районе Ныйского залива, по мнению указанных авторов, существует субширотный разлом, вдоль которого происходило смещение северной части Сахалина на восток и южной — на запад.

Система Восточно-Сахалинских положительных аномалий прослеживается на юго-восток вплоть до наиболее глубокой части Южно-Охотской впадины, где она пересекается почти под прямым углом с аналогичной системой максимумов, протягивающейся сюда от западного побережья Южной Камчатки. Эта последняя система соответствует, согласно предположению О. Н. Соловьева и А. Г. Гайнанова, зоне разломов более древнего заложения, чем Курильская котловина, поскольку она не приурочена строго к определенным структурам дна (на востоке прослеживается вдоль северо-западного борта впадины, а на западе проходит в область наибольших глубин). Большой Курильской гряде соответствует зона локальных — положительных и отрицательных — магнитных аномалий на общем фоне магнитной депрессии. К Малой Курильской гряде приурочены повышенные значения ΔT . Существование зоны локальных аномалий Курильской островной дуги О. Н. Соловьев и А. Г. Гайнанов объясняют проявлениями разновозрастного эффузивного магматизма по системе мелких продольных и поперечных разломов.

К востоку от Курильской островной дуги аномальное магнитное поле подразделяется по своему характеру на две части — южнее широты пролива Буссоль наблюдаются четкие линейные положительные и отрицательные аномалии на всем пространстве от островной гряды к юго-востоку, далеко за пределы Курильского желоба; более северная часть — от широты пролива Буссоль до широты Южной Камчатки — не имеет так ярко выраженного линейного характера и отличается более высоким общим фоном. Здесь положительные и отрицательные линейные аномалии, типичные для океанической коры Тихого океана, начинают прослеживаться на значительно большем удалении от побережья к юго-востоку. О. Н. Соловьев и А. Г. Гайнанов считают наиболее вероятным, что линейный характер магнитных аномалий Тихого океана «...объясняется лавовыми потоками, излившимися по трещинам разломов, и, возможно, затопившими ранее существовавшие котловины, а также рельефом поверхности базальтового слоя и интрузиями основных пород».

Продолжение Курильских аномальных зон прослеживается в Южной Камчатке вплоть до Начикинского грабена, где они срезаются линейной зоной положительных аномалий, протягивающейся далеко на юго-восток в пределы Тихого океана. Эта зона пересекает Курило-Камчатский желоб, но не находит своего выражения в рельефе дна. Оба указанных факта дают основание О. Н. Соловьеву и А. Г. Гайнанову полагать, что структура, отражаемая рассматриваемой системой аномалий, имеет более древнее заложение, чем желоб и складчатые структуры Камчатки курильского направления.

Наименее детально в статье рассматривается аномальное магнитное поле Охотского моря. За исключением полосы линейных аномалий в северной части моря, протягивающейся от низовьев Амура к северо-востоку вплоть до полуострова Кони и системы Восточно-Сахалинских аномалий,

авторы не указывают других особенностей в характере магнитного поля. Лишь мельком отмечается, что характер аномалий центральной части Охотского моря в какой-то степени подтверждает существующую точку зрения, согласно которой эта территория считается альпийской платформой, а окружающие ее впадины — передовыми прогибами окаймляющих горных сооружений. В то же время на карте магнитных аномалий четко вырисовываются различия в характере поля отдельных участков Охотского моря. Чередование полос положительных и отрицательных аномалий субмеридионального простирания на западе центральной части бассейна сменяется восточнее слабо отрицательным полем, в пределах которого отдельные максимумы и минимумы имеют простирания, в целом близкие к Курильским. Близ побережья Южной Камчатки наблюдаются достаточно высокие значения отрицательных магнитных аномалий. Этот минимум имеет в плане изометричную форму и, по-видимому, должен прослеживаться также в пределах Камчатки. Наиболее спокойным аномальным магнитным полем характеризуется северо-восточная часть бассейна Охотского моря, где аномалии изометричны и малы по величине. Однако и здесь в их расположении можно отметить определенную закономерность — подчинение структурному плану северо-восточного направления.

Если в части описания основных особенностей аномального магнитного поля рассматриваемого региона трудно добавить что-либо новое по сравнению с работой О. Н. Соловьева и А. Г. Гайнанова, кроме указанных особенностей поля центральной и северной частей Охотского моря, то с геологической трактовкой аномальных зон, предлагаемой этими авторами, в некоторых случаях трудно согласиться. Прежде всего вызывает возражение методика сопоставления магнитных аномалий с рельефом дна Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана. Поскольку магнитные тела, создающие аномалии, связаны с консолидированной корой, а рыхлые осадки, как правило, немагнитны, более правильно, с нашей точки зрения, искать связи между магнитным полем и рельефом подошвы рыхлых осадочных отложений. При таком сопоставлении отдельные четкие зоны магнитных аномалий могут получить несколько иную интерпретацию.

Линейная зона положительных аномалий, протягивающаяся от Южной Камчатки на юго-запад до пересечения с полосой Восточно-Сахалинских максимумов, не обнаруживает пространственного совпадения с определенными структурами дна моря, но в то же время она, оказывается, достаточно четко приурочена к осевой части прогиба подошвы осадочного чехла под дном Южно-Охотской впадины (Южно-Охотский прогиб). Как было указано выше, Южно-Охотский прогиб состоит из двух наиболее прогнутых частей, разделенных относительным поднятием на широте острова Симушир. К северо-восточной части прогиба, где глубина залегания подошвы осадков составляет восемь и более километров, приурочены наиболее интенсивные положительные аномалии рассматриваемой зоны максимумов. К юго-западу отсюда ось прогиба прослеживается меньшими по величине и имеющими менее четкую линейную форму положительными аномалиями. Относительному поднятию соответствует область наиболее низких по величине магнитных максимумов. Величина максимумов вновь несколько увеличивается с приближением к склону юго-западной части прогиба. Район пересечения данной зоны с полосой Восточно-Сахалинских максимумов характеризуется резким изменением простирания аномалий, но сравнительно небольшим ростом величины максимумов.

Четкая приуроченность рассматриваемой зоны магнитных максимумов к оси Южно-Охотского прогиба подошвы осадочного чехла несколько нарушается лишь на очень небольшом участке близ Южной Камчатки, где эта зона огибает остров Шумшу с северо-запада, располагаясь над бортом прогиба. Поскольку зоной максимумов прослеживается ось Южно-Охот-

ского прогиба, то отпадает необходимость предполагать большую древность разломов по сравнению с временем заложения прогибов.

Северо-западный борт прогиба и протягивающаяся вдоль него область относительного поднятия подошвы осадочного чехла прослеживаются зоной магнитных минимумов и нулевых аномалий. Линейный характер магнитных аномалий наиболее четко выражен вдоль борта прогиба. С осевой зоной поднятия связаны главным образом нулевые и слабо отрицательные аномалии неправильной формы. Здесь линейный характер поля сказывается только в общем простирании полосы близких к нулю аномалий. К северо-западу от поднятия линейный характер поля выражен более четко в простирании и конфигурации слабо отрицательных аномалий.

Еще дальше на северо-запад аномальное магнитное поле вновь становится близким к нулю и даже слабо положительным. Эта полоса соответствует в целом юго-восточному пологому склону незначительного по амплитуде поднятия подошвы осадочного чехла. Северо-западный склон поднятия и протягивающийся вдоль него прогиб, выраженный в рельефе дна проливом Лебеда, характеризуются слабо отрицательными магнитными аномалиями, вытянутыми все в том же северо-восточном направлении.

Все описанные аномальные магнитные зоны центральной части Охотского моря срезаются на западе зоной аномалий существенно иного — субмеридионального — простирания, параллельной Восточно-Сахалинской зоне максимумов.

С удалением от побережья Сахалина к центру акватории зона Восточно-Сахалинских максимумов сменяется полосой отрицательных, а еще дальше к востоку — слабо положительных аномалий. В отличие от только что рассмотренных аномалий северо-восточного простирания данные аномалии не связаны с какими-либо определенными элементами рельефа подошвы осадочного чехла. По-видимому, характер магнитного поля в этой части бассейна обусловлен зоной Восточно-Сахалинских максимумов и не является самостоятельным.

В пределах зоны Восточно-Сахалинских максимумов большой интерес представляет внутренняя структура аномального магнитного поля. Помимо отмеченного О. Н. Соловьевым и А. Г. Гайнановым кулисообразного изгиба положительных аномалий в районе Ныйского залива, зона характеризуется следующими особенностями.

Наиболее интенсивные аномалии наблюдаются близ побережья Северного Сахалина и подводного продолжения Восточно-Сахалинского хребта. Аномалии Северного Сахалина приурочены к крутому уступу в рельефе подошвы осадочного чехла под западным бортом впадины Дерюгина. Видимо, они непосредственно связаны с проходящим здесь разломом, на что указывает также их четкая линейная форма. Конфигурация аномалий позволяет предположить небольшой наклон плоскости разлома под Северный Сахалин.

В районе Ныйского залива и далее к югу вдоль Среднего Сахалина кулисообразный изгиб аномалий сопровождается заметным уменьшением их интенсивности, вплоть до нулевых значений. Южнее 50° северной широты вновь наблюдается увеличение величины максимумов и одновременное нарушение четкой линейной формы аномалий. Второй основной максимум, приуроченный к краю подводного продолжения Восточно-Сахалинского хребта, изометричен, и наибольшие значения ΔT наблюдаются в области резкого перегиба подошвы осадочного чехла на северо-западном борту Южно-Охотской впадины. Далее к югу аномалии вновь приобретают линейную форму и уменьшаются по величине.

Наиболее глубокой части Южно-Охотского прогиба подошвы осадочного чехла (более 9 км от уровня моря) соответствуют близкие к нулю магнитные аномалии. Таким же спокойным, близким к нулю магнитным полем характеризуется большая часть впадины, за исключением полосы

Восточно-Сахалинских максимумов и узкой осевой зоны максимумов. Незначительные по величине аномалии обоих знаков не имеют какого-либо определенного направления простираний. Даже наиболее крутые борта впадины — юго-восточный (Курильский) и часть северо-западного южнее залива Терпения — не выражаются сколько-нибудь заметно в характере аномального магнитного поля. Никаких признаков трещинных эффузивов или интрузий по данным аэромагнитной съемки здесь установить не удается. Последнее обстоятельство противоречит представлению об океанизации земной коры в районе Южно-Охотской впадины, поскольку такой процесс, согласно гипотезе В. В. Белоусова, должен сопровождаться массовыми излияниями базальтовых лав.

Характеристика магнитного поля Большой Курильской гряды существенно различна в разных ее звеньях. Гряда прослеживается зоной магнитных минимумов (Соловьев, 1961; Соловьев, Гайанов, 1963). Ее южное звено располагается на фоне слабо отрицательного поля, продолжающегося на северо-запад в пределы Южно-Охотской впадины. Минимальные значения магнитных аномалий наблюдаются в области широкого развития вулканогенного комплекса пород осадочного чехла. В зоне океанического шельфа на расстоянии 50—100 км от береговой линии происходит смена знака магнитных аномалий, причем узкая линейная полоса близких к нулю аномалий четко приурочена к области, где осадочный чехол представлен только рыхлыми отложениями, а вулканогенный комплекс в разрезе отсутствует.

Подводное продолжение Малой Курильской гряды и мощный «базальтовый» корень под северо-западным склоном глубоководного желоба прослеживаются зоной интенсивных положительных аномалий.

Вдоль островов среднего звена Курильской гряды протягивается четко выраженная парная линейная аномалия, пересекающая слабо отрицательное поле, наблюдаемое к северу и югу от островов. В этом районе магнитные поля Южно-Охотской впадины и северо-западного склона желоба очень сходны и разделяются лишь узким участком островной части гряды.

К району пролива Крузенштерна приурочен крупный магнитный максимум, вытянутый вдоль гряды со стороны океана между островами Магуа и Шпашкотан.

Северное звено Большой Курильской гряды характеризуется близкими к нулю аномалиями на фоне довольно интенсивного положительного поля. В этом районе отмечается прямая связь между величиной магнитных аномалий и мощностью вулканогенного комплекса пород осадочного чехла, нарушаемая только в островной части. Как и в районе южного звена, интенсивные положительные аномалии соответствуют области утолщения «базальтового» слоя.

Расчет глубины залегания магнитных масс позволяет высказать некоторые предположения о природе магнитных аномалий. Такой расчет был выполнен А. Г. Гайановым (1964) по методу касательных. Для отдельных частей региона им получены значения, представленные в табл. 7.

Приведенные цифры показывают широкий диапазон глубин, к которым приурочены как верхние, так и нижние кромки магнитовозмущающих масс. Сопоставление этих данных с материалами ГСЗ позволяет установить, в каких слоях залегают магнитные тела.

В Центральной части Охотского моря на глубинах 3—9 км залегает «гранитный» слой и, таким образом, верхние кромки магнитных масс приурочены здесь к верхним частям его. А. Г. Гайанов (1964) указывает, что нижние кромки располагаются в данном районе в кровле «базальта», однако, как мы видели выше, в Центральной части Охотского моря граница Конрада, как правило, не прослеживается, и о приуроченности нижних кромок магнитных масс к кровле «базальта» можно говорить лишь

Глубина залегания верхних и нижних кромок магнитных масс

Район	Глубина залегания магнитных масс (км) от уровня моря	
	Верхние кромки	Нижние кромки
Центральная часть Охотского моря (Охотская возвышенность, по И. П. Косминской и др.)	3—9	10—16
Северо-Охотский и Присахалинский прогибы	От 3—5 до 13—18	27—34
Большая Курильская гряда	1—4	6—9
Близ океанического побережья Южных и Средних Курил и на северо-западном склоне желоба	4—16	От 18—34 до 40

предположительно. Вполне достоверно только, что магнитные тела связаны здесь лишь с верхней частью «кристаллической» коры, поскольку граница Мохоровичича залегает на глубинах порядка 25 км. Таким образом, нижние 10—15 км коры не содержат магнитных масс.

Последнее обстоятельство чрезвычайно интересно, однако мы не можем согласиться с А. Г. Гайнановым (1964), что оно может служить доказательством существования платформы Охотия. Приуроченность магнитовозмущающих тел к верхней части земной коры наблюдается не только в пределах платформенных областей, но и, согласно данным самого А. Г. Гайнанова, в районах складчатых структур западного побережья Северной Америки (глубина залегания верхних кромок магнитных масс — 5—8 км, нижних — 9—18 км), а также в районах Больших Курильских, Алеутских и Беринговых островов. В то же время, данные о внутренней структуре земной коры и рельефе кровли «кристаллической» коры никак не подтверждают существования платформы в центре Охотского моря.

Совершенно иная картина расположения магнитных тел наблюдается в Северо-Охотском прогибе и близ восточного побережья Сахалина (Присахалинский прогиб, по А. Г. Гайнанову), где глубина залегания нижних кромок магнитных масс в пределах точности определений совпадает с глубиной залегания подошвы земной коры. Верхние кромки располагаются в «гранитном» слое, местами — близ его кровли, иногда несколько глубже. Следовательно, на данных участках региона «кристаллическая» кора оказывается насыщена магнитными массами по всей своей мощности, что дает основание А. Г. Гайнанову (1964) предполагать здесь существование глубинных разломов вплоть до верхней мантии. С разломами, по-видимому, связан интенсивный магматизм, и в этих зонах происходит глубокая перестройка земной коры, вызывающая интенсивные аномалии магнитного поля. Вряд ли можно, однако, только на основании указанного сходства магнитных свойств коры Северо-Охотского и Присахалинского прогибов утверждать, как это делает А. Г. Гайнанов, генетическое единство данных структур. Оба прогиба имеют существенно различные простирания и пересекаются под углом, близким к прямому. Согласно данным ГСЗ, западное продолжение Северо-Охотского прогиба прослеживается в районе Уссури-Амурской депрессии, а от Присахалинского он отделен зоной поднятия северо-восточного простирания. Таким образом, в рельефе подошвы осадочного чехла оба прогиба представляют собой совершенно самостоятельные, не связанные между собой структурные элементы. Исходя из геологических данных, можно предпо-

падать, что Северо-Охотский и Присахалинский прогибы различаются также и по времени их заложения. Кроме того, сам характер магнитного поля к северу от Сахалина позволяет скорее говорить о пересечении здесь двух систем линейных положительных аномалий, чем о повороте Восточно-Сахалинской зоны максимумов на северо-восток.

На основании вышеуказанных фактов мы хотим еще раз подчеркнуть, что наблюдаемое сходство в распределении магнитных масс по глубине в Северо-Охотском и Присахалинском прогибах не может рассматриваться как доказательство существования единой зоны прогиба, протягивающейся вдоль Сахалина и северного побережья Охотского моря, но можно предполагать, что на определенных этапах развития Присахалинского и Северо-Охотского прогибов в их пределах происходили сходные процессы перестройки земной коры, связанные с насыщением ее по разломам магматическими магнитными массами.

В районе Большой Курильской гряды глубина залегания нижних кромок возмущающих магнитных тел составляет 6—9 км. По данным ГСЗ мощность вулканогенного комплекса пород осадочного чехла на островах Северного и Южного звеньев примерно того же порядка. Таким образом, здесь, по-видимому, магнитные массы целиком сосредоточены в слое вулканогенных образований. Спокойный характер магнитного поля с небольшими по величине и изометричными по форме аномалиями, положительными в районе северного звена и отрицательными в районе южного, хорошо объясняется широким развитием слабоманитных эффузивных толщ различной мощности. Характерные для приразломных зон узкие линейные аномалии в региональном поле отсутствуют. Последнее обстоятельство вряд ли можно рассматривать как доказательство отсутствия в данных районах крупных глубинных разломов, оно лишь указывает на отсутствие интенсивного магматизма глубже 6—9 км.

Незначительная глубина залегания магнитных масс и характер магнитного поля свидетельствуют о том, что определяющую роль в создании магнитных аномалий северного и южного звеньев гряды играют эффузивные породы, а не трещинные интрузии глубокого заложения. Таким образом, имеющиеся материалы не дают основания предполагать, что в районах южного и северного звеньев Курильской гряды подобно Северо-Охотской и Присахалинской зонам максимумов происходит процесс перестройки земной коры на больших глубинах за счет внедрения магматических пород по разломам.

Линейные аномалии среднего звена Курильских островов могут рассматриваться как выражение в магнитном поле зоны разломов, но глубина залегания магнитных масс здесь, в отличие от Присахалинской и Северо-Охотской зон разломов, меньше мощности земной коры, т. е. все магнитные массы целиком сосредоточены в пределах коры и не достигают верхней мантии. Но, в противоположность северному и южному звеньям гряды, в районе среднего звена магнитные массы залегают как в слое вулканогенных пород, так и в базальтовом слое, в чем нас убеждает сравнение данных о структуре коры и глубине залегания нижних кромок магнитных масс. По данным ГСЗ, мощность вулканогенного комплекса пород сокращается по мере приближения от периферических частей гряды к ее центру, и в районе среднего звена она вряд ли выше первых километров, а основной частью земной коры является здесь «базальтовый» слой. Таким образом, в магнитном отношении среднее звено Курильских островов выделяется в особую зону, не имеющую себе аналогов в пределах рассматриваемого региона.

Близ океанического побережья Южных и Средних Курил и на северо-западном склоне желоба магнитные массы располагаются частично в вулканогенном комплексе осадочного чехла, пронизывают насквозь «базальтовый» слой и продолжают в верхних частях мантии вплоть до глубин

порядка 40 км. По глубине залегания магнитных масс и, следовательно, по природе создаваемых ими аномалий, данная зона резко отличается от внутренней, островной части Курильской гряды. Граница между ними прослеживается узкой полосой близких к нулю аномалий.

На основании анализа аэромагнитных данных по рассматриваемому региону можно сделать следующие общие выводы.

Разные структурные планы, проявляющиеся в строении земной коры бассейна, хорошо согласуются с простиранием зон положительных и отрицательных аномалий ΔT .

В большинстве случаев удается установить связь магнитных аномалий с крупными элементами рельефа подошвы осадочного чехла, несмотря на то, что верхние кромки магнитных масс далеко не везде приурочены к этой границе раздела.

Отдельные полосы интенсивных положительных аномалий связаны, по-видимому, с крупными зонами разломов и обусловлены внедрением в земную кору из мантии магматических магнитных масс.

Северное, среднее и южное звенья Курильской гряды и прилегающие к ним районы Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана существенно отличаются друг от друга по характеру магнитного поля и природе магнитных аномалий. Наиболее специфический характер носит магнитное поле среднего звена гряды.

Южно-Охотская впадина по характеру магнитного поля, так же как и по структурным особенностям земной коры, сходна с океанической частью региона.

Глава X

ТИПЫ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДЕЛАХ ОХОТСКОГО РЕГИОНА

Анализ материалов геофизических исследований Охотского региона позволяет выделить основные типы структур земной коры, различающиеся глубинным строением, характером гравитационного поля и, в ряде случаев, магнитными характеристиками. В противоположность большинству ранее предлагавшихся схем, мы не принимаем в качестве основного фактора для расчленения земной коры на отдельные типы отсутствие или существование гранитного слоя, но считаем необходимым использовать в равной мере весь комплекс имеющихся данных.

На примере рассматриваемого региона представляется возможным выделить следующие типы земной коры: материковый, переходный, тип островных дуг и океанический. Схема расположения перечисленных типов коры представлена на рис. 39, краткая характеристика каждого типа приводится ниже.

Материковая кора в пределах рассматриваемого региона развита лишь на севере и северо-западе (Северо-Восток СССР). Она характеризуется максимальной мощностью (от 30—35 до 50 и более километров), отрицательными значениями гравитационных аномалий в редукции Буге, достигающими по абсолютной величине нескольких десятков миллигал и выше, четко выраженной слоистостью, тремя основными слоями — осадочным, «гранитным» и «базальтовым», по-видимому, обратными соотношениями форм рельефа кровли и подошвы кристаллической коры, пологим рельефом глубинных границ раздела (поверхностей Конрада и Мохоровичича) и значительно большей расчлененностью рельефа кровли и подошвы

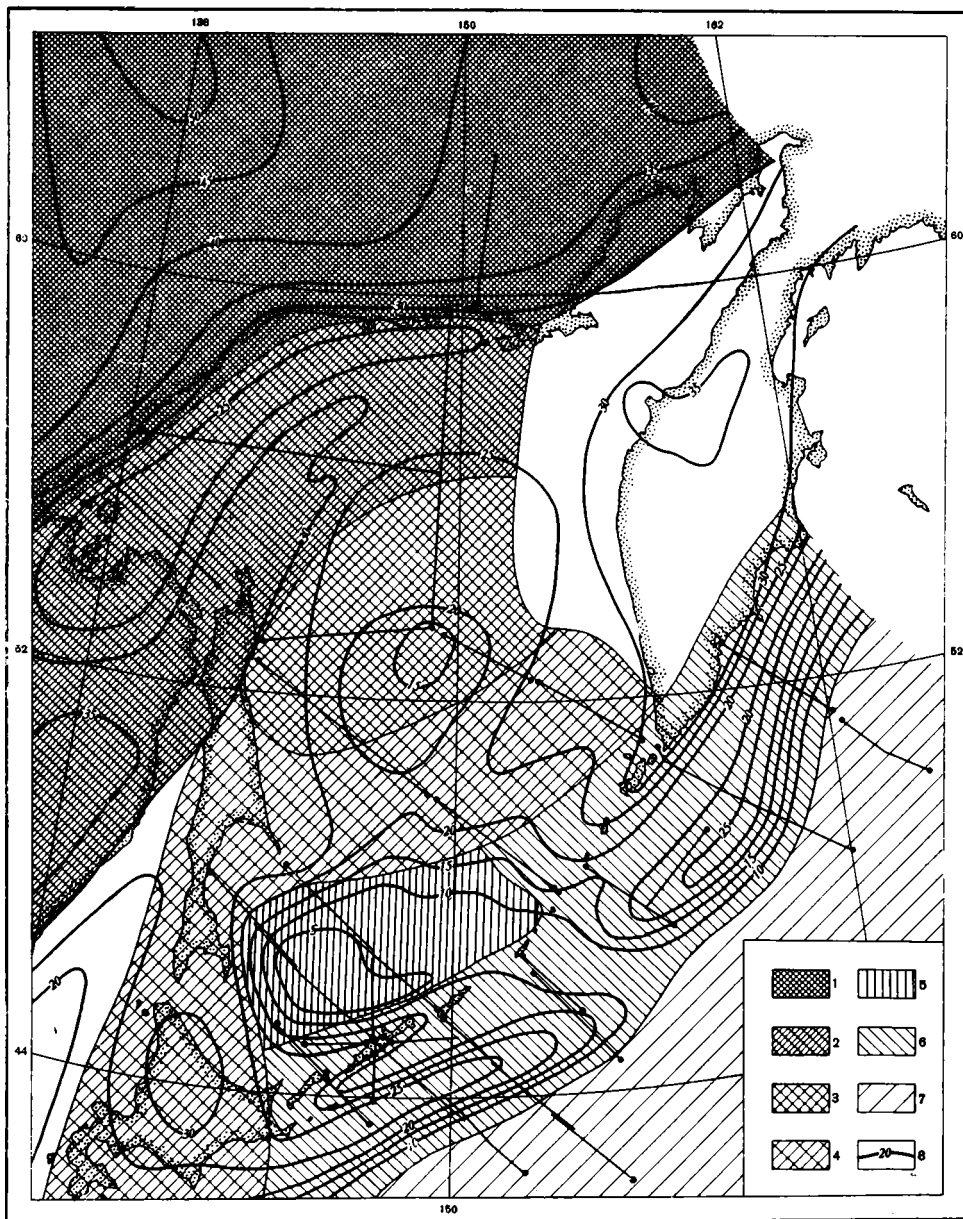


Рис. 39. Типы структур земной коры

1 — континентальный; 2—4 — переходный: 2 — Сихотэ-Алиньской складчатой системы, 3 — района впадины Дерюгина, 4 — острова Хоккайдо — Западно-Камчатской складчатой системы; 5—6 — тип островных дуг: 5 — район Южно-Охотской впадины, 6 — Курильской геосинклинальной системы; 7 — океанической; 8 — изолинии мощностей кристаллического щита

осадочного чехла. Для интересующей нас части Охотского региона этот тип коры не характерен, поэтому мы не рассматриваем его более подробно и лишь укажем, что к нему следует, по-видимому, относить кору преобладающей части континентов, подразделяя ее на подтипы, и, возможно, еще более мелкие подразделения. Последнее, однако, выходит за рамки нашей работы и требует тщательного рассмотрения всех имеющихся данных.

К переходному типу нами отнесена кора большей части Охотского моря, Сихотэ-Алиня, Сахалина, Хоккайдо. Этот же тип коры, по-видимому, развит в пределах Западной и Центральной Камчатки.

Основной особенностью земной коры переходного типа является ее сокращенная мощность. Даже в складчатых областях Сихотэ-Алиня и Камчатки, где средняя высота рельефа достигает 1500 м, общая мощность коры не превышает 35—40 км, т. е. значительно ниже, чем в пределах Северо-Востока СССР. Средняя мощность коры без учета рыхлых осадков составляет около 25 км, а с включением слоя рыхлых отложений лишь несколько превышает эту величину.

Для переходного типа характерно почти повсеместное развитие «гранитного» слоя, однако на отдельных участках он отсутствует или имеет аномальные скорости. Граничные скорости на подошве осадочного чехла изменяются в чрезвычайно широких пределах — от 5,5 до 6,6 км/сек, что свидетельствует о крайней неоднородности этой границы раздела. Как правило, граница раздела между «гранитным» и «базальтовым» слоями нечеткая и прослеживается лишь на отдельных участках, где ее положение свидетельствует о преобладании в составе земной коры пород «базальтового» слоя и резких колебаниях его мощности.

Региональное гравитационное поле характеризуется небольшими абсолютными значениями аномалий, отсутствием резких ступеней. Локальные аномалии, достигающие местами 80—100 мгл, объясняются, как правило, неоднородностями состава самых верхних слоев земной коры. В магнитном отношении, напротив, на фоне общего слабомагнитного поля наблюдаются крупные линейные зоны высоких положительных аномалий, видимо, указывающие на существование зон глубинных разломов.

По характеру геофизических полей переходный тип коры может быть разделен на три подтипа, краткая характеристика которых будет приведена ниже.

Тип островных дуг или современных геосинклинальных систем объединяет участки с существенно различным строением земной коры и характеризуется не только наиболее резкими различиями в мощности коры, но и высокими градиентами мощности, обусловленными сложным и крутым рельефом всех глубинных границ раздела. Второй отличительной особенностью этого типа коры является почти полное отсутствие типичного «гранитного» слоя, который, возможно, развит только на отдельных участках в нижних частях вулканогенного комплекса осадочного чехла и не отделен от последнего сколько-нибудь четкой сейсмической границей. Тип коры островных дуг можно подразделить на два подтипа. Первый — районы островных дуг и глубоководных желобов, второй — участки океанического дна, отгороженные от океана молодой островной дугой, кора которых еще не подверглась существенной переработке. Геофизические характеристики обоих подтипов приводятся ниже.

Океанический тип коры выделяется нами аналогично предшествующим исследователям. Его особенностями являются малая мощность коры, ее простое двухслойное строение (рыхлые осадки мощностью до 2 км и «базальтовый» слой — 510 км), высокие положительные аномалии силы тяжести. В пределах рассматриваемого региона океаническая кора развита на юго-восточном склоне глубоководного желоба и в прилегающей части Тихого океана.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО РЕГИОНА

Глава XI

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ СЕЙСМОАКТИВНОЙ ЗОНЫ

В геологическом разделе работы мы обращали внимание на те движения, в результате которых были созданы современные структуры Охотского региона. Результаты сейсмических исследований, рассматриваемых в этой главе, позволяют, как нам кажется, провести анализ современных движений в глубоких горизонтах земной коры и в мантии.

Зона очагов землетрясений, происходящих в районах Курило-Камчатской островной дуги и глубоководной впадины, Охотского и северо-запада Японского морей, а также Приморья в пределах Советского Союза выделена как Дальневосточная сейсмоактивная зона. Она по праву относится к наиболее сейсмоактивным областям земного шара. Здесь происходят многочисленные землетрясения на глубинах от 10 до 600—650 км, многие из них достигают предельной силы (М-8—8,5).

За период инструментальных наблюдений с 1911 г. накоплена достаточная информация, на основании детального анализа которой можно делать определенные выводы об особенностях проявлений сейсмической активности. Такие исследования необходимы для решения вопросов о природе сейсмичности и о ее связи с современным развитием поверхностных структур. Поэтому в данной главе рассмотрены основные пространственные и энергетические характеристики фокальной зоны, выявленные многими авторами.

Предельно сильные, близповерхностные землетрясения, как правило, сопровождаются цунами. С 1911 г. здесь зарегистрировано 22 цунамигенных землетрясения. Поскольку непосредственной причиной цунами является, по-видимому, внезапное резкое изменение конфигурации дна в эпицентральной области, места проявления цунамигенных землетрясений соответствуют участкам, испытывающим в течение последних десятилетий наиболее интенсивные дислокации поверхности Земли. Так как плейсто-сейстовые области таких землетрясений покрыты водными толщами океанов и морей и недоступны для геологических исследований, о характере дислокаций можно судить только по ряду косвенных признаков. К ним относятся характер волн цунами и конфигурация областей их возбуждения, макросейсмические проявления и нивелировочные измерения на суше и т. д. О типах дислокаций, возникающих в очагах землетрясений, не сопровождающихся цунами, по косвенным, очень скудным признакам судить трудно, а зачастую такие признаки вообще отсутствуют. Между тем, данные о конкретных движениях по разрывам в очагах землетрясений играют большую роль в решении вопроса о природе глубинных процессов.

В настоящее время почти единственным источником информации об ориентации плоскостей разрывов на больших глубинах в пределах акваторий и о характере подвижек по ним являются данные наблюдений над землетрясениями. Генетическая связь между землетрясениями и разрывными дислокациями не вызывает сомнений. Общеизвестно, что поверхностные и промежуточные землетрясения возникают в результате образования протяженных разрывов (Benioff, 1964). Смещение граней по плоскости разрыва вызывает сейсмические объемные волны (продольные и поперечные). Такое представление о механизме очага землетрясения лежит в основе многочисленных теоретических моделей.

Изучение полей первых смещений продольных волн, возникающих в очагах как поверхностных и промежуточных, так и глубоких землетрясений, показало, что в большинстве случаев оно имеет квадрантное распределение, соответствующее разрыву со скольжением граней. Сейчас разработаны общеизвестные методики, с помощью которых можно довольно легко по знакам первых смещений в продольных волнах установить ориентацию двух возможных плоскостей разрыва. Последние являются нулевыми или нодальными поверхностями, при переходе через которые происходит смена знаков первых смещений, а на самих плоскостях смещения равны нулю. Для определения ориентации плоскостей разрыва нами использована методика В. А. Введенской. Построения осуществлялись в стереографической проекции нижней полусферы единичного радиуса.

Разрыв сплошности среды происходит в результате накопления напряжений, которые снимаются в момент образования разрыва. Чрезвычайную важность имеет вопрос о характере и направлении действия указанных напряжений. В рамках теоретической сейсмологии он связан с выбором той или иной системы сил, вызывающей поле смещений, тождественное полю смещений продольных волн при землетрясениях.

Разработанные к настоящему времени теории механизма очага основываются на различных предположениях о характере действующих в очагах сил. Выбрать тот или иной тип силового источника очага землетрясения можно только на основании тщательного анализа согласованности эмпирических данных о полях смещений в продольных и поперечных волнах с теоретическими их значениями. Такой анализ для дальневосточных землетрясений показал, что в преимущественном большинстве случаев распределение знаков смещений в продольных и поперечных волнах соответствует силовому источнику в виде двойной пары взаимноперпендикулярных сил сжатия и растяжения, распределенных в пределах площадки разрыва и ориентированных к ней под углом 45° . Теоретические обоснования этот тип силового источника получил в работах А. В. Введенской (1956, 1960). На основании теории и методики А. В. Введенской нами исследован механизм очагов более чем 500 дальневосточных землетрясений (Аверьянова, 1967).

Существующая система наблюдений позволяет надежно определять механизм очагов дальневосточных землетрясений с магнитудой 5 и выше. До 1952 г. система наблюдений была менее благоприятной, чем в последующий период, когда была создана сеть региональных сейсмических станций на Дальнем Востоке. В связи с этим механизм очага найден примерно для 30 % землетрясений, происшедших до 1952 г., и для 70 % от общего их числа в последнее десятилетие. В соответствии с низшим энергетическим уровнем землетрясений, для которых оказалось возможным определить механизм очага ($M=5$), он выбран нами при рассмотрении общей сейсмической картины региона.

Далее мы попытаемся выявить основные особенности в распределении гипоцентров землетрясений, расположении участков повышенного выделения сейсмической энергии, характере дислокаций в очагах землетрясений и связи их с общим строением зоны.

Пространственное распределение гипоцентров дальневосточных землетрясений исследовалось целым рядом авторов. В качестве одной из важнейших характеристик зоны указывается высокая сейсмическая активность на чрезвычайно широком интервале глубин. Здесь происходят землетрясения с очагами в пределах земной коры, верхней части мантии и ее более глубоких горизонтов, вплоть до глубин порядка 600—650 км. Можно считать установленным, что гипоцентры дальневосточных землетрясений в целом образуют некоторую фокальную зону, погружающуюся под континент от района Курило-Камчатской островной дуги и глубоководного желоба. В то же время, более, детальный анализ распределения гипоцентров выявляет неравномерную концентрацию последних как по глубине, так и по площади. Эта неравномерность в характере проявлений сейсмической деятельности в пределах активной зоны хорошо проявляется уже на карте эпицентров землетрясений.

На рис. 40 приведена карта, составленная по данным с 1911 по 1962 г. включительно. Как легко видеть при самом беглом рассмотрении карты, эпицентры наиболее глубоких очагов (глубже 500 км) располагаются только в пределах Охотского моря севернее Южно-Охотской впадины. Для юго-западной части бассейна и северных районов Хоккайдо характерны землетрясения с глубинами очагов 300—400 км. На Южном Хоккайдо, Курильской гряде и юго-восточной оконечности Камчатки наблюдаются землетрясения с глубинами очагов только до 250 км, как и во всей прилегающей части Тихого океана, включающей район глубоководного желоба. Таким образом, эпицентральные зоны землетрясений, имеющие очаги на глубинах до 200—250, 300—400 и более 500 км, территориально разобщены и практически не перекрываются.

Наибольшее количество очагов землетрясений и максимальная их концентрация наблюдаются к юго-востоку от островной гряды под северо-западным склоном глубоководного желоба. В этой области глубина очагов не превышает 200 км, и здесь сосредоточены почти все эпицентры наиболее сильных землетрясений. Примерно вдоль оси желоба проходит граница между указанной областью высокой сейсмической активности и значительно менее активной краевой частью зоны. Под юго-восточным склоном желоба и прилежащим участком Тихоокеанской океанической платформы очаги землетрясений сравнительно редки, а наиболее сильные — с магнитудой выше 7,5 — единичны. При этом глубина очагов, за редким исключением, меньше 100 км.

Область, примыкающая к островной дуге со стороны Охотского моря, почти полностью асейсмична и отделяет Курило-Камчатскую часть Дальневосточной сейсмоактивной зоны, где все проявления сейсмической деятельности связаны с верхними (до 250 км) слоями мантии, от областей возникновения глубоководных землетрясений. Севернее этой асейсмичной области наблюдается сильное рассеяние эпицентров землетрясений, очаги которых располагаются на глубинах не менее 300 км. Землетрясения с очагами на глубинах 200—300 км крайне редки. Эпицентры землетрясений с глубиной очагов 300—500 км протягиваются цепочкой вдоль северо-западного борта Южно-Охотской впадины, наблюдаются в самой глубокой ее части, очень часты в заливе Анива, южнее него — на широте пролива Лаперуза и в северных районах Хоккайдо. Изредка такие землетрясения возникают близ восточного побережья Среднего Сахалина, в северной части залива Терпения и на территории Южной Камчатки. При этом глубина очагов рассматриваемых землетрясений увеличивается в северо-восточном направлении, а сами очаги концентрируются в основном на отдельных, сравнительно небольших участках. Близ южной оконечности Сахалина локализованы землетрясения с глубинами очагов порядка 320—

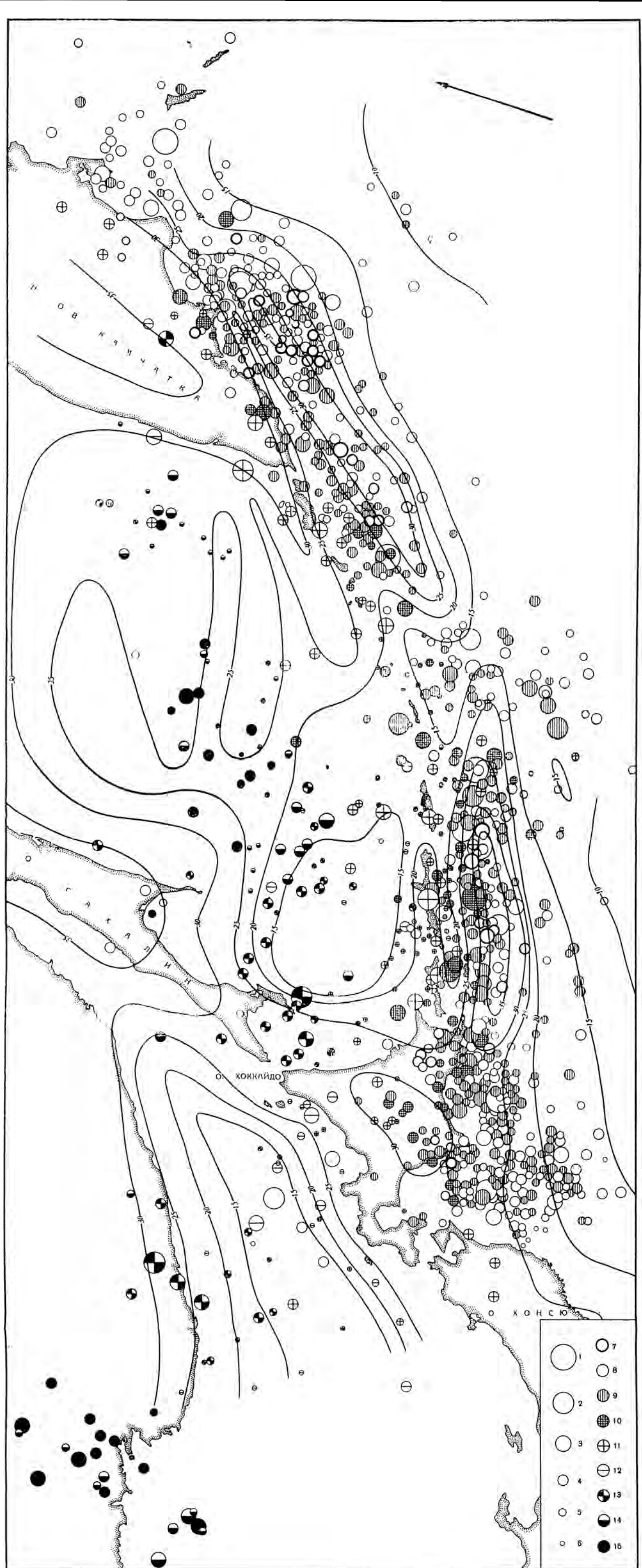


Рис. 40. Карта эпицентров дальневосточных землетрясений (в изолиниях показана глубина залегания поверхности Мохоровичича)

Классификация землетрясений по интенсивности (магнитуда M):
 1 — более 8; 2 — $7,5 < M \leq 8$; 3 — $7 < M \leq 7,5$; 4 — $6 < M \leq 7$; 5 — $5,5 < M \leq 6$; 6 — менее 5,5.
 Классификация по глубине очагов: (км); 7 — менее 10–20; 8 — $10 < h < 30$; 9 — $30 \leq h \leq 80$;
 10 — $80 \leq h < 120$; 11 — $120 < h \leq 200$; 12 — $200 \leq h < 300$; 13 — $300 \leq h < 400$; 14 — $400 \leq h \leq 550$;
 15 — более 550

370 км. Северо-восточнее на долготе островов Кунашир и Итуруп почти все землетрясения связаны с глубинами порядка 400—500 км. Основная масса очагов сосредоточена под северным бортом Южно-Охотской впадины, в области подъема поверхности Мохоровичича, достаточно резкого уменьшения мощности земной коры и выклинивания ее «гранитного» слоя.

Далее к северу и северо-востоку наблюдаются наиболее глубокие землетрясения Дальневосточной сейсмической зоны. Глубина очагов здесь, как правило, превышает 500 км, а их эпицентры локализованы в основном на двух участках — между подводными возвышенностями Института океанологии и Академии Наук СССР и близ побережья Южной Камчатки на долготе примерно 153—154°. К западу от Сахалина предельная глубина очагов землетрясений также увеличивается и достигает максимального значения (600 км) в южной части Приморья. Здесь, как и под Охотским морем, сейсмическая активность мантии проявляется на отдельных локальных участках.

Интересной особенностью Дальневосточной сейсмической зоны является также чрезвычайно небольшое число землетрясений с очагами в пределах земной коры — близ ее поверхности и на небольших (до 10—20 км) глубинах. Такие землетрясения наблюдаются только на Хоккайдо и в юго-восточной части Камчатки. Мощность коры в этих районах достигает 30 и более километров, а гипоцентры землетрясений сосредоточены главным образом на глубинах 10—20 км, т. е. заведомо внутри кристаллической части коры.

Согласно данным японских исследователей, на Хоккайдо мощность «гранитного» слоя в районе развития коровых землетрясений составляет примерно 15 км, таким образом, основные проявления сейсмичности в пределах коры, по-видимому, приурочены здесь к границе между «гранитным» и «базальтовым» слоями.

Строение земной коры на Камчатке мало исследовано, и приуроченность коровых землетрясений к границе Конрада можно предполагать только по аналогии с Хоккайдо. Во всех остальных частях Дальневосточной сейсмической зоны земная кора асейсмична, за исключением, может быть, лишь самых нижних горизонтов в непосредственной близости от поверхности Мохоровичича.

Как показывает сопоставление данных о глубинах очагов землетрясений со схемой глубины залегания поверхности Мохоровичича, значительная часть гипоцентров сосредоточена вблизи этой поверхности. Принимая во внимание возможные ошибки в определении глубин очагов и подошвы земной коры, нельзя с уверенностью относить эти землетрясения к коровым или подкоровым. Можно лишь утверждать, что высокая сейсмическая активность характеризует зону перехода от коры к мантии Земли. Несколько ниже мы рассмотрим подробнее проявления сейсмичности близ поверхности Мохоровичича и ее связь со строением коры, сейчас же только отметим, что распределение землетрясений с очагами, располагающимися вблизи подошвы коры, неравномерно вдоль всей сейсмоактивной зоны. Прежде всего, такие землетрясения наблюдаются главным образом в области, примыкающей к островной дуге со стороны Тихого океана, и очень редки на внутренней части дуги и в пределах Охотского моря. Помимо того, концентрация очагов рассматриваемых землетрясений существенно изменяется и вдоль зоны. Наибольшее их количество обнаружено на северном и южном краях зоны и заметно уменьшается к ее центру, что хорошо видно на карте эпицентров.

График, представленный на рис. 41 и составленный по данным за 1911—1963 гг., иллюстрирует основные особенности в распределении дальневосточных землетрясений по глубине.

По оси ординат отложена глубина, а по оси абсцисс — число очагов и соответствующая им величина суммы корней квадратных из энергии. Рас-

чет энергии E каждого отдельного землетрясения производился на основании определения магнитуд M по известной формуле $\lg E = 11,8 + 1,5$ (Соловьев, 1961).

Таким образом, график на рис. 41 отображает среднестатистическое распределение числа очагов и суммарного показателя сейсмической энергии по глубинам за период инструментальных наблюдений в целом по зоне. Как легко видеть, почти вся сейсмическая энергия зоны выделяется

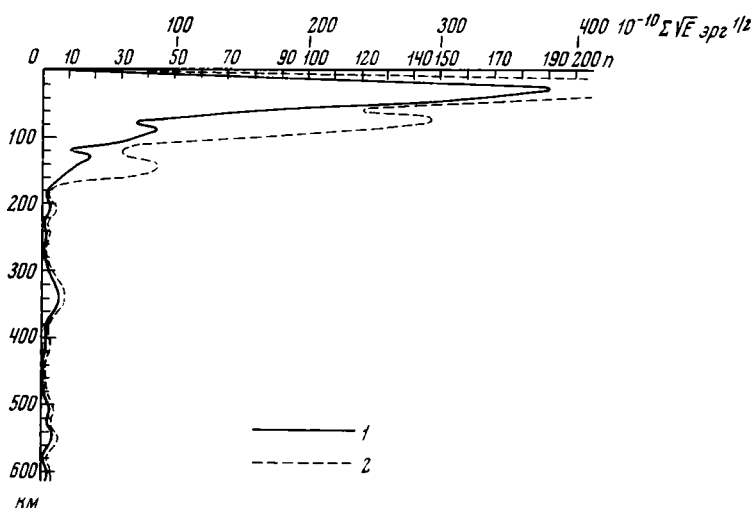


Рис. 41. Кривые распределения по глубине числа землетрясений (1) и суммы корней квадратных из энергии (2)

на глубинах до 50 км, к которым приурочена и основная масса очагов. Вершина главного максимума соответствует глубине порядка 30 км, поэтому можно сделать вывод о том, что максимальной сейсмической активностью характеризуются самые верхние слои мантии и, возможно, нижние горизонты земной коры. После первого основного максимума выявляется еще целый ряд максимумов и минимумов, которые свидетельствуют о неодинаковой сейсмической активности в мантии. Максимумы активности отмечаются на глубинах около 80, 140, 330, 500 и 600 км. Наиболее активные слои разделены участками глубин, где сейсмичность низка или полностью отсутствует.

Как мы видим, уже при самом общем рассмотрении проявлений сейсмичности в пределах Дальневосточной зоны совершенно четко обнаруживается крайняя неравномерность в распределении очагов землетрясений и в энергетической характеристике отдельных глубин. Еще более наглядную и детальную картину дает анализ сейсмических разрезов зоны.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНЫ

Основными характеристиками сейсмической активности зоны являются число землетрясений и количество выделившейся в их очагах энергии. Последний показатель, на наш взгляд, более объективен, чем общее число гипоцентров, так как он значительно меньше зависит от избрания того или иного нижнего предела магнитуд рассматриваемых землетрясений. Кроме того, на основании изучения величины сейсмической энергии и ее пространственного распределения могут быть сделаны важные выводы как о физических свойствах вещества мантии, так и о характере и интенсивности

происходящих в ней процессов, которые вызывают возникновение очагов землетрясений.

Детальный анализ распределения сейсмической энергии по площади в пределах Курило-Камчатской части Дальневосточной сейсмической зоны был произведен Н. В. Кондорской и Н. С. Ландыревой (1962). Ими построена карта плотности сейсмической энергии по данным наблюдений почти за 50-летний период. Аналогичные исследования провел Р. З. Тараканов за 10 лет (1952—1962 гг.). Полученные указанными авторами результаты очень сходны, и это свидетельствует о том, что выявляющиеся закономерности не являются случайными, зависящими от периода наблюдений, но отражают объективную картину неравномерного проявления сейсмической активности вдоль Курильской островной дуги.

На рис. 42 представлена карта распределения сейсмической энергии по зоне, при составлении которой учтены все очаги, имеющие магнитуду 5 и более. Менее интенсивные землетрясения вносят чрезвычайно небольшой вклад в общее количество энергии, несмотря на большое их число, поэтому эти землетрясения не учитываются. На карте совершенно отчетливо выделяются локальные области с максимальным проявлением сейсмической активности, разделенные значительно менее активными участками. Области с максимальной плотностью сейсмической энергии располагаются к юго-востоку от океанического побережья Камчатки, островов Курильской гряды и Хоккайдо. По конфигурации эти области близки к эллипсам, большие оси которых ориентированы вдоль простираения основных структур зоны.

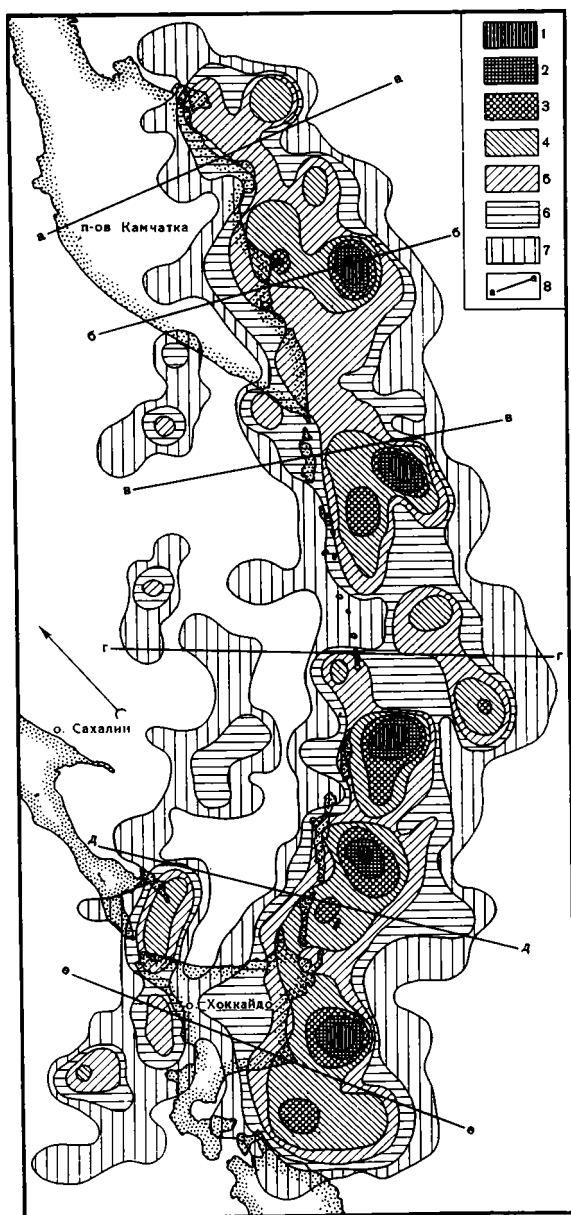


Рис. 42. Карта распределения по зоне суммарной сейсмической энергии, выделившейся в очагах землетрясений с магнитудой $M \geq 5$ за период с 1911 по 1963 г. (условная единица измерения содержит 10^{18} эргов)

1 — $\Sigma E \geq 550$; 2 — $400 \leq \Sigma E < 550$; 3 — $200 \leq \Sigma E < 400$;
4 — $90 \leq \Sigma E < 200$; 5 — $40 \leq \Sigma E < 90$; 6 — $10 \leq \Sigma E < 40$;
7 — $4 \leq \Sigma E < 10$; 8 — линии сейсмических разрезов

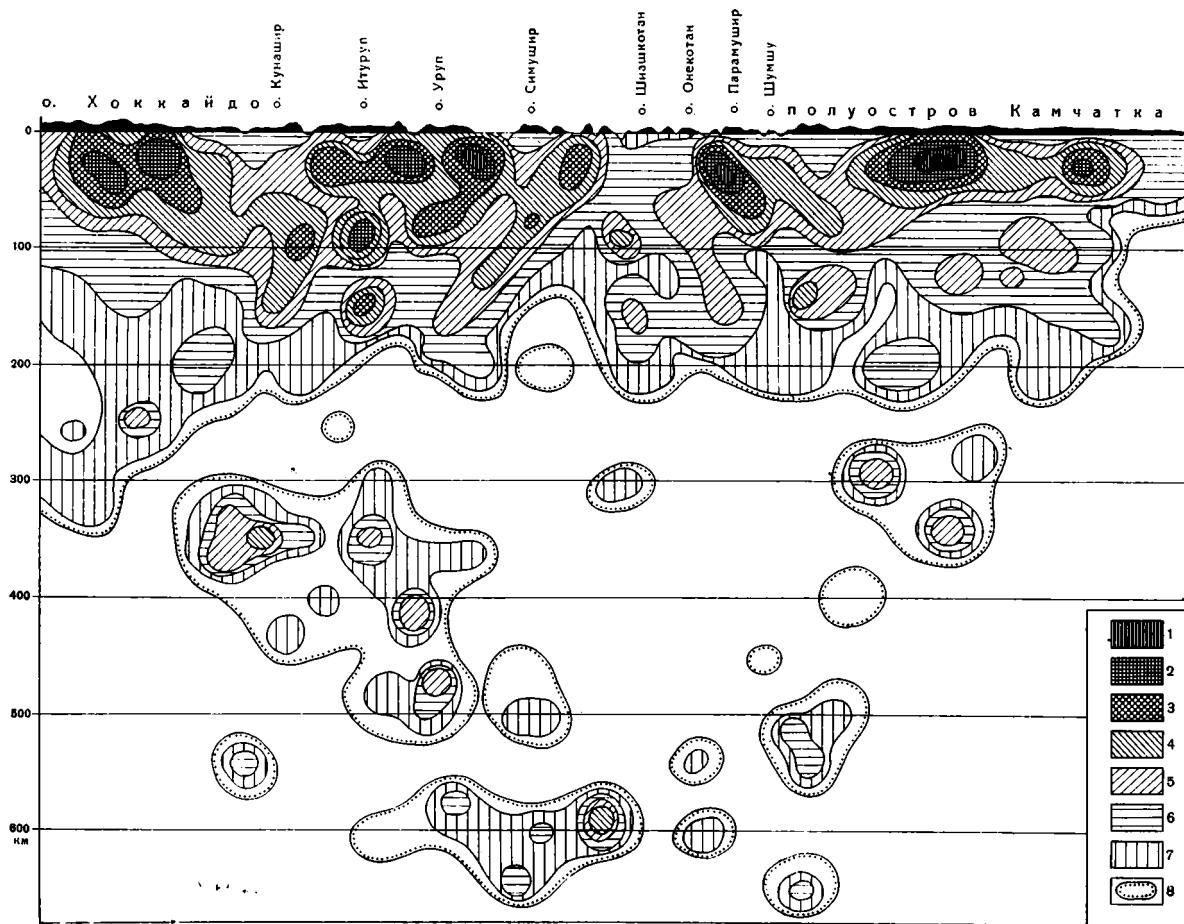
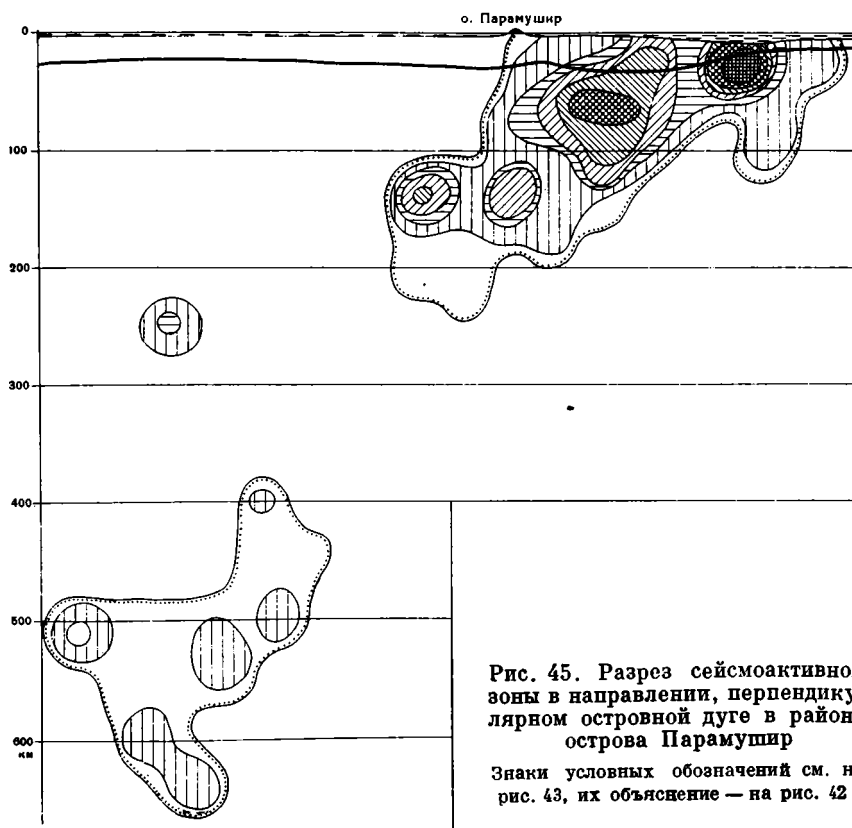
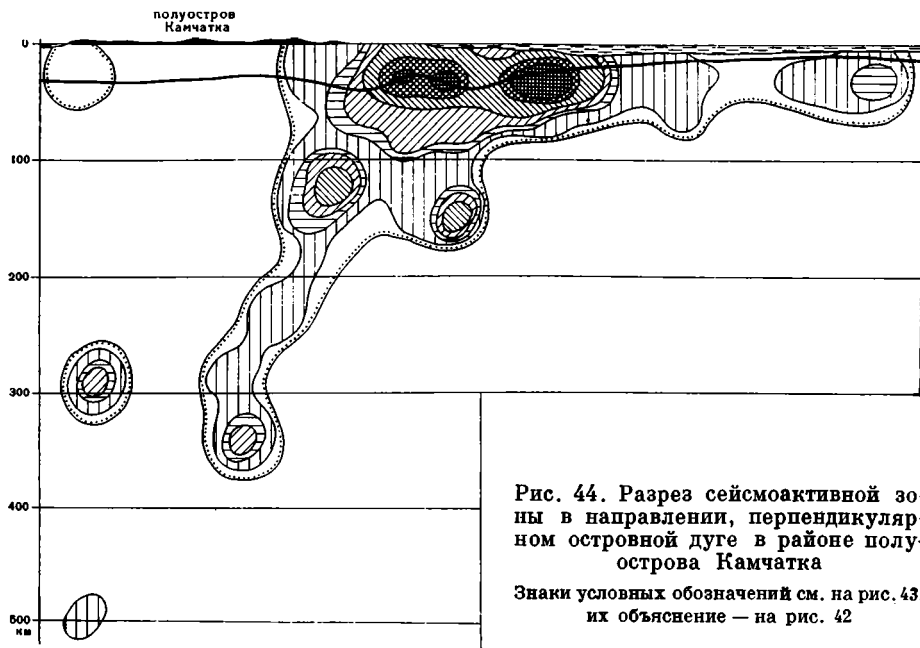


Рис. 43. Разрез сейсмоактивной зоны вдоль Курило-Камчатской островной дуги

Проекция областей, в пределах которых сумма сейсмической энергии в очагах землетрясений за период с 1911 по 1963 г. составляет: см. условные обозначения (значки 1—7) на рис. 42; 8 — $\Sigma E < 4$.

Положение разрезов указано на рис. 42



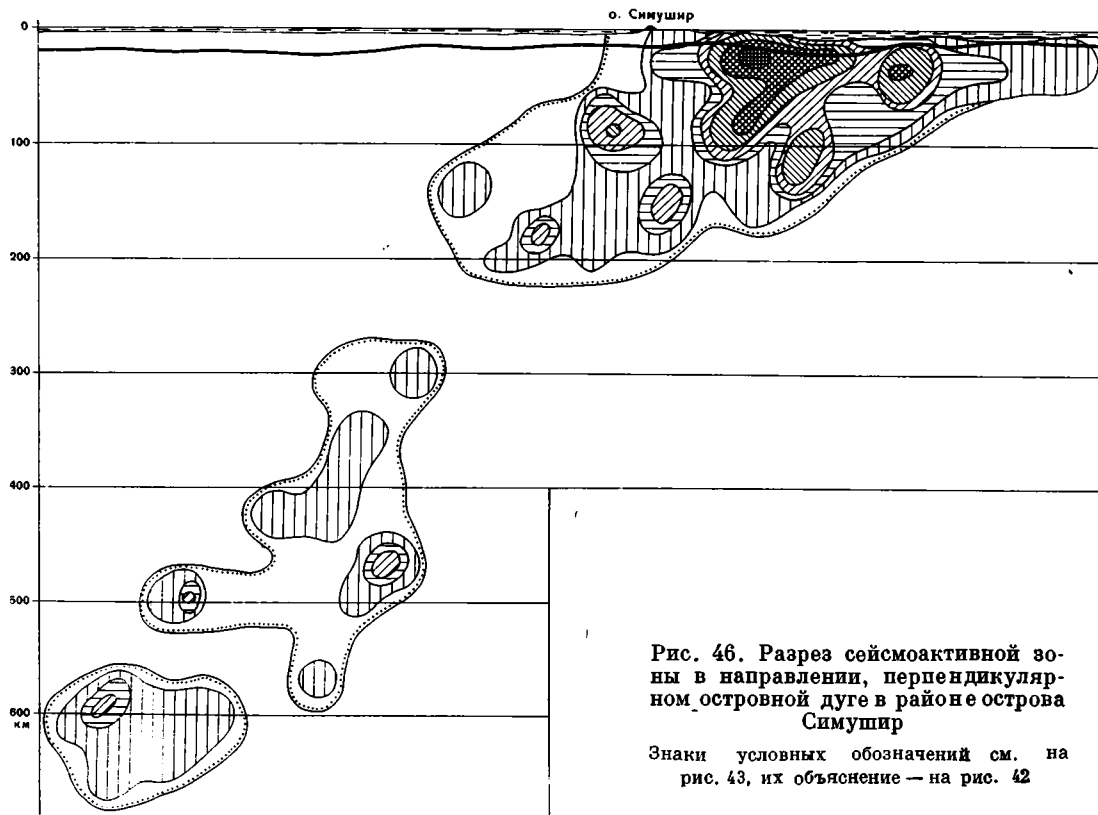


Рис. 46. Разрез сейсмоактивной зоны в направлении, перпендикулярном островной дуге в районе острова Симушир

Знаки условных обозначений см. на рис. 43, их объяснение — на рис. 42

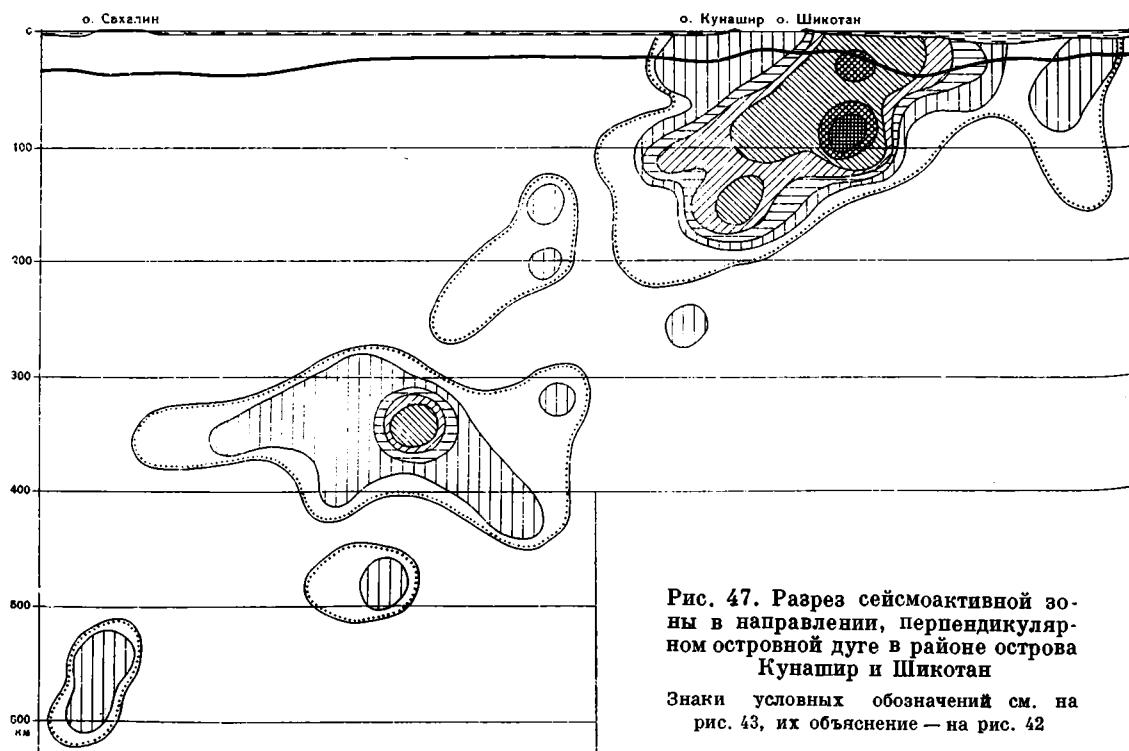
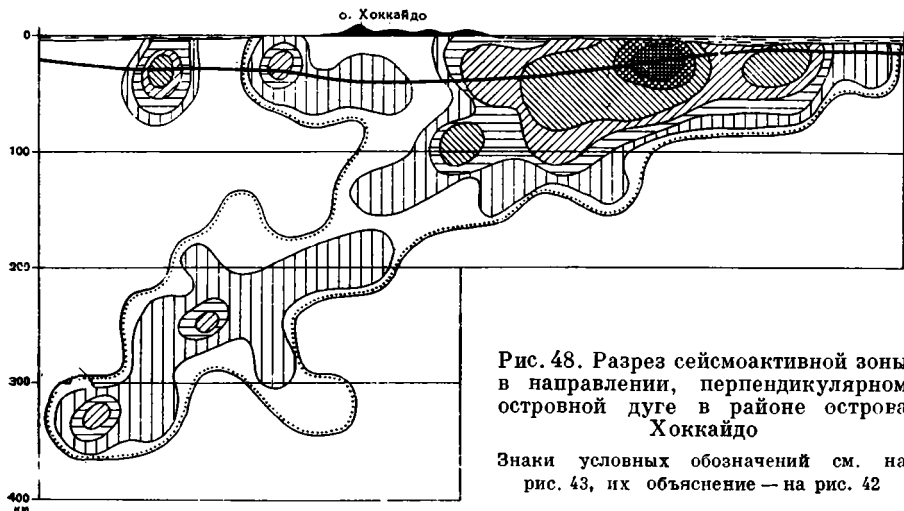


Рис. 47. Разрез сейсмоактивной зоны в направлении, перпендикулярном островной дуге в районе острова Кунашир и Шикотан

Знаки условных обозначений см. на рис. 43, их объяснение — на рис. 42

Исключение составляет только одна область максимальной активности, располагающаяся восточнее Южной Камчатки и ориентированная под небольшим углом к оси глубоководного желоба.

Наибольшее количество сейсмической энергии выделяется на локальных участках, приуроченных к островам Хоккайдо, Итуруп, Уруп и району Южной Камчатки. С приближением к центральной части островной



дуги сейсмическая активность в целом уменьшается. Области максимальной плотности сейсмической энергии соответствуют областям проявления сильных землетрясений и их афтершоков. В некоторых из них за 50 лет инструментальных наблюдений произошло по 2 и даже по 3 предельно сильных землетрясений. Поскольку, как мы видели на рис. 41, основной максимум сейсмической энергии приходится на глубины до 50 км, можно считать, что рассматриваемая схема характеризует главным образом самые верхние слои мантии.

Еще более детально распределение сейсмической энергии можно проследить на вертикальных разрезах, составленных нами вдоль и поперек островной дуги (рис. 43—48). Так как ширина зоны значительно меньше ее протяженности, нами построен единый продольный ряд поперечных разрезов. При построении разреза зоны, параллельного островной дуге (рис. 43), на вертикальную плоскость спроектировано все поле сейсмической активности зоны, включая глубокофокусные землетрясения Охотского моря. Поперечные разрезы (рис. 44—48) построены для различных частей дуги, их расположение показано на рис. 42. На разрезах отчетливо прослеживается ряд характерных особенностей сейсмической зоны.

До глубин порядка 200—250 км фокальная зона непрерывна по объему на всем своем протяжении. На больших глубинах она распадается на отдельные сейсмически активные участки, разделенные полностью асейсмичными пространствами. Наибольшее количество энергии выделяется в пределах верхней непрерывной части зоны, имеющей повсеместно наибольшую ширину у поверхности и сужающейся с глубиной. Эта часть фокальной зоны погружается в северо-западном направлении, причем угол ее наклона к горизонту достаточно велик на севере — до 60° , а к югу уменьшается примерно до 40° . Одновременно вдоль зоны с севера на юг наблюдается увеличение глубины проникновения наиболее сильных землетрясений. Если в районе Камчатки (рис. 44) почти вся сейсмическая энергия выделяется на глубинах до 50—60 км, то в центральных частях зоны интенсивное выделение сейсмической энергии наблюдается вплоть

до глубин 100 и более километров, а в районе Хоккайдо — даже до 250—300 км. Глубже 300 км, как мы уже видели, единой фокальной зоны не существует, а относительное количество сейсмической энергии, выделяющейся на отдельных локальных участках, уменьшается с глубиной. Предельная глубина проникновения очагов землетрясений увеличивается по мере продвижения к центру зоны от северного и южного ее краев, но одновременно увеличивается также и их пространственная разобщенность.

Верхняя, непрерывная по объему часть фокальной зоны в энергетическом отношении резко неоднородна. Здесь наблюдается чередование областей более и менее интенсивного выделения сейсмической энергии, причем ориентация последних в разных частях зоны существенно различна. На юге области максимальной активности погружаются вдоль фокальной зоны на запад-юго-запад, на севере — на северо-северо-восток. Таким образом, северная и южная части зоны отличаются друг от друга пространственным распределением сейсмической энергии. Границей между ними служит центральный участок, где вследствие небольшой сейсмической активности поле энергии примерно однородно.

Глава XIII

ДИСЛОКАЦИИ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ДИСЛОКАЦИЙ

Дислокации, возникающие в очагах землетрясений, могут быть отнесены к двум генетическим типам — региональным (первичные) и местным (первичные или вторичные). Как известно, оба эти типа дислокаций обязаны своим происхождением разрывной деятельности и различаются только масштабом проявлений (Лукьянов, 1963). Известно также, что протяженность разрыва, возникающего в очаге землетрясения, определяет магнитуду последнего. В соответствии с формулами связи между длиной разрыва и магнитудой землетрясения протяженность разрыва изменяется от единиц до нескольких сотен километров при изменении магнитуды от 5 до предельного ее значения 8,5. Следовательно, в зависимости от магнитуды землетрясения разрыв, происшедший в его очаге, классифицируется либо как региональный, либо как местный. Однако, на наш взгляд, более важно дифференцировать разрывы, происходящие в очагах землетрясений, на первичные и вторичные.

Проявления землетрясений в пределах Дальневосточной сейсмической зоны чрезвычайно многообразны как по интенсивности, так и по глубине очагов. Кроме того, землетрясения происходят либо в одиночку (самостоятельные), либо сопровождаются цугами афтершоков (повторные толчки). Самостоятельным землетрясениям могут предшествовать также серии или единичные случаи форшоков и т. д. (Рихтер, 1963).

Все самостоятельные землетрясения, вне зависимости от их интенсивности, обязаны своим происхождением накоплению напряжений за счет некоторого глубинного процесса. Различия в магнитуде и механизме очагов таких землетрясений определяются неравномерностью указанного процесса и физической неоднородностью земных глубин. Форшоки, согласно существующим представлениям об эволюции разрушения среды, связаны с началом разрядки накопленных напряжений. Исходя из этих соображений, все дислокации, происходящие в очагах самостоятельных землетрясений и их форшоков, следует, очевидно, отнести к первичным, так как непосредственной их причиной являются происходящие в недрах Земли процессы.

Афтершоки, согласно установившемуся мнению, относятся к сейсмическим событиям второго порядка. И хотя в настоящее время известен ряд фактов, позволяющих утверждать, что по крайней мере часть афтершоков правильнее считать явлениями первичными (Аверьянова, 1967), вопрос этот слишком сложен и не может быть решен без специального исследования. Поэтому в данной работе мы ограничились рассмотрением только самостоятельных землетрясений и форшоков.

Нами изучены 260 очагов самостоятельных землетрясений, относящихся к периоду с 1933 по 1963 г., с глубокими от 10 до 650 км и магнитудой от 5 до 8,5. Детальный анализ исходного материала и результатов определения механизма очагов проведен автором в самостоятельной работе (Аверьянова, 1967). Здесь мы рассмотрим только наиболее важные общие закономерности, выявленные в результате такого анализа.

Основная масса изученных землетрясений приурочена к той геометрически непрерывной зоне, которая прослеживается на глубинах до 200—250 км вдоль Курило-Камчатской островной дуги и глубоководного желоба, и только 29 землетрясений из этого числа являются глубокофокусными и имеют очаги под Охотским и Японским морями или в пределах Приморья. И хотя последние составляют примерно 50% от общего числа происшедших в Дальневосточной зоне с 1911 г. глубокофокусных землетрясений, сравнительно небольшое их число позволяет высказать только некоторые общие соображения по поводу конкретных закономерностей дислокаций в их очагах. Прежде всего, участки проявления глубокофокусных землетрясений оказались чрезвычайно нестабильными по характеру дислокаций. Вполне возможно, что среди них уже по имеющимся данным можно выделить области со стабильным процессом, но делать такие заключения, на наш взгляд, преждевременно.

В то же время для глубин до 200—250 км на основании имеющегося материала можно установить вполне определенные общие закономерности механизма очагов землетрясений, т. е. закономерности сейсмодислокаций и поля напряжений в очаговых областях.

Основной особенностью дислокаций, возникающих в очагах дальневосточных землетрясений, является их многообразие, причем механизм очага не зависит от интенсивности землетрясения. В очагах даже самых сильных землетрясений установлен различный тип дислокаций и соответственно разные ориентации векторов действующих напряжений. Эти факты свидетельствуют о сложном характере глубинных процессов и неоднородности порождаемого ими поля напряжений, с которым связаны разрывные дислокации.

Вторая особенность сейсмодислокаций заключается в том, что среди всего многообразия механизма очагов выделяются два преимущественных типа, характерных для большинства землетрясений вне зависимости от магнитуды. Общим для обоих типов механизма очага является ориентация, одной из возможных плоскостей разрыва вдоль простирания основных структур островной дуги и ее погружение в сторону Азиатского континента под довольно стабильным (50° — 70° в среднем) углом (рис. 49). Вторые возможные плоскости разрыва секут это основное направление. Они ориентированы субширотно в очагах типа I при изменении направления падения от юго-юго-западного до юго-юго-восточного, а для типа II — почти перпендикулярно к простираанию островной дуги, причем падение меняется от северо-северо-восточного до северо-западного. Вторые возможные плоскости разрыва, таким образом, в пространстве взаимноперпендикулярны и взаимно меняются местами с плоскостями сил.

Напряжения сжатия и растяжения действуют в двух преимущественных направлениях — субширотном и субмеридиональном. Для типа I субширотные напряжения имеют значительно большую вертикальную составляющую, чем напряжения, ориентированные субмеридионально. Для типа

II механизма очага наблюдаются обратные соотношения — субширотные напряжения близки к горизонтальным, а субмеридиональные содержат значительную вертикальную компоненту. Кроме того, в плоскости разрыва, общей для обоих типов механизма очага, наблюдается взаимная заменяемость направления промежуточного напряжения и вектора первого смещения.

Оба типа механизма очага обладают еще одним интересным свойством. В пределах групп землетрясений с однотипным механизмом очага при практически одной и той же ориентации возможных плоскостей разрыва и направлений напряжений знаки напряжений могут быть различны.

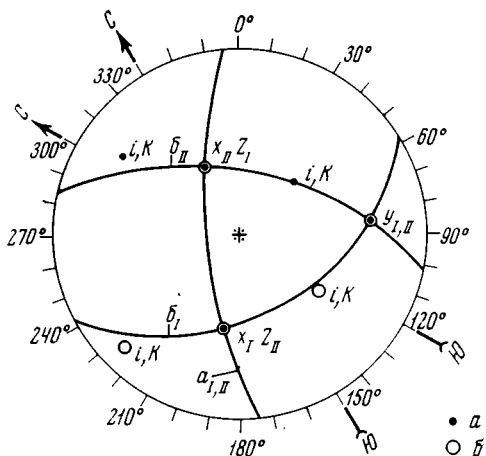


Рис. 49. Два преимущественных осредненных типа механизма очага

Выходы соответствующих осредненных осей для:
а — типа I; б — типа II

Прежде чем перейти далее к характеристике основных типов дислокаций в очагах дальневосточных землетрясений, необходимо отметить следующее. Как видно из осредненной диаграммы двух преимущественных типов механизма очага (рис. 49), смещения по разрывам в среднем содержат примерно одинаковые компоненты по простиранию и падению. Такой тип подвижек в общеизвестной терминологии соответствует сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам и наиболее распространен в пределах всей сейсмоактивной зоны,

особенно в ее части, непосредственно примыкающей к Курило-Камчатской островной дуге и глубоководному желобу (до глубин 200—250 км). Дислокации типа чистых взбросов или сбросов, а также чистые сдвиги в общем числе составляют ничтожный процент.

Каждому типу механизма очага соответствуют свои собственные типы дислокаций. Во всех случаях они относятся к сбросо-сдвигам или взбросо-сдвигам, но характер сдвига у них различен — правый или левый. Так, тип I механизма очага сопряжен со взбросо-сдвигами при левом и сбросо-сдвигами при правом сдвигах. В первом случае в субмеридиональном направлении действуют близкие к горизонтальным напряжения сжатия, а напряжения растяжения ориентированы субширотно под значительным углом к горизонту (наклон в сторону Тихого океана). Во втором случае картина обратная. Движения при взбросо- и сбросо-сдвигам в очагах типа I согласны, так как векторы первых движений по разрывам параллельны. Аналогичная картина имеет место для типа II механизма очага, только здесь взбросо-сдвиговые дислокации сопряжены с правым сдвигом, и близкими к горизонтальным оказываются напряжения сжатия, ориентированные почти широтно, а напряжения растяжения субмеридиональны и составляют значительный угол с горизонталью.

Сбросо-сдвиговые дислокации возникают под действием напряжений сжатия, ориентированных почти меридионально и под довольно большим углом к горизонту, и напряжений растяжения, субширотных и близких к горизонтальным. Здесь также наблюдается согласованность в направлениях первых движений.

В противоположность вышесказанному, направления первых движений при землетрясениях с различными типами механизма очагов резко не согласны. В пространстве они в среднем взаимно перпендикулярны, какую

бы из двух возможных плоскостей ни рассматривать в качестве плоскости разрыва. Промежуточные напряжения («нуль-векторы» по терминологии некоторых авторов) в очагах обоих указанных типов также оказываются взаимно перпендикулярными.

Что касается других, отличных от двух рассмотренных преимущественных типов механизма очага, то среди них выделяются два. Один из них встречается только в очагах неглубоких землетрясений (глубина не более 100—120 км) и характеризуется тем, что обе возможные плоскости разрыва секут направление простирания основных структур зоны. Другой тип характерен преимущественно для глубокофокусных землетрясений (глубина более 300 км) и представляет собой как бы перевернутое зеркальное отражение наиболее распространенных типов механизма очага. Дислокации, соответствующие этим типам механизма очага, также представляют сбросо- и взбросо-сдвиги. Поскольку они имеют очень незначительное распространение, подробно на их описании мы не останавливаемся.

Для геологических построений очень большое значение имеют вопросы об истинной ориентации плоскости разрыва и о направлении подвижки в каждом конкретном случае. К сожалению, сейсмологические данные не дают однозначного ответа на этот вопрос, и для его решения оказывается необходимым привлекать ряд дополнительных сведений.

Сопоставление результатов определения механизма очагов предельно сильных землетрясений, таких как Японское (1940 г.), Хоккайдское (1952 г.), Камчатское (1952 г.), Итурупское (1958 г.) и Урупское (13 и 20 октября 1963 г.) с данными о характере волн цунами и конфигурациями областей их возбуждения, а также с макросейсмическими проявлениями и нивелировочными измерениями на суше показали, что при всех этих землетрясениях протяженность разрывов в очагах совпадает с простиранием основных структур островной дуги. Эти разрывы погружаются в сторону Азиатского континента, более подвижным является верхнее («континентальное») крыло разрыва.

Для некоторых менее интенсивных землетрясений единственность решения о положении плоскости разрыва была достигнута путем исследования времен нарастания первого максимального смещения в продольной волне. Для основной же массы землетрясений нет никаких объективных данных для выбора одной из возможных плоскостей в качестве плоскости разрыва. Исходя из общих соображений о стабильности процесса на отдельных участках зоны и учитывая единственность решения о дислокациях в очагах наиболее сильных землетрясений, нами получена наиболее вероятная картина ориентации плоскостей разрывов и соответствующих им векторов первых движений (Аверьянова, 1965, 1967).

Заканчивая описание основных типов дислокаций, выявленных в очагах дальневосточных землетрясений по сейсмологическим данным, необходимо подчеркнуть, что за тридцатилетний период с 1933 по 1963 г. в пределах Дальневосточной сейсмоактивной зоны произошло довольно большое число предельно сильных землетрясений, механизм очага которых оказался разнотипным. Этот факт свидетельствует о том, что здесь не существует единой общей для всей зоны системы напряжений, которая вызывала бы разные дислокации.

СВЯЗЬ ДИСЛОКАЦИЙ СО СТРУКТУРОЙ ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ

В результате детального анализа пространственного распределения очагов дальневосточных землетрясений и учета их интенсивности были выявлены две главные особенности в структуре фокальной зоны: во-первых, ее неоднородность, выраженная в наличии областей наибольшей сейсмической активности и совершенно асейсмичных, и, во-вторых, симметричность

ориентации областей равной активности относительно центра островной дуги, которые в пределах фокальной зоны на юге наклонены на юго-запад, а на севере — на северо-восток. Важно установить, являются ли эти особенности случайными, т. е. обусловленными малым периодом инструментальных наблюдений над землетрясениями или они связаны с особенностями глубинного процесса, порождающего землетрясения, и объективно отражают его характер. В рамках сейсмологии этот вопрос в первом приближении может быть решен путем сопоставления различных фактов, в частности, на основании совместного анализа данных о структуре фокальной зоны и характере дислокаций.

Как было указано, по механизму очага выявляются совершенно определенные типы дислокаций, пользующиеся преимущественным распространением в очагах землетрясений различной интенсивности. Пространственная приуроченность их позволяет выделить области, в пределах которых тот или иной тип дислокаций имеет наибольшее распространение. На рис. 50 и 51 показана схематическая картина распределения отдельных типов дислокаций. Как видно, в пределах всей сейсмоактивной зоны, прослеживаемой вдоль островной дуги, преимущественным распространением пользуются сбросо-сдвиги с правым сдвигом. Только в центральной части зоны выделяются довольно обширные участки, в которых сбросо-сдвиги сопряжены с левым сдвигом. Для первых поле напряжений характеризуется почти горизонтальными напряжениями растяжения, ориентированными субмеридионально. При этом в южной половине зоны они наиболее близки к меридиональным, а в северной почти перпендикулярны к простиранию структур островной дуги. В то же время напряжения сжатия имеют значительный наклон в сторону Тихого океана при субширотной ориентации. Для сбросо-сдвигов в центральной части зоны характерны горизонтальные субширотные напряжения растяжения, а напряжения сжатия имеют значительную вертикальную компоненту и направлены субмеридионально.

Области проявления взбросо-сдвиговых дислокаций более обширны, чем только что рассмотренные. Они прослеживаются почти непрерывно вдоль всей островной дуги. Интересно, что области проявления наиболее интенсивных сбросо-сдвиговых дислокаций на юге разобщены сильнее, чем на севере, в то время как области проявления взбросо-сдвигов более едины именно в южной части зоны. При этом оказывается, что интенсивность тех и других дислокаций в южной части зоны примерно одинакова на участке, примыкающем к острову Уруп, интенсивность взбросо-сдвиговых дислокаций значительно выше, а на северном участке зоны более интенсивными оказываются сбросо-сдвиги.

Характер взбросо-сдвиговых дислокаций довольно сложен. В южной части зоны почти повсеместно в районах островов Хоккайдо, Кунашир и Итуруп они сопряжены с правым сдвигом. Только в пределах небольших локальных участков здесь встречаются взбросо-сдвиговые дислокации с левым сдвигом. В то же время последние почти повсеместно распространены в области, протягивающейся от юга острова Уруп, до самого севера зоны, и только в сравнительно небольших областях левый сдвиг меняется на правый. В поле напряжений на южном участке зоны преимущественными являются близкие к горизонтальным напряжения сжатия, ориентированные субширотно, а в некоторых случаях почти перпендикулярно к простиранию островной дуги. Напряжения растяжения сильно наклонены к горизонту и ориентированы субмеридионально или почти параллельно структурам дуги. В пределах северного и центрального участков зоны преимущественными являются субмеридиональные и почти горизонтальные напряжения сжатия, а напряжения растяжения направлены довольно круто и почти широтно.

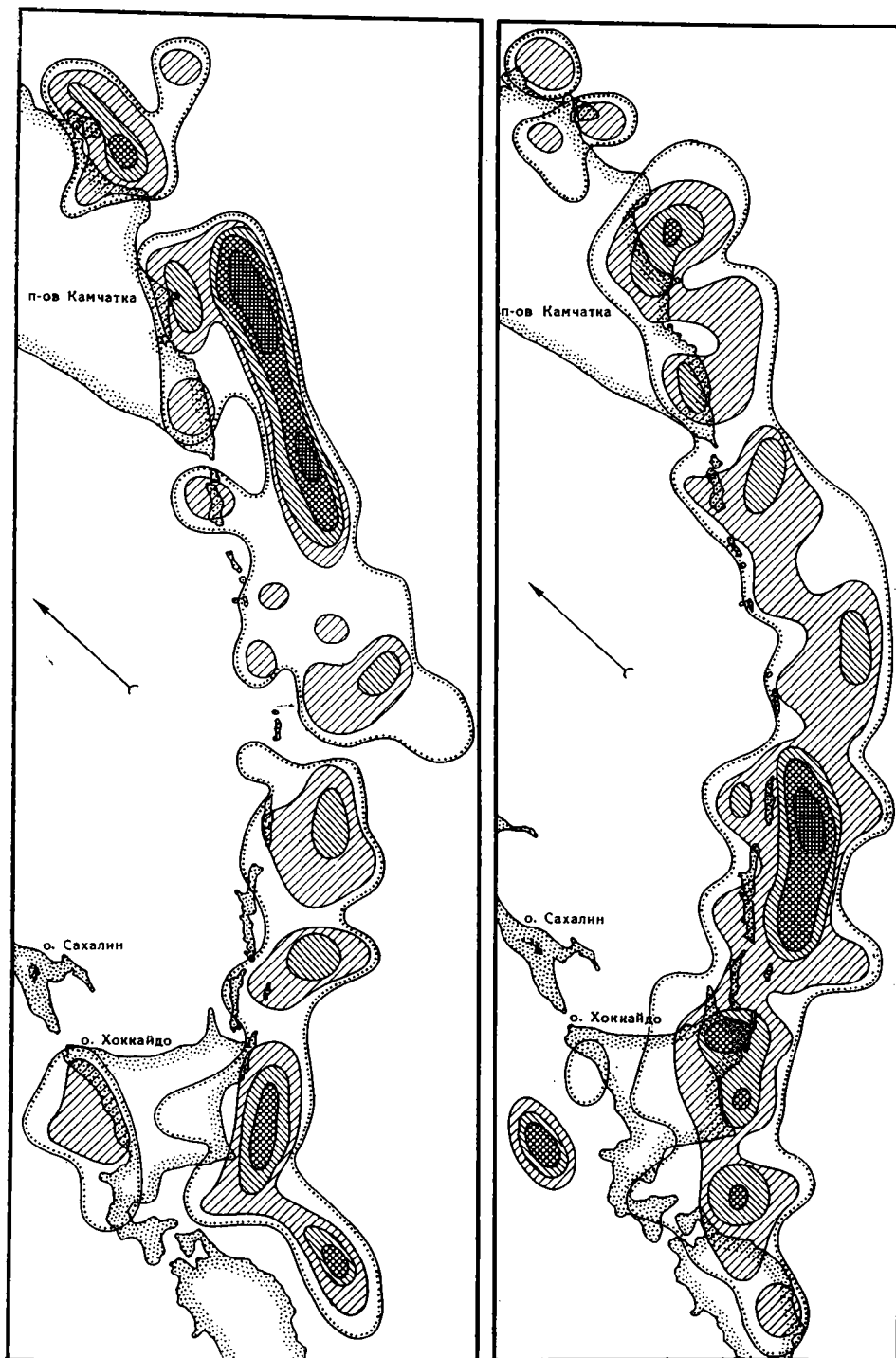


Рис. 50. Горизонтальная проекция областей сбросо-сдвиговых (слева) и взбросо-сдвиговых (справа) дислокаций

Знаки условных обозначений см. на рис. 43 (здесь под знаком 8 объединены знаки 6, 7), их объяснение:— на рис. 42

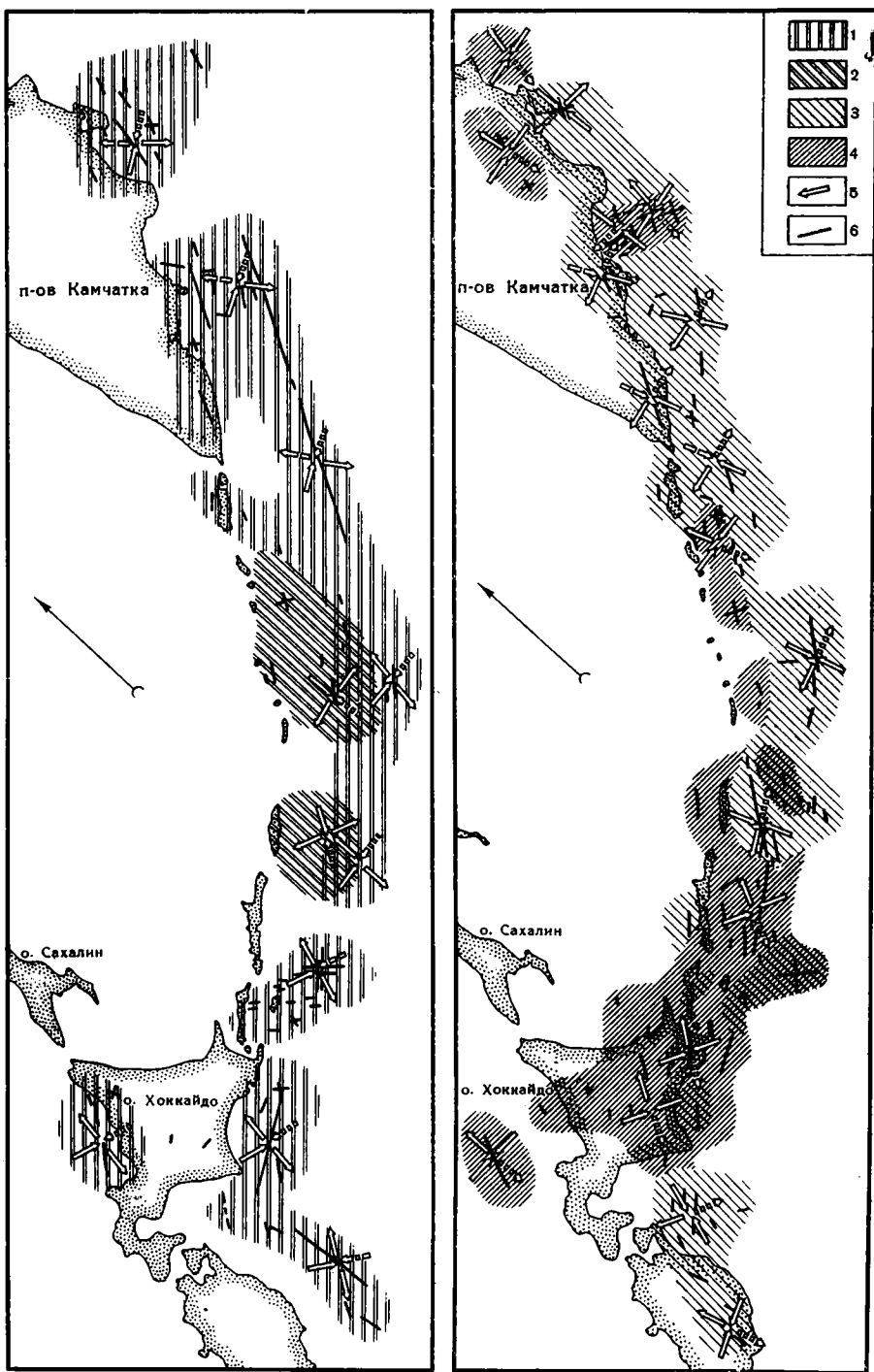


Рис. 51. Осредненные направления напряжений, действовавших в областях с разными преимущественными типами дислокаций: слева — сбросо-сдвиговыми, справа — взбросо-сдвиговыми

Проекция областей с преимущественными дислокациями: 1 — сбросо-сдвиг с правым сдвигом; 2 — сбросо-сдвиг с левым сдвигом; 3 — взбросо-сдвиг с правым сдвигом; 4 — взбросо-сдвиг с левым сдвигом; 5 — направления напряжений в очагах; 6 — плоскости разрывов

В районе залива Кроноцкого и острова Кунашир отмечено систематическое проявление землетрясений, механизм очага которых отличается от двух рассмотренных преимущественных типов.

Следовательно, всю зону, примыкающую к Курило-Камчатской островной дуге и глубоководной впадине, можно разделить на области с резко дифференцированными движениями (рис. 50 и 51). Эта картина более рельефно отражается на разрезах зоны поперек (рис. 52—56) и вдоль (рис. 57) островной дуги. На этих разрезах видно, что в северной и южной частях зоны области с преимущественными взбросо-сдвиговыми дислокациями соответственно с левым и правым сдвигами распространяются на глубины в среднем до 200 км и приурочены на поверхности к северо-западному склону впадины и непосредственно к самим островам. В центральной части зоны эти дислокации сконцентрированы в верхних слоях мантии и резко дифференцированы по направлению сдвиговой компоненты движения. Взбросо-сдвиги с левым сдвигом распространены вблизи земной коры на участке, примыкающем к островам. Несколько восточнее и глубже распространены взбросо-сдвиги с правым сдвигом.

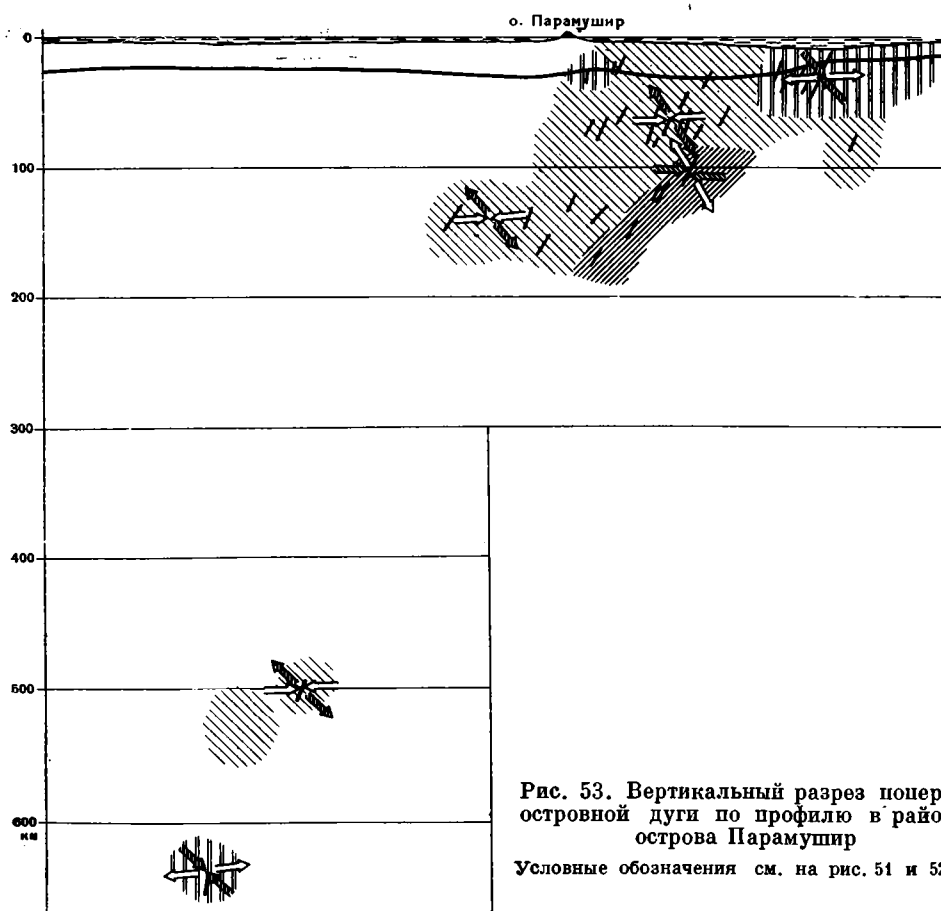
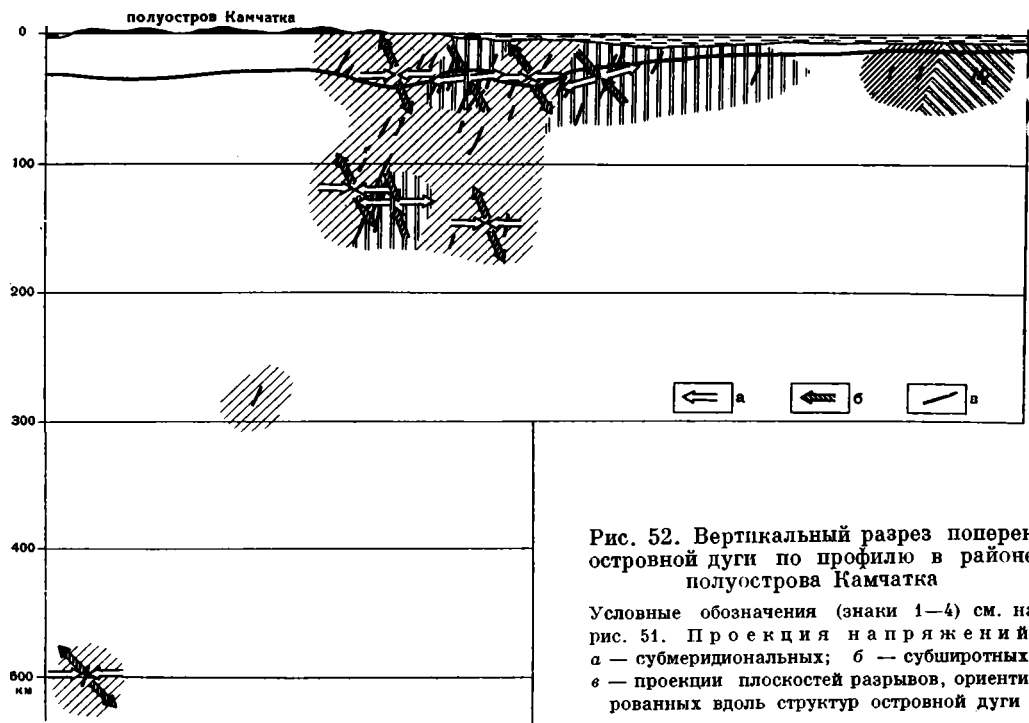
Сбросо-сдвиговые дислокации сосредоточены в самых верхних частях мантии в пределах осевой зоны глубоководного желоба. При этом в центральной части зоны такие дислокации имеют наибольшее распространение вглубь и также дифференцированы в соответствии с характером сдвига.

Таким образом, пространственное распределение определенных типов дислокаций позволяет выделить в пределах всей сейсмоактивной зоны, примыкающей к островной дуге и захватывающей глубины до 200—250 км, области с преимущественным тем или иным типом дислокаций. Эти области можно, по-видимому, рассматривать как области со стабильным направленным процессом, в результате которого возникают разрывные дислокации. К таким областям относится, прежде всего, район глубоководного желоба, который на всем своем протяжении характеризуется совершенно однотипными движениями в очагах землетрясений, за исключением небольшого участка в центре. Далее выделяются зоны, примыкающие к южному и северному звеньям островной дуги и проникающие на значительную глубину. В центральной части зоны движения более дифференцированы, чем на севере и юге, однако и здесь области с преимущественно различными движениями четко отделены одна от другой.

В установленных областях однотипных движений выявляется прямая связь между ориентацией поверхностей равной активности и направлением векторов первых движений в очагах землетрясений. Особенно отчетливо она прослеживается в северном и южном звеньях зоны и в пределах всей области, приуроченной к осевой части глубоководного желоба.

В пределах северной и южной областей со стабильным полем напряжений и согласным типом движений выделяются локальные участки с иным полем напряжений и типом движений. На севере они приурочены к периферийным участкам сейсмоактивной зоны — к району залива Кроноцкого и к Авачинской бухте. На юге в районе острова Кунашир выделяется довольно узкая, но глубокая область с иным характером движений. Возникновение таких аномальных участков может быть связано, например, с резкими контактами в мантии Земли, на которых происходит скачок физических или механических характеристик вещества.

Наблюдаемые корреляционные связи между структурой фокальной зоны и характером дислокаций, возникающих в очагах дальневосточных землетрясений, на наш взгляд, не являются случайными, обусловленными только малым периодом инструментальных наблюдений. По-видимому, причину прямой связи между пространственной конфигурацией областей наибольшей сейсмичности и определенными типами движений нужно искать в природе и характере глубинных процессов.



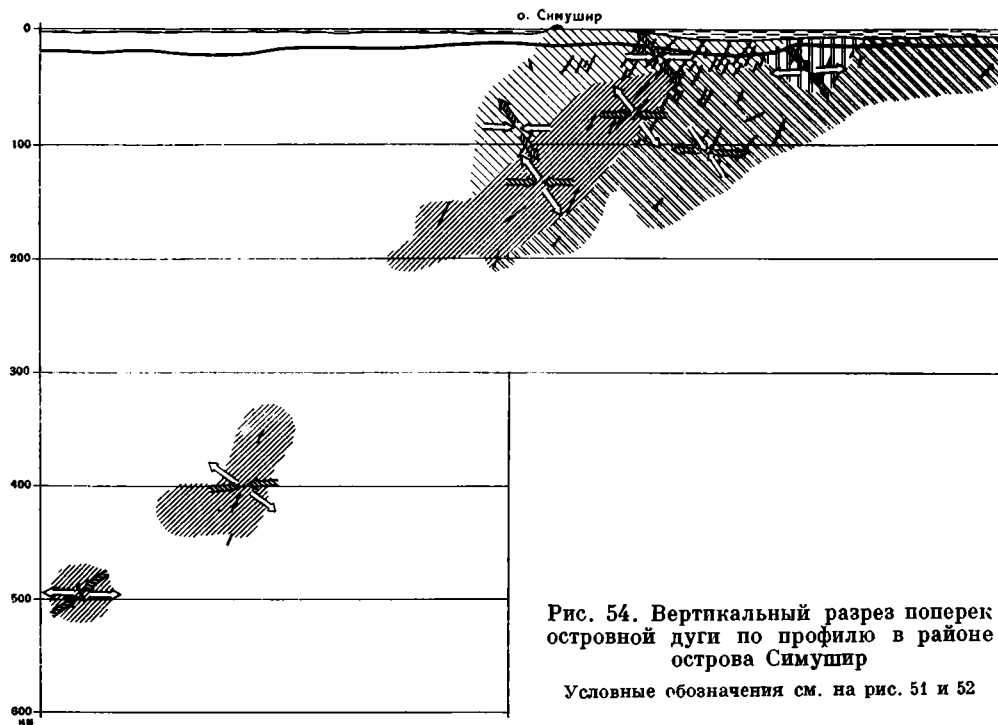


Рис. 54. Вертикальный разрез поперек островной дуги по профилю в районе острова Симушир

Условные обозначения см. на рис. 51 и 52

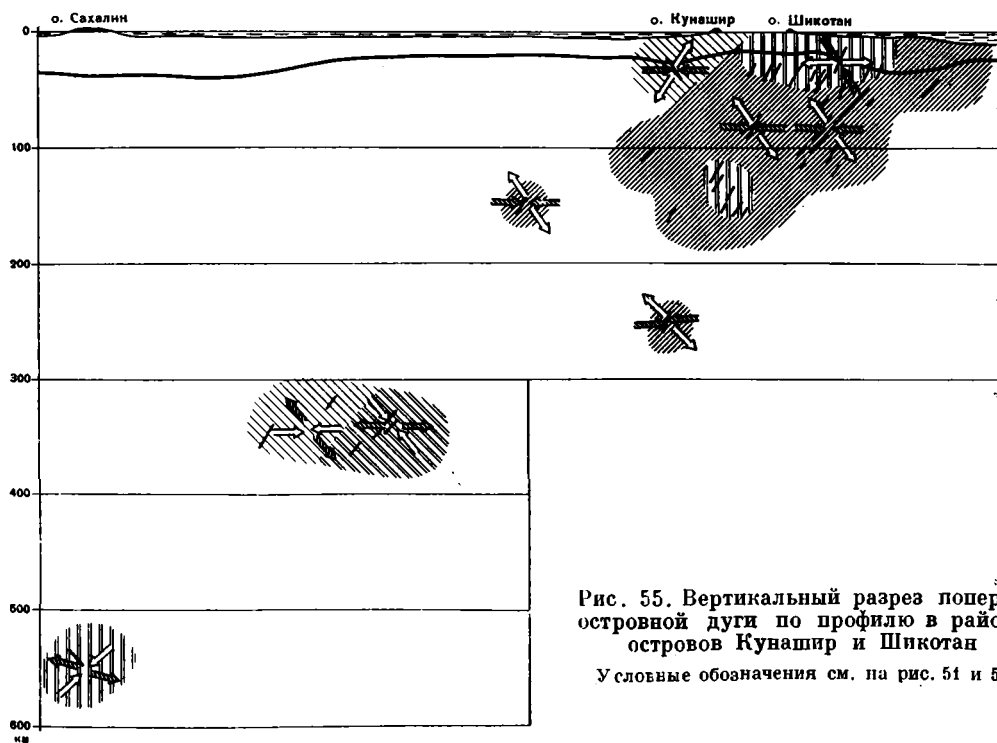


Рис. 55. Вертикальный разрез поперек островной дуги по профилю в районе островов Кунашир и Шикотан

Условные обозначения см. на рис. 51 и 52

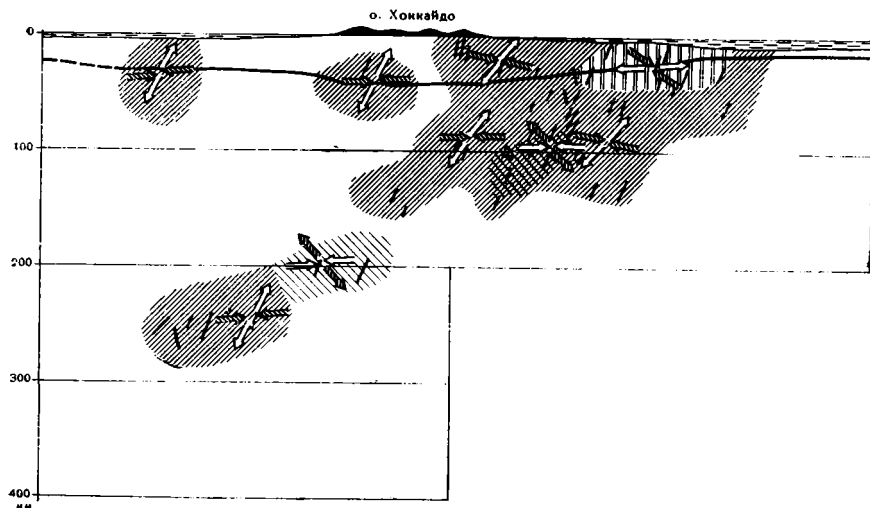


Рис. 56. Вертикальный разрез поперек островной дуги по профилю в районе острова Хоккайдо

Условные обозначения см. на рис. 51 и 52

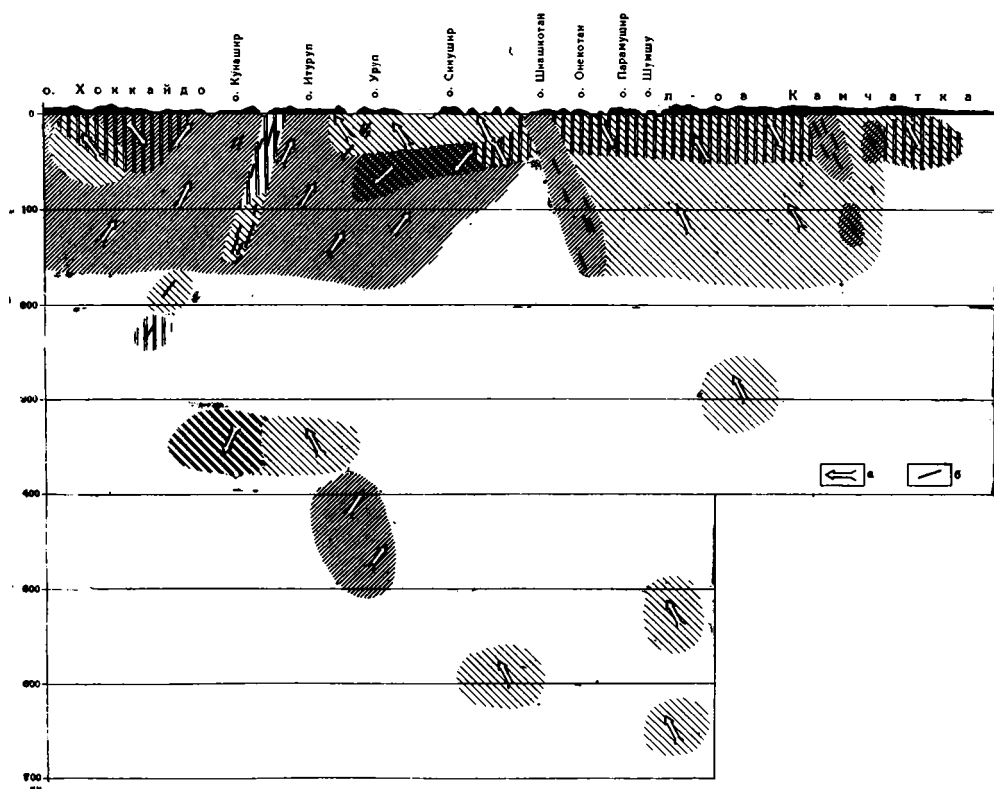


Рис. 57. Вертикальный разрез вдоль островной дуги

Условные обозначения (знаки 1—4) см. на рис. 51.

а — направление движения верхнего «континентального» крыла разрыва; б — линии секущих плоскостей разрывов

Как мы видели, хорошая корреляция пространственного распределения сейсмической активности Дальневосточной зоны с характером движений по разрывам, возникающим в очагах землетрясений, прослеживается вплоть до глубин 200—250 км. Единая направленность движений отчетливо прослеживается в довольно значительных по размерам областях на большие глубины. В то же время максимальное количество очагов землетрясений и выделяющейся в них энергии приурочено к самым верхним — до 50—60 км — слоям.

Если предположить, что сейсмическая активность генетически связана с развитием земной коры, т. е. оба эти явления обуславливаются единым процессом, протекающим в земных недрах, то для доказательства этого предположения необходимо попытаться отыскать корреляционные связи между этими явлениями. При этом естественно на первом этапе исследования ограничиться рассмотрением характера дислокаций, происходящих в очагах землетрясений, приуроченных к поверхности Мохоровичича, т. е. располагающихся в самых верхних наиболее активных слоях мантии, и попытаться сопоставить их с характером рельефа подошвы земной коры или с общей мощностью последней. Результаты такого сопоставления представлены на карте (рис. 58). На ней различной штриховкой выделены области развития взбросо- и сбросо-сдвиговых дислокаций в очагах поверхностных землетрясений (глубина очагов от 20 до 60 км), в изолиниях показана глубина залегания поверхности Мохоровичича. Помимо этого, на схеме обозначены направления наиболее вероятной осредненной ориентации разрывов и направление сдвиговых перемещений по ним.

Области распространения преимущественно взбросо- и сбросо-сдвиговых дислокаций в очагах неглубоких в большинстве своем подкорковых землетрясений обнаруживают тесную связь с характером рельефа подошвы земной коры. Взбросо-сдвиги, область распространения которых широкой полосой протягивается вдоль всей сейсмоактивной зоны, соответствуют участкам глубокого погружения подошвы коры под северо-западным склоном глубоководного желоба, на островах Хоккайдо и Хонсю и части юго-восточного побережья Камчатки. Мощность земной коры на этих участках превышает 20—25 км (иногда и 25—30 км) в пределах океанических областей и более 25—30 км на суше. Исключение представляет центральная часть зоны, где кора значительно тоньше, однако и там наблюдается приуроченность взбросо-сдвиговых дислокаций к участкам с относительно большей мощностью.

Для всех участков с относительно тонкой корой и приподнятым положением поверхности Мохоровичича характерны сбросо-сдвиги в очагах рассматриваемых землетрясений. Такими участками являются осевая часть и юго-восточный склон желоба, а также узкие линейные области на севере и юге зоны. На севере такая область протягивается близ побережья Южной Камчатки и Северных Курильских островов, на юге она разделяет Малую и Большую Курильские гряды.

В очагах коровых землетрясений Хоккайдо, восточной Камчатки и расположенного к востоку от нее участка с мощной корой происходят взбросо-сдвиговые дислокации. Во всех остальных случаях, как было указано, очаги располагаются под корой.

Иногда в движениях, возникающие в очагах сильных подкорковых землетрясений, вовлекается вся земная кора, о чем свидетельствуют возникновение волн цунами. Изучение цунамигенных землетрясений показало, что при взбросо-сдвиговых дислокациях в их очагах (Японское землетрясение 1940 г., Итурупское 1958 г., Урупские 13 и 20 октября 1963 г.) наиболее подвижным было верхнее поднимающееся крыло, т. е. поверхность дна океана испытала относительный подъем. При Хоккайдовском (1952 г.) и Кам-



Рис. 58. Схема сопоставления рельефа поверхности Мохоровичича с характером сейсмодислокаций

Области распространения преимущественных дислокаций: а—взбро-со-сдвиговых, б—сбро-сдвиговых, в пределах которых плотность сейсмической энергии 1 км^2 (за год) составляет: 1 — от 1 до 5×10^{16} , 2 — от 5×10^{17} до 10^{18} , 3 — от 1 до 5×10^{17} , 4 — от 10^{18} до 10^{19} , 5 — от 10^{19} до $10^{20} \text{ эрг} \cdot \text{км}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$

чатском (1952 г.) землетрясениях, в очагах которых произошли сбросо-сдвиги, более подвижным было опускающееся крыло, что проявилось в относительном опускании поверхности дна. На основании этих наблюдений можно предположить, что земная кора, как и верхняя часть мантии в области распространения сбросо-сдвиговых дислокаций, испытывает тенденцию к подъему и, напротив, в областях распространения сбросо-сдвигов — к опусканию. Следовательно, большую часть северо-западного склона глубоководного желоба можно рассматривать как зону поднятия, особенно интенсивную в настоящее время в районе острова Уруп, а юго-восточный склон и прибрежные районы Камчатки и Северных Курил — как зону прогиба. Таким образом, наблюдаемые движения происходят в соответствии с законом изостазии в сторону установления изостатического равновесия.

Большой интерес представляет также рассмотрение общей картины ориентации плоскостей разрывов в очагах неглубоких подкорковых землетрясений и направленности сдвиговых компонент движений. Как отчетливо видно на схеме (рис. 58), наиболее вероятные плоскости разрывов, по которым происходят как взбросо-сдвиги, так и сбросо-сдвиги, ориентированы вдоль основных структур зоны. Выходы обобщенных плоскостей разрывов на поверхность Мохоровичича при наиболее интенсивных взбросо-сдвиговых дислокациях в очагах приурочены к осевым частям прогибов подошвы земной коры, при сбросо-сдвигах — к оси ее поднятий у Северных Курил и Камчатки и к осевой части Курило-Камчатского глубоководного желоба. В обе стороны от указанных плоскостей разрывов интенсивность дислокаций в очагах неглубоких подкорковых землетрясений уменьшается.

Среди незначительного количества разрывов, плоскости которых ориентированы вкрест основных структур, встречаются как сбросо-сдвиги, так и взбросо-сдвиги. Первые связаны с поперечными областями распространения сбросо-сдвиговых дислокаций Малой гряды и района Авачинской бухты, вторые наблюдаются под северо-западным склоном желоба в его центральной части. К югу от острова Уруп плоскости разрыва взбросо-сдвигов ориентированы к направлению простирания основных структур земной коры под углом порядка 50—60°.

Рассматривая далее направление горизонтальных перемещений в очагах наиболее сильных землетрясений, мы убеждаемся в широком развитии как правых, так и левых сдвигов. На особенности их распространения в пределах Курило-Камчатской зоны обращалось внимание ранее, здесь мы только отметим, что для неглубоких подкорковых землетрясений в северной части зоны характерны левые сдвиги при взбросо-сдвиговых дислокациях в очагах и правые сдвиги — при сбросо-сдвигах. В южной части зоны при обоих типах дислокаций наблюдаются правые сдвиги, а в центре — как те, так и другие при дислокациях типа сбросо-сдвигов и преимущественно левый сдвиг при взбросо-сдвигах.

Таким образом, область распространения взбросо-сдвигов от Камчатки до острова Уруп представляется единой не только по характеру дислокаций в очагах подкорковых землетрясений, но и по ориентации плоскостей разрывов и по направлению горизонтальной компоненты движения. Между островами Уруп и Итуруп на траверзе пролива Фриза наблюдается изменение горизонтальной компоненты на противоположное, и юго-западнее этого района зона распространения взбросо-сдвигов вновь становится единой. Иными словами, район пролива Фриза представляет собой своего рода границу, разделяющую область распространения взбросо-сдвигов на две части — с правым и левым сдвигами. К этому району приурочены также очаги землетрясений с поперечной ориентацией плоскостей разрывов. В области распространения сбросо-сдвигов, протягивающейся вдоль оси желоба, такого же рода границей следует, по-видимому, считать район к юго-востоку от линии пролива Буссоль, хотя к северу от него в Центрально-Куриль-

ском районе наряду с преимущественными правыми сдвигами в отдельных очагах наблюдаются и левые сдвиги. Однако последние имеют явно подчиненное значение. В прилежащей к Северным Курильским островам и Камчатке сбросо-сдвиговой области повсеместно наблюдаются только правые сдвиги.

* * *

На основании анализа всей совокупности рассмотренных сейсмических материалов мы приходим к следующим общим выводам.

1. Фокальная зона дальневосточных землетрясений не является единой ни в объемном, ни в энергетическом отношении. Непрерывная по объему сейсмическая деятельность наблюдается в мантии только до глубин порядка 200—250 км. В более глубоких слоях сейсмичность проявляется лишь на отдельных локальных участках, разделенных асейсмичными пространствами. Выделение сейсмической энергии происходит неравномерно, особенно в пределах верхней части зоны.

2. В очагах землетрясений действуют две преимущественные системы напряжений. В обеих системах векторы напряжений сжатия и растяжения располагаются в двух взаимноперпендикулярных плоскостях, ориентированных под углом к горизонту в субширотном и субмеридиональном направлениях. Но при этом в одной из систем близкими к горизонтальным являются субмеридиональные напряжения, а субширотные составляют значительный угол с поверхностью Земли со стороны Тихого океана; в другой системе картина обратная. Одна из этих систем расположена под южной частью Камчатки и северным звеном Курил, вторая — под южным звеном.

3. Из двух возможных плоскостей разрыва в очаге дальневосточных землетрясений в большинстве случаев наиболее вероятны плоскости, параллельные основным структурным элементам зоны и падающие в сторону Азиатского континента. Плоскости разрыва, секущие основные структуры, на севере зоны имеют падение на северо-северо-восток, а на юге — на юго-юго-запад.

4. Дислокации в очагах землетрясений различны и не зависят от магнитуды. В основном это взбросо- и сбросо-сдвиги с правым или левым сдвигом.

5. Между пространственной ориентацией изоповерхностей равной сейсмической активности и направлением векторов первых движений в очагах землетрясений существует прямое соответствие.

Указанные закономерности, по нашему мнению, не являются случайными, а отражают особенности глубинного процесса, порождающего землетрясения. По-видимому, этот процесс протекает неравномерно в пределах всей зоны и в отдельных ее частях создает различным образом ориентированные напряжения.

6. Район глубоководного желоба повсеместно характеризуется развитием в очагах землетрясений дислокаций типа сбросо-сдвига с правым сдвигом. Лишь в центральной части района в очагах наиболее глубоких землетрясений имеют место сбросо-сдвиги с левым сдвигом.

7. Основная часть фокальной зоны, располагающаяся под северо-западным склоном желоба на глубинах до 200—250 км, характеризуется преимущественными взбросо-сдвиговыми дислокациями. На севере зоны сдвиг левый, на юге — правый. В центральной части зоны наблюдаются как правые, так и левые сдвиги. Первые развиты в самых верхних слоях мантии, вторые — в более глубоких.

8. В пределах выделенных крупных областей с однотипными дислокациями и полями напряжений существуют небольшие локальные участки с иным типом дислокаций.

Очевидно, глубинный процесс, протекающий в пределах фокальной

зоны и вызывающий возникновение очагов землетрясений, стабилен на отдельных крупных ее участках, что является причиной однотипности происходящих в них дислокаций. Иной тип дислокаций на небольших участках обусловлен, скорее всего, специфическими местными условиями (например, наличием физических неоднородностей в мантии).

9. Наибольшее количество очагов землетрясений и выделяющейся в них сейсмической энергии приурочено к пограничной зоне между корой и мантией Земли до глубин 50—60 км.

10. Области распространения взбросо- и сбросо-сдвиговых дислокаций в очагах неглубоких землетрясений линейны и вытянуты вдоль Курильской островной дуги и побережья Южной Камчатки.

11. В направлении, перпендикулярном островной дуге и желобу, наблюдается чередование областей распространения сбросо- и взбросо-сдвиговых дислокаций, причем первые приурочены к участкам с относительно тонкой корой и приподнятым положением поверхности Мохоровичича, вторые — к участкам с мощной корой и глубоким прогибом ее подошвы.

Таким образом, между мощностью коры (и, соответственно, рельефом поверхности Мохоровичича) и типом дислокаций, происходящих в очагах неглубоких подкоровых землетрясений, наблюдается прямая корреляция. Линейно вытянутые вдоль островной дуги области с относительно мощной корой представляют собой потенциальные зоны поднятий, с относительно тонкой корой — прогибаний.

Все вышеуказанные закономерности в характере проявлений сейсмической активности и механизме очагов дальневосточных землетрясений выявляют существенные различия между северной и южной частями зоны; центральный участок является некоторой переходной областью между ними.

Все закономерности можно объяснить, только предположив, что глубинный процесс, вызывающий возникновение очагов землетрясений и, по-видимому, влияющий на изменение мощности земной коры, происходит в известной мере независимо в северной и южной частях зоны, распространяясь от краев к центру. В результате этого на центральном участке зоны при сравнительно меньшей активности наблюдается наиболее сложная сейсмическая картина.

Часть V

ОБЩИЙ ПЛАН СТРОЕНИЯ ОХОТСКОГО РЕГИОНА

Выше мы кратко рассмотрели особенности геологической истории и строения земной коры Охотского региона. Приведенный материал показывает, что в этом регионе могут быть выделены две крупные и различные по своей геологической истории области (рис. 59). Одна из них (Сихотэ-Алинь, Хоккайдо, Сахалин) претерпела существенную складчатость в верхнем мелу, а во второй (Курильская) складкообразовательные движения конца верхнего мела практически не проявились или проявились очень слабо. Для этой области характерно продолжающееся развитие линейных поднятий и прогибов, интенсивный магматизм и повышенная сейсмичность. Попробуем рассмотреть границы этих областей и очень кратко описать основные особенности их строения.

Глава XIII

ОБЛАСТЬ РАЗВИТИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

ГРАНИЦЫ ОБЛАСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В пределах Приморья западную границу верхнемеловой складчатой области, как мы уже отмечали ранее, С. А. Салун (1963) проводит по Южно-Сихотэ-Алиньскому, Курскому и Тугурскому разломам. Не вдаваясь в обсуждение вопроса о правомерности проведения границы именно здесь, попробуем проследить ее далее на север в пределах северного побережья и шельфа Охотского моря, тем более, что для решения этого вопроса можно привлечь и некоторые новые данные. Прежде всего необходимо обратить внимание на специфику разрезов пермских и мезозойских отложений полуостровов Кони и Тайгонос. Относительно разреза полуострова Кони уже давно (Тучков, 19576) было известно, что развитые на нем триасовые и юрские отложения резко отличаются от одновозрастных образований мезозойского Северо-Востока СССР. Сводный разрез этих отложений, описанный И. Р. Якушевым (1959), начинается образованиями верхнетриасового возраста, представленными преимущественно вулканогенными породами андезитового и андезито-базальтового состава, мощностью около 1600—1750 м. Выше залегают юрские отложения, состоящие также из вулканогенных образований и подразделяющиеся на три свиты. Общая мощность юры равна 3500—4000 м.

Далее на север зона весьма специфичных разрезов перми, триаса и юры прослеживается в восточной части полуострова Тайгонос, уходя от-

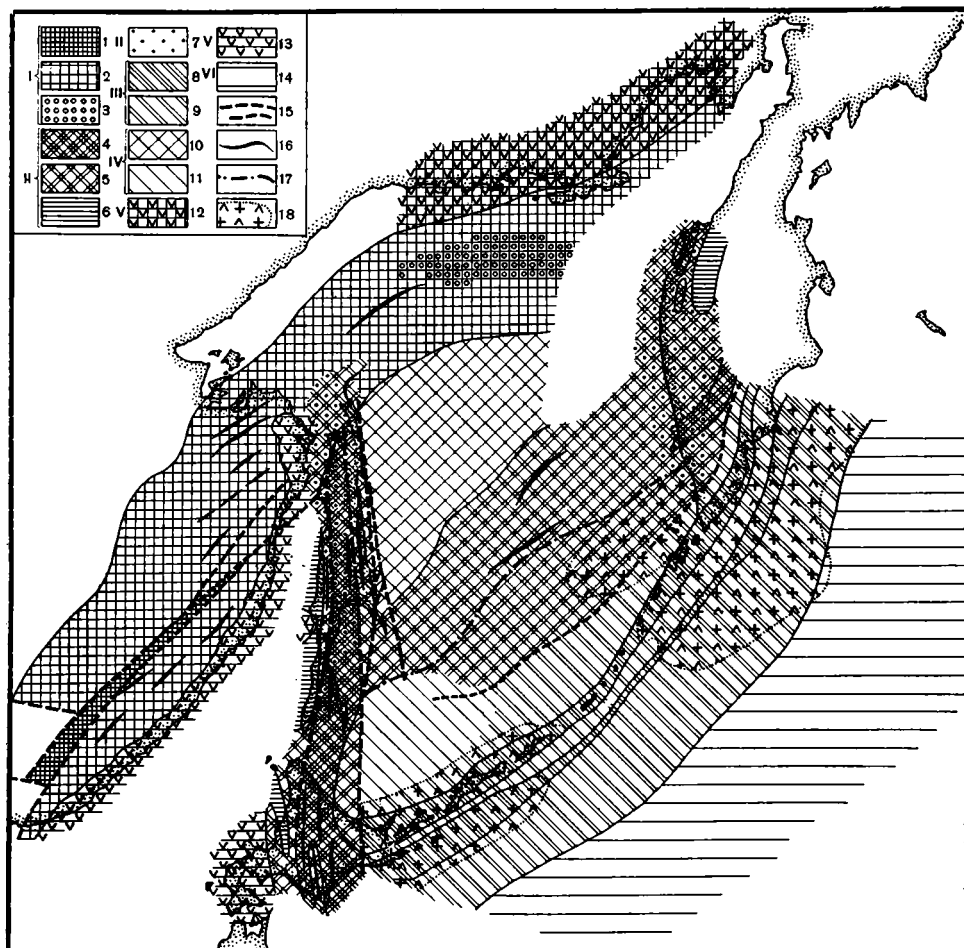


Рис. 59. Тектоническая схема Охотского региона

I — Сихотэ-Алиньская складчатая система: 1 — антиклинории, 2 — синеклинории, 3 — крупные кайнозойские прогибы; II — Хоккайдо-Западно-Камчатская складчатая система: 4 — антиклинории, 5 — синеклинории, 6 — унаследованные третичные прогибы, 7 — наложенные неогеновые прогибы; III — Курильская геосинклинальная система: 8 — геоантиклинальные поднятия, 9 — геосинклинальные прогибы; IV — остаточные впадины: 10 — Дерюгина, 11 — Южно-Охотская; V — вулканические пояса: 12 — меловой, 13 — кайнозойский; VI — океаническая платформа: 14 — Тихий океан; прочие знаки: 15 — разломы; 16 — простирации структур; 17 — южная граница распространения «гранитного» слоя; 18 — область распространения вулканогенно-осадочного комплекса

туда, очевидно, в пределы западных частей Коряцкого нагорья. На полуострове Тайгонос, согласно данным Н. Б. Заборовской, Л. З. Липкова, М. С. Маркова, Г. Е. Некрасова и Л. И. Тихомирова (1965), распространены преимущественно сланцевые толщи перми, триаса и юры, внешне весьма сходные со своеобразными «аспидными» формациями, выделенными Н. А. Беляевским и Ю. Л. Грозовым (1962) в палеозое Сихотэ-Алиня. В виде прослоев, пачек, а иногда и достаточно мощных толщ здесь распространены песчаники и конгломераты. Кроме того, в изобилии встречаются вулканогенные образования, а также отдельные покровы лав. Резко отличаются и мощности этих образований от мощностей аналогичных по возрасту толщ, развитых в пределах Северо-Востока СССР. Так, например, мощность пород верхнепермского возраста к востоку от Тайгоноского

массива достигает 3000 м, тогда как в расположенном к западу от массива Гижигинском прогибе (мезозонды Северо-Востока СССР) она не превышает 400 м (Завадовский, 1959).

Выделение районов полуострова Кони и восточной части полуострова Тайгонос из области мезозонд Северо-Востока СССР подтверждается и данными различного простираения структур мезозонд и структур в пределах упомянутых областей, свидетельствующих, очевидно, о торцовом сочленении их под вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Кроме того, о весьма вероятном продолжении Сихотэ-Алиня вдоль шельфа северных частей Охотского моря свидетельствуют и геофизические данные, согласно которым целый ряд прогибов и поднятий отчетливо прослеживается от Сихотэ-Алиня вдоль северного побережья Охотского моря.

Таким образом, западную границу области широкого проявления верхнемеловой складчатости, очевидно, следует продолжать от Сихотэ-Алиня через полуостров Кони и Тайгонос в пределы Корякии. Следует, однако, отметить, что районы полуостровов Кони и Тайгонос отличаются от области Сихотэ-Алиня послекюрской историей. Здесь в мелу не происходило накопления аналогичных Сихотэ-Алиню флишоподобных толщ, а в континентальных условиях формировались вулканогенные толщи внутренних частей Охотско-Чукотского вулканического пояса. Это различие объясняется, очевидно, тем, что районы полуостровов Кони и Тайгонос, располагающиеся в краевых частях меловой геосинклинальной области, в конце юры в момент проявления завершающей складчатости в мезозондах Северо-Востока СССР были приподняты. Однако в конце мела здесь отмечается проявление складчатых движений, особенно четко устанавливаемых по развитию крутых надвигов на полуострове Елистратова (Авдейко и др., 1966). Ширина этой зоны со своеобразным развитием в меловое время, судя по наблюдениям упомянутых выше исследователей, на полуострове Тайгонос не превышает 50—70 км. Геофизически эта граница выражается сменой коры континентального типа переходным.

На самом юге рассматриваемой области, в пределах Хоккайдо восточная граница меловой складчатой области достаточно четко проводится вдоль зоны торцового сочленения структур складчатой зоны Хидака и резко отличных от них по своей геологической истории структур Восточного Хоккайдо. Сама граница выражена в виде крупной зоны разрывов Урайхоро — Тойхоро, местами, правда, переработанных более поздними, преимущественно плиоценовыми дислокациями.

Мы уже отмечали выше, что в Центральном Хоккайдо в настоящее время могут быть выделены два крупных антиклинория — Камуикотан и Хидака, представляющие собой логическое завершение истории геологического развития двух крупных геоантиклинальных поднятий, являвшихся в мезозойское время областями интенсивного проявления процессов магматизма и метаморфизма. Вообще складчатая зона Хидака, состоявшая в меловое время из этих линейно вытянутых геоантиклинальных поднятий и разделяющих их геосинклинальных прогибов, напоминала во многом современную Курильскую островную дугу. Действительно, в ее пределах раньше всего было образовано внешнее геоантиклинальное поднятие Хидака, а лишь затем внутреннее геоантиклинальное поднятие Камуикотан. Так же как и в пределах Курильской геосинклинальной системы, эти геоантиклинальные поднятия являлись поставщиками обломочного материала и областями интенсивного проявления магматизма и метаморфизма. В последний момент, благодаря складчатости в конце верхнего мела, более поздним поднятиям и эрозии в этой области в пределах антиклинориев оказались вскрытыми те зоны геоантиклинальных поднятий, которые в процессе мезозойского этапа развития претерпели существенный метаморфизм.

Таким образом, в районе Хоккайдо область меловой границы зоны континента и океана распознается сравнительно легко по выходам в ядрах современных антиклинорий молодых метаморфических комплексов пород.

Благодаря сходству геологического строения и геологической истории, нет никаких сомнений в том, что выделенные в пределах Центрального Хоккайдо крупные структурные элементы продолжают далее на север в пределы Сахалина. Наиболее отчетливо в этом случае наблюдается продолжение на север мелового синклинория и унаследованного от него третичного прогиба Исикари — Румои в пределы Западного Сахалина. У. Хашимото (W. Hashimoto, 1958) пытается выделить в пределах Тонино-Анивского полуострова аналоги и других структурных зон Центрального Хоккайдо (антиклинорий Камуикотан, Срединный синклинорий и антиклинорий Хидака). Если их и можно выделять в пределах Тонино-Анивского полуострова, то далее к северу, ввиду широкого распространения неогеновых осадков, это представляется достаточно сложным. Здесь, очевидно, следует говорить об области, соответствующей всей зоне Центрального Хоккайдо в целом.

От Сахалина продолжение структур меловой островной дуги прослеживается под водами Охотского моря вдоль северного борта Южно-Охотской впадины двумя линейными зонами утолщения «базальтового» слоя, непосредственному развитию «гранитного» слоя и относительно низким скоростям продольных сейсмических волн на его поверхности, по резкому рельефу границы Конрада и подошвы рыхлых осадков.

Данные, полученные в последние годы по геологии Корякского нагорья (Белый, 1963; Белый и др., 1964; Геология СССР, т. XXXI, 1964; Геология Корякского нагорья, 1963; Лебедев и Бондаренко, 1962), показывают, однако, что область верхнемеловой складчатости продолжалась не только на Сахалин, но и распространялась далее на север и восток в районы западных частей Корякского нагорья и Западную Камчатку.

Недавние работы в Корякском нагорье привели исследователей к вполне правильным, как нам кажется, выводам о резко различной истории западной и восточной частей этой области. Первая из них выделяется под названием Анадырско-Корякской складчатой системы, а вторая — Олюторско-Камчатской системы. В. Ф. Белый (1963), первый обративший серьезное внимание на эти различия, выделял Анадырско-Корякскую систему как верхнемеловую ларамийскую складчатую зону. Правда, в более поздней своей работе совместно с А. А. Николаевским, С. М. Тильманом и Н. А. Шилов (1964) он выделяет Анадырско-Корякскую систему как зону ранней консолидации в Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости. Упомянутые выше авторы отмечают, что в пределах Анадырско-Корякской системы выделяются три структурных яруса. Нижний и средний ярусы, относящиеся к собственно геосинклинальному этапу развития этой зоны, охватывают отложения от верхней юры до сенона включительно, а «верхний структурный ярус (датский век, палеоген, нижний миоцен) образован формациями орогенного ряда, выполняющими межгорные впадины и прогибы» (Белый и др., 1964, стр. 13).

Для некоторых районов Анадырско-Корякской зоны (Таловско-Майнский антиклинорий и др.), так же как и для Сихотэ-Алиня, доказывалось заложение этой мезозойской геосинклинальной системы на складчатом фундаменте.

Для Олюторско-Камчатской системы характерно проявление интенсивной складчатости и смена собственного геосинклинального этапа развития орогенным лишь в середине миоцена. Граница между этими двумя зонами уходит на юг, скрываясь под чехлом молодых эффузивных толщ Срединного хребта Камчатки. Эти данные заставляют, как нам кажется, по-новому смотреть на давно уже отмечавшиеся всеми исследователями различия в геологическом строении западной и восточной Камчатки.

При сравнении и описании третичных разрезов Западной и Восточной Камчатки мы будем в основном пользоваться данными, опубликованными в XXXI томе Геологии СССР, вполне отдавая себе отчет в том, что возрастная датировка ряда толщ еще недостаточно надежна.

Третичные отложения западной Камчатки залегают с перерывом и резким несогласием на подстилающих их меловых образованиях. Здесь выделяются отложения как палеогенового, так и неогенового возраста. В качестве примера рассмотрим наиболее хорошо изученный разрез палеогеновых отложений Тигильского поднятия, который в общем характерен для большинства районов западной Камчатки.

Палеогеновые отложения подразделяются здесь на две серии (снизу вверх): тигильскую (палеоцен? — нижний олигоцен) и ковачинскую (средний — верхний олигоцен). Тигильская серия в свою очередь подразделяется на три свиты.

Нижняя, хулгунская свита состоит в основном из конгломератов и песчаников. Конгломераты этой свиты содержат плохо отсортированные обломки подстилающих пород. Среди горизонтов песчаников местами содержатся прослои алевролитов и углей. Общая мощность свиты свыше 1500 м.

Выше, возможно, с перерывом залегают образования напанской свиты, представленные в нижней части базальными конгломератами, а в верхней — переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами каменных углей и обильными отпечатками флоры. Общая мощность пород напанской свиты около 1500 м.

В верхней части тигильской серии залегает толща ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемых под названием снатольской свиты. В породах свиты легко обнаруживаются признаки мелководных осадков. Об этом же свидетельствует состав фауны и отпечатки флоры. Мощность толщи меняется от нескольких десятков до 2500 м. В последнее время верхняя часть этой свиты выделяется в самостоятельный учувинский горизонт.

Выше располагаются отложения ковачинской серии. Часто в составе ковачинской серии выделяются образования только одной точилинской свиты, представленной глинистыми песчаниками в нижней части и плотными аргиллитами с мергелистыми конкрециями и обугленными растительными остатками — в верхней. Известны отдельные прослои бентонитовых глин и туфов. Мощность пород свиты около 1500—2000 м. Местами на отложениях точилинской свиты залегает толща туфогенных, иногда карбонатных аргиллитов, выделяемая под названием хорновской свиты.

Неогеновые образования Западной Камчатки, залегающие с перерывом и часто с несогласием на подстилающих толщах, также подразделяются на две серии: нижнюю — воямпольскую и верхнюю — кавранскую.

В составе воямпольской серии выделяется пять свит. Нижняя амининская свита местами сложена почти целиком глинами, содержащими остатки морской фауны. Глины фациально замещаются иногда туфогенно-аргиллитовой толщей, которая, в свою очередь, фациально замещается андезитами и туфобрекчиями. Мощность свиты около 500 м. Выше залегает толща алевролитистых аргиллитов, часто туфогенных, с прослоями бентонитовых глин, туфов и туффитов. Для свиты в целом характерна ритмичность в чередовании пород. Мощность этих пород, объединяемых в гакхинскую свиту, равна 500—1000 м. Возраст амининской и гакхинской свит считается нижнемиоценовым, хотя не исключена возможность, что нижняя часть разреза амининской свиты может относиться к верхнему олигоцену.

Следующая вверх по разрезу утхолокская свита сложена темными плотными глинами с большим количеством прослоев туфов и туф-

фитов. В некоторых разрезах она почти целиком состоит из туфов, туфогенных аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов. Мощность свиты около 350 м.

Выше располагается толща туфогенных аргиллитов, туфодиатомитов, туффитов и туфов, выделяемых в самостоятельную вывентекскую свиту. Мощность ее меняется от 250 до 500 м.

Разрез воямпольской серии заканчивается породами кулувенской свиты, состоящей из туфогенных песчаников с прослоями туфов, туффитов, аргиллитов и конгломератов и линзами углей общей мощностью около 500 м.

Отложения самой верхней кавранской серии залегают с размывом и угловым несогласием на более древних образованиях. В основании разреза серии выделяется толща конгломератов, туфогенных песчаников и гравелитов, известная под названием ильпинской свиты. Мощность ее меняется от нескольких метров до 1000 м. Выше по разрезу залегают отложения какертской свиты, представленной опоками, туфодиатомитами и туфами общей мощностью около 700 м. Возраст ильпинской и какертской свит на основании содержащихся в них остатков фауны считается верхнемиоценовым — нижнеплиоценовым.

Выше по разрезу отложения сменяются толщей туфогенных плохо отсортированных песчаников, в верхней части которых появляются прослои опоконидных аргиллитов. Эти отложения объединены под названием эолонской свиты, мощность которой местами достигает 1000 м.

Самая верхняя часть кавранской серии представлена лигнитоносной эрмановской свитой, состоящей из чередования прослоев туфогенных диатомовых глин и грубозернистых песков с прослоями лигнитов. В толще, мощность которой около 400 м, в обилии встречаются растительные остатки. Верхняя часть кавранской серии относится к среднему и верхнему плиоцену (Геология СССР, т. XXXI, 1964).

Из краткого описания разреза третичных отложений Тигильского поднятия видно, что в третичное время на Западной Камчатке произошло накопление значительных по мощности толщ. Общая мощность образований третичного возраста здесь достигает 10 км. Однако необходимо отметить и большое своеобразие этого комплекса пород, которое заключается в обилии грубообломочных пород (валунные конгломераты), в большом количестве угленосных отложений в разрезе, в частых перерывах в осадконакоплении, а также в большом количестве туфогенных образований и ритмичной слоистости некоторых толщ преимущественно морского генезиса. Кроме того, для третичных толщ Западной Камчатки характерна крайне слабая степень литификации и эпигенетических изменений пород, совершенно постепенно убывающая вверх по разрезу.

Третичные толщи Восточно-Камчатского прогиба (палеогеновые и неогеновые отложения) разделяются здесь на четыре комплекса (серии): богачевскую (верхний олигоцен — нижний миоцен), тышевскую (средний и часть верхнего миоцена), кавранскую (верхний миоцен — нижний и средний плиоцен) и эрмановскую свиту (верхний плиоцен).

Нижняя граница богачевской серии не установлена. Это объясняется прежде всего тем, что «...особые трудности в выяснении стратиграфического разреза Восточной Камчатки вызываются рядом причин и прежде всего почти полной невозможностью разграничения сходных по литологическому составу палеогеновых и верхнемеловых пород, флишоподным характером толщ, огромной их мощностью, переходом местами осадочных пород в вулканогенные, а также сильной дислоцированностью палеогеновых и миоценовых образований» (Геология СССР, т. XXXI, 1964, стр. 189). Сама богачевская серия состоит из толщ ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с отдельными прослоями гравелитов и конгломератов. Местами появляются прослои андезитовых и базаль-

товых порфиров и прослоев туфов. По своему внутреннему строению толща очень сходна с типичными флишевыми формациями. Мощность серии не менее 5000—7000 м.

Вышележащая тюшевская серия сложена полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, туфодиазомитами с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов. Мощность тюшевской серии — 2500—3000 м. В отдельных районах Восточной Камчатки тюшевская серия подразделяется более подробно на свиты, не имеющие, однако, значительного распространения. Отложения богачевской и тюшевской серий представлены исключительно морскими фациями.

Вышележащая кавранская серия состоит в основном из грубозернистых песчаников и конгломератов с прослоями аргиллитов, алевролитов и диатомитов. Местами (полуостров Кроноцкий) осадочные породы замещаются вулканогенными. Мощность серии меняется от 300 до 1500 м.

Самая верхняя эрмановская свита очень пестра по своему составу. В ее разрезе известны конгломераты, гравелиты, песчаники, туфобрекчии, туфы, диатомиты и лигниты, в изобилии встречаются остатки флоры. Мощность свиты около 500—600 м.

Таким образом, для третичных отложений Восточной Камчатки характерна прежде всего тесная их связь с подстилающим комплексом меловых пород, что говорит об отсутствии в этих районах проявления верхнемеловой складчатости. Для нижней части разреза третичных отложений (богачевская и тюшевская серии) характерно повсеместное развитие морских фаций, присутствие в разрезе богачевской серии типичного флиша. Некоторая близость в типах осадков намечается лишь для верхней части третичного разреза (эрмановская свита), где также появляются континентальные угленосные фации и широкое развитие приобретают конгломераты и гравелиты. Это обстоятельство, как нам кажется, также свидетельствует о том, что граница между областью распространения верхнемеловой складчатости и зоной, не претерпевшей этих движений в конце мела, должна проводиться где-то в районе Срединного хребта Камчатки. Недостаточная геологическая изученность полуострова и обилие молодых четвертичных эффузивов не позволяют сейчас провести ее более точно, а отсутствие сведений о глубинном строении района не позволяет выделить здесь зону меловой островной дуги.

Наконец, нам хотелось обратить внимание еще на один любопытный факт. Выше мы уже отмечали, что на Хоккайдо вдоль границы между зоной с проявлениями верхнемеловой складчатости и областью современной геосинклинали распространены метаморфические образования мезозойского возраста. Как известно, на Камчатке — в южной части Срединного хребта — также развиты метаморфические породы, возраст которых до последнего времени считался нижнепалеозойским или даже докембрийским. Однако в последнее время появились в геологической литературе высказывания о более молодом мезозойском и даже меловом возрасте этих толщ (Лебедев, Бондаренко, 1962). Весьма вероятно, что здесь мы имеем аналогичные Центральному Хоккайдо выходы молодых метаморфических пород в ядрах длительно развивающихся геосинклинальных поднятий. Таким образом, уже в настоящее время есть, как нам кажется, достаточно много оснований для проведения интересующей нас восточной границы области верхнемеловой складчатости вдоль Срединного хребта Камчатки. По ряду причин точное местоположение этой границы еще не ясно, особенно в южной части Камчатки.

Геофизически восточная граница области верхнемеловой складчатости выражается в смене коры переходного типа корой островной дуги, для которой характерно отсутствие типичного сейсмического «гранитного» слоя, резкие колебания мощности земной коры и сложный характер глубинных границ раздела.

Выше мы пытались наметить границы области верхнемеловой складчатости, которая с запада ограничена более древними складчатыми зонами, а с востока — более молодыми складчатыми и современными геосинклинальными системами. В настоящий момент в ряде районов они могут быть проведены пока в известной мере условно. Однако уже сейчас достаточно уверенно можно говорить о широком проявлении в этой части Тихоокеанского коллца верхнемеловых ларамийских складчатых движений и о существенной их роли в формировании складчатых структур этого региона. Действительно, верхнемеловая складчатая область, судя по приведенным выше данным, занимает большую часть дна Охотского моря. В связи с таким огромным распространением этих структур по площади естественно поставить вопрос о том, насколько едина вся эта область верхнемеловой складчатости или она состоит из ряда складчатых систем, отличающихся одна от другой историей своего геологического развития. Как будто такие различия отчетливо выявляются при анализе третичной истории различных частей этой области, о чем будет сказано ниже.

О РАЙОНИРОВАНИИ ОБЛАСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

При описании отдельных регионов можно было уже видеть некоторые различия в истории развития и строении западных и восточных частей обширной области верхнемеловой складчатости. Нам представляется, что эта область может быть подразделена на три зоны: 1) Сихотэ-Алиньскую складчатую систему, 2) Хоккайдо-Западно-Камчатскую складчатую систему и 3) впадину Дерюгина. Рассмотрим вкратце основные черты строения каждого из выделенных районов.

Сихотэ-Алиньская складчатая система

Наиболее четко эта складчатая система проявлена в южной части региона в пределах собственно Сихотэ-Алиня. Для западных частей ее прежде всего характерно то, что мезозойская геосинклиналь в большей своей части развилась на герцинском складчатом основании. Это достаточно надежно обосновывается тем, что на юге Сихотэ-Алиня по разломам приподнят и вскрыт палеозойский складчатый фундамент, а также анализом палеозойских формаций самого Сихотэ-Алиня. Герцинский этап развития этой складчатой системы закончился в перми, с ним было связано внедрение гранитных интрузий в смежные с Сихотэ-Алинем зоны поднятий. Интенсивным проявлением герцинской складчатости, очевидно, объясняется ограниченное развитие триасовых образований на территории Сихотэ-Алиня, среди которых часто бывают распространены угленосные, континентальные и грубообломочные толщи. Весьма вероятно, что более детальное изучение этих толщ позволит рассматривать их как орогенные формации герцинского цикла развития Сихотэ-Алиня.

Мезозойский этап развития этой территории, по существу, начинается с верхнего триаса — нижней юры. В течение этого этапа до нижнего сенона включительно в отдельных прогибах Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы накапливается мощный комплекс осадков. В западной части это преимущественно терригенные отложения (конгломераты, песчаники, сланцы), часто с характерным ритмичным чередованием пород в разрезах. Эти образования обычно относят к так называемым флишоподным толщам. В восточной части проявляются прослои кремнистых пород, туфов и покровы эффузивов, местами играющих значительную роль в строении юрских и меловых толщ.

В середине сенона геосинклинальная зона Сихотэ-Алиня замыкается, процесс перехода ее в складчатую систему сопровождается внедрением верхнемеловых гранитоидов.

Во второй половине сенона, палеогене и неогене на территории Сихотэ-Алиньской складчатой зоны развиваются, с одной стороны, типичные наложенные впадины орогенного этапа развития — Нижне-Амурская, Артемо-Тавричанская и другие, выполненные континентальными, осадочными и вулканогенными толщами, с другой, — на побережье Татарского пролива и Японского моря формируется Приморский вулканический пояс. Морфология этих структур и история их развития были недавно достаточно подробно описаны С. А. Салуном (1964).

Подводя итоги краткому рассмотрению Сихотэ-Алиньской складчатой системы, необходимо отметить следующие основные особенности ее строения: существование под мезозойскими отложениями складчатого герцинского комплекса; своеобразие мезозойского этапа развития, заключающееся в незначительном распространении вулканогенных эвгеосинклинальных отложений и широком развитии терригенных флишеидных толщ; проявление эпохи завершающей складчатости в середине сенона и развитие после этого на территории складчатой системы орогенных структур и формаций, начиная с датского века.

Заканчивая рассмотрение Сихотэ-Алиньской складчатой системы, нам осталось только рассмотреть вопрос о возможном продолжении ее на северо-восток. Выше мы уже указывали, что западная граница области верхнемеловой складчатости, по всей вероятности, проходит через полуостров Кони и Тайгонос в пределы западной части Корякского нагорья, отделяя верхнемеловую складчатую зону последней от мезозойд Северо-Востока СССР. Действительно, здесь, судя по данным некоторых исследователей (Белый, 1963; Белый и др., 1964), характерна сходная геологическая история. Здесь также широко проявилась герцинская орогенция; для мезозойского геосинклинального этапа, начавшегося в юре и закончившегося в конце мела, также характерно широкое развитие терригенных толщ. С концом мела здесь связано появление заключительной фазы складчатости, после которой собственно геосинклинальный этап развития этой территории закончился, и она вступила в орогенный этап. Не совсем ясен вопрос о восточной границе этой зоны в пределах Корякского нагорья. Однако сходство ее западных частей с Сихотэ-Алиньской зоной представляется нам несомненным.

Необходимо также рассмотреть вопрос о возможном объединении Сихотэ-Алиньской складчатой системы с областью мезозойд Северо-Востока СССР, как это делает Ю. М. Пуцаровский (1964а). Такое объединение представляется нам неправильным не только потому, что эпоха завершающей складчатости в этих зонах проявилась в разное время, но в основном и потому, что в пределах Корякского нагорья мы имеем резкое торцовое сочленение этих зон, перекрытое сейчас вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса.

По глубинному строению земной коры Сихотэ-Алиньская складчатая система выделяется также достаточно отчетливо. Она отличается от других участков Охотского региона с переходным типом коры. Наблюдаемые отличия дают нам основание выделять земную кору Сихотэ-Алиньской складчатой системы в первый подтип переходной коры, который характеризуется следующими особенностями: относительно мощной корой (не менее 22—25 и до 35—40 км), отрицательными или небольшими по абсолютной величине положительными аномалиями силы тяжести, положительным или близким к нулю магнитным полем. В составе кристаллической части земной коры преобладает сейсмический «базальтовый» слой, граница Конрада прослеживается достаточно уверенно. Рыхлые неуплотненные осадки полностью или почти полностью компенсируют прогибы в рельефе подошвы осадочного чехла. Граничные скорости на подошве осадков не выходят за пределы, типичные для «гранитного» слоя (5,8—6,1 км/сек), на поверхности Конрада их значения изменяются в более широких пределах — от

6,3 до 6,7 км/сек. Следовательно, поверхность «базальтового» слоя здесь так же или даже в большей мере неоднородна, как и поверхность «гранитного». Соотношения форм рельефа кровли и подошвы кристаллической коры, как правило, обратные, т. е. для положительных структур кровли коры характерны «корни».

Таким образом, по некоторым признакам рассмотренный подтип переходной коры близок к коре материковой, отличаясь от нее в то же время меньшей мощностью, преобладанием в сейсмическом разрезе «базальтового» слоя и его неоднородностью, меньшими значениями гравитационных аномалий.

К переходной коре первого подтипа нами отнесена, таким образом, кора Сихотэ-Алиня, Северного Сахалина и северной части Охотского моря. К этому же подтипу следует, по-видимому, относить ксру залива Шелихова, Пенжинской губы и Западной Кореи.

Хоккайдо-Западно-Камчатская складчатая система

Складчатая система обладает целым рядом особенностей, отличающих ее от рассмотренной выше Сихотэ-Алиньской складчатой системы. К их числу прежде всего относится отсутствие четко выраженного герцинского складчатого фундамента. До последнего времени геологические данные как будто бы свидетельствовали о том, что в этой зоне также распространены палеозойские складчатые толщи, на которых несогласно располагаются образования мезозойского геосинклинального этапа развития. Однако приведенные выше материалы по геологии Центрального Хоккайдо убедительно свидетельствуют о том, что в пределах этой зоны палеозойские образования распространены незначительно, и они слагают единый комплекс с отложениями триаса, юры и, возможно, нижних частей нижнего мела. Аналогичные данные начинают появляться и на Сахалине, и Камчатке, где большая часть отложений, относимых ранее к палеозою, на основании находок фауны переводится в мезозой. Все это позволяет сделать предположение об отсутствии в этой зоне герцинских складчатых движений, а следовательно, и об ином фундаменте, на котором происходило развитие мезозойской геосинклинали этой зоны.

Мезозойский этап развития Хоккайдо-Западно-Камчатской зоны также обладает целым рядом особенностей, отличающих ее от Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Эти различия заключаются прежде всего в широком распространении в разрезах своеобразных толщ тонкослоистых черных сланцев со своеобразными обломочными породами, довольно широком развитии спилито-кератофировой формации (группа Сорачи), в насыщенности разреза кремнистыми толщами и в появлении типичной флишевой формации в меловых отложениях этой зоны. Весьма своеобразной ее чертой является также развитие метаморфических комплексов молодого возраста и широкое распространение интрузий ультраосновного и основного состава. Специфика отложений нижней части этого разреза была недавно отмечена Н. А. Богдановым (1965), однако он, очевидно, не совсем правильно считал их возраст в основном палеозойским.

В предыдущих разделах работы мы уже писали о том, что верхнемеловая эпоха складчатости играла существенную роль в формировании современного структурного плана этой зоны. Однако в течение кайнозойского этапа развития здесь накапливаются осадки и формируются структуры, отличные от типично орогенных отложений и структур Сихотэ-Алиньской складчатой системы и, в то же время, не похожие на отложения и структуры типичных геосинклинальных областей. Если попытаться дать классификацию кайнозойских структур этой зоны, то она окажется необычайно простой. Здесь прежде всего выделяются структуры типа унаследованных прогибов (зона Исикари — Румои, Западно-Сахалинская и, вероятно, За-

падно-Камчатская), в которых осадконакопление происходит наиболее длительно. После небольшого перерыва, а иногда практически и без него, здесь происходит накопление палеогеновых отложений, характер которых будет рассмотрен нами ниже.

Таким образом, структуры типа унаследованных прогибов в кайнозойское время являлись областями наиболее длительного осадконакопления. Мощности третичных толщ в этих разрезах достигают местами 10 км. Эти же зоны являются областями наиболее интенсивных дислокаций третичных отложений. Видимо, только эти зоны и являлись в палеогеновое время областями осадконакопления, тогда как большая часть области верхнемеловой складчатости была приподнята и подвергалась размыву.

Следующим типом кайнозойских структур Хоккайдо-Западно-Камчатской складчатой системы являются грабен-синклинали разных размеров — от небольших, развитых в пределах Центрального Хоккайдо, Восточного Сахалина и других районов, до грандиозных по своим размерам структур типа Тымь-Поронайской зоны. Для этих структур почти повсеместно характерны отсутствие палеогеновых отложений, простые дислокации выполняющих их третичных отложений, за исключением участков, расположенных вблизи ограничивающих эти структуры крупных разломов.

И, наконец, третий тип крупных структур представляют горст-антиклинальные поднятия, которые, как правило, на протяжении почти всего кайнозоя являлись областями размыва.

Таким образом, мы должны отметить большое своеобразие структур кайнозойского этапа развития Хоккайдо-Западно-Камчатской складчатой системы. Они не похожи на типичные структуры складчатых областей — антиклинории и синклинории, но в то же время линейность и большая протяженность отличают их и от типичных структур орогенной стадии развития геосинклинальных зон. Весьма любопытно, что с этим своеобразием кайнозойских структур тесно связаны и особенности формационного состава третичных толщ, которые недавно были рассмотрены Н. Г. Бродской (Бродская, 1963; Бродская, Захарова, 1960). Необходимо только отметить, что отождествление в работе Н. Г. Бродской нижней базальной формации Западной Камчатки с одновозрастными флишевыми толщами Восточной вряд ли правильно, так как в разрезе последних распространены совершенно иные парагенезы пород. В третичных толщах Хоккайдо, Сахалина и Камчатки упомянутые выше авторы выделяют три формации.

Нижняя, базальная формация состоит из трех комплексов отложений: песчано-конгломератового, угленосного и песчано-глинистого, роль каждого из которых в различных разрезах этой формации различна. Для песчано-конгломератового комплекса (градации в понимании И. В. Хворовой) характерна плохая отсортированность пород (часто в разрезах присутствуют грубые валунные конгломераты), преобладание континентальных и реже озерно-болотных фаций. Для угленосного комплекса характерно ритмичное чередование пород в разрезе, иногда обилие прослоев конгломератов, преимущественное развитие отложений пресноводных и солоновато-водных фаций. Песчано-глинистый комплекс характеризуется постепенной сменой вверх по разрезу грубозернистых отложений мелкозернистыми, иногда здесь также наблюдаются ритмично построенные пачки пород. Мощности базальной формации в разных частях зоны меняются от нескольких сотен метров до 3000—3500 м. Возраст этой формации почти везде палеогеновый, преимущественно эоцен-олигоценый.

Нетрудно видеть, что отложения нижней, базальной формации весьма напоминают как по парагенезам пород, так и по их генетической принадлежности молласовые отложения любой складчатой зоны. Это, по существу, является лишним доказательством того, что верхнемеловая орогения была резким переломным моментом в истории развития Хоккайдо-Западно-Камчатской зоны. Однако эта типично орогенная базальная формация вверх по

разрезу сменяется весьма своеобразной вулканогенно-осадочной формацией, возраст которой, как правило, миоценовый. Последней присущи следующие особенности; в ее строении большая роль принадлежит вулканогенным образованиям, широко распространены кремнистые, глинистые и песчано-глинистые отложения, характерно преобладание морских, относительно глубоководных фаций и флишеидное чередование пород в разрезе.

По преобладанию того или иного комплекса пород выделяются различные разновидности базальной формации, весьма изменчивой по своему строению. В частности, для Сахалина, как отмечает Н. Г. Бродская (1963), распространены два типа разреза этой формации. Для первого, развитого в пределах Западно-Сахалинского унаследованного прогиба, Тымь-Поронайской грабен-синклинальной зоны и других мест, характерно закономерное чередование морских песчано-глинистых, вулканогенно-кремнистых и песчаных толщ. Крайне ограниченным распространением пользуются грубозернистые и угленосные образования. Значительно реже встречается второй тип разреза, где преимущественно развиты континентальные песчано-глинистые и прибрежно-морские осадки. Мощность этой формации местами достигает 6000—7000 м.

Таким образом, широкое развитие вулканогенных, кремнистых и глинистых, сравнительно глубоководных осадков, ритмичное (флишеидное) строение их разрезов не позволяет, как нам кажется, рассматривать эту формацию как типичный член формационного ряда орогенных формаций. Однако «возвращение» геосинклинального режима в этой зоне было весьма кратковременным, ибо с конца миоцена и в плиocene здесь начинают накапливаться отложения самой верхней молласовой формации. Основание ее, по данным Н. Г. Бродской (1963), обычно сложено толщей грубых конгломератов, залегающих, как правило, с разрывом на подстилающих толщах. Выше по разрезу они сменяются косослоистыми песчаниками с прослоями глин, лигнитов, гравелитов и конгломератов. В верхней части часто вновь появляются грубообломочные отложения. Мощность формации меняется от нуля до 2500—3000 м.

Таким образом, мы видим, что и формационный ряд третичных образований свидетельствует о большом своеобразии кайнозойского этапа развития Хоккайдо-Западно-Камчатской складчатой системы и о невозможности прямого отнесения его к собственно геосинклинальному этапу. Следует, кроме того, напомнить, что и по своему глубинному строению третичные структуры Сахалина резко отличаются от структур геосинклинальных систем орогенного этапа развития. Как мы видели, кайнозойские поднятия Сахалина не имеют под собой «корней» в мантии; прогибам же, напротив, соответствуют прогибы поверхности Мохоровичича.

На большое своеобразие третичной истории этой зоны давно обращали внимание многие геологи. Н. С. Шатский, например, как это видно из Тектонической карты СССР м-ба 1 : 2 500 000, представлял Сахалин в виде поперечного прогиба типа Донбасса, отходящего аппендиксом от области кайнозойской складчатости. О существенной роли меловой складчатости для территории Сахалина писал Е. М. Рудич (1962), рассматривая третичные структуры этой области как новообразованные парагеосинклинали на верхнемеловом складчатом основании. На данной стадии изучения Охотского региона, очевидно, нельзя еще окончательно решить этот вопрос. В самом деле, в конце верхнего мела в этой зоне прекратилось накопление типичных геосинклинальных формаций. В это же время здесь в результате складчатости были сформированы типичные структуры складчатых зон — антиклинории и синклинории — с развитием характерных чешуйчатых структур, зон крутых надвигов и сбросов.

В конце мела или несколько позже произошло внедрение подавляющей массы ультраосновных, основных и гранитоидных интрузий. Однако, как мы показали выше, третичная история этой зоны была весьма специфич-

на, и, если придавать большое значение кратковременному появлению в разрезе флишеидной формации, то, видимо, можно считать, что в третичное время здесь произошла регенерация геосинклинального режима. Двойственность решения этого вопроса связана, безусловно, с общей неразработанностью в геологии такого понятия, как эпоха завершающей складчатости, особенно в тех случаях, когда он применяется к анализу истории развития крупных геосинклинальных областей, где выделяются зоны разной по времени консолидации.

Отличия в геологической истории Хоккайдо-Западно-Камчатской складчатой системы, очевидно, обусловили и наблюдаемое здесь глубинное строение земной коры. Ее отличительными особенностями являются резкая дифференцированность по мощности «базальтового» слоя и повсеместное распространение типичного «гранитного» слоя. В пределах коры этого подтипа мощность «базальтового» слоя изменяется на коротких расстояниях от 10—15 до 20—25 км. Участки повышенной и пониженной мощности его узки, линейно вытянуты. Рельеф поверхности Мохоровичича пологий, поверхности Конрада — резко расчлененный. «Базальтовый» слой перекрыт на значительных по размерам участках только рыхлыми осадочными отложениями, плотные породы со скоростями продольных сейсмических волн 5,5—6,0 км/сек имеют локальное распространение, выполняя главным образом глубокие прогибы поверхности Конрада. По характеру сейсмического разреза земная кора этого подтипа сходна с корой районов островных дуг и глубоководных желобов, отличаясь от них в то же время почти горизонтальным залеганием поверхности Мохоровичича и несколько более высокими скоростями в перекрывающих «базальтовый» слой плотных породах.

Приводимые выше геофизические материалы несомненно свидетельствуют о продолжении Хоккайдо-Западно-Камчатской зоны в пределы Западной Камчатки. Следует сразу же оговориться, что степень изученности Корякского нагорья не позволяет достаточно точно решать этот вопрос. Весьма вероятно, рассматриваемую зону следует продолжать в ту часть Корякского нагорья, где имеются хорошо развитые вулканогенно-кремнистые толщи мезозоя и где отсутствуют выходы герцинского складчатого фундамента.

Впадина Дерюгина

В центральной части Охотского моря у восточного побережья Сахалина в его северной части располагается своеобразная изометричной формы структура, которая, судя по геофизическим и очень скудным геологическим данным, должна выделяться в качестве самостоятельной структуры. В самом деле, эта область является зоной накопления больших мощностей рыхлых осадков. Однако, в отличие от остальных частей Охотского моря, чехол рыхлых осадков которых начал формироваться с конца палеогена — начала неогена, в северо-западной части этой впадины накопление толщ рыхлых осадков началось, по-видимому, не позже нижнего мела. Таким образом, она является, очевидно, наиболее древним участком Охотского моря. Весьма вероятно, что зона накопления мощных толщ неогена на Северном Сахалине представляет собой лишь западный борт этой впадины. Это утверждение основывается на том, что изолинии мощностей третичных толщ этой части Сахалина (Алексейчик и др., 1963) открываются во впадину Дерюгина и находят свое продолжение в изолиниях мощностей в пределах этой впадины, полученных при геофизических исследованиях.

Таким образом, эта структура представляет собой изометричную и, очевидно, достаточно древнюю впадину, в пределах которой осадконакопление плю, по всей видимости, без существенных перерывов, начиная по крайней мере с нижнего мела. Своеобразно и строение земной коры этой

впадины. Как мы уже отмечали, сейсмические границы раздела характеризуются здесь аномально высокими значениями граничных скоростей. Скорость продольных волн на поверхности «гранитного» слоя достигает значений 6,3 и даже 6,4 км/сек, что не позволяет уверенно утверждать здесь существования типичного сейсмического «гранитного» слоя, так как с равным основанием такие скорости можно относить и к поверхности «базальтового слоя».

Внутри кристаллической части коры неуверенно прослеживается граница раздела, условно принимаемая за границу Конрада. Скорости на этой границе также чрезвычайно велики — 7,2 км/сек. Возможно, ее следует интерпретировать как раздел внутри «базальтового» слоя. При этом, однако, мощность кристаллической части коры под впадиной Дерюгина достаточно велика — до 20—25 км — и увеличивается к Сахалину. Мощный осадочный чехол имеет двухслойное строение на востоке области, а на западе, в районе впадины Дерюгина в рыхлых осадках прослеживаются слои с высокими граничными скоростями. Общая мощность осадочного чехла в среднем не менее 5 км, а на отдельных участках больше 6 км. На подошве осадочного чехла скорости продольных сейсмических волн увеличиваются с востока на запад к Сахалину от 6,1 до 6,4 км/сек.

Какого-либо соответствия в характере рельефа глубинных границ раздела не наблюдается. Данные сейсмических и гравиметрических исследований плохо согласуются между собой, что дает основание предполагать аномальные плотности в верхней мантии.

Геофизические отличия района впадины Дерюгина от окружающих участков заставляют выделять ее кору в особый — третий — подтип коры переходного типа.

Наконец, необходимо отметить еще одну интересную черту строения рассматриваемой зоны — обтекание ее мезозойскими структурами. С севера она ограничена Сихотэ-Алиньской складчатой системой, с юга — Хоккайдо-Западно-Камчатской, которые, очевидно, соединяются в районе залива Шеллихова и Пенжинской губы. На западе этой зоны развиты структуры Сахалина. Создается впечатление, что складчатые структуры как бы обтекают эту зону, как обычно обтекаются структуры срединных массивов. Однако особенности геологического строения и строения земной коры впадины Дерюгина, а также геологическая история Хоккайдо-Западно-Камчатской складчатой системы, представлявшей, по всей видимости, в меловое время островную дугу, заставляют думать, что эта часть области меловой складчатости представляет собой отделившийся от океана участок океанической коры, в пределах которой, начиная с момента формирования меловой островной дуги, происходит интенсивное накопление осадков.

Представляется, что аналогичные типы структур достаточно широко развиты и в более древних геосинклинальных областях. Однако на них не обращали до настоящего времени должного внимания, принимая своиственные им особенности строения — мощный осадочный чехол и обтекание складчатыми структурами — за доказательство существования в этих зонах срединных массивов.

О ПОЛОЖЕНИИ САХАЛИНА В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ОБЛАСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В связи с предложенным выше районированием области верхнемеловой складчатости не совсем ясным становится положение Сахалина, который на юге, несомненно, соединяется со структурами Хоккайдо-Западно-Камчатской складчатой системы, а на севере почти вплотную подходит к структурам Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Из предыдущих частей нашей работы отчетливо видно, что эти две складчатые системы

отличаются одна от другой временем проявления верхнемеловой складчатости, дальнейшей кайнозойской историей и рядом других черт.

Интересно посмотреть, не происходит ли по простиранию структур Сахалина каких-либо изменений, свидетельствующих о промежуточном положении структур острова в области верхнемеловой складчатости. Действительно, некоторые доказательства этому известны уже и сейчас. Так, разрезы верхнемеловых толщ в Западно-Сахалинских горах меняются с юга на север. Если на юге верхний мел состоит целиком из терригенных морских толщ, часто с флишевым чередованием пород в разрезах, то по мере движения к северу морские толщи замещаются прибрежно-морскими и континентальными с широким развитием прослоев углей. Здесь, таким образом, мы наблюдаем переход от типично морских разрезов мела Хоккайдо-Западно-Камчатской зоны к разрезам с перерывами и местами с континентальными толщами Сихотэ-Алиньской зоны. Весьма вероятно, что с этим же обстоятельством связано отличие меловых разрезов полуострова Шмидта и Восточно-Сахалинских гор, располагающихся, в общем, в близкой структурной зоне.

Интересно отметить также, что структурные зоны Сахалина погружаются на север и на широте мыса Тык на западе и долины реки Тымь на востоке погружаются как структуры Западно-Сахалинских, так и Восточно-Сахалинских гор. Грабенообразная структура Тымь-Поронайской депрессии на этой широте как бы теряет свой линейный характер и переходит в широкую неогеновую впадину Северного Сахалина. В этой связи интересно напомнить высказывания многих геологов о существенно ином характере дислокаций третичных толщ Северного Сахалина и об их полуплатформенном характере. Положение Сахалина — связующего звена между двумя различными складчатыми системами области верхнемеловой складчатости — вдоль западного борта остаточной впадины Дерюгина также представляется совершенно закономерным.

Вполне естественно попытаться рассмотреть характер соединения Хоккайдо-Сахалинской части этой складчатой системы с ее северо-восточными структурами, идущими вдоль северо-западного края Южно-Охотской впадины к Камчатке. Для решения этого вопроса мы, по существу, не имеем достаточных материалов. Казалось бы, что существование в южной части полуострова Терпения северо-восточных простираний осей складок говорит о виргации структур Хоккайдо в этом районе. Одна ветвь их уходит на север, а другая — на северо-восток в сторону Камчатки. Кроме того, в этом районе распространены крупные зоны разломов, некоторые из которых достаточно отчетливо прослеживаются даже на сейсмических профилях (профили 1-М и 6-М), что не исключает возможности торцового сочленения в этом районе меридиональных структур Хоккайдо-Сахалинского отрезка с разновозрастными северо-восточными структурами Южно-Охотского.

Таким образом, мы видим, что большая часть площади дна Охотского моря относится к области широкого проявления складчатых процессов конца верхнего мела. В пределах этой области, как было показано выше, выделяются несколько зон с разной историей геологического развития и с разным, соответственно, строением земной коры. Последнее обстоятельство представляется нам крайне интересным, так как оно позволяет увязывать строение земной коры с историей развития структур, что до последнего времени считалось если не невозможной, то, по крайней мере, чрезвычайно трудной задачей.

СОВРЕМЕННАЯ КУРИЛЬСКАЯ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Северной границей этой зоны является северо-западный борт Южно-Охотской впадины, где происходит выклинивание гранитного слоя земной коры. Южную границу этой зоны, очевидно, следует проводить по юго-восточному борту Курило-Камчатского желоба, где проходит граница между областью с океаническим типом строения земной коры и типом островных дуг.

Прежде чем переходить к рассмотрению отдельных черт строения Курил, следует еще раз разобрать вопрос о том, что представляет собой Курило-Камчатский сектор Тихоокеанского кольца. На этот счет в литературе существуют достаточно противоречивые мнения. Согласно взглядам одних исследователей (Заварицкий, 1946а, б; Васильковский, 1963; Пущаровский, 1964а) курильскую часть этого региона следует рассматривать как современную геосинклинальную систему. Другая группа исследователей (Белоусов и Рудич, 1960; Горячев, 1960а) рассматривает эту область как своеобразный тип структур, генетически связанный с глыбовыми движениями земной коры и не родственной геосинклинальным структурам.

Нам представляется, что линейность структур Курильского архипелага, резкая контрастность рельефа этой зоны, находящие свое отражение и в глубинном строении земной коры, отсутствие резких фаз складчатости, обилие магматических проявлений, повышенная сейсмичность несомненно свидетельствуют в пользу того, что здесь мы имеем дело с современной геосинклинальной системой, переходящей по простиранию в кайнозойские складчатые структуры Камчатки.

На севере современной курильской геосинклинальной системы к структурам Курильской части Курило-Камчатской зоны, очевидно, следует отнести Южно-Охотскую зону опусканий, выделяемую на картах рельефа дна под названием Южно-Охотской впадины, или Южно-Охотской котловины. Последние два названия, вероятно, можно употреблять в структурном понимании только для юго-западной части этой зоны опускания, но они совершенно не применимы для северных частей, представляющих узкий линейный прогиб, вытянутый параллельно островам Большой Курильской гряды. От центральных частей моря зона отделена резким уступом дна. Наибольшей крутизной характеризуется средняя часть уступа, расположенная между изобатами 2000 и 3000 м. От островов Большой Курильской гряды Южно-Охотская зона опусканий также отделена уступом.

Большая часть дна Южно-Охотской зоны опусканий погружена на глубины порядка 3000 м ниже уровня моря. Эта зона на западе имеет ширину около 220 км, резко сужаясь к северо-востоку. Общая протяженность этой зоны около 1100 км. Дно впадины в ее западной части, судя по данным А. Б. Удинцева (1955а, б), представляет собой плоскую, очевидно, аккумулятивную равнину. На северо-восток от пролива Крузенштерна эта зона опусканий представляет собой крутой узкий желоб. Таким образом, эта зона опусканий состоит как бы из двух структурных элементов — узкого линейного желоба, вытянутого параллельно островам Большой Курильской гряды, и расположенной на западе изометричной впадины. Судя по геофизическим данным, в пределах этой зоны распространены рыхлые осадки, мощность которых варьирует от 2 до 5,5 км.

Проведенные в главе I подсчеты возраста слоя рыхлых осадков свидетельствуют, по-видимому, о том, что накопление его в пределах Южно-

Охотской зоны опусканий произошло в основном в неогеновое и четвертичное время и было, вероятно, связано с поднятием и размытием Большой Курильской гряды.

Следующую к юго-востоку структуру, которую обычно называют поднятием Больших Курил, или Большой грядой, правильнее было бы именовать геантиклинальным поднятием Больших Курил. Оно представляет собой в современном рельефе линейно вытянутый хребет, возвышающийся над дном Южно-Охотской зоны опусканий на 5700 м. Высота отдельных частей его над уровнем моря достигает 1500—1800 м. Длина этого геантиклинального поднятия около 1220 км в его Курильской части, к которой несомненно следует прибавить и часть, расположенную в северной подзоне Восточного Хоккайдо. Это геантиклинальное поднятие сложено породами среднепарамуширской, итурупской и утесной серий. Судя по геофизическим данным, мощность этого вулканогенно-осадочного чехла, лежащего прямо на «базальтовом» слое в южной и северной частях геантиклинального поднятия Больших Курил, местами превышает 10 км, значительно уменьшаясь в мощности к средней части поднятия.

Внутреннее строение самого геантиклинального поднятия, судя по геологическим профилям, приводимым рядом авторов для различных островов Большой Курильской гряды, достаточно простое. Так, например, остров Кунашир, согласно данным Г. П. Вергунова, Ю. К. Гуменного и А. Ф. Прялухиной, представляет собой антиклиналь, в ядре которой вскрыты отложения среднепарамуширской серии, а на юго-восточном крыле — перекрывающие их образования итурупской серии¹ (см. рис. 24). В крыльях этой антиклинали слои наклонены под углами 20—30°, только иногда круче. При этом углы падения пластов часто выносятся в более молодых отложениях.

Аналогичное описанному выше строение геантиклинального поднятия Больших Курил имеет и на островах Итуруп, Парамушир и Шумшу. Часто крупные антиклинали бывают осложнены более мелкими антиклинальными и синклинальными складками второго порядка. На этих отложениях, очевидно, формируя второй структурный ярус геантиклинального поднятия Больших Курил, очень полого залегают вулканогенные породы древнечетвертичных и современных вулканов.

Существенное значение в строении геантиклинального поднятия имеют разрывные нарушения. В пределах геантиклинального поднятия Больших Курил распространены разломы северо-восточного простирания, имеющие характер крутых сбросов или взбросов и приуроченные часто к крыльям рассмотренных выше крупных антиклинальных складок. Связь с этими разрывами молодых вулканических построек, очевидно, свидетельствует об их активности вплоть до настоящего времени. Кроме параллельной геантиклинальному поднятию системы сбросов и взбросов, развиты меридиональные и северо-западные разрывы, как правило, более молодые, чем разрывы северо-восточного простирания. Судя по данным Г. П. Вергунова (1964), они являются сдвигами с крайне незначительными амплитудами горизонтального перемещения. Особенно много таких разрывов закартировано на островах Парамушир и Итуруп.

Выше мы уже отмечали, что геантиклинальное поднятие Больших Курил наиболее приподнято в северной и южной частях и относительно погружено в пределах так называемого среднего звена (острова Симушир и Онекотан), что, судя по геофизическим и геологическим данным, связано с отставанием в развитии и более молодым возрастом этой части структуры. Кроме того, на этом фоне общего погружения свода поднятия к его

¹ В последнее время некоторые геологи (Давыдов и др., 1964) считают возраст развитых на острове Кунашир толщ более молодым — преимущественно мио-плиоценовым.

центральной части наблюдаются еще дополнительные более мелкие ундуляции его шарнира, которые в рельефе выражены отдельными островами Большой Курильской гряды и разделяющими их проливами. В настоящее время предложено два варианта объяснения этих ундуляций второго порядка. Одни исследователи связывают их с существованием системы меридиональных разрывов, представляя зоны проливов как поперечные грабены. Другие говорят о кулисообразном расположении отдельных поднятий и прогибов второго порядка по отношению к общей структуре геосинклинального поднятия Больших Курил. По существу, строгих доказательств не имеется у сторонников ни той, ни другой гипотезы.

Заканчивая описание структуры геосинклинального поднятия Больших Курил, видимо, следует остановиться еще на одном вопросе. Г. П. Вергунов (1964) недавно высказал предположение о существовании здесь двух поднятий (антиклинорий) — Охотского и Тихоокеанского. Судя по приводимому им описанию этих структур, речь должна идти скорее о миграции во времени свода геосинклинального поднятия Больших Курил с северо-запада на юго-восток. Однако надежного обоснования этому предположению им не приводится.

Характер сочленения геосинклинального поднятия Больших Курил со смежными прогибами не ясен. Многие исследователи, учитывая резкий перепад рельефа и существование уступов, утверждают, что он ограничен разломами, выраженными в рельефе дна в виде крутых уступов. Судя по сейсмическим данным, разрывы, возникающие в очагах неглубоких и подкорковых землетрясений, обрамляют Большое Курильское поднятие с северо-востока и юго-запада и располагаются на расстояниях до 20 км от островов. Эти разрывы, как правило, сопряжены со взбросо-сдвиговыми дислокациями и имеют падение в сторону островной гряды. С западной стороны подвижки по ним менее интенсивны.

Следующей к юго-востоку структурой Курильской геосинклинальной системы является геосинклинальный прогиб, который не имеет в геологической литературе собственного наименования и который мы предлагаем называть Срединно-Курильским геосинклинальным прогибом. Он представляет собой линейную структуру, вытянутую параллельно геосинклинальным поднятиям Больших и Малых Курил. Относительно смежных поднятий дно этого геосинклинального прогиба опущено на 3000—4000 м в средней части Курильской дуги, постепенно воздымаясь как в сторону Хоккайдо, так и в сторону Камчатки, где он, очевидно, выклинивается. Весьма вероятно, что вдоль обоих бортов этот прогиб ограничен зонами разрывов. Данных о характере выполняющих этот геосинклинальный прогиб отложений крайне мало. Судя по скоростям прохождения сейсмических волн, в южной и северной частях он выполнен преимущественно вулканогенными образованиями и в значительной степени ими компенсирован. Мощность этих пород здесь достигает 3—6 км. Аналогичные образования распространены и в зоне выклинивания этого прогиба в пределах Восточного Хоккайдо. В средней части прогиб практически слабо компенсирован осадками мощностью порядка 2 км при резко подчиненном развитии вулканогенных толщ.

К юго-востоку от Срединно-Курильского геосинклинального прогиба располагается геосинклинальное поднятие (антиклинорий по терминологии ряда геологов) Малых Курил. Это поднятие протягивается через полуостров Немуро, острова Малой Курильской гряды и далее прослеживается в виде подводного хребта Витязя. Общая длина его равна 1220—1250 км, при средней ширине в 25—30 км. Максимальное превышение этого поднятия над дном расположенного юго-восточнее Курило-Камчатского желоба достигает 11 700 м. Как уже упоминалось выше, от Срединно-Курильского геосинклинального прогиба это поднятие, очевидно, отделено разрывом или зоной разрывов. Аналогичная крупная структура отделяет его и от Кури-

ло-Камчатского желоба, причем последняя, по мнению многих исследователей, является зоной надвига.

Геоантиклинальное поднятие Малых Курил в южной своей части сложено верхнемеловыми и, возможно, палеогеновыми (зеленовская свита) образованиями, прорванными габброидными интрузиями. Мощность этих образований, судя по данным ГСЗ, достигает, по-видимому, местами 5—6 км. Внутреннее строение этого геоантиклинального поднятия отчетливо устанавливается на острове Шикотан (см. рис. 23). Здесь видно, что оно представляет собой антиклинальную складку с относительно пологими крыльями. Углы падения слоев на крыльях не превышают 35—40°. Северо-восточное крыло этой антиклинали не вскрыто и, возможно, опущено по разлому. Вдоль юго-западного крыла по контакту малокурильской серии и зеленовской свиты прослеживается разрыв типа взброса, к которому приурочены интрузии габброидного состава. Относительно строения геоантиклинального поднятия к северу от острова Шикотан данных не имеется. Можно только утверждать на основании анализа батиметрии, что в районе среднего звена Курильской дуги свод геоантиклинального поднятия менее приподнят.

Следующей структурой Курильской геосинклинальной системы является Курильская часть Курило-Камчатского желоба. Эта структура, которую следует рассматривать как геосинклинальный прогиб, протягивается вдоль фронта дуги. Наибольшие глубины этого прогиба — свыше 9000 м — расположены в его южной части, как раз там, где резко всего выражено геоантиклинальное поднятие Малых Курил. Характерной чертой строения Курило-Камчатского геосинклинального прогиба является асимметрия. Северный примыкающий к островной дуге борт его более пологий, южный более крутой. Как мы увидим в дальнейшем, эта особенность, очевидно, связана с характером заполнения осадками этого геосинклинального трога. О характере и мощности выполняющих этот прогиб отложений мы можем судить только на основании геофизических данных, свидетельствующих о том, что комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, развитых на геоантиклинальных поднятиях Малых Курил, как бы «сползает» с него, выполняя северный борт желоба и смещая его ось в южном направлении. В отличие от северного борта южный практически остается некомпенсированным. Мощность комплекса вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород на северном борту прогиба местами достигает 6—7 км и более.

Таким образом, мы видим, что Курильская геосинклинальная система в основном состоит из ряда линейно вытянутых геосинклинальных прогибов и поднятий. Причем области геоантиклинальных поднятий являются основными районами развития интрузивного и эффузивного магматизма, а судя по появлению в основании вулканогенно-осадочного комплекса «гранитных» скоростей, вероятно, и метаморфизма. Развитые в этой системе геосинклинальные прогибы по-разному компенсированы осадками. Наиболее компенсированным оказывается Срединно-Курильский геосинклинальный прогиб. Кроме линейно вытянутых структур, в пределах этой зоны известна изометричная впадина южной части Южно-Охотской зоны опусканий. Помимо изометричной формы, от прочих структур этой геосинклинальной системы ее отличают сравнительно малая мощность осадочного комплекса и отсутствие или слабое распространение в нем вулканогенных образований.

По своему глубинному строению земная кора Курильской геосинклинальной системы выделена нами в особый тип, четко разделяющийся на два подтипа. Первый из них характерен для западной изометричной части Южно-Охотской впадины, второй — для линейных геосинклинальных прогибов и поднятий.

Земная кора Южно-Охотской впадины имеет простое строение и состоит из двух слоев — «базальтового» — и осадочного. Последний представлен

рыхлыми отложениями, в которых возможны отдельные плотные прослои. Средние скорости продольных сейсмических волн не превышают $3,0 \text{ км/сек}$. Общая мощность осадочного чехла — до $5,5 \text{ км}$, «базальтового» слоя — $5—10 \text{ км}$. Характер рельефа всех границ раздела в земной коре (кровля и подошва рыхлых осадков, поверхность Мохоровичича) пологий, близкий к горизонтальному. Граничные скорости продольных волн на поверхности «базальта» составляют $6,6—6,8 \text{ км/сек}$.

Таким образом, по строению коры западная часть Южно-Охотской впадины отличается от типично океанических пространств только большей мощностью осадочного чехла. Этот факт, на наш взгляд, является лишним доказательством того, что данный участок лишь недавно был отгорожен от океана молодой островной дугой и не подвергался пока сколько-нибудь значительной переработке.

В гравитационном поле рассматриваемый подтип коры выражен высокими положительными аномалиями, абсолютные значения которых несколько ниже, чем в океанических областях, но все же достигают величин порядка $240—260 \text{ мгл}$. Имеющиеся данные, приведенные в первом разделе работы, говорят о том, что Южно-Охотская впадина испытала значительные новейшие прогибания. Можно допустить, что причиной этих прогибаний послужил отток вещества мантии под смежную Курильскую геосинклинальную зону. Частично или полностью новейшие прогибания дна впадины компенсируются осадконакоплением. Приняв разницу в плотности рыхлых отложений и вещества мантии порядка 1 г/см^3 , легко подсчитать, что при амплитуде прогибаний, равной 2 км , при условии полной компенсации осадками величина гравитационных аномалий должна была бы уменьшиться примерно на 100 мгл и более в случае неполной компенсации; при прогибании на 3 км — на 150 мгл и т. д. По порядку величин приведенные цифры вполне соответствуют разнице в аномалиях Южно-Охотской впадины и океанических участков, что является еще одним подтверждением реликтовой природы впадины.

Приведенные выше расчеты, кроме того, дают основание предполагать, что образование геосинклинальных поднятий и сопряженных с ними прогибов связано в какой-то мере с перераспределением вещества верхней мантии в горизонтальном направлении. Западная часть Южно-Охотской впадины отделена от соседних участков на севере, западе и юге зонами высоких градиентов мощности земной коры и соответственно резкими гравитационными ступенями. Очень возможно, что указанные границы представляют собой зоны разломов, тем более, что на севере последние выявлены при работах ГСЗ. Магнитное поле впадины спокойное, близкое к нулю или слабоотрицательное.

Второй подтип земной коры геосинклинальной системы развит в районе Курильской островной дуги и глубоководного желоба. Все геофизические поля здесь характеризуются крайней дифференцированностью. Различия в величине гравитационных аномалий достигают 200 и более миллигал, а в мощности земной коры — 20 км , магнитное поле отличается резким чередованием положительных и отрицательных аномалий близ островной дуги и достаточно высокими преимущественно положительными аномалиями на участке между дугой и желобом. В пределах коры этого подтипа прерывисто распространен нижний вулканогенный комплекс осадочного чехла, мощность которого варьирует от 0 до нескольких (иногда более $10—15$) километров. Мощность рыхлых осадков в среднем около 2 км , но на отдельных участках достигает 5 км и более.

Все сейсмические границы раздела в земной коре неоднородны по граничным скоростям. Поверхность вулканогенного комплекса характеризуется скоростями от $4,3$ до $5,5 \text{ км/сек}$, поверхность «базальтового» слоя — от $6,3$ до $6,8 \text{ км/сек}$, раздел Мохоровичича — от $7,7$ до $9,0 \text{ км/сек}$. Рельеф глубинных сейсмических границ раздела сложный, с большими относи-

тельными амплитудами прогибов и поднятий. Как-либо отчетливого соответствия в поведении глубинных границ не наблюдается, за исключением, может быть, отдельных участков. Зоны с корой рассматриваемого подтипа линейны, их протяженность во много раз превышает ширину. Наиболее резкие изменения геофизических полей наблюдаются вкrest простирания зон. Вдоль зон краевых частей к центру геофизические характеристики также меняются — уменьшается мощность коры, исчезает слой вулканогенных пород, уменьшается мощность рыхлых осадков, возрастают абсолютные значения аномалий силы тяжести, магнитное поле становится более спокойным. Геофизические характеристики района среднего звена Курильской гряды наиболее близки к геофизическим характеристикам типично океанических пространств.

Оба рассмотренных подтипа коры генетически связаны между собой, поэтому, несмотря на существенные различия их геофизических характеристик, представляется наиболее целесообразным и правильным объединять их в единый геосинклинальный тип. Все перечисленные особенности легко объясняются, если предположить, что процесс, ведущий к формированию земной коры и изменениям гравитационного и магнитного полей, распространяется от краевых участков геосинклинальной зоны к ее центру. Это предположение подтверждается рядом фактов, выявленных при сейсмологических наблюдениях. К ним, прежде всего, относится симметричность строения сейсмоактивной зоны относительно центральной части Курильских островов.

В пределах указанной зоны, погружающейся в сторону Азиатского континента, изоповерхности равной сейсмичности на северном участке наклонены на северо-восток, а на южном — на юго-запад.

С ориентацией изоповерхностей равной активности хорошо коррелируются направления первых движений в очагах землетрясений до глубин 200—250 км. Почти повсеместно, за исключением близповерхностных линейно вытянутых вдоль дуги участков с более тонкой корой и приподнятым положением поверхности Мохоровичича, имеют место взбросо-сдвиги по параллельным разрывам. На северном участке зоны они сопряжены с правым сдвигом, а на южном — с левым, создавая картину встречного движения от концов дуги к центру.

Что касается участков с более тонкой корой, то к ним приурочены сбросо-сдвиговые дислокации. Они особенно интенсивны и наиболее широко развиты в приосевой части Курило-Камчатского глубоководного желоба. Следовательно, чередующимся в поперечном разрезе участкам с поднятиями и прогибами поверхности Мохоровичича соответствуют преимущественные взбросо- и сбросо-сдвиговые дислокации, определяя их как участки потенциального поднятия в первом случае и опускания во втором. Если напряжения, вызывающие разрывные дислокации в очагах землетрясений, являются результатом медленного перемещения вещества, то оказывается, что почти в горизонтальных направлениях наблюдается его отток из областей относительных прогибаний с тонкой корой в области относительных поднятий с более мощной корой. Вероятно, напряжения создаются перемещением более легкого вещества мантии, особенно интенсивным в ее кровле. Такой механизм напряжений хорошо объясняет возникновение линейных зон поднятий с более или менее мощными корнями и прогибов с более тонкой корой, что находит свое отражение в особенностях гравитационного поля. При этом рост корней, а следовательно, и самой коры происходит снизу, при одновременной тенденции таких участков к поднятию.

Особого внимания заслуживает тот факт, что в пределах Курило-Камчатского региона в тех краевых областях, где кора более или менее сформирована, взбросо-сдвиговые дислокации менее интенсивны и более рассеяны по глубине, чем в центральном его звене, где взбросо-сдвиги наибо-

лее интенсивны и локализованы непосредственно под корой (Аверьянова, 1967). Если учесть наряду с этим значительную прогнутость последнего относительно краев дуги, то возникает естественное заключение о том, что центральная часть зоны в настоящее время испытывает наибольшее поднятие и здесь происходит интенсивный процесс формирования земной коры.

Интересным представляется и то обстоятельство, что на краевых участках зоны области с преимущественными взбросо- и сбросо-сдвиговыми дислокациями резко разграничены и соответствуют не только участкам с разной по мощности корой, но и с наибольшим проявлением сейсмической активности. Здесь мы можем провести прямую корреляцию между ними и характером гравитационного и магнитного полей. В центральной части островной дуги области с преимущественными взбросо- и сбросо-сдвиговыми дислокациями в плане перекрывают друг друга, создавая довольно однородную картину других геофизических полей, в то время как сейсмическая картина здесь наиболее сложна.

Геологическую историю Курильской геосинклинальной системы мы можем весьма отрывочно проследить лишь с конца верхнего мела. Взгляды некоторых исследователей (Желубовский, 1964; Геология СССР, т. XXXI, 1964; Рудич, 1962) о существовании под структурами Больших и Малых Курил переработанного герцинского складчатого фундамента, по существу, никак не обоснованы фактическими материалами и базируются на слишком далеких экстраполяциях, основанных на предположениях о сходстве геологической истории всего Охотского региона. Присутствие в основании Курильской геосинклинальной системы складчатого фундамента не подтверждается, как мы видели, и геофизическими данными, свидетельствующими о том, что непосредственно на «базальтовом» слое земной коры здесь распространен слой, выходящий на поверхность и, очевидно, состоящий преимущественно из вулканогенных образований.

Все это позволяет нам предполагать, что Курильская геосинклинальная система заложилась в той части земной коры, которая характеризовалась отсутствием «гранитного» слоя в прошлом и начальными этапами его формирования в настоящем. Время заложения этой системы, очевидно, можно датировать верхним мелом или несколько ранее, когда под углом к меридиональным структурам Центрального Хоккайдо, к юго-востоку от современного геосинклинального поднятия Малых Курил происходит образование геосинклинального прогиба, в котором накапливаются вулканогенные образования группы Немуро, матакотанской и малокурильской свит. Этот прогиб сочленялся по зоне глубинного разлома с областью Центрального Хоккайдо. Вероятно, одновременно с развитием геосинклинального трога к северо-западу от него со стороны Хоккайдо и со стороны Камчатки начался рост геосинклинального поднятия Малых Курил. Исходя из анализа геологических данных, можно утверждать, что Мало-Курильская геосинклиналь в южной своей части сформировалась в виде поднятий в конце мела — начале палеогена.

В конце палеогена — начале миоцена начинается формирование геосинклинального поднятия Больших Курил. Относительно этой структуры имеется уже больше данных, свидетельствующих о том, что рост шел от краев к центру. Об этом говорит и распространение более древних толщ в южном и северном концах Больших Курил и развитие там же большего по мощности верхнего вулканогенного слоя и относительно большая приподнятость краевых частей геосинклинали, некомпенсированность осадками в этой части Срединно-Курильского геосинклинального прогиба и т. д. Лишь в конце миоцена — плиоцена, очевидно, произошло смыкание двух частей растущего поднятия. Некоторые геологи (Горячев, 1960а) считают, что среднее звено геосинклинального поднятия Больших Курил не отстаёт в поднятии, а, наоборот, испытывает опускание. В качестве дока-

зательства этого предположения ими приводятся данные о разной высоте морских террас. Однако одновозрастность сравниваемых террас ими никак не доказывается¹.

Одновременно с образованием геосинклинального поднятия Больших Курил происходит формирование Южно-Охотской зоны опусканий и Срединно-Курильского геосинклинального прогиба. Насколько можно судить по анализу современной донной фауны Южно-Охотской зоны опусканий, где широким развитием пользуются мелководные формы при почти полном отсутствии глубоководной фауны, образование этих структур связано не только с поднятием смежных геосинклиналей, но и с собственными, и, вероятно, весьма значительными и относительно недавними опусканиями.

Крайне интересен вопрос, на какой стадии развития находится сейчас Курильская геосинклинальная система. В этой связи нам хотелось бы остановиться на двух вопросах — на структурных ярусах и на особенностях интрузивного магматизма геосинклинальных поднятий Курильской системы.

Обычно в пределах Курильской геосинклинальной системы выделяют четыре или пять структурных ярусов. Так, например, Г. М. Власов (Геология СССР, т. XXXI, 1964) выделяет здесь пять структурных ярусов: верхнемеловой, олигоцен-нижнемиоценовый, среднемиоценовый, верхнемиоцен-плиоценовый и четвертичный. Следует сказать, что нижний из них распространен на геосинклинальном поднятии Малых Курил, и его соотношения с вышележащими комплексами мы не знаем. Относительно остальных четырех ярусов необходимо отметить, что основным принципом для их выделения являются угловые несогласия между слагающими их комплексами пород. Однако все эти ярусы, за исключением самого верхнего, четвертичного, участвуют в формировании единых структур, и это, как нам кажется, не позволяет разделять их. Резко отличен от них в этом отношении самый верхний, четвертичный, структурный ярус, породы которого залегают в виде очень пологого, практически горизонтального чехла. Весьма вероятно, что именно четвертичные образования и будут начинать тот структурный ярус геосинклинальных зон, который был выделен Н. П. Херасковым под названием геосинклинального орогенного комплекса формаций.

Крайне интересно остановиться и на вопросе об интрузивном магматизме рассматриваемой системы. В этой области при всем обилии и разнообразии мелких массивов, мы не можем выделить среди них ни синорогенных, ни посторогенных интрузивных комплексов. Это все мелкие интрузивные тела, которые комагматичны вулканогенным комплексам и, очевидно, являются представителями единой вулканоплутонической формации.

Таким образом, рассматривать Курильскую геосинклинальную систему, очевидно, следует как геосинклинальную зону, находящуюся на той стадии своего развития, когда в ней начинается становление и окончательное формирование геосинклинальных поднятий. Смежная с ней и не схожая по строению зона Центрального Хоккайдо прошла аналогичную стадию развития на границе юры — мела.

¹ Последние данные, изложенные на выездной сессии Отделения наук о Земле в г. Южно-Сахалинске Б. Н. Пискуновым и Г. И. Худяковым, наоборот, свидетельствуют о большей молодости среднего звена Курильской гряды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые данные по геологии и, в первую очередь, новая датировка метаморфических комплексов Хоккайдо, Сахалина и Камчатки позволили несколько по-иному, чем это делалось до сих пор, представить историю геологического развития Охотского региона. Прежде всего выяснилось, что большая его часть должна быть включена в область верхнемеловой (ларамийской) складчатости, существование которой на востоке Азии до сих пор или отрицалось, или ей не придавалось решающего значения. Эта верхнемеловая складчатая область с запада ограничена более древними складчатыми зонами, а с востока — современной геосинклинальной системой.

Таким образом, четко намечается постепенная миграция геосинклинального процесса от континента в сторону океана, о чем в свое время писали многие исследователи.

Однако процесс роста складчатых областей и их причленения к континентальным структурам весьма своеобразен. Краевые (к океану) части недавно образованных складчатых зон оказываются, как правило, вновь вовлеченными в более молодой геосинклинальный цикл развития. Достаточно напомнить о заложении мезозойской геосинклинали Сихотэ-Алиньской зоны на складчатом герцинском основании и весьма вероятной, но крайне своеобразной регенерации кайнозойского геосинклинального режима в Хоккайдо-Западно-Камчатской зоне.

Промежуток времени между становлением складчатой зоны и зарождением новой геосинклинали, очевидно, в разных частях может быть резко различным. Когда он достаточно длителен, то на нижнем складчатом ярусе успевают заложиться структуры орогенного этапа и сформироваться молассовые комплексы (западная часть Корякского нагорья), когда же он очень кратковремен, то эти образования обнаруживаются с большим трудом (Сихотэ-Алинь). Весьма вероятно, что именно с этой постепенностью миграции геосинклинального процесса от континента к океану связано почти полное отсутствие перед краем складчатых зон западной части Тихоокеанского кольца краевых прогибов и развитие на их месте структур типа краевых вулканических поясов.

Приокеанические части геосинклинальных зон, несомненно, закладываются на коре океанического типа, вовлекая в орбиту геосинклинального процесса все новые и новые участки океана. Геоантиклинальные поднятия этих зон становятся областями проявления основного и ультраосновного магматизма и процессов метаморфизма и гранитизации. В связи с этим, естественно, необходимо очень осторожно подходить к выяснению возраста метаморфических комплексов, достаточно широко развитых в зоне западного обрамления Тихого океана. Как неоднократно отмечал в своих докладах и выступлениях Н. А. Штрейс, традиционное решение этой проблемы, когда возраст всех сильно метаморфизованных толщ считался докембрийским или нижнепалеозойским, по-видимому, уже устарело. Отказ от него должен привести к существенно иной и, очевидно, более правильной трактовке истории развития западной части Тихоокеанского кольца.

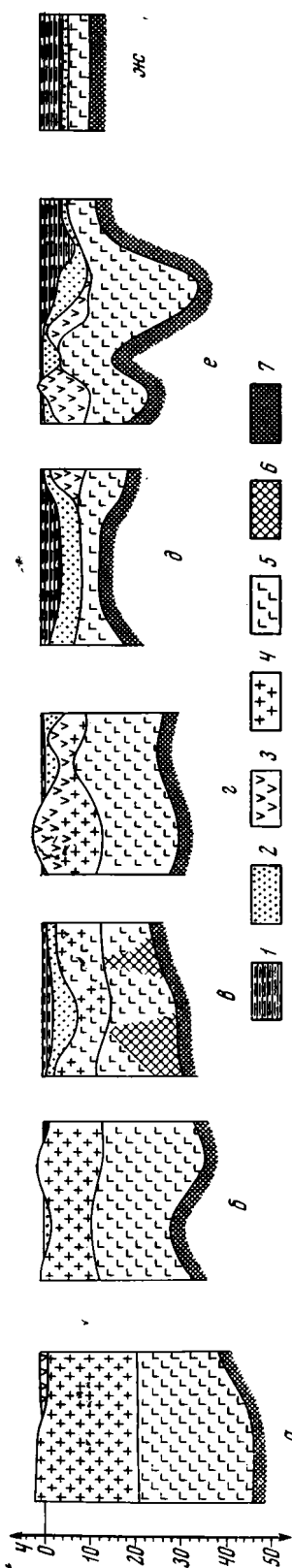


Рис. 60. Схематические сейсмические разрезы через различные типы структур земной коры Охотского региона

Континентальный тип коры: а — мезозойско-Сихотэ-Алиньская складчатая система, е — впадина Дерюгина, з — Хоккайдо-Западно-Камчатская складчатая система. Тип коры современной геосинклинали: б — Южно-Охотская впадина, е — Курильская геосинклинальная система. Океанический тип коры: ж — Тихий океан
1 — вода; 2 — рыхлые осадки; 3 — вулканогенно-осадочные породы; 4 — «гранитный» слой; 5 — «базальтовый» слой; 6 — «базальтовый» слой с повышенными сейсмическими скоростями; 7 — верхняя часть мантии

На примере Охотского региона нам представляется возможным объяснить современное строение земной коры различиями в геологической истории разных зон. Действительно, области верхнемеловой складчатости свойствен выделенный нами переходный тип строения земной коры, для которого, в отличие от областей более древней складчатости (материковый тип строения коры), характерны в целом меньшая мощность земной коры и большая расчлененность рельефа поверхностей раздела в коре. Даже установление этих отличий в строении земной коры областей верхнемеловой складчатости от более древних складчатых систем уже позволяет, как нам кажется, сделать вывод о том, что наращивание мощности земной коры и некоторое сглаживание рельефа ее границ раздела происходит и после эпохи завершающей складчатости в орогенную стадию развития этих зон.

Не менее интересны возможные интерпретации различий в строении земной коры и связь их с геологической историей для разновозрастных складчатых и геосинклинальных систем в пределах Охотского региона (рис. 60). В самом деле, для Сихотэ-Алиньской складчатой системы, вступившей в орогенную стадию в середине сенона, в отличие от Хоккайдо-Западно-Камчатской, где в кайнозойское время наблюдалась регенерация геосинклинального режима, характерны большая мощность земной коры и более четкие границы раздела «гранитного» и «базальтового» слоев. Эти различия еще раз свидетельствуют об увеличении мощности земной коры в орогенную стадию развития геосинклинальных областей и более резком обособлении в это время в пределах земной коры «гранитного» и «базальтового» слоев. Об этом же говорит и несовместность распространения «гранитного» слоя в пределах Хоккайдо-Западно-Камчатской складчатой системы.

Любопытно еще одно отличие в строении рассматриваемых двух зон. Если в Сихотэ-Алиньской зоне рельеф подошвы и границ раздела внутри коры относительно пологий, то в Хок-

кайдо-Западно-Камчатской зоне рельеф поверхности Мохоровичича относительно пологий, а поверхности Конрада очень резкий. Если учесть, что в современной геосинклинальной системе Курил обе эти поверхности имеют резко расчлененный рельеф, то, очевидно, можно говорить о том, что геосинклинальный процесс сначала заканчивается у подошвы земной коры и затем эти изменения постепенно реализуются в коре, окончательно ее стабилизируя. Иными словами, собственно геосинклинальные структуры имеют относительно более глубокие «корни», чем структуры орогенного этапа развития. Судя по сейсмологическим данным, геосинклинальный процесс, несомненно, захватывает верхнюю часть мантии до глубин не менее 250 км.

Необходимо остановиться также и на возможной геологической интерпретации глубинного строения впадины Дерюгина. Отсутствие здесь четкой границы раздела между «гранитным» и «базальтовым» слоями земной коры, повышенные скорости в кровле коры, вероятно, свидетельствуют о том, что в зонах, представляющих собой «отгороженные» островными дугами участки океанического дна, формирование «гранитного» слоя идет значительно медленнее, чем в зонах, прошедших геосинклинальное развитие.

Не меньший интерес представляет анализ истории развития структур и строения земной коры современной Курильской геосинклинальной системы. Прежде всего становится ясным, что формирование верхнего «гранитного» слоя земной коры в области островной дуги тесно связано с процессами магматизма. Ибо есть все основания предполагать, что в подошве верхнего вулканогенно-осадочного комплекса Курильской зоны и происходит формирование «гранитного» слоя. Во всяком случае это достаточно убедительно подтверждается близкими скоростями прохождения сейсмических волн. Следующий вывод, к которому нас неизбежно приводит такой анализ, заключается в том, что формирование «гранитного» слоя и наибольшее увеличение ее мощности происходят в областях длительно растущих геосинклинальных поднятий, являющихся зонами наиболее интенсивного проявления магматизма и метаморфизма. Указанные геосинклинальные поднятия, в свою очередь, развиваются на склонах линейных поднятий «базальтового» слоя и характеризуются значительным увеличением мощности последнего, что отчетливо вырисовывается на северном и южном флангах Курильской гряды.

Специфичное строение земной коры наблюдается также в Южно-Охотской впадине, которая представляет собой отчлененный участок океана. По времени своего отчленения он более молод, чем впадина Дерюгина, и поэтому здесь мы имеем лишь увеличенную мощность рыхлых осадков почти без увеличения мощности кристаллической части коры.

Для Курильской геосинклинальной системы можно попытаться, кроме того, увязать характер развития отдельных структурных зон с движениями земной коры, которые выявляются по анализу дислокаций в очагах неглубоких подкоровых землетрясений. В зоне Курильских геосинклинальных поднятий в очагах землетрясений наблюдаются взбросо-сдвиговые дислокации с правым сдвигом в районе северного звена и левым в районе южного звена гряд. Этот факт, очевидно, свидетельствует о росте геосинклинальных поднятий этой зоны от краевых частей к центру. Очаги землетрясений, приуроченных к глубоководному Курило-Камчатскому желобу и геосинклинальному прогибу, разделяющему зоны геосинклинальных поднятий Большой и Малой Курильских гряд, характеризуются сбросо-сдвиговыми дислокациями, что может рассматриваться как свидетельство современных прогибаний этих участков.

Весьма вероятно, что рост геосинклинальных поднятий сопровождается опусканиями окаймляющей ее с северо-запада Южно-Охотской впадины, о чем свидетельствует целый ряд данных о характере распре-

ления эндемичных видов растений и пресноводных рыб, а также данные о видовом составе фораминифер в донных осадках. Очевидно, в эти прогибания вовлекаются и примыкающие к впадинам краевые части меловой складчатой зоны, такие, как залив Терпения, что создает впечатление наложенного новообразованного характера таких структур.

Предлагаемая трактовка геологической истории Охотского региона отражает общие закономерности развития таких структур западной части Тихоокеанского кольца, как глубоководные впадины окраинных морей, островные дуги и развивающиеся из них складчатые системы. Разумеется, эта концепция требует для своего подтверждения сравнительного изучения других регионов западной части Тихоокеанского кольца.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П., Заборовская Н. Б., Марков М. С. 1966. О сочленении Корейско-Камчатской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геотектоника, № 5.
- Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. 1961. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 22.
- Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. 1963. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
- Аверьянова В. Н. 1965. Об общих закономерностях в направлениях напряжений, действующих в пределах Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны.— Геотектоника, № 3.
- Аверьянова В. Н. 1967. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., изд-во «Наука».
- Агеева Е. М. 1960. Минералогия и петрография меловых отложений Южного Приморья.— Труды Дальневосточного филиала СО АН СССР, серия геол., 6.
- Алексейчик С. Н. 1954. Схема тектонического районирования Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. 1959. Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина.— Труды Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 135.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. 1963. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Труды Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 217.
- Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н. 1965. Новые данные о геологии юго-восточной Камчатки.— Сов. геология, № 3.
- Апродов В. А. 1964. Сходство и различия неотектоники и сейсмотектоники Курило-Камчатской островной дуги и Азиатского мобильного пояса.— В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука».
- Безруков П. Л. 1955. Донные отложения Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 12.
- Безруков П. Л. 1956. Некоторые вопросы осадкообразования в Курило-Камчатской впадине.— Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 2.
- Безруков П. Л. 1960. Донные отложения Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 32.
- Безруков П. Л., Бойченко И. Г., Живаго А. В. и др. 1957. Новые данные о закономерностях строения подводного рельефа.— Докл. АН СССР, 116, № 5.
- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. 1961. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат.
- Белоусов В. В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-ое. М., Гостеолтехиздат.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. 1960. О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— Сов. геология, № 10.
- Белый В. Ф. 1963. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии).— Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. 1964. Тектоническая карта Северо-Востока СССР.— Труды Сев.-Вост. комплекс. науч.-исслед. ин-та, вып. 11.
- Беляевский Н. А. 1958. Сихотэ-Алиньская складчатая область.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Гостеолтехиздат.

- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. 1962. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья.— Сов. геология, № 7.
- Берсенева И. И. 1959. О тектоническом районировании Приморья.— Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 10.
- Богданов Н. А. 1965. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Богидеева М. В., Матвеев В. Т. 1960. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР).— В кн. «Труды Всесоюзного научно-исследовательского института золота и редких металлов за 1959 год. Сборник рефератов». Магадан.
- Борисов А. А. 1957. Аномалии силы тяжести и генезис структур Русской платформы.— Геол. нефти, № 9.
- Борисов А. А. 1958. Аномалии силы тяжести горных областей.— Прикл. геофиз., вып. 21.
- Борисов А. А. 1964. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию.— В кн. Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 12. Изостазия. М., изд-во «Наука».
- Борисов А. А., Сажина Н. Б., Симоненко Т. Н. 1963. Региональное геофизическое изучение территорий СССР. Доклад на 5-й Всесоюзной научно-технической геофизической конференции. Новосибирск.
- Бродская Н. Г. 1963. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии.— В сб. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
- Бродская Н. Г., Захарова М. А. 1960. Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Булмасов А. П. 1959. Структура земной коры района Байкальской впадины по геофизическим данным.— Труды Иркутск. ун-та, серия геол., 14, вып. 4.
- Васильев В. Г. 1959. Изучение строения земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новости нефт. техн., геол., № 2.
- Васильев В. Н. 1939. Эндемы Охотской флоры.— В кн. «К 70-летию со дня рождения президента АН СССР В. Л. Комарова». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Васильковский Н. П. 1963. К проблеме островных дуг.— В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
- Введенская А. В. 1956. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3.
- Введенская А. В. 1960. Об определении напряжений, действующих в очагах землетрясений, по наблюдениям сейсмических станций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4.
- Вейдман П. С. 1964. О глубинном строении Курило-Камчатской зоны по данным ГСЗ.— Автореф. канд. дисс., М.
- Вейдман П. С., Гальперин Е. И., Зайончковский М. А. и др. 1959. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн. «Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ. IX и XII разделы программы. № 2». М., Изд-во АН СССР.
- Вейдман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. и др. 1960. Некоторые данные о строении земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн. «Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики, раздел 2. М., Изд-во АН СССР.
- Вейдман Н. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. и др. 1961. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Вергунов Г. П. 1964. Тектоника и основные черты развития Курильских островов.— В кн. Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 14. Гималайский и альпийский орогенез. М., изд-во «Недра».
- Вергунов Г. П., Прялухина А. Ф. 1963. Плиоценовые отложения Курильских островов.— Докл. АН СССР, 152, № 6.
- Верещагин В. Н. 1957. Основные вопросы стратиграфии мела Дальнего Востока.— Сов. геология, сб. 55.
- Верещагин В. Н. 1963. Зональное деление верхнемеловых отложений севера Тихоокеанской биогеографической провинции.— В кн. «Геология Корякского нагорья». М., Госгеолтехиздат.
- Веселов К. Е., Евдокимов Ю. С., Жилин А. В., Таленин М. А. 1961. О гравиметрической съемке с морскими статическими гравиметрами на Охотском море и Т

- Власов Г. М. 1959. Обзор стратиграфии третичных отложений Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР, 1957 г. Доклады», Магадан.
- Власов Г. М. 1961. История геологического развития Прихотских геосинклиналей.— В кн. «Материалы Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». Л., Изд-во Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. 1963. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки.— Сов. геология, № 6.
- Волхонин В. С., Лихневский Э. Н. 1960а. К вопросу о природе основных тектонических структур южной части Советского Дальнего Востока.— Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, № 9.
- Волхонин В. С., Лихневский Э. Н. 1960б. К вопросу о природе основных тектонических структур южной части Советского Дальнего Востока в свете геофизических данных.— Геол. и геофиз., № 9.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. 1962. Особенности строения земной коры запада Средней Азии (по материалам комплексных геофизических исследований).— В кн. «Тезисы докладов на Совещании по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Ишутин В. В. и др. 1963. Региональные геофизические исследования в Средней Азии и их дальнейшее направление.— Сов. геология, № 12.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. 1962. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— Сов. геология, № 1.
- Гайнанов А. Г. 1955. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 12.
- Гайнанов А. Г. 1964. О природе магнитных аномалий переходных зон Тихого океана.— Сов. геология, № 10.
- Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. 1962. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Сов. геология, № 3.
- Гальперин Е. И., Горячев А. В., Зверев С. М. 1958. Исследования земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Изд-во АН СССР.
- Гальцев-Безюк С. Д., Сычев П. М. 1963. О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория.— Геол. и геофиз., № 3.
- Геологическое строение СССР, т. 1, 1958. М., Госгеолтехиздат.
- Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Геология Корякского нагорья. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. 1964. Геологическое описание. М., изд-во «Недра».
- Гнедин К. И. 1955. К вопросу о тектоническом строении северной части Сахалина.— Труды Акад. нефтяной промышленности, вып. 2.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. и др., 1962. Особенности строения земной коры запада Средней Азии.— Докл. АН СССР, 146, № 4.
- Горячев А. В. 1960. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, № 10.
- Горячев А. В. 1962а. Основные закономерности геотектонического режима Курило-Камчатской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, 142, № 1.
- Горячев А. В. 1962б. О связи сейсмичности и современного вулканизма Курило-Камчатской складчатой зоны.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11.
- Горячев А. В. 1965. Альпийский цикл тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны. Ст. 1. История колебательных тектонических движений.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 1.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. 1963. Строение земной коры по геофизическим данным.— Труды ГИН АН СССР, вып. 98.
- Давыдов М. Н., Дуничев В. М., Таболяков А. Я. 1964. Новые данные о разрезе неогеновых отложений группы Больших Курильских островов (острова Уруп, Итуруп, Кунашир).— В кн. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский.
- Давыдова Н. И., Шварц Я. Б., Ярошевская Г. А. 1962. Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадан—Колыма.— В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат.
- Деменцкая Р. М. 1958. Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Буге.— Сов. геология, № 8.
- Деменцкая Р. М. 1961. Основные черты строения земной коры по геофизическим данным. Л., Гостоптехиздат.

- Елисеева В. К. 1959. Основные черты стратиграфии и палеогеографии каменноугольных и пермских отложений Сихотэ-Алиня.— Сов. геология, № 5.
- Жидкова Л. С. 1961. Стратиграфия палеогеновых отложений Сахалина.— В кн. «Материалы Межведомственного Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1959 год». М. Гостоптехиздат.
- Жидкова Л. С., Кузина И. Н. 1961. К стратиграфии нижнемиоценовых отложений восточного побережья Сахалина (гастелловская свита).— Труды Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 181.
- Жидкова Л. С., Тодоровская В. Н. 1963. К вопросу о взаимоотношениях верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина.— Труды Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 224.
- Жузе А. П. 1954а. О диатомовых третичного возраста в донных осадках дальневосточных морей.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 9.
- Жузе А. П. 1954б. Сопоставление результатов диатомового анализа отложений Охотского и Берингова морей.— Докл. АН СССР, 98, № 1.
- Жузе А. П. 1962. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР.
- Жузе А. П., Коренева Е. В. 1959. К палеогеографии Охотского моря.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.
- Заборовская Н. Б., Липков Л. З., Марков М. С., Некрасов Г. Е. 1965. Меловые структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса на полуострове Тайгонос и их генезис.— Геотектоника, № 6.
- Заварицкий А. Н. 1946а. Вулканическая зона Курильских островов.— Вестн. АН СССР, № 1.
- Заварицкий А. Н. 1946б. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Заводовский В. М. 1959. Стратиграфия пермских отложений Омолон-Гижигинского района.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан.
- Зверев С. М., Тулина Ю. В., Харлов Э. М. 1965. Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных и Средних Курильских островов.— В кн. «Тезисы докладов выездной сессии Отделения наук о Земле на Дальнем Востоке СССР». М., изд-во «Наука».
- Зубов Н. Н. 1955. Основные учения о проливах Мирового океана. М., Географгиз.
- Зытнер И. Я., Ковтунович Ю. М., Таболяков А. Я., Тихомиров В. М., 1964. Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых острова Сахалина.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., изд-во «Наука».
- История палеогенового угленакпления на территории Сахалина. 1963.— Труды Лаб. угля АН СССР, вып. 17.
- Калишевич Т. Г., Посыльный В. Я. 1958. Об отсутствии перерыва в осадконакоплении между кайнозойем и мезозойем в районе Синегорска—Загорска на Сахалине.— Докл. АН СССР, 119, № 4.
- Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. 1961. Происхождение донного рельефа Дальневосточных морей СССР и его развитие в четвертичное время.— Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 8.
- Капица А. А. 1961. Краткий очерк меловых образований Сахалина.— В кн. «Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1959 год». М. Гостоптехиздат.
- Карта Тихого океана. М-6 1 : 25 000 000. 1963. М., ГУГК.
- Карташов И. П. 1963. Происхождение и возраст реликтов выровненного рельефа на Северо-Востоке СССР.— Колыма, № 8.
- Козырев В. Д., Гринберг И. Г., Кузина И. Н., Жидкова Л. С. 1960. Геологическое строение и газонефтеносность южной части Сахалина.— Труды Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 156.
- Кондорская Н. В., Ландырева Н. С. 1962. Особенности сейсмичности Камчатской области по данным наблюдений сети стационарных сейсмических станций.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10.
- Коренева Е. В. 1957. Спорно-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 22.
- Корж М. В. 1959. Петрография триасовых отложений Южного Приморья и палеогеография времени их образования. М., Изд-во АН СССР.
- Корякин Е. Д. 1959. Зависимость между гравит

- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С. и др. 1963. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1.
- Красный Л. И. 1956. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окружающих его складчатых сооружений.— Докл. АН СССР, 107, № 1.
- Красный Л. И., Андреев Б. А. 1965. Геологическое строение, глубинная структура и геологическая история Востока СССР.— В кн. «Тезисы докладов выездной сессии Отделения наук о Земле на Дальнем Востоке». М., изд-во «Наука».
- Криштофович Л. В. 1961. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина).— В кн. «Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1959 год». М., Гостоптехиздат.
- Кропоткин П. Н. 1956. Происхождение материков и океанов.— Природа, № 4.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А. 1964. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.— В кн. «Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса Проблема 11. Гималайский и альпийский орогенез». М., изд-во «Недра».
- Кузина И. Н. 1961. Стратиграфия неогеновых отложений Сахалина.— В кн. «Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1959 год» Н., Гостоптехиздат.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. 1962. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки.— Сов. геология, № 11.
- Лившиц М. Х. 1963. Новые представления о тектонике острова Сахалина в свете геофизических данных и некоторые соображения о его газонефтеносности.— Геол. и геофиз., № 6.
- Линдберг Г. У. 1946. Геоморфология дна окраинных морей восточной Азии и распространение пресноводных рыб.— Изв. Всесоюзного геогр. об-ва, 78, вып. 3.
- Линдберг Г. У. 1956. К четвертичной истории дальневосточных морей.— Докл. АН СССР, 111, № 2.
- Лукьянов А. В. 1963. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— В сб. «Разломы и горизонтальные движения земной коры».— Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Мархинин Е. К. 1958. К истории развития вулканизма на Курильских островах.— Докл. АН СССР, 118, № 2.
- Мархинин Е. К., Стратула Д. С. 1964. Новые данные о вулканах Центральных Курильских островов.— В кн. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский.
- Меланхолдта Е. Н. 1965. Очерк геологии меловых отложений Приморья. В сб. «Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса».— Труды ГИН АН СССР, вып. 139.
- Мельников О. А. 1962. К вопросу геотектонического районирования о. Сахалина.— Труды Сахалинского комплексного науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 12.
- Милашин А. П. 1960. О тектоническом районировании Сахалина в свете данных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., № 9.
- Мокроусов В. П., Толстухин О. Н. 1959. О тектонике Южной Камчатки и Курильских островов.— Записки Ленингр. гор. ин-та, 35, вып. 2.
- Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М., Семин Е. А. и др. 1964. Новые данные о строении земной коры в Японском море.— Докл. АН СССР, 155, № 6.
- Николаевский А. А. 1960. Результаты геофизических исследований.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР». М., Гостоптехиздат.
- Николаевский А. А. 1964. Некоторые особенности сочленения Сибирской платформы с мезозоидами Северо-Востока по данным геофизических исследований.— Геол. и геофиз., № 1.
- Пашенко Я. Е. 1958. Нижний палеозой и протерозой на острове Сахалине.— Докл. АН СССР, 118, № 3.
- Петрушевский Б. А. 1964. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., изд-во «Наука».
- Померанцева И. В. 1962. К вопросу о строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры.— Докл. АН СССР, 145, № 3.
- Померанцева И. В. 1964. О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры.— Прикл. геофиз., вып. 38.
- Прялухина А. Ф. 1961. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов.— Труды Сахалинского комплексного науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 10.
- Пушаровский Ю. М. 1964а. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.— В кн. «Док

- Пушаровский Ю. М. 1964б. О тектонике Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Ратновский И. И. 1960. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине.— Труды Всесоюзного нефтяного научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 146.
- Ратновский И. И. 1964. Стратиграфия третичных отложений Сахалина в связи с перспективами их нефтегазоносности.— Автореф. докт. дисс. Л.
- Ратновский И. И., Кузина И. Н. 1960. О возможности выделения в разрезе третичных отложений Сахалина трех угленосных свит.— Труды Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 163.
- Резанов И. А., Зарудный Н. Н. 1965. О строении земной коры на Северо-Востоке СССР.— Сов. геология, № 1.
- Ривош Л. А. 1963а. Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении Центральной Камчатской депрессии.— Сов. геология, № 2.
- Ривош Л. А. 1963б. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему морских районов (по геофизическим данным).— Геол. и геофиз., № 6.
- Ривош Л. А. 1964. Геомагнитная характеристика главных тектонических структур Востока СССР, переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего.— Геол. и геофиз., № 5.
- Ризниченко Ю. В., Косминская И. П. 1963. О природе слоистости земной коры и верхней мантии.— Докл. АН СССР, 153, № 2.
- Рихтер Ч. Ф. 1963. Элементарная сейсмология. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Руб М. Г., Макеев Б. В., Васильева Г. Л. 1964. Критерии комагматичности интрузивных, субвулканических и эффузивных пород на примере Мяо-Чанского района.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Рудич Е. М. 1958. К истории формирования мезозойско-кайнозойской структуры Сахалина.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 33, вып. 6.
- Рудич Е. М. 1962. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР.
- Русakov Д. Ф. 1963. Морфология и возможные способы образования третичных складчатых структур на Сахалине.— Труды Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 224.
- Савченко А. И. 1961. Мезозой Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.— Сов. геология, № 12.
- Сажина Н. Б. 1962. Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести.— Сов. геология, № 8.
- Саидова Х. М. 1960. Закономерности распределения фораминифер в донных отложениях Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 32.
- Салун С. А. 1963. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэалинской области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 6.
- Салун С. А. 1964. Тектоника позднемиловых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэалинской области.— В кн. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука».
- Салун С. А., Бобылев В. В. 1963. К вопросу о положении и характере западной границы Сихотэалинской складчатой области.— Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, № 5.
- Сальников Б. А. 1963. История геологического развития Сахалина.— Труды Лабор. геол. углей АН СССР, вып. 17.
- Сергеев К. Ф. 1962. Основные черты геологического строения островов Парамушир и Шумшу.— Труды Сахалинского СО АН СССР, вып. 12.
- Сергеев К. Ф. 1963. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов.— Докл. АН СССР, 153, № 5.
- Серебряный Л. Р. 1961. Радиоуглеродный метод и его применение для изучения палеогеографии четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР.
- Соловьев А. В. 1958. К вопросу о тектонической схеме Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Соловьев О. Н. 1961. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги.— Прикл. геофиз., вып. 29.
- Соловьев О. Н., Гайданов А. Г. 1963. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги.— Сов. геол., № 3.
- Соловьев С. Л. 1961. Магнитуда землетрясений.— В кн. «Землетрясения в СССР». М., Изд-во АН СССР.
- Соловьева И. А. 1965. О книге «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану».— Геотектоника, № 2.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. 1964. М., изд-во «Наука».
- Сысоев Н. Н., Михальцев И. Е., Удинцев Г. Б. и др. 1960. Результаты сейсмоакустических исследований строения земной коры в морях и океане.— В кн. «Морская геология». М., Изд-во АН СССР.
- Тарасевич Ю. Н., Волков А. Н., Таболяков А. Н. 1964. О геологическом строении Поронайской низменности острова Сахалина.— Докл. АН СССР, 115, № 3.

- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1:2 500 000. 1958. М., Изд-во ГУГК.
- Теплов И. А. 1963. Боюклинские (нижнемеловые?) слои в центральной части Сахалина.— Труды Всесоюзного нефтяного науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 224.
- Трибунский И. П. 1959. Третичные осадочные отложения Охотского района.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. 1957 год. Доклады». Магадан.
- Тучков И. И. 1957а. Новая стратиграфическая схема верхнего триаса и юры Северо-Востока СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Тучков И. И. 1957б. Палеогеография Северо-Востока СССР в верхнетриасовое, юрское и нижнемеловое время.— Сов. геология, сб. 59.
- Удинцев Г. Б. 1955а. Геологическое строение Курило-Камчатской впадины.— Природа, № 12.
- Удинцев Г. Б. 1955б. Происхождение рельефа дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 13.
- Удинцев Г. Б. 1957а. Основные черты развития рельефа дна Охотского моря в четвертичном периоде.— Труды Комис. по изуч. четвертичного периода, вып. 13.
- Удинцев Г. Б. 1957б. Рельеф дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 22.
- Удинцев Г. Б. 1961. Рельеф и тектоника дна Дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— Океанология, 1, вып. 3.
- Удинцев Г. Б. 1963. Рельеф и тектоника дна Дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана.— В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. 1963. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., № 10.
- Худoley К. М. 1960. Палеогеография и основные черты развития Сихотэ-Алиня в юрский период.— Информ. сб. Всесоюзного науч.-исслед. геол. ин-та, № 25.
- Худoley К. М., Сей И. И., Сибирякова Л. В. 1961. Основные черты стратиграфии юрской системы Дальнего Востока СССР.— Геол. и геофиз., № 6.
- Чемеков Ю. Ф. 1957. О четвертичной истории Охотского моря.— Изв. Всесоюзного геогр. об-ва, 89, вып. 3.
- Шапошников К. К. 1962. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., № 9.
- Широв В. Н. 1957. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина.— Докл. АН СССР, 114, № 4.
- Широв В. Н. 1958. Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина.— Докл. АН СССР, 118, № 1.
- Шушаков С. Д. 1962. Некоторые результаты региональных сейсмических исследований, проведенных в районе Сусунайской депрессии острова Сахалина.— Геол. и геофиз., № 7.
- Якушев И. Р. 1959. Стратиграфия мезозойского эффузивно-туфового комплекса побережья Тауйской губы.— В кн. «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. 1957 год. Доклады». Магадан.
- Benioff H. 1964. Earthquake source mechanisms.— Science, 143, N 3613.
- Geology of Japan. Ed. by F. Takai, T. Matsumoto, R. Toriyama. 1963. Berkeley — Los Angeles.
- Hamilton E. L. 1959. Thickness and consolidation of deep-sea sediments.— Bull. Geol. Soc. America, 70, N 11.
- Hasegawa K., Sako S. 1958. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Kamuidake (Kushiro-62). Hokkaido.
- Hasegawa K., Osanai H., Suzuki M., Matsushita K. 1961. Pre-Yezo group in the axial zone of Hokkaido.— Rept. Geol. Surv. of Hokkaido, N 23.
- Hasegawa K., Takahashi T., Matsui K. 1961. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Kamishiyubersu (Abashiri — 44). Hokkaido.
- Hasegawa K., Nagao S., Fujie T., Takahashi T. 1962. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Otoineppu (Asahikawa — 24). Hokkaido.
- Hashimoto S., Suzuki M., Osanai H. 1961. Explanatory text of the Geological map of Japan, c. 1:50 000. Poroshiri-dake (Kushiro — 50). Hokkaido.
- Hashimoto W. 1958. Considerations on the geological history of the Yezo-Saghalian geosynclinal area.— In: «Jubilee Publication in the commemoration of prof. H. Fujimoto 60th birthday». Tokyo.
- Ichikawa K. 1964. Tectonic status of the Honshu major belt in Southwest Japan during the Early Mesozoic.— J. Geosci., Osaka City Univ., 8.
- Iijima A. 1959. On relationship between the provenances and the depositional basins, considered from the heavy mineral associations of the Upper Cretaceous and Tertiary formations in Central and Southeastern Hokkaido, Japan.— J. Fac. Sci. Univ. of Tokyo, sect. 2, 11, pt. 4.

- Jabe H. 1954. Megageotectonica of North-East Japan.— J. Geol. Soc. of Japan, 60, N. 706.
- Joshio O. 1962. Permian and Jurassic geosynclines in Japan.— Sci. Repts Tohoku Univ., 2d ser. spec., 5.
- Kanamory H. 1963. Study of Crust-mantle structure in Japan, pt. 1—2.— Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo, 41, pt. 4.
- Konoya M., Doi S. 1961. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Kaributo (S.—38). Hokkaido.
- Matsui K. 1962. Sedimentological study of the Paleogen basin of Kushiro in Hokkaido, Japan.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 11, N 3.
- Matsui K., Doi S., Fujiwara T. 1958. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Toyonra (Sapporo—49). Hokkaido.
- Matsumoto T., Obato S. 1963. A monograph of the Baculitidae from Japan.— Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D, Geol., 13, N 1.
- Matsushita K., Suzuki M. 1962. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Noya (Kushiro—64). Hokkaido.
- Miller J. A., Shido F., Banno S., Kyeda S. 1961. New data on the age of orogeny and metamorphism in Japan.— Japan J. Geol. a. Geogr., 32, N 1.
- Minato M. 1957. On the age of metamorphic complex in the Japanes Islands.— Proc. Japan Acad. Sci., 33, N 40.
- Minato M., Jagi K., Hunachashi M. 1956. Geotectonic syntheses of the green tuff regions in Japan.— Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo, 34, pt. 3.
- Mitani K., Fuziwarata T., Hasegawa K. 1958a. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Nemuronanbu (Kushiro—27). Hokkaido.
- Mitani K., Osanai H., Hashimoto W. 1958b. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Ashorobuto (Kushiro—19). Hokkaido.
- Nagao S. 1962a. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Nakayubetsu (Abashiri—16). Hokkaido.
- Nagao S. 1962b. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Teshionakagawa (Asahikawa—23). Hokkaido.
- Osanai H., Nagao S., Mitani K., Hasegawa K., Hashimoto W. 1958. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Ishikarikanayama (Sapporo—25). Hokkaido.
- Osanai H., Mitani K., Matsushita K. 1961. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Akkeshi (Kushiro—37). Hokkaido.
- Osanai H., Mitani K., Ishijawa Sh., Matsushita K. 1963. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Nakatonbetsu (Asahigawa—24). Hokkaido.
- Saito M., 1963. Ultrabasic rocks and chrysotile deposits of the Kamuikotan tectonic zone, Hokkaido.— Rept. Geol. Surv. of Hokkaido, N 29.
- Sako S., Osanai H. 1962. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Chiroro (Kushiro—40). Hokkaido.
- Sako S., Suzuki M., Uozumi S., Kanayama T. 1961. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Ottyube (Abashiri—3). Hokkaido.
- Sugimoto R., Hasegawa K. 1959. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Shakidake (Abashiri—50). Hokkaido.
- Sugimoto R., Mitani K., Matsushita K., Takahashi T. 1962. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Minehama (Abashiri—40). Hokkaido.
- Suzuki M., Hashimoto S., Asai H., Matsushita K. 1959. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Rakkodake (Kushiro—67). Hokkaido.
- Tamaki I. 1953. The crustal structure of Japan derived from observed travel time curves of shallow earthquakes.— Geophys. Ints. Kyoto Univ.
- Tamaki I. 1955. The crustal structure, derived from the travel time of shallow earthquakes.— J. Seismol. Soc. Japan, 7, N 4, pt. 2.
- Tanaka K. 1959. On the sedimentation of the Cretaceous deposits, especially of the Upper Yezo group in the Sorachi anticlinal area, Ishikari coal field.— Bull. Geol. Surv. of Japan, 10, N 12.
- Uozumi S. 1962. Neogene molluscan faunas in Hokkaido, pt. 1.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 11, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Часть I	
РЕЛЬЕФ ДНА ОХОТСКОГО МОРЯ И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ	7
<i>(И. П. Карташов)</i>	
Часть II	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО РЕГИОНА	21
<i>(М. С. Марков, А. С. Шувалов)</i>	
Глава I. Сихотэ-Алинь <i>(М. С. Марков)</i>	21
Глава II. Остров Хоккайдо <i>(М. С. Марков)</i>	31
Глава III. Остров Сахалин <i>(А. С. Шувалов)</i>	64
Глава IV. Курильские острова <i>(М. С. Марков)</i>	92
Часть III	
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОХОТСКОГО РЕГИОНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	102
<i>(И. А. Соловьева)</i>	
Глава V. Структура и мощность осадочного чехла	106
Глава VI. Рельеф основных сейсмических границ раздела	118
Глава VII. Характер гравитационного поля и его интерпретация	137
Глава VIII. Мощность земной коры и ее «кристаллической» части	144
Глава IX. Магнитные аномалии и их связь с основными структурными элементами земной коры	152
Глава X. Типы структур земной коры в пределах Охотского региона	159
Часть IV	
ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО РЕГИОНА	162
<i>(В. Н. Аверьянова)</i>	
Глава XI. Общая характеристика Дальневосточной сейсмоактивной зоны	162
Глава XII. Дислокации в очагах землетрясений	172
Часть V	
ОБЩИЙ ПЛАН СТРОЕНИЯ ОХОТСКОГО РЕГИОНА	188
<i>(М. С. Марков)</i>	
Глава XIII. Область развития верхнемеловой складчатости	188
Глава XIV. Современная Курильская геосинклинальная система	203
Заключение	211
Литература	215

CONTENTS

Introduction . . .	5
Part I	
BOTTOM RELIEF OF THE OKHOTSK SEA AND THE HISTORY OF ITS FORMATION <i>(I. P. Kartashov)</i>	7
Part II	
GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE SOUTHERN PART OF OKHOTSK REGION <i>(M. S. Markov, A. S. Shuvaev)</i>	21
Chapter I. Sikhote-Alin <i>(M. S. Markov)</i>	21
Chapter II. Hokkaido island <i>(M. S. Markov)</i>	31
Chapter III. Sakhalin island <i>(A. S. Shuvaev)</i>	64
Chapter IV. Kuril islands <i>(M. S. Markov)</i>	92
Part III	
STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST OF THE OKHOTSK REGION ACCORDING TO GEO- PHYSICAL EVIDENCE	102
<i>(I. A. Solovieva)</i>	
Chapter V. Structure and thickness of sedimentary cover	106
Chapter VI. Relief of principal seismic discontinuities	118
Chapter VII. Types of the gravity anomalies and its interpretation	137
Chapter VIII. Thickness of the Earth's crust and its «crystalline» part	144
Chapter IX. Magnetic anomalies and their connections with the main structural elements of the Earth's crust	152
Chapter X. Structural types of the Earth's crust within the Okhotsk region	159
Part IV	
MAIN FEATURES OF THE SEISMIC ACTIVITY OF THE SOUTHERN PART OF THE OKHOTSK REGION	162
<i>(V. N. Averbayanova)</i>	
Chapter XI. General characteristics of the Far East active seismic zone	162
Chapter XII. Dislocations in the earthquake centres	172
Part V	
GENERAL PATTERN OF THE OKHOTSK REGION	188
<i>(M. S. Markov)</i>	
Chapter XIII. Upper Cretaceous folded area	188
Chapter XIV. Recent Kuril geosyncline system	203
Conclusion	211
Bibliography	215

*Марк Соломонович Марков, Валентина Николаевна Аверьянова, Измаил Павлович
Карташов, Ирина Александровна Соловьева, Анатолий Степанович Шувеев*

Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.

Труды, вып. 168

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Л. В. Миракова. Технический редактор О. Г. Ульянова

дано в набор 5/1 1967 г. Подписано к печати 26/V 1967 г. Формат 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 20,65
Уч.-изд. л. 19,9. Тираж 1000 экз. Т-6239. Тип. зак. 2177. Бумага № 2

Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
22	14 сл.	в	и
41	1 сл.	известными древними	древними
166	2 сл.	1,5	1,5 М
199	8 сл.	базальной формации	формации

Марков М. С. и др. Мезо-кайнозойская история

1 р. 40 к.