

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

1982

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *К. В. Боголепов*, *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *Е. А. Кулиш*, *В. А. Кулындышев*, *А. П. Милов*, *В. Г. Моисеенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*, *И. К. Туезов*

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ктм Ю Чена, 65, ком. 203,
тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Г. С. Залыгина*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректоры *В. В. Борисова*, *Т. Ф. Погиблова*

Сдано в набор 23.02.81. Подписано к печати 12.03.82.
МН 05006. Формат 84 × 108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.-
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14,0. Уч.-изд. л. 15. Тираж
444 экз. Заказ № 801.
Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 году

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ—ФЕВРАЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 1, 1982

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. А. Косыгин. Ранняя стадия исследования геологии Тихого океана	4	А. А. Терещенков, И. К. Туезов, В. В. Харахинов. Земная кора Сахалина и окружающих акваторий	84
Л. И. Красный. «Океанские земли» и микрома- терики Тихого океана	19	Т. К. Злобин, В. И. Федорченко, А. В. Петров, Г. С. Немченко. Структура литосферы о. Кунашир. (Курильские острова) по сей- смическим данным	92
С. М. Тильман. Тектоника и геодинамика северо- западной окраины Тихого океана	26	Г. М. Власов. Контурные течения, проблема фли- ша и нефтеносность	101
Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин, И. И. Берсенеv, А. В. Журавлев, Р. Г. Кузюнич, К. Ф. Сер- геев, И. К. Туезов, И. И. Хведчук. Строе- ние и геологическое развитие земной ко- ры Охотоморского и Япономорского регио- нов	35	Г. Л. Кириллова. К проблеме одноотности геологического строения чехла молодых плат- форм и талассосинеклиз	106
Г. И. Худяков, А. П. Кулаков, С. М. Тащи, Р. И. Никонова. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана (новые аспекты и проблемы геодинамики)	43	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
В. Ю. Косыгин, Ю. А. Павлов, П. А. Строев. Основ- ные черты гравитационного поля, мощ- ность и изостатическое состояние земной коры северо-западного сектора Тихого океана	49	Р. Ф. Черкасов. Древнейшие фемические зоны как концентраторы оруденения (на при- мере Алдано-Станового щита)	112
В. И. Гончаров. Систематика золото- и серебро- рудных месторождений вулканогенных по- ясов	60	М. П. Антипов, В. Л. Безверхний, Б. Я. Карп. Новые данные о стрвении осадочного чех- ла северной части Японского моря	115
А. П. Миллов, А. П. Соболев. Мезозойский грани- тоидный магматизм Северо-востока Азии	70	В. К. Захаров, Н. Ф. Василенко, Н. В. Наумов. Горизонтальные деформации земной по- верхности на островах Сахалин и Шико- ган	119
К. Ф. Сергеев. О тектонической природе подня- тия Западно-Сахалинских гор	75	В. Л. Ломтев, В. Н. Патрикеев. Новые данные о надвиговой структуре Курило-Камчатско- го глубоководного желоба	122
		В. И. Ремизовский. О характере кривых <i>H</i> -раз- магничивания осадочных пород	126

THE PACIFIC GEOLOGY

JANUARY — FEBRUARY

NOVOSIBIRSK

N 1, 1982

CONTENTS

Yu. A. Kosygin. Early stage of investigation of the Pacific Ocean geology	4	hinov. The Earth crust of Sakhalin and surrounding water areas	84
L. I. Krasny. "Ocean lands" and microcontinents of the Pacific	19	T. K. Zlobin, V. I. Fedorchenko, A. V. Petrov, G. S. Nemchenko. The structure of Kunashir Island litosphere (Kuril Islands) according to seismic data	92
S. M. Til'man. Tectonics and geodynamics of northwest margin of the Pacific	26	G. M. Vlasov. Contour currents, problem of flysh and oil and gas content	104
N. A. Shilo, Yu. A. Kosygin, I. I. Bersenev, A. V. Zhuravlev, R. G. Kulinich, K. F. Sergeev, I. K. Tuesov, I. I. Khvedchuk. Structure and history of geological development of the crust in the regions of the Okhotsk and the Japan Seas	35	G. L. Kirillova. To the problem of geological structure monotypeness of the young platform cover and thalassosyneclisies	106
G. I. Khudyakov, A. P. Kulakov, S. M. Tashchi, R. I. Nikonova. The system of giant geomorphological structures of the West Pacific Margin	43	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
V. Yu. Kosygin, Yu. A. Pavlov, P. A. Stroev. The main features of gravitational field, and thickness and isostatic state of the Earth crust of the northwest Pacific sector	49	R. F. Cherkasov. The oldest femic zones as concentrators of ores (on example of the Aldan-Stanovoy Shield)	112
V. I. Goncharov. The classification of the gold and silver ores of volcanic belts	60	M. P. Antipov, V. L. Bezverkhny, B. Ya. Karp. New data on the sedimentary cover structure of the Japan Sea Northern part	115
A. P. Milov, A. P. Sobolev. Mesozoic granitoid magmatism of North-Eastern Asia	70	V. K. Zakharov, N. F. Vasilenko, N. V. Naumov. Horizontal deformation of the earth surface on Sakhalin and Shicotan Islands.	119
K. F. Sergeev. On tectonic nature of the uplift of the West Sakhalin Mountains	75	V. L. Lomtev, V. N. Patrikeev. New data on the overthrust structure of the Kuril-Kamchatka Trench.	122
A. A. Tereshchenkov, I. K. Tuesov, V. V. Kharak-		V. I. Remisovsky. On the character of H -demagnetization curves of sedimentary rocks	126

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

С Тихим океаном связаны важнейшие вопросы становления и развития геологической науки. Еще в прошлом столетии внимание А. Гумбольдта и Ч. Дарвина было приковано к исключительным по интенсивности геодинамическим процессам, проявляющимся на окраинах Тихого океана. Тихий океан стимулировал возникновение многих ведущих идей современной геологии. С ним тесно связаны понятия тихоокеанской складчатости, мезозойд, вулканических поясов и субдукции. Тихоокеанский складчатый пояс — это крупнейшая уникальная структура, геологические проблемы здесь решать легче, чем где-либо в других районах. Тектоническая активность притихоокеанских континентальных окраин предопределяет исключительное богатство их разнообразными рудами. Дно Тихого океана в своих прибрежных частях обещает многое в смысле поиска залежей углеводородов и россыпных месторождений металлов, а в своих центральных частях богато железомарганцевыми конкрециями и другими, еще недостаточно изученными минеральными ресурсами.

Перед новым журналом «Тихоокеанская геология», издание которого начинается настоящим номером, стоят поэтому большие и интересные задачи в теоретическом и практическом смысле. В журнале предполагается всесторонне освещать геологическое строение дна Тихого океана, геофизические исследования, направленные на уточнение геологического строения

земной коры и геодинамических процессов, протекающих в глубинных оболочках Земли; последняя задача тесно связана с вулканизмом, современным и древним, в пределах океана и его обрамления. Одной из центральных теоретических и практических тихоокеанских проблем является изучение магматизма в описательном и сравнительном аспектах. В этом отношении как по магматизму, так и по другим геологическим объектам и явлениям очень важно будет сравнение с другими океанами. В журнале должны освещаться научные разработки в области тектоники литосферных плит, а также неотектонические, геоморфологические, морфотектонические и геодезические исследования в Тихоокеанском регионе. На страницах журнала не могут быть обойдены философские и методологические проблемы геологии, геофизики, геоморфологии, приобретающие особую остроту в связи со слабой изученностью океанического дна по сравнению с континентами и постановкой задач, связанных с большими глубинами Земли и протекающими в них процессами.

В журнале предполагается иметь отделы кратких сообщений, критики, библиографии, а также хроники важнейших совещаний и событий, касающихся Тихоокеанского региона.

Журнал может представить интерес для геологов-исследователей и практиков, геофизиков, геоморфологов, в том числе и для зарубежных ученых, работающих в странах, прилегающих к Тихому океану.

Ю. А. Косыгин

РАННЯЯ СТАДИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Рассмотрена ранняя история изучения геологии Тихого океана начиная с 1776 г. и по 40-е годы XX в. Выделены два периода исследований. В первом периоде главную роль играли наблюдения и описания. Начало этому периоду положили путешествия Дж. Кука (1768—1779 гг.), Гумбольдта (1799—1804 гг.), Ч. Дарвина (1831—1836 гг.) по окраинам и островам Тихого океана. В последующем эти исследования продолжили Ч. Лайелль, М. Неймар, Э. Ог и многие другие. В результате к 1910—1912 гг. сложилось определенное представление о Тихом океане, как о геологической структуре. Итог этому периоду исследований подвел Э. Ог

в монографии «Геология», в которой дана характеристика рельефа дна, состава морских отложений и описана тектоническая граница Тихого океана. Второй период изучения геологии Тихого океана характеризуется созданием гипотез, с помощью которых делаются попытки ликвидации «белых пятен» в геологической структуре Тихого океана. Основное внимание уделено анализу представлений А. Вегенера, Э. Аргана, Р. Штауба и их влиянию на последующие мобилистические построения. Показано значение работ А. Д. Архангельского в изучении внутренней структуры Тихого океана.

ВВЕДЕНИЕ

1. Тихий океан, включая моря, занимает более 35% поверхности Земли, а без морей — более 32%. Он соответствует крупнейшему геологическому структурному элементу земной поверхности, земной коры и даже более мощной оболочке Земли, включающей, по крайней мере, верхние части ее мантии. Геологические границы Тихого океана, как такового структурного элемента, могут быть проведены по-разному, в зависимости от специализации признаков. Но в общем геологическая граница Тихого океана примерно отвечает его ограничениям без морей и соответствует так называемой андезитовой линии (зоне, границе). А. Д. Архангельский [2] подразделил земную кору на два главных структурных элемента: континентальную часть и океаническую, лежащую в пределах андезитовой линии. Более половины континентальной части Земли занято другими океанами (Атлантический, Индийский, Северный, Ледовитый), но они обнаруживают по своему геологическому строению большую общность с материками, чем Тихий океан. Тихий же океан четко ограничен и обособлен.

Современная геологическая наука основана пока еще на изучении материков. Пространства, занятые океанами, стали изучать много позднее, чем пространства материков, и сейчас еще степень изученности их ничтожно мала по сравнению с изученностью материков. Океаны

континентальной части Земли более доступны для геологических экстраполяций, чем изолированный и структурно самостоятельный Тихий океан.

2. Трудная доступность дна океанов, а в частности (и в особенности) дна Тихого океана, создает для непосредственных геологических наблюдений огромные по сравнению с материками препятствия. Поэтому в океанических областях роль гипотез в исследованиях геологического строения значительно больше, чем на материках. Пока изучались окраины океана и его острова, доминирующее значение имели наблюдения. Когда дело коснулось океанического дна, значительно возросла роль гипотез. Весьма велика она и сейчас. Так, в 1970 г. на советско-японском симпозиуме в г. Находке было заслушано много докладов по изучению дна в самых различных геологических и геофизических аспектах и проанализирован фактический материал в огромном объеме. Однако при выработке решения не оказалось возможным однозначно сформулировать мнение совещания по вопросу происхождения Японского моря. Пришлось лишь констатировать существование трех точек зрения: 1) Японское море образовалось путем отодвигания (отплывания) Японских островов от материка; 2) Японское море является результатом океанизации земной коры; 3) Японское море является реликтом океанической коры. До сих пор нет фактов, опровергающих одну из этих трех гипотез. В этом

конечно, нет ничего плохого, так как гипотезы как бы составляют каркас научного познания природных объектов и явлений; они являются эмбрионами теорий. Рабочая гипотеза — это для геолога самое повседневное дело. Даже такие простые исследовательские процессы, как геологическое картирование, составление геологических карт или разведка конкретных месторождений полезных ископаемых — буквально насыщены рабочими гипотезами. Слова «Формой развития естествознания, поскольку оно мыслит, является гипотеза» — принадлежит Ф. Энгельсу («Диалектика природы»).

Мне думается, что усилия ученых-геологов должны расходоваться не на уничтожение неудобных гипотез, а должны быть направлены, во-первых, к повышению достоверности и полноты фактических данных, а во-вторых, к достижению логической правильности хода научных построений. Даже при использовании одних и тех же фактов и безупречности логических конструкций, при создании гипотез неизбежно вступают в строй догадки исследователей, включающие элементы интуиции, так сказать, скачков в процессе познания. Поэтому гипотезы могут получаться разными даже у тех исследователей, которые приходят к ним научно-безукоризненным путем.

Подчеркнем еще раз исключительно важную роль гипотез в исследовании геологии океанов. С этим связаны некоторые особенности нашего дальнейшего изложения.

3. Тихий океан является крупнейшим структурным элементом земной поверхности, выделяемым в географическом и геологическом планах. Для того чтобы определить структурный элемент, как, впрочем, и любое геологическое тело, следует определить его границы. Если исходить из разнообразного и многочисленного арсенала геологических и геофизических фактов сегодняшнего времени, то вопрос проведения границы окажется очень сложным, поскольку геологические и геофизические данные, сами по себе очень разнообразные и разнородные, придется согласовывать, прибегая к многочисленным системам интерпретации одних специализированных пространств на языке других специализированных пространств. При этом возможны очень сложные ситуации, которые приводят, например, к выделению зон переходов, не имеющих до сих пор удовлетворительных определений.

Первые представления о границах Тихого океана сложились из наблюдений над геодинамическими процессами, а именно вулканизмом [8]. Дело в том, что эти первые наблюдения касались именно извержений вулканов, но оказывалось, что многие землетрясения и современные движения земной коры тесно с ними связаны в пространственном и временном от-

ношениях. Таким образом, на первых порах исследований геологические границы Тихого океана выделяются в геодинамической специализации.

НАБЛЮДЕНИЯ

4. Путешествия естествоиспытателей Дж. Кука (1768—1779 гг.), А. Гумбольдта (1799—1804 гг.), Ч. Дарвина (1831—1836 гг.) по окраинам и островам Тихого океана составляют первый период его геологических исследований. В течение этого периода главную роль в геологических исследованиях играли наблюдения и описания.

5. Джеймс Кук [11] в «Дневнике, написанном на борту барка его Величества «Резолюши» в 1776—1780 гг.» как исследователь-географ обращал свое главное внимание на географические координаты и контуры островов, животный и растительный мир, а главным образом на этнографию. Он открыл Сандвичевы острова, впоследствии названные Гавайскими, и попутно упоминал о некоторых вулканах по периферии Тихого океана.

В «Путешествии к южному полюсу и вокруг света» в 1772—1775 гг. Джеймс Кук [10] описал извержение вулкана на о. Тана на юге Новых Гебрид.

Все эти вулканы, как северные, так и южные, как выяснилось потом, входят в состав Тихоокеанского вулканического пояса, и хотя Джеймс Кук не вел специальных наблюдений над вулканами и ничего не говорил о закономерностях их размещения, тем не менее уже упоминанием о них в своем научном труде он внес некоторую, хотя пока и неясную лепту в выяснение положения геологической границы Тихого океана.

В описании первого плавания Джеймса Кука в 1768—1771 гг. «Плавание на Индевере» [9] имеется указание (с. 273—289) на нахождение на Новой Зеландии яшм, руды, впрочем, ближе неопределенной, а также на использование местным населением нефритовых топоришков. Дж. Кук упоминал также, что жители Новой Зеландии дарили ему зеленый камень и «зеленый камень с жирным блеском» и что маорийское название Южного острова — «Талай Пунаму» — обязано нефриту.

Во времена Джеймса Кука уже существовали связанные с Тихим океаном геологические гипотезы. Так, Дж. Кук в 1777 г. во время своего пребывания в группе островов Пальмерстон между островами Товарищества и островами Дружбы (Тонга) сообщает о трех гипотезах происхождения островов. Он писал: «По поводу этих низких островов существуют различные мнения. Некоторые полагают, что это

остатки больших островов и что в отдаленные времена все эти утесы или островки были соединены и составляли сплошные участки суши, а уже потом море разделило их. Остались только наиболее высокие части, обреченные в будущем на гибель. Другие полагают — и мне думается с большим основанием — что низкие острова образуются из отмелей или коралловых банок в результате их поднятия, третьи же считают, что они были взброшены землетрясениями» (с. 115). Гипотезы эти наивны, но свидетельствуют об активности геологической мысли в те далекие времена.

6. Путешествия Александра Гумбольдта [5] в Южную и Центральную Америку относятся к 1799—1804 гг. Из работ Гумбольдта также еще никак не проясняется вопрос о геологических границах Тихого океана, но им подмечен ряд важных закономерностей, существенных для его решения. В частности, А. Гумбольдт объединяет многие вулканы Америки в линейную зону, являющуюся звеном еще не установленного Тихоокеанского вулканического пояса. Он пишет: «Все американские вулканы расположены в той части материка, которая лежит против Азии, в длинной, вытянутой по меридиану на 1800 географических миль цепи Анд» (с. 247). Гумбольдт впервые отмечает, что вулканы тянутся не только «параллельно основному направлению хребта, как в Гватемале, Перу и на Яве», а иногда «пересекая под прямым углом ось хребта, как в тропиках Мексики».

Позднее Ч. Лайелль [12] перечислил относящиеся к этой линии вулканы Колима, Йорулло (Хорульо), Попокатепетль, Оризага, Тунстла и указывал, что если эту линию продолжить к западу, то она пересечет группу вулканических островов Ровилла Гигедо в Тихом океане, располагающихся в 500—1000 км от берегов Мексики. Таким образом, намечается поперечный линеамент, далеко уходящий в Тихий океан. М. Неймайр [13] еще более уточняет эту картину, соотнося мексиканские вулканы с серией параллельных трещин.

Потом выяснилось, что такая ситуация вообще характерна для вулканических поясов, окружающих Тихий океан. Так, поперечные структуры известны в Японии, на Курильских островах, в системе древнего вулканического пояса северо-восточного побережья Азии и т. д.

У Гумбольдта мы видим начало системного подхода к исследованию вулканов. Действительно, описание отдельных вулканических аппаратов не может привести к столь далеко идущим выводам, как изучение взаимосвязанной группы или системы вулканов. Это может быть увязано с общим случаем приобретения системой новых свойств, не присущих отдельным ее элементам. Так, Гумбольдт ука-

зывает, что «соединение вулканов то в отдельные кольцеобразные группы, то в двойные ряды является решающим доказательством того, что вулканическая деятельность зависит не от незначительных, протекающих близко к поверхности явлений, но от крупных, происходящих глубоко в недрах земли процессах» (с. 146—147). Он указывает на существование динамической связи между вулканами и землетрясениями в Притихоокеанской зоне.

Так, в системе вулканов плоскогорья Кито (вулканы Пичинче, Котопахи, Тунгурагуа) существует динамическая связь, причем «подземный огонь вырывается то из одного, то из другого отверстия, которые обычно рассматриваются, как отдельные вулканы». Гумбольдтом было отмечено, что когда в 1797 г. прекратилось извержение вулкана Пасто (Колумбия), в то же мгновение более чем в трехстах километрах к югу в районе Риобамба (Эквадор) произошло сильное землетрясение.

7. Динамическую связь Андийских вулканов, расположенных на огромных расстояниях, отметил позднее Ч. Дарвин [6] во время своего кругосветного путешествия в 1831—1836 гг. 19 января 1835 г. он наблюдал извержение вулкана Осорно (Чили), а затем узнал, что одновременно в пределах тех же суток произошло извержения Акокгауа (1200 км севернее) и Косегуина (6300 км севернее) на границе Никарагуа и Гондураса. Этот факт представляет удивительное по силе доказательство динамической общности геологической границы Тихого океана на столь огромном протяжении. Через месяц (20 февраля 1835 г.) Ч. Дарвин описывает разрушительное землетрясение в районах Вальдивии, Концепсьона и Талькауано в Чили. Здесь связь с извержениями трех вулканов не проступила в ясном виде, но ее можно предполагать, учитывая, что Косегуина до этого молчала 26 лет. Представления о связи землетрясений с вулканами проникло в народные поверья. Так, Ч. Дарвин писал: «Простой народ в Талькауано считал, что землетрясение было вызвано какими-то индейскими старухами, которые два года назад, будучи чем-то обижены, заткнули якобы жерло вулкана Антухо (в районе Концепсьона.— Ю. К.). Это вздорное поверье любопытно в том отношении, что показывает, как народ по опыту выучился усматривать связь между задержкой деятельности вулканов и сотрясанием почвы» (с. 342). Само землетрясение 20 февраля сопровождалось многочисленными проявлениями вулканической деятельности. Так, у берега острова Хуан Фернандес возник подводный вулкан, стали действовать два вулкана в Кордильерах против о. Чилоэ. Вообще же «пространство, из-под которого 20 числа изверга-

лись вулканические вещества, измеряется 720 милями в одном направлении и 400 милями в другом, проходящим под прямым углом к первому... Судя по проявившейся во всей этой цепи явлений тесной и сложной связи между подъемлющей и эруптивной силами, мы можем уверенно заключить, что те силы, которые медленно или небольшими скачками поднимают материки, и те, которые заставляют вслед за тем вулканические вещества изливаться из открытых кратеров,— тождественны» (с. 347). Эта идея была позднее подтверждена Лайеллем [12].

Хочется еще отметить, что на карте Ч. Дарвина «Распределение различных типов коралловых рифов и положение действующих вулканов» частично начинает проявляться геологическая граница Тихого океана, во всяком случае, южной его части. Граница эта намечается положением вулканов Чили, Эквадора, Центральной Америки, Мексики на востоке, Японии, Бонина, Тайваня, Филиппин, Новой Гвинеи, Соломоновых островов, Новых Гебрид, Норфолка и Новой Зеландии на западе.

8. В эпоху путешествий Дж. Кука, А. Гумбольдта и Ч. Дарвина геологическая наука бурно развивалась. Шла длительная дискуссия между нептунистами и плутонистами. Геологи стали выделять стратиграфические системы, составлять геологические карты различных районов Европы. Геологические труды стали выпускаться и американскими геологами. Первый специальный фундаментальный труд, подводящий итоги многочисленным геологическим исследованиям, принадлежит Чарльзу Лайеллю. Его собственные исследования ограничивались Европой, островами Атлантического океана и Северной Америкой до Кентукки на западе и Мексиканского залива на юге.

Его первая книга «Принципы геологии» выходит в свет в 1830 г., еще до путешествий Дарвина, затем появились «Учебник геологии» и «Элементы геологии», вышло много изданий, которые с годами совершенствовались и впитывали новый геологический материал, позволявший конструировать более полную геологическую теорию, охватывающую разнообразные явления. В 1866 г. в Москве вышла книга Ч. Лайелля «Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей», являющаяся переводом 9-го издания «Принципов геологии».

Если А. Гумбольдт и Ч. Дарвин на основе личных наблюдений и осуществляя системный подход в своем научном анализе выясняют важнейшие связи между вулканами, а также между вулканами и землетрясениями окраин Тихого океана и высказывают (Дарвин) важнейшие и обоснованные представления о генезисе тихоокеанских островов, то Ч. Лайелль на ос-

нове обобщения дает более связную и законченную картину границ Тихого океана в том же геодинамическом смысле. Касаясь истории исследования, Лайелль указывает на труды своих предшественников, обративших внимание на геодинамические особенности окраин Тихого океана. Так, Роберт Гук («Посмертные сочинения Роберта Гука», 1688 г.), автор знаменитого закона Гука в механике, лондонский архитектор, человек, предвосхитивший закон всемирного тяготения Исаака Ньютона, автор термина «клетка» в биологии и отличный геолог, написал в 1668 г. «Рассуждения о землетрясениях», приведя в качестве примера Хилийское (чилийское) землетрясение 1646 г. Об этом же землетрясении Андесс (Анд) писал Рей в своем «Хаосе и творении» в 1692 г. К оригинальному, но явно фантастическому представлению о происхождении Анд пришел катастрофист Эли де Бомон в 1852 г., писавший, что Альпы были подняты после половины третичного периода. «Поднятие Андессов произошло еще позднее и сопровождалось первым одновременным взрывом двухсотсемидесяти ныне действующих в них вулканов... Возмущение океана, причиненное этим внезапным потрясением, произвело, по всей вероятности, тот кратковременный и повсеместный потоп, который замечен в преданиях столь многих народов» (с. 762 и 763, цитируется по Ч. Лайеллю).

У Ч. Лайелля [12] мы находим системное описание вулканов Тихоокеанского кольца. В Южной Америке в цепи «Андесс» им выделяется система действующих кратеров от 43°28' ю. ш. (против о. Чилоэ) до 30° ю. ш. (район Кокимба). Вторая система обнимает вулканы Боливии и Перу и простирается от 21 до 15° ю. ш. Третья система вулканов Квито начинается за сто географических миль к югу от экватора и продолжается почти на сто тридцать миль к северу от него. Четвертая система располагается севернее Панамского перешейка. Еще севернее расположена Мексиканская группа вулканов, в состав которой входят Попокатепетль, Колима и другие, причем некоторые отстоят от океана до 120 миль. Далее к северу отмечаются вулканы на п-ове Калифорния.

Рассматривая американскую вулканическую линию, М. Неймайр [13], суммируя данные, полученные во второй половине XIX в. различными исследователями, дает более полную картину распределения вулканов. Он указывает на обнаружение действующих вулканов на южном конце Огненной Земли и на южном конце материка Южной Америки. Подобно Ч. Лайеллю, М. Неймайр выделяет Чилийскую и Перу-Боливийскую системы вулканов, особое внимание уделяя Эквадорской системе. К ней от-

носятся вулкан Сангай, лежащий уже в бассейне р. Амазонки, наиболее деятельный в Южной Америке, вулканы в районе Кито — Пичинча, Антизана, Котопахи (извержения 1543, 1742 и 1768 гг.). К Чилийской группе принадлежит величайший в Южной Америке вулкан Аконкагуа (6970 м), к Перуанской группе, состоящей из девяти огромных вулканов, принадлежит Сахава (6780 м), расположенный южнее оз. Титикака.

Следующая система вулканов, обозначенная нами при изложении данных Ч. Лайелля как четвертая, обнимает территории Коста-Рики, Никарагуа, Гондураса, Сан-Сальвадора, Гватемалы и Южной Мексики. Вулканы здесь тяготеют к равнине побережья Тихого океана. В Гватемале намечается поперечная линия вулканов, к которой принадлежат Акатенанго, Фуэго и др. Далее к северу следует охарактеризованная выше Мексиканская группа вулканов, еще далее к северу ряд вулканов указывается в Каскадных горах (Худ, Рейнер, потухший вулкан Шаста и др.) и Аляски (вулканы Св. Ильи и Врангеля).

В качестве «другой линии вулканического действия» Ч. Лайелль указывает линию, начинающуюся на Аляске и протягивающуюся через Алеутские к Молуккским островам, откуда одна ее ветвь идет на Яву и Суматру, а вторая, Тихоокеанская, — от Новой Гвинеи к Новой Зеландии и «соответствует, хотя довольно грубо, очертаниям Австралии» (т. II, с. 9).

Представляется возможным связывать Бонийские и Марианские вулканы с Новой Гвинеей и объединять Новую Ирландию, Соломоновы острова и Новые Гебриды. Таким образом, впервые Ч. Лайеллем более или менее четко прослежен вулканический Тихоокеанский пояс как со стороны Америки, так и со стороны Азии.

М. Неймайр [13] значительно развил представления об Азиатской ветви Тихоокеанского вулканического пояса, в составе которой он выделил, по крайней мере, четыре системы: 1) ряд вулканов, протягивающийся через Молуккские и Филиппинские острова и включающий о. Формозу (Тайвань); 2) южную дугу, охватывающую о-ва Лиу-Киу (Рюкю), Южные Японские острова и вулкан на берегу Кореи; 3) вторую дугу, к которой принадлежат вулканы остальных Японских островов, за исключением северо-восточного конца о. Йессо (Хоккайдо); 4) северную дугу, состоящую из вулканов северной части Йессо, Курильских островов и Камчатки. На его карте выделяется самая южная зона, охватывающая Новую Гвинею, Новую Зеландию и разделяющие их острова. Вулканы Новой Зеландии он описывает по Гокштеттеру. Вулканы преимущественно распространены на северном острове в трех областях — в богатой гейзерами и горячими

ключами области оз. Таупо, где они образуют линию северо-восточного простирания, начинаясь на юго-западе вулканом Раупеку и заканчиваясь о. Вакара (о. Уайт), в области Оклендского перешейка и в области потухшего вулкана Эгмонт. На продолжении линии Таупо лежат вулканические острова Кермадек и Тонга. М. Неймайр подробно описывает гейзеры (по Гокштеттеру) в области Таупо в долине Вайкато.

М. Неймайр [13] приводит карту японских вулканов (по Харада) и обращает внимание на действие вулканов Асамаяма (864 г., 1783 г.) и Пандей в районе Фосса Магна, Асояма (67 больших извержений с 796 г.) на о. Киу-Шиу (о. Кюсю), Сикурашима (718 г., южнее Кюсю), появление новых вулканических островов Анейи-Шима и Ебису-Шима (1780 г.), извержение Фухиямы (Фудзиямы) и др.

М. Неймайр, ссылаясь на исследования Науманна и Харада, указывает на связь расположения японских вулканов с тектоническим строением, а именно Северояпонской дугой тектонических линий, имеющей продолжение на Сахалине, и Южнояпонской (Синийской) дугой. В районе Кванто дуги «сталкиваются» и разделяются поперечными трещинами (Фосса Магна). Приуроченный к этим трещинам ряд вулканов Харада называют поясом Фудзиямы; на продолжении этого пояса лежат вулканы п-ва Идзу и островов Оашима, Ашаги, Тузишима. На продолжении пояса Фудзиямы лежат вулканы Бонина и Марианской дуги. На юге Японии выделяется поперечный пояс Каришима (вулканы Каришима, Сакурашима, Ивашима). На о. Хонсю вулканы распадаются на три параллельных ряда, причем наиболее активным является наружный ряд, к которому принадлежит вулкан Пандай. В примечаниях к русскому переводу книги М. Неймайра, написанных В. В. Ламанским и А. П. Нечаевым, даны подробные сведения о Камчатских вулканах.

Ч. Лайелль уделил также большое внимание сейсмичности Тихоокеанского кольца, а также многим закономерным системным связям, о которых говорили уже А. Гумбольдт и Ч. Дарвин. Любопытно указываемое им явление периодичности. Так, город Копиапо в Перу был опустошен землетрясениями в 1773, 1796 и 1819 гг., точно через промежутки времени в 23 года. Он указывает, что Лима испытала землетрясение 17 июня 1578 г., а вторично в тот же самый день в 1678 г. Вулкан Косегуина до 1835 г. имел только два зарегистрированных землетрясения — в 1709 и 1809 гг.

Перечисляя землетрясения XIX в., Ч. Лайелль указывает на землетрясение в Консепсионе в 1835 г., знакомое нам уже по дневнику Дарвина; распространение этого землетрясения

от Мендосы до островов Хуан Фернандес, т. е. на тысячу километров в широтном направлении опять же наводит на мысль о существовании поперечного линеамента; это землетрясение сопровождалось значительным поднятием о. Санта Мария в 25 милях от Консепциона.

В приводимой М. Неймайром карте вулканизма земной поверхности отчетливо обозначается Тихоокеанский вулканический пояс. На карте показаны вулканическая область Земли Александра I (Антарктика), Южных Шетландских островов, Огненной Земли, Чили, Эквадора, Мексики, п-ова Калифорния, Каскадных гор, района Св. Ильи, п-ова Аляска, Алеутских островов, Камчатки, Курил, Японии, Формозы, Филиппинских островов, Новой Гвинеи, архипелага Бисмарка, Соломоновых островов, Новых Гебрид и Новой Зеландии, а также ветвь Бонинских — Марианских островов.

М. Неймайр публикует также карту географического распространения землетрясений и моротрясений, на которой четко рисуется Тихоокеанское сейсмоактивное кольцо, в общем соответствующее вулканическому поясу и полностью его перекрывающее, и карту распространения новейших складчатых цепей, опирающуюся главным образом на исследования Э. Зюсса. Из этой карты следует, что «пояс складчатых краёв окружает Тихий океан с востока, севера и запада... новейшие складки ограничиваются определенными областями и совпадают в общих чертах с прибрежными полосами Великого океана и Центрального Средиземного моря, то есть двух водоемов, которые отличаются продолжительным и прочным существованием» (с. 566). Дуги островов Восточной Азии рассматриваются как остатки горных краёв и уподобляются свеживающейся цветочной гирлянде; на внутренней стороне этих фестонов располагаются области опускания и сбросовые котловины (Южно-Китайское, Восточно-Китайское и Охотское моря). Слова «складчатые цепи» в характеризующей карте имеют преимущественно орографический смысл, как и основной принцип синтеза Э. Зюсса. Таким образом, мы можем говорить об орографической границе Тихого океана.

Идея гирлянды привлекла впоследствии внимание многих исследователей. В частности, она была развита А. Вегенером [4]. Он писал: «Очень показательное одинаковое ступенчатое расположение гирлянд. Алеуты образуют цепь, которая дальше на восток в Аляске не является уже более краевой цепью и выходит изнутри материка. Они встречаются у Камчатки, откуда бывшая до этого внутренняя цепь Курильских островов образует внешнюю гирлян-

ду. Это опять-таки оканчивается у Японии, чтобы уступить место потом внутренней цепи Япония — Сахалин». А. Вегенер обращает внимание на приблизительно одинаковую длину гирлянд: Алеуты — 2900 км, Камчатско-Курильская дуга — 2600 км, Сахалин — Японская дуга — 3000 км, дуга Риу-Кью — 2600 км, дуга Тайвань — Борнео — 2500 км, дуга Новая Гвинея — Новая Зеландия — 2700 км.

9. Мысль о длительном постоянстве положения восточной геологической границы Тихого океана впервые высказана Ч. Лайеллем [12] со ссылкой на Ч. Дарвина. Он пишет, что Ч. Дарвин «собрал множество данных в доказательство постоянного вулканического действия в одном месте в течение длинного ряда геологических периодов, начинающегося со времен, предшествовавших отложению оолитовой и меловой формаций в Чили, и продолжающегося до исторической эпохи. Кажется, что некоторые из параллельных горных хребтов, составляющих Кордильеры, вместо того, чтобы быть современным одним другому, поднимались последовательно и медленно в совершенно разные эпохи» (с. 195).

При развитии исторической геологии возникли представления о древности географических (палеогеографических) границ Тихого океана. Хотя это и не геодинамические границы, но в общих чертах им соответствуют; и те и другие отражают крупнейший геологический структурный элемент земной поверхности. А. А. Иностранцев [7] для палеозойской эры вопрос о границах Тихого океана или распределении на его пространстве суши и моря не рассматривал. Для триаса же, ссылаясь на Мойсисовича, указывает, что «триасовый океан в своем распространении большей части совпадал с современными океанами. На востоке он был ограничен более древними осадками, идущими от Перу до Аляски на севере; на западе его границы обозначаются у Новой Зеландии, Новой Каледонии, Тимора, Японии и по берегам Охотского моря...» (с. 285). Примерно такие же очертания Тихого океана показаны М. Неймайром [13, с. 303] на «карте, изображающей распространение морей в верхнеюрскую эпоху». По А. А. Иностранцеву, «в третичный период Тихий океан имел приблизительно то же очертание, как и теперь» [7, с. 397].

С положением границ Тихого океана, находящихся в тесной связи с направлением больших тектонических и орографических линий, связан тихоокеанский тип берегов, выделенный Э. Зюссом. Этот тип берегов в тектоническом смысле может быть назван унаследованным.

Резюмируя сказанное, отметим, что к началу нашего столетия сложились представления

о геологических границах Тихого океана геодинамической, орографической и палеогеографической специализации.

10. Острова в Тихом океане долгое время являлись единственными источниками информации о его внутреннем геологическом строении и составе развитых в нем горных пород. До путешествий Кука, Гумбольдта и Дарвина, получивших первые геологические данные об островах Тихого океана, многие из них были уже открыты, и географическая карта океана в основном была сформирована. Ч. Лайелль [12] назвал Сандвичевы (Гавайские) острова «самой замечательной областью вулканической деятельности в Северном Тихом океане — или, может быть, в целом мире» (с. 12).

Интересны соображения Ч. Лайелля об очагах Гавайских вулканов. В то время как на американском побережье Тихого океана он указал на одновременные извержения, а следовательно, и подземную (геодинамическую или гидравлическую) связь вулканов, разделенных расстоянием 6300 км, на Гавайских островах он описывает независимые действия кратеров, расположенных в пределах одного вулканического конуса на расстоянии 25 км друг от друга, и делает заключение о наличии здесь двух независимых центров вулканической деятельности. Речь идет о Мауна Лао и вулкане Килауэа, расположенном на его юго-восточном склоне.

В дальнейшем гавайским вулканам уделяется все большее внимание. М. Неймайр [13] пишет об особенной подвижности гавайских базальтовых лав, которые до того подвижны, что на обрывах образуют настоящие лавопады и могут двигаться при наклоне почвы всего в 1° (гавайский тип вулканов). Сандвичевы острова «представляют двойной ряд вулканов первоклассной величины (всего пятнадцать): на севере идет ряд вулканов Мауны Кеа, на юге — ряд Мауны Лао» (с. 273). На крупнейшем острове Гавайи пять вулканов — Кохала, Мауна Кеа, Хуалалай, Мауна Лао и Килауэа. Килауэа извергается периодически. Извержения 1823, 1832, 1840, 1849, 1855, 1866, 1868 и 1879 гг. отделены промежутками от 2 до 11 лет.

Из ранних описаний представляют интерес страницы дневника Ч. Дарвина, относящиеся к 15 сентября — 8 октября 1835 г. Он посетил Галапагосский архипелаг. Он отметил, что все десять главных островов этого архипелага образованы вулканическими породами. На архипелаге имеется, по крайней мере, 2000 кратеров, причем некоторые достигают более 1 км высоты.

Позднее М. Неймайр [13] опубликовал карту распространения вулканов на земной поверхности, где обозначены вулканы тихоокеанских островов — Хуан Фернандес, Галапагос-

ских, Ревилья Хихидо, Сандвичевых, Сала-и-Гомес, Пасхи, Маркизских, Таити, Самоа, Тонга, Кермадек, Фиджи. По его описаниям, о. Пасхи состоит из вулканических пород и имеет кратер, Сала-и-Гомес представляет собой одинокий лавовый утес.

От Галапагосских островов Ч. Дарвин поплыл на «Биггле» через Низменный, или Опасный, архипелаг (острова Паумоту, на современных картах — Туамоту), где он описывает «любопытнейшие кольца» из коралловой почвы, чуть возвышающейся над водой, к Таити, где он тоже отмечает вулканические плиты, а также коралловые рифы. Вулканические породы и кратеры Ч. Дарвин упоминал при описании Новой Зеландии.

Много внимания уделяет Ч. Дарвин коралловым рифам, используя в выводах как свои наблюдения, главным образом в Индийском океане, так и обобщения данных других исследователей. Он выделяет три больших типа коралловых рифов — атоллы (например, острова Троицы, атоллы Римского-Корсакова — Ронгелан, Меньшикова — Кваджелейн, острова Радак, острова в группе Маршалльских, низменный архипелаг Туамоту), барьерные рифы (о. Бола — Бола в архипелаге Товарищества, Новая Каледония, о. Ваникоро — Лаперуза в архипелаге Санта Крус) и окаймляющие рифы. Ч. Дарвин называет атоллы «контурными картами погружившихся островов», что достаточно ясно и полно отражает его теорию происхождения рифов, распространяющуюся и на другие их два типа. Атоллы и барьерные рифы связаны с погружением и не сопровождаются действующими вулканами. Окаймляющие рифы связаны с поднятиями (или с состоянием покоя) и могут образовываться в районах действующих вулканов. Отсюда Ч. Дарвин делает вывод, что вулканизм связан с поднятиями.

Закономерную связь атоллов с опусканиями подтвердил Ч. Лайелль (1866), который изучал скорость образования рифов. Он указывает на потерпевший крушение корабль, пролежавший у одного из островов юга Тихого океана 50 лет на глубине 12 м. Он покрылся кораллами, но полностью сохранил свою первоначальную форму. Следовательно, коралловая постройка росла медленно.

Что касается коренных пород на островах Тихого океана, то уже у М. Неймайра [13, с. 627] находим указания, что «на Новой Каледонии развиты морские триасовые известняки, с островов Палау известны роговообманковые граниты и диабазы, на Новой Померании открыты древнейшие осадочные образования, на островах Фиджи распространены массивные породы, сланцы, песчаники и известняки, описанные Вихманном, а на Маркизских островах, лежащих почти посередине Тихого океана,

находятся гнейсы и слюдяные сланцы. Несравненно лучше изучена Новая Зеландия, представляющая обрывок складчатого края, изгибающегося в виде буквы S. В строении ее принимают участие силурийские, каменноугольные, триасовые, меловые и третичные отложения». Что касается других островов, то «замечаемое нередко среди них рядовое или линейное расположение заставляет предполагать, что мы имеем дело с остатками погруженных в воду краев».

11. К 1910—1912 гг. сложилось определенное представление о Тихом океане как геологической структуре. К означенной дате итоги геологических исследований были подведены Э. Огом в его книге «Геология», вышедшей на русском языке в 1914 г. под редакцией А. П. Павлова. Предисловие к русскому изданию написано Э. Огом 15 февраля 1913 г. При подготовке книги к изданию была использована литература до 1912 г. включительно.

У Э. Ога [14] впервые в обобщающем геологическом труде мы находим некоторые характеристики рельефа дна Тихого океана. Э. Огом при написании главы использованы труды Д. Дэна 1889 г., А. Пенка 1894 г., А. Зупана 1899 г., Ф. Нансена 1904 г., Ч. Шотта 1905 г., принца Монакского 1905 г., Д. Мэррея 1912 г., общества Челленджер 1912 г. и М. Гролля 1912 г. Э. Юсс приводит карту распределения океанических глин (по Д. Мэррею, А. Зупану и по карте принца Монакского).

Второй вопрос, которого касается Э. Ог — это состав современных морских отложений Тихого океана. Он приводит карту Д. Мэррея и А. Ф. Ренара из доклада по глубоководным отложениям (научные результаты экспедиции Челленджера в 1872—1876 гг.), изданного в Лондоне в 1891 г. По этой карте основная площадь океана занята красной глубоководной глиной, за исключением некоторых островных районов (Гавайи, Туамоту, Товарищества, Кермадек, Тонга и др.), где распространены глобигериновые и птероподовые илы, а также коралловые пески и алевриты. Э. Ог указывает, что для красного абиссального ила в некоторых местах морского дна наблюдается «замечательное изобилие марганцевых отложений».

Третий вопрос касается тектонических границ Тихого океана. До Э. Ога речь шла о специализированных геологических его границах — геодинамической, палеогеографической и орографической. Следуя Джемсу Холлу, указавшему, что местонахождение складчатых областей совпадает с полосами наибольшей мощности осадков, Э. Ог формулирует правило — «горные цепи образуются на местах геосинклиналей». В книге Э. Ога помещена интересная карта — «Геосинклинали вторичной эры и древние континентальные площади»; на кар-

те складчатые горные цепи Тихоокеанского кольца превращены в геосинклинали и, таким образом, за ними закреплен геотектонический смысл. Вторая Средиземноморская геосинклинальная зона на карте протягивается от Карибского моря, где она смыкается с Тихоокеанским геосинклинальным кольцом на его излучине, к Альпам, Гималаям и Зондским островам, где она в районе Молуккских островов и Новой Гвинеи вновь смыкается с Тихоокеанским кольцом. Третья геосинклинальная зона, смыкающаяся с Тихоокеанским кольцом в районе Охотского моря, проходит по Верхоянью, Арктической окраине Азии, Уралу, пересекает Средиземноморскую зону и далее идет вдоль восточного берега Африки; продолжение ее предполагается через Атлантический океан к Южным Сандвичевым островам, где она смыкается с излучиной Тихоокеанского кольца.

Такое расположение геосинклиналей позволяет Э. Огу выделить пять древних континентальных площадей (которые мы сейчас назвали бы геоблоками или плитами, учитывая, конечно, что они распространяются, кроме того, и на океаны) — Северо-Атлантическую, Сино-Сибирскую, Австрало-Индомальгашскую, Африкано-Бразильскую и предполагаемый континент Пасифик.

Э. Ог, прослеживая Средиземноморскую геосинклинальную зону до Малайского архипелага, пишет, что здесь она раздваивается. «Одна из ветвей направляется к северу, захватывая Целебес, Филиппинские острова, Формозу, расположенный в форме гирлянды Японский архипелаг, Курильские и Алеутские острова; в Америке она тянется вдоль Тихоокеанского побережья до Аляски и до мыса Горн, исключение представляет только Центральная Америка, где эта полоса покидает на время тихоокеанский берег и образует концентрические дуги Антильских островов с вогнутостью, обращенной к западу. Другая ветвь идет от Новой Гвинеи в Новую Зеландию, проходя через Новую Каледонию и давая многочисленные отклонения к северу... Мы можем пополнить схему Неймайра и замкнуть по крайней мере гипотетически кольцо складчатых гор, окружающих Тихий океан, соединяя Новую Зеландию с Патагонией через Антарктические земли. Итак, полоса альпийских складчатых сооружений описывает полный круг вокруг Тихого океана» [14, с. 177].

Тихий океан в книге Э. Ога впервые получил тектоническую интерпретацию в качестве материка Пасифик. Э. Ог отмечает, что это только гипотеза, исходящая из того, что идущая вокруг океана геосинклиналь «делает весьма вероятным существование в отдаленные геологические эпохи континентальной массы...» (с. 184). Указывается, что к той же гипотезе

по палеогеографическим соображениям ранее пришли Гексли и Баур в 1897 г. Неймайр смотрел на острова Полинезии, как на остатки опустившегося континента. Маркизские острова с их гранитами и гнейсами также говорят за это. В пользу гипотезы говорит выпуклый характер дна океана и глубоководные желоба в его обрамлении. «Но нам почти ничего не известно ни о его (Пасифика.— Ю. К.) истории, ни о его строении, кроме того, что параллельные ряды островов, возвышающихся на подводных гребнях, производят впечатление складчатых зон» (с. 579).

На этом обзор представлений о геологической природе Тихого океана, сложившихся к 1912 г., заканчивается. К этому рубежу времени определились (или наметились) геологические границы Тихого океана в геодинамической (вулканы, сейсмичность, современные движения), палеогеографической (начиная с триаса), орографической и геотектонической специализации; охарактеризованы коралловые и вулканические острова и их геологическая природа; исследовано в общих чертах распределение глубин океана и охарактеризованы основные элементы его рельефа, в частности крупные поднятия и океанические желоба (борозды); обозначились «области опускания» или «сбросовые котловины», иными словами, окраинные моря; наметилось в общих чертах распределение донных современных океанических осадков.

Характерно, что пока еще совершенно не привлечены геофизические и петрографические данные для определения геологической природы Тихого океана.

ГИПОТЕЗЫ

12. Все изложенное выше основывается главным образом на наблюдениях. Дж. Кук, А. Гумбольдт, Ч. Дарвин, Ч. Лайелль, да и М. Неймайр и Э. Ог как бы дополняли друг друга, прибавляя к представлениям о геологии Тихого океана все новые и новые черты, связанные с новыми открытиями. Этот период характеризуется далеко не полной изученностью Тихого океана. Представления о рельефе дна океана, о донных осадках были только намечены. Исследование коренных пород дна маячило в далекой перспективе, т. е. существовала еще обширная область последующих открытий. Но тут пришла пора гипотез. Накопление наблюденного материала с закрытием «белых пятен» обратило мысль человека от тщестственной отважных ученых-натуралистов, от тщательного многолетнего накопления фактов на путь смелых догадок, которые сами по себе могли быть в конечном счете неверными, но которые вели к получению совершенно новых

фактов, не фигурировавших в представлениях предыдущего периода. Таким образом, гипотезы не сами по себе, а генерируемый ими взрыв эмоциональной энергии исследователей повел к развитию науки наиболее быстрыми шагами с огромным расширением сферы вовлекаемых в геологические построения разнообразных данных из смежных областей знания.

Наряду с обычностью и необходимостью гипотез в нашей повседневной научной работе следует признать, что начало XX в. характеризовалось таким сгустком гипотез, который оказался весьма сильным стимулятором для прогресса геологии.

Нам приходится касаться геотектонических гипотез того времени, поскольку они, охватывая всю Землю, неизбежно имеют значение для такого огромного ее сегмента, как Тихий океан.

13. Центральное место среди гипотез рассматриваемого периода занимала гипотеза Альфреда Вегенера, положившая начало (если не считать более ранних ее истоков) мобилизму. А. Вегенер — крупный специалист по термодинамике атмосферы — в 1912 г. впервые сформулировал «гипотезу перемещения», т. е. представление о значительных горизонтальных перемещениях материков. Автор много работал над шлифовкой своей гипотезы и расширением ее аргументации при подготовке второго и третьего изданий своей книги, увидевшей свет в 1922 г. Она называлась «Возникновение материков и океанов» [4].

Карты палеотектонических реконструкций А. Вегенера показывают, что в его представлении в конце карбона при компактном еще расположении материков их общая фигура представляла собой круг, окружность которого одновременно служила границей большего круга, окаймлявшей Мировой океан. При распылении континентов описывающая их окружность увеличивалась, а ограниченный ею круг океана (теперь Тихого океана) уменьшался. Таким образом, океан и до, и после раздвижения материков грубо соответствовал кругу на шаре.

Предполагаемое на основе палеогеографических и историко-тектонических построений состояние геологических границ, а следовательно, и фигуры Тихого океана можно понимать как в метрическом, так и в топологическом смысле. Последнее надо подчеркнуть, имея в виду существование мобилистских гипотез, которые, как и всякие гипотезы, трудно доказать и трудно опровергнуть. При топологическом подходе к фигуре Тихого океана ее можно считать инвариантной по отношению к мобилистскому и фиксистскому подходам, а значит, ход исследований геологии Тихого океана не обязательно подчинять только одному из них.

Мне хочется здесь привести слова мобилиста

Э. Аргана [1]. Речь идет о борьбе между сторонниками гипотез устойчивости континентов и их больших перемещений. «Устойчивость не теория, но отрицательный элемент, общий для нескольких теорий. При внимательном рассмотрении она является отрицанием проблемы, которая и является проблемой подвижности, определения устойчивости только в связи с этой последней проблемой. В сущности она не может быть показана и утверждена; это удел всякой идеи, рассчитывающей на отсутствие доказательств» (с. 121). Если мы возьмем зеркальное отображение этой смелой мысли и вложим его в уста фиксиста, то фиксизм и мобилизм будут квиты. Топологические преобразования фигур не могут быть доказаны ретроспективными реконструкциями и не должны влиять на ход геологических исследований. Исключения представляют отдельные разломы и сдвиги, реконструкцию движения по которым следует признать возможной, а также различные вертикальные (по вещественному составу, структуре и мощностям) неоднородности земной коры.

Главное в гипотезе Вегенера — это значительные горизонтальные перемещения материков подобно плавающим в воде льдинам или айсбергам. Роль льдин выполняют мощные силикатические сооружения (пластины) континентов, а роль воды — вязкая или полужидкая, но более тяжелая симатическая оболочка, слагающая дно океанов.

Согласно гипотезе «при продвижении на запад обеих Америк их передний край был смят сопротивлением древнего, глубокоохлажденного, а поэтому сильно противостоящего боковому давлению дна Тихого океана в грандиозную цепь Анд...». «Совершенно так же и на передней относительно движения стороне Австралийской глыбы, к которой относится и отделенная от нее лишь очень мелким морем Новая Гвинея, находится молодая цепь Ново-Гвинейских гор... Современный восточный берег (Австралии. — Ю. К.) был в то время передним краем. В то время образовалась складчатая цепь Новой Зеландии, находившаяся непосредственно впереди этого берега» (с. 2). Так в общем решалась проблема складкообразования (горообразования) по берегам Тихого океана.

Идеи А. Вегенера возникли в результате длительного развития соответствующих взглядов. А. Вегенер имел многих предшественников, которых он перечисляет в своей книге и приводит необходимые библиографические данные. Это работы К. Ф. Леффельгольца — фон Гольберга 1895 г., К. Крейхауэра 1902 г., Г. Ветштейна 1880 г., которым «наряду со многими нелепостями все-таки дается представление о больших горизонтальных перемещениях материков» (с. 6), Шварца 1912 г., Пи-

керинга 1907 г., который связал перемещение Америк в западном направлении с отрывом Луны от Земли в районе Тихого океана, И. Ф. Тейлора 1910 г., который в отличие от А. Вегенера рассматривает Среднеатлантический вал как результат опускания части материковой глыбы.

Истоки представлений о геологической разнородности континентов и океанов восходят к середине XIX в. ко времени, когда было установлено явление изостазии. Эри и Пратт в 1855 г. независимо друг от друга предложили свои, теперь широко известные, модели изостазии. Согласно модели Эри земная кора мысленно расчленялась на блоки, которые в зависимости от своей различной толщины (высоты, мощности), а следовательно и веса, погружались на разную глубину в вязкий или жидкий субстрат. Такая модель была очень хороша для наглядного отображения природной сущности изостазии, но была, как и всякая модель, в известной мере условна. Так, сейчас мы представляем себе, что изостазия, т. е. равновесное состояние приповерхностных земных масс, располагающихся выше «поверхности компенсации», под которой давление горных пород одинаково, осуществляется в твердой среде. Повторю, что вопрос об уровне компенсации совершенно неясен.

Однако представление о твердом и жидком (вязком, полужидком) слоях, принятое Эри, было применено ко многим геотектоническим гипотезам и, в частности, к представлению о свободном плавании материков по океаническому субстрату, а также к представлению о так называемой «океанической коре».

Исходным пунктом гипотезы А. Вегенера послужило совпадение берегов Атлантического океана при рассмотрении мировой карты. Тихий океан к этой исходной предпосылке гипотезы прямого отношения не имел. Совершенно не ставился вопрос, что же делалось с дном Мирового, а затем Тихого океана при сокращении его площади. Этот вопрос оставался открытым и молчаливо признавалось, что океан был не только океаном для кораблей, но и океаном для континентов, по которому они плавали, не оставляя следов. При этом океаны и континенты подчинялись закону изостазии.

Правда, А. Вегенер, несмотря на уподобление океана (в геологическом смысле) воде, высказывает соображения о его внутренней структуре. Гирлянды Восточной Азии, по мнению А. Вегенера, указывают на перемещение материковых масс к западу. Гирлянды представляют береговые цепи, «которые вследствие перемещения материковых масс отчленились от последних и остались припаянными к глубоко затвердевшему дну. Между ними и краем материка выступает, как в пробурив, более моло-

дое и еще легко подвижное океаническое дно... Карта глубин, несмотря на все свое несовершенство от недостаточного количества промеров лотом, все же решительно указывает на то, что связь между гирляндой и главной глыбой совершенно прервана» [4, с. 30].

14. Эмиль Арган [1] в своем докладе на XIII сессии Международного геологического конгресса в 1922 г. в Брюсселе развивает идею и рассуждения А. Вегенера, впрочем, не привлекая новых фактов. По Э. Аргану, Восточная Азия состоит из континентального блока, десятка береговых морей (Берингово, Охотское, Японское, Желтое, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Сулу, Целебес, Банда и Филиппинское) и гирлянд, которые везде, где подъем осей достаточно велик, обнажают в ядре «глубинные складки мертвого материала доальпийского времени» (с. 116). В «здании Азии» он включает Марианские и Западные Каролинские острова.

Предполагая движение континентальной массы Азии, А. Вегенер уподобляет дно Тихого океана гуттаперчевому кругу, вследствие вытягивания которого вдоль большой оси (Южная Америка — Япония) возникают ряды островов (Гавайские, Маршалские, Товарищества), а перпендикулярно оси трещины растяжения типа рывины Тонга.

Э. Арган считает, что «слабые колебания тихоокеанского тоннажа (по сравнению с Тетисом) говорят о присутствии или господстве под Великим океаном более гомогенной и временно ослабленной среды, нежели гетерогенные и всегда более устойчивые верхние части континентальных блоков» (с. 126). На этом основании он заключает, что континента Пасифик нет. Он считает, что возможность континентального дрейфа связана с ослабленным состоянием симы, более длительным, чем иное ее состояние, когда сима активна и заставляет сиаль образовывать складки. Далее он предполагает наличие в тектонике Тихого океана двух процессов — процессы у носа корабля, образующие складки, сжимая сиаль о симу (американское побережье), и процессы кормы с появлением трещин растяжения, «петлеобразных прорех», создающих береговые моря, «брошенных кордильер» — гирлянд, в которых сиаль как бы становится на якорь. «Сима, принужденная приспособляться к этим разнообразным новым условиям, поднимается в участках под прибрежными морями... некоторое опаздывание симы... определяет глубокие борозды» (с. 127).

В отношении происхождения гирлянд Восточной Азии сошлемся еще на хорошо известную гипотезу Т. Рихтгофена (1903 г.) в интерпретации А. П. Павлова (1932 г.). Т. Рихтгофен рассматривает горы Восточной Азии

(Сихотэ-Алинь, Большой Хинган) как ограниченные нормальными сбросами огромные наклонные ступени, названные им «горами растяжения». К числу этих ступеней принадлежит Японская ступень вместе с Японским морем. А. П. Павлов с позиций контракционной гипотезы и признания двухслойности земной коры и специфики океанического и континентального ее типов рассматривает и корректирует эту гипотезу. По А. П. Павлову, контракции более подвержен симатический слой или же кора океанического типа. Континентальные щиты будут дольше противостоять этому боковому напору, а следовательно, будут сохранять ту кривизну, которую они получили, когда образовались и отвердели на поверхности большого шара, например, в архейскую и палеозойскую эры. В результате край континента как бы «нависает» над океаном и обрушивается к нему в виде глыб, ограниченных нормальными сбросами.

Таким образом, нами уже прослежены истоки первой (Вегенер) и второй (Рихтгофен, Павлов) гипотез происхождения Японского моря, высказанных на Находкинском симпозиуме 1970 г.

Представление об исключительности океанического дна прочно внедрил в геологию А. Вегенер, ведущий в этом смысле свою родословную от Эри через ряд своих предшественников, перечисленных выше. Представление это было необходимо для объяснения расплывания Африки и Южной Америки, и А. Вегенер всячески его подкреплял различными данными. Так вопли в геологическую науку и в геологию Тихого океана, в частности, совершенно новые факты, существенно ее обогатившие.

Во-первых, два максимума частот высот земной поверхности, вытекающие из гипсометрической кривой, наводят на мысль, что «мы имеем дело с двумя различными оболочками земной коры, которые, выражаясь образно, ведут себя, как вода между льдинами» [4, с. 22].

Во-вторых, существуют особенности в распределении земного магнетизма, а именно: дно океанов обладает повышенной магнитностью. Генри Уайльд в 1890 г. полагал, «что распределение магнитных сил, соответствующее земному магнетизму, может получиться тогда, когда дно океанов в моделях выстилается листовым железом». На этом основании можно считать, что «дно океанических впадин состоит из более магнитных пород... чем породы материковых глыб» [4, с. 23].

В-третьих, сейсмические данные говорят о различии материковых массивов и дна океанов. Работами Е. Томса в 1921 г. установлено, что скорость распространения поверхностных волн через океанические впадины на 0,1 км/с

больше, чем через материк, что согласуется с величинами, основанными на физических свойствах глубинных пород. Работами Г. Ангейгейстера в 1921 г. установлено, что быстрота распространения главных волн под Тихим океаном на 21—26% больше, чем под Азиатским материком. Эти и другие сейсмологические различия показывали, что «дно океанических впадин состоит из иного, именно более плотного материала... Сейчас же является вопрос, нельзя ли достать какие-либо образцы этих глубинных пород непосредственно со дна океанических впадин. Однако долго еще будет невозможно... достать с этих глубин интересные нас породы» [4, с. 25].

В-четвертых, Крюммель в 1907 г. пришел к заключению, что добытая драгированием основная масса рыхлых проб имеет вулканическое происхождение и соответствует группе основных пород, которые Э. Зюсс назвал «сима» в отличие от «саля» — гранито-гнейсовой группы пород, составляющих основу материков. Термин «саль», чтобы не путать с латинским *sal* — соль, А. Вегенер предложил заменить «сиалем». Приведенные данные, хотя они и далеко не достаточны, убедительно говорят об отличиях горных пород океанического дна.

Очень слабая сторона гипотезы Вегенера — объяснение складкообразования, точнее, отсутствия складчатости в океанической «симе». А. Пенк в 1921 г. справедливо отмечал, что отсутствие складок впереди движущихся материков является решительным опровержением его (Вегенера) представлений о структуре земной поры и подвижности материков. Возражения А. Вегенера неубедительны. Он пишет: «Так как большая часть 100-километровых материковых глыб погружена в симу, то в связи с этим значительная часть выпуклостей на этих глыбах, вызванных складкообразовательными процессами, должна быть направлена вниз». А раз так, то «смятие не может вызвать поднятие симы. Сима отодвигается при этом либо вниз, либо в стороны совершенно так, как вода между двумя сближающимися айсбергами» [4, с. 29].

15. В 1928 г. в Берлине вышла в свет книга Рудольфа Штауба, изданная на русском языке под названием «Механизм движений земной коры» [15]. Р. Штауб усовершенствовал мобилистскую концепцию А. Вегенера. Представление Р. Штауба в кратких чертах сводится к следующему. Существуют две крупные материковые массы — Лавразия и Гондвана. Средиземноморские цепи, разделяющие обе эти массы, при подходе к Тихому океану расщепляются на западе в районе Карибского моря и Центральной Америки на Анды и Кордильеры и на востоке в районе Молуккских островов на южную и северную системы складча-

тых цепей, окаймляющих Тихий океан с запада. Центробежные силы отталкивают Лавразию и Гондвану, что и создает Средиземноморские цепи. «Великие пароксизмы земных орогенезов приходятся как раз только на совершенно определенные моменты, когда движущиеся континенты прямо скалкиваются друг с другом. Но как только такое столкновение миновало, начинаются в процессе выравнивания орогенных вызванных горообразованием возмущений масс в подстилке подкоровые течения к полюсам, полярные токи, чтобы путем долгой и трудной работы вновь разделить теснейшим образом спаявшиеся воедино континенты, нередко тесно сросшиеся друг с другом, и одновременно с разрывом новой геосинклинали разогнать их обратно к полюсам» (с. 255). Таким образом, орогенезы и складкообразования чередуются с растяжениями и образованиями новых геосинклиналей. Этот процесс своей регулярностью обязан существованию сверхжесткой Тихоокеанской массы, которая служит ему «направляющей колесей» и создает «прочные рельсы», по которым они движутся. «На дне Тихого океана залегает громадная жесткая масса, играющая роль инертной преграды для подходящих к ней с запада и востока горных цепей, вынуждая последние огибать кругом океан» (с. 247—248).

Позднее Г. Штилле [16] написал, что Тихий океан «представляет самую обширную сверхстойчивую часть земной коры, которая едва ли подвергалась геотектоническим процессам в прошедшие геологические эпохи» (с. 203).

Возникновение тихоокеанской массы связывается Р. Штаубом с отрывом Луны от Земли в развитие идей П. Пиккеринга и Ч. Дарвина. Отделение Луны «могло вызвать быстрое застывание глубоких магматических масс на величайшем пространстве» [15, с. 172]. Р. Штауб, указывая, что как дно Тихого океана, так и дно геосинклиналей содержит основной магматический материал, видит коренную разницу между ними. «В то время, как в фундаменте геосинклиналей без сомнения мы имеем перед собой собственно недифференцированную магматическую зону, которая на малейшее уменьшение давления реагирует немедленным расплавлением или же, быть может, уже с самого начала находится в жидком состоянии и интродуцирует в геосинклинальный фундамент под тонкой коркой геосинклиналей; в Тихом океане мы скорее всего должны видеть мощную уже издавна отвердевшую и превратившуюся в настоящие изверженные породы массы основных магм» [15, с. 171].

В обоснование особой жесткости Тихоокеанской массы Р. Штауб приводит некоторые дан-

ные геофизики, а именно «наибольшие известные величины силы тяжести», высокие средние удельные веса эругитивов [3, 5], что «далеко превосходит средние цифры для земного шара», повышенные модули упругости и сопротивление сжатия земной коры (по Б. Гутенбергу).

Рассматривая Тихий океан в геологическом отношении, как сверхжесткий массив, Р. Штауб дает своеобразную трактовку его геологической структуры. «Средиземноморские цепи, — пишет он, — словно страшатся беспредельности океана. Они обвивают его, они отчетливо прижимаются по всем его контурам, а ведь это как раз такое поведение складок и горных цепей, какое мы уже могли наблюдать на суше только у краев древних отвердевших массивов и континентальных глыб» [15, с. 135]. Как бы следуя высказанной концепции, Р. Штауб на месте окраинных морей Азии помещает жесткие промежуточные массивы, подобные массивам Средиземноморских цепей Европы и Азии. Так он выделяет в качестве центральных междугорий Южно-Китайскую глыбу, глыбу Целебесского моря, массу моря Сулу, Марианскую глыбу, глыбу Японского моря, глыбу Бисмаркова массива, Западно-Меланезийскую и Восточно-Меланезийскую массы, а в качестве краевых междугорий — Охотскую и Берингийскую массы, северную и южную глыбы Восточно-Австралийской массы. Меланезийские и Южно-Австралийская массы окаймляются цепями океанид в понимании Э. Зюсса. «Только совсем немногие, как бы заблудшие кулисы в виде Каролин, Маршалльских и Джильбертовых островов, Гавайской дуги и хребтов Полинезии вступают в пределы Тихоокеанской глыбы» [15, с. 109].

16. Мобилисты А. Вегенер, Э. Арган и Р. Штауб по-разному трактуют геологическую природу Тихого океана и происхождение его внутренних структурных форм. Большая заслуга мобилистского движения десятых — двадцатых годов XX в. заключается в привлечении геофизических, петрографических и батиметрических данных к геологическим построениям по Тихому океану.

Особое место в представлениях о внутренней геологической структуре Тихого океана занимают работы А. Д. Архангельского, который в отличие от А. Вегенера, Э. Аргана и Р. Штауба не был мобилистом. Его, однако, нельзя назвать и фиксисмом, так как он никак не декларировал этого направления, которое, вообще-то говоря, проявляется только как отрицание мобилизма, т. е. в связи с мобилизмом. Просто А. Д. Архангельский не вводил в свои построения гипотезы о горизонтальном перемещении материков. Он обходился без

этого инструмента познания и вообще следовал по пути Зюсса и Ога.

Все геологические работы А. Д. Архангельского, публиковавшиеся на протяжении длительного периода (с 1905 по 1941 г.), были посвящены геологии, а также региональной геофизике России и СССР, причем территория, охватываемая его научными трудами и лекциями, постепенно расширялась. В 1923 г. был опубликован его первый учебник по геологии СССР — «Введение в изучение геологии Европейской России». В книге «Геологическое строение СССР» 1932 г., кроме европейской части СССР, было включено рассмотрение районов Средней Азии (Тянь-Шань, Памиро-Алайская горная система, Устюрт, Мангышлак, Приаралье, Кызыл-Кумы), причем расширение площади охвата шло по мере продвижения исследований территории Советского Союза в восточном направлении. В следующей книге «Геологическое строение СССР» 1934 г. была уже охвачена Западная Сибирь (Кузнецкий бассейн, Минусинская котловина, Западно-Сибирская низменность, Салайро-Саянская область).

Четвертая книга А. Д. Архангельского «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР» вышла в 1937 г. к XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве. Она охватила всю территорию СССР. К ней была приложена тектоническая карта СССР и Атлас палеогеографических схем Евразии. К работе были привлечены соавторы. При помощи своих учеников Н. С. Шатского, В. В. Меннера, Е. В. Павловского, Н. П. Хераскова, П. Н. Кропоткина и в результате проведения специальных семинаров в Геологическом институте АН СССР А. Д. Архангельский охватил в своем геологическом обзоре всю территорию СССР вплоть до Тихого океана. Здесь он впервые предложил для времени формирования мезозойского цикла складчатости, равноправного с каледонским, герцинским и альпийским. Этим самым А. Д. Архангельский наметил еще одну геологическую границу Тихого океана, а именно палеотектоническую (мезозойскую). Положение этой границы не совпадает с границами других специализаций. Кроме того, она представлена весьма широкой областью и может быть ее правильнее рассматривать не в качестве границы, как таковой, а как некоторый ореол или зону влияния Тихоокеанской геологической структуры. Во всяком случае, более поздние исследования позволили отнести значительные площади тихоокеанской складчатости (или мезозойской) к эпикратонным геосинклиналям, развившимся на гранитно-гнейсовом основании, свойственном древним платформам.

А. Д. Архангельский скончался в 1940 г., а его последняя книга по геологии СССР под названием «Геологическое строение и геологическая история СССР» увидела свет в 1941 г. В этой книге, в небольшой второй ее части, обнимающей 57 страниц, даны описания геологии Африки, Австралии, Америки, Антарктиды и океанов. А. Д. Архангельский описал геологию Тихого океана по литературным данным, но опираясь на свои многолетние исследования территории СССР, на которой представлены геологические структуры самых разнообразных возрастов и типов. А. Д. Архангельский шел главным образом эмпирическим путем. Его личные исследования проводились внутри СССР — огромной, в общем-то устойчивой территории.

А. Д. Архангельский, прежде всего специалист по платформенным областям и континентам, трактовал Тихий океан как продолжение материка, а дислокации в пределах Тихого океана уподоблял дислокациям материков. Поэтому А. Д. Архангельский стоял на фиксистских позициях, естественно, никак их не подчеркивая, так как понятие фиксизма связано с понятием мобилизма и никак само по себе не обосновывается. Настолько оно для геологов является традиционным и привычным.

А. Д. Архангельский, воспроизводя в своей книге карту А. Борна 1932 г., показывает впервые намеченную Маршаллом в 1912 г. «андезитовую линию», являющуюся геологической границей Тихого океана петрографической специализации, разделяющей области распространения базальтовых и андезитовых лав. Внутри андезитовой линии в сторону океана андезитовые лавы не встречаются. На о. Бора-Бора вблизи Таити были указания на граниты, но А. Борн показал, что эти породы относятся к типу базальтов. Имеются указания на граниты и сланцы на о. Рождества.

Если А. Борн считал, что островным дугам и вообще Тихому океану восточнее андезитовой линии (если смотреть со стороны Азии) складкообразовательные процессы чужды, то А. Д. Архангельский считает, что Тихому океану свойственны так же, как и континентам, складчатые зоны и платформы, но складчатость в Тихом океане должна быть иной, так как состав земной коры здесь иной, а сама область Тихого океана располагается «на некотором низшем уровне соответственно большему удельному весу при преобладании сима» [2, с. 325].

По положению островных дуг, отдельных островов и особенностям рельефа дна А. Д. Архангельский выделяет в Тихом океане систему валов и гряд северо-западного простирания длиной 9—11 тыс. км, а шириной 2,5—3 тыс.

км, а между Каролинскими и Гавайскими островами — даже 3—6 тыс. км. В Тихом океане выделяются три равнинных участка. Южный ограничен Антарктидой, внешними австралийскими дугами, Южной Америкой, а на севере — островными системами Туамоту и др. Средний (восточный) примыкает к Америке, а на западе ограничивается группами островов. Северный ограничен восточноазиатскими островными дугами, Алеутскими островами, Америкой и Гавайями. Системы дуг протягиваются от о. Пасхи до Каролинских островов, включая эти последние, а также Туамоту, Самоа, Маршалские, Гавайские и др. Между Гавайскими и Маршалскими островами А. Д. Архангельский помещает срединную массу. Обращаясь к рельефу дна Тихого океана, А. Д. Архангельский пишет, что «здесь существуют структурные элементы, весьма похожие на платформы и складчатые горные сооружения. К платформенным типам дна следует относить по их равнинному рельефу описанные выше восточный, южный и северный участки Тихого океана, к геосинклинальному — область, занятую рядом островов» (с. 326). Сходство системы подводных валов и гряд с горными системами, возникающими из обычных геосинклинальных областей, А. Д. Архангельский усматривает в: а) выдержанном направлении системы, б) длине системы, приблизительно равной длине Альпийско-Гималайской системы Евразии, в) ширине системы, близкой к ширине Альпийской системы.

К главным тектоническим выводам А. Д. Архангельского, так или иначе связанным с Тихим океаном, относятся два.

Во-первых, разделение земной поверхности на океаническую и континентальную части (блоки). К океанической части относится область Тихого океана внутри андезитовой зоны. «Характерным отличием ее является, по-видимому, тонкость сиалической оболочки, мощность которой, исходя из сейсмических данных, Гутенберг считает равной всего 5 км. Ниже залегают тяжелые массы, плотность которых превышает 3 г/см³. В соответствии с этим в пределах тихоокеанской области геолог всюду на островах встречает вулканические породы только базальтового типа» [2, с. 338].

Во-вторых, выделение, наряду с внутриконтинентальными, крайними (краевыми) геосинклинальными областями, также геосинклинальных областей океанического типа.

Работами А. Д. Архангельского мы обозначаем окончание ранней стадии исследований геологии Тихого океана. После окончания Великой Отечественной войны (второй мировой войны) изучение дна Тихого океана стало приносить огромное количество новых, самых раз-

нообразных геологических и геофизических данных. Объем информации быстро вырос во много раз; недра дна обнаружили свои огромные минеральные ресурсы, что сразу повысило практическую значимость морской геологии. Появилось большое количество публикаций и всевозможных гипотез, совершенно по-новому рисующих геологическое строение океаническо-

го дна и геологические процессы под океаническим ложем. С начала 1960 г. самое видное существенное место среди этих гипотез заняла концепция тектоники литосферных плит.

В дальнейшем мы рассчитываем охарактеризовать вторую современную стадию геологических исследований Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арган Э. Тектоника Азии. М.—Л.: ОНТИ, 1935.
2. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Ч. 1. 3-е изд. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1941.
3. Архангельский А. Д., Шагский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
4. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. Пер. с 3-го нем. изд. В. Е. Татарникова. Берлин: Восток, 1923.
5. Гумбольдт А. Путешествие в равноденственные области Нового Света в 1799—1804 гг. Пер. с франц. М.: Географгиз, 1963—1969. Т. 1, 1963. 502 с. Т. 2, 1964. 655 с. Т. 3, 1969. 438 с.
6. Дарвин Ч. Путешествие натуралиста вокруг света на корабле «Бигль». Географ. изд-во. 1953. 574 с.
7. Иностранцев А. А. Геология. Т. 1. Современные геологические явления. 5-е изд. Спб., 1914.
8. Иностранцев А. А. Геология. Общий курс. Т. 2. Историческая геология. 2-е изд. Спб., 1895.
9. Кук Дж. Первое кругосветное плавание капитана Джемса Кука. Плавание на «Индевере» в 1768—1771 гг. Пер. с англ. М.: Географгиз, 1960.
10. Кук Дж. Второе кругосветное плавание капитана Джемса Кука. Плавание к Южному полюсу и вокруг света в 1771—1775 гг. Пер. с англ. М.: Мысль, 1964.
11. Кук Дж. Третье плавание капитана Джемса Кука. Плавание в Тихом океане в 1776—1780 гг. М.: Мысль, 1971.
12. Лайелль Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. I, II. Пер. с англ. Н. А. Головинского. М.: изд. И. А. Глазунова, 1866.
13. Неймайр М. История Земли. Т. 2. Пер. с нем. изд., перераб. и доп. В. Улигом. С доп. по геологии России В. В. Ламанского и А. П. Нечаева. Под ред. А. А. Иностранцева. Т. 2. Спб.: Просвещение, 1904.
14. Ог Э. Геология. Т. 1. Геологические явления. М., 1914.
15. Штауб Р. Механизм движения земной коры в приложении к строению земных горных систем. М.—Л.: ГОНТИ, 1938.
16. Штилле Ганс. Избранные труды. М.: Мир, 1964.

Поступила в редакцию
10 июня 1981 г.

УДК 551.24(265)

Л. И. Красный

«ОКЕАНСКИЕ ЗЕМЛИ» И МИКРОМАТЕРИКИ ТИХОГО ОКЕАНА

В статье обобщены материалы по подводным поднятиям западной части Тихого океана. Устанавливается, что в структуре дна океана сформированы поднятия с континентальной корой (Восточно-Новозеландское) и субокеанской корой (Онтонг-Джава, Шатского и др.). Первые из них являются микроматериками, вторые — «океанскими землями» (олендами) с безгранит-

ной корой, временами становившимися океанскими островами. Дано сравнение олендов с островом Исландия, который тоже отнесен к этому типу структур. В заключение разобрана проблема происхождения олендов и поставлены задачи их дальнейшего исследования.

За пределами островных дуг и окаймляющих их глубоководных желобов в западной части Тихого океана известны обширные по площади подводные поднятия (см. рисунок). Эти поднятия — специфические океанские структуры, не имеющие своих аналогов на континентах. Самые крупные из них — Онтонг-Джава и Восточно-Новозеландское — примыкают непосредственно к островным дугам. Поднятия Шатского и Хесса расположены симметрично относительно вулканогенного пояса Императорских гор. Они находятся соответственно на расстоянии 1350 км от Японской островной дуги и 1600 км от Алеутской островной дуги. Еще одно подводное поднятие Манихики отстоит на 1400 км от северной оконечности цепи Тонга. Известны и более мелкие поднятия. Все эти поднятия имеют утолщенную по сравнению с типичной океанской кору — от 42 (Онтонг-Джава) до 18—25 км (Шатского, Хесса). При глубоководном бурении установлено, что некоторые из них содержат прослой с мелководной фауной, другие — растительные остатки. Вполне вероятно, что большинство из них временами достигали поверхности океана и образовывали плоские или увенчанные отдельными вулканическими горами «океанские земли». Ниже дается сжато их описание.

К востоку от Новой Зеландии расположено значительное по площади (1 300 000 км²) Восточно-Новозеландское поднятие. Оно отделено от Северного острова желобом Хикурауги (глубина 2,5 км), служащим южным продолжением системы желобов Тонга — Кермадек. Это поднятие, обычно в целом называемое Новозеландским плато, состоит из нескольких разнородных по рельефу и структуре элементов. На севере находится возвышенность Чатем, вытяну-

тая в широтном направлении на 1400 км. Здесь в банке Мерну (диаметр 60 км) выходит верхнепалеозойская толща граувакк и аргиллитов. К югу от поднятия на о. Баунти описаны граувакки, интродуцированные гранитами (радиометрический возраст 188 млн. лет).

Поверхность возвышенности Чатем в пределах изобаты 1000 км имеет ширину 180 км. Мощность коры здесь достигает 30 км. К югу располагается плато Кэмпбелл — пологое воздымание дна со средними глубинами 500—1000 м. В юго-западной части плато на о. Кэмпбелл известен базальтовый вулканический покров, в основании которого залегают мезозойские (?) метаморфические сланцы. Обнаружен на острове массив габбро, относимый к поздней юре. Для плато Кэмпбелл характерна субконтинентальная кора мощностью 17—23 км. В юго-западной части плато на о. Окленд в гальке третичных конгломератов присутствуют граниты, слюдястые сланцы и гнейсы. Между возвышенностью Чатем и плато Кэмпбелл далеко на запад вклинивается прогиб Баунти, вероятно, рифтогенного типа.

В магнитном поле Восточно-Новозеландского поднятия наблюдаются как резкие пики с амплитудой +400 — 500 гамм, так и спокойное поле, интенсивность которого изменяется в пределах ± 100 гамм. В поле силы тяжести Восточно-Новозеландское поднятие также неоднородно. В свободном воздухе возвышенность Чатем характеризуется положительными значениями, тогда как над плато Кэмпбелл аномалии отрицательные. Геологические и геофизические данные позволяют отнести особенности Восточно-Новозеландского поднятия к микроматерикам. Имеется обширная литература (Д. Куллен, Дж. Гриффитс, С. Спёрли, К. Крук,

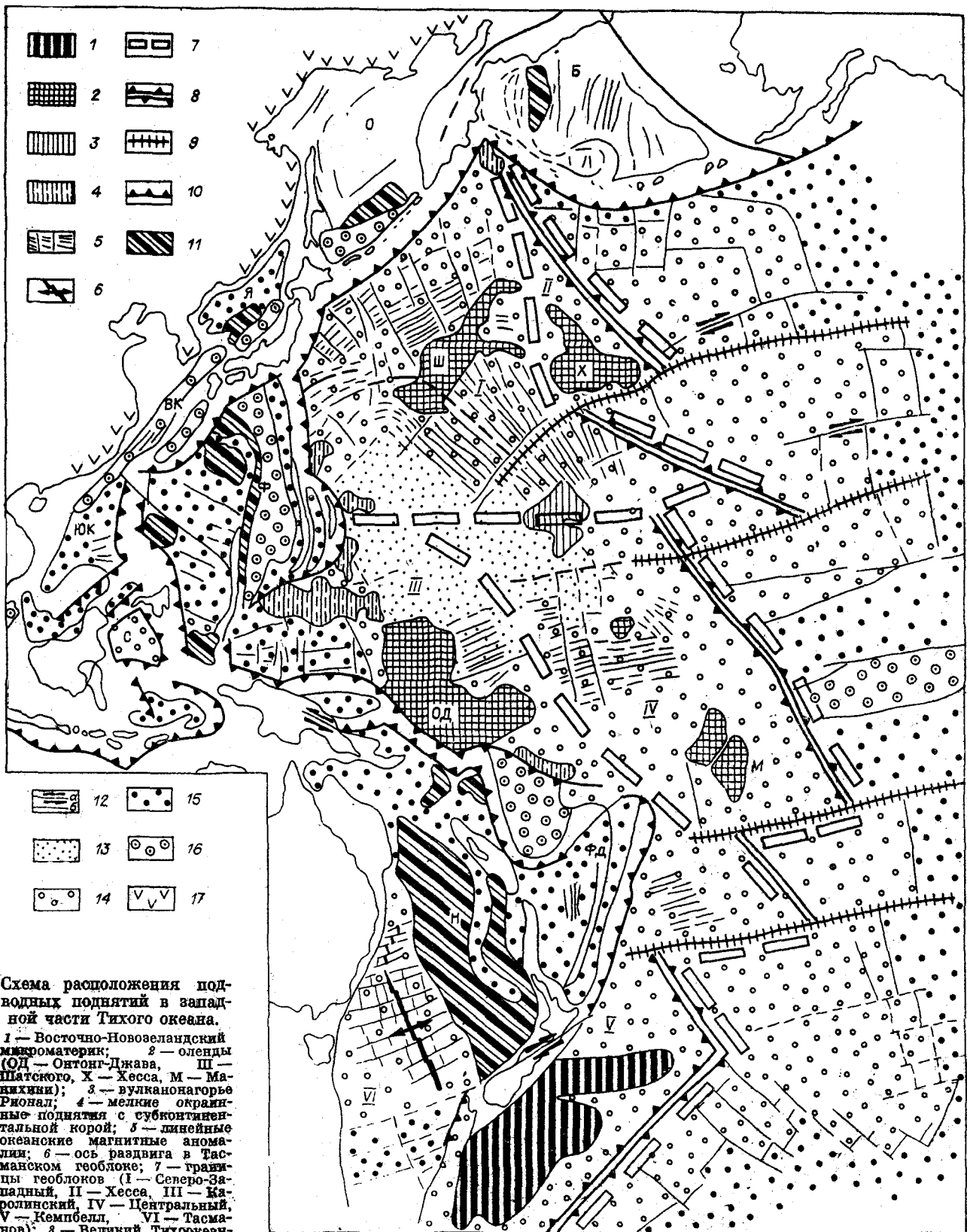


Схема расположения подводных поднятий в западной части Тихого океана.

1 — Восточно-Новозеландский мезоматерик; 2 — оленцы (ОД — Онтонг-Джава, Ш — Шатского, Х — Хесса, М — Манхиги); 3 — вулканоагорье Рюкю; 4 — мелкие окраинные поднятия с субконтинентальной корой; 5 — линейные океанские магнитные аномалии; 6 — ось раздвига в Тасманском геоблоке; 7 — границы геоблоков (I — Северо-Западный, II — Хесса, III — Каролинский, IV — Центральный, V — Кемпбелл, VI — Тасманов); 8 — Великий Тихоокеанский геораздел; 9 — трансформные разломы; 10 — глыбоводные желоба; 11 — подводные возвышенности в краевых морях — фрагменты континентальной коры; 12 — разломы (а — сдвига, б — прочие); возраст геологических комплексов: 13 — юрский, 14 — меловой, 15 — палеогеновый, 16 — неогеновый, 17 — поднаемзвоясий окраинно-континентальный вулканогенный пояс. Геоблоки переходной зоны от континента к океану: Б — Беринговоморский, О — Охотский, Я — Япономорский, ВК — Восточно-Китайский, ЮК — Южно-Китайский, С — Сулавеси, Ф — Филиппинский, Фд — Фиджийский, Н — Норфолк.

Л. Белбин, Ф. Дейви, Р. Хотц), в которой моделируются континентальные связи рассматриваемого блока с поднятиями Норфолк и Лорд Хау.

Менард в 1969 г. возродил представление о погружившемся материке «Мелантида», к которому может принадлежать Восточно-Новозеландский микроматерик.

Другой, вероятно, менее значительный по размеру микроматерик существовал к востоку от острова Хонсю. Его следы были обнаружены бурением «Гломар Челленджер» во время 57-го рейса в 1977 г. Здесь намечилось быстрое погружение участка, возвышавшегося ранее над уровнем океана. Наличие древнего массива Оясио (по названию течения, ныне проходящего над ним) доказывается отлично сохранившимся ракушняком, относящимся к видам, возраст которых составляет 25 млн. лет. Под этими, несомненно, мелководными отложениями обнаружены вулканиты.

Микроматерик Оясио, а также близкие по происхождению фрагменты континентальной коры известны по работам СахКНИИ ДВНЦ АН СССР вблизи Курильской островной гряды к востоку от глубоководного желоба. Сходное геолого-структурное положение занимают и некоторые другие подводные поднятия крайних западных районов Тихого океана (Обручева, Борудино и др.).

Крупное океанское поднятие, примыкающее на юге к Соломоновым островам, было подробно изучено геофизиками (А. Фурумото и др., 1976 г.). Это поднятие, названное по одноименному атоллу Онтонг-Джава, состоит из обширного Соломонова плато и безымянного хребта, протягивающегося в восточном направлении на 750 км. Сейсмический профиль показал, что общая мощность осадков составляет 1,5 км. В осадочной толще обнаружены многочисленные слабомагнитные тела диаметром до 2,5 км. Они имеют плотность более низкую, чем окружающие породы. Вероятно, это глинистые диатрипы.

В центральной части поднятия Онтонг-Джава пробурены с судна «Гломар Челленджер» скважины № 64 и 289, а на юго-востоке его — скважина № 288. Из сопоставления разрезов по скважинам со сводным разрезом по южной части острова Малаита, входящего в состав Соломоновых островов, обнаруживается их сходство. На острове Малаита осадочно-вулканогенная толща нижнего мела — эоцена составляет II океанический слой, представленный: а) древними нижнемеловыми базальтами и литифицированным кремнистым оозом; б) более молодыми (верхний мел — эоцен) базальтами, переслаиваемыми с известняками и кремнями. Эта толща, в свою очередь, перекрывается олигоцен — верхнемиоценовыми известковистыми об-

разованиями, включающими напоплектоновый фораминиферовый мел, известняки и аргиллиты. Общая мощность разреза в Южной Малаите 1,5 км.

К югу от Тихоокеанской окраины поднятия Онтонг-Джава проходит крупная надвиговая зона с гипербазитами, известными на ряде островов (Сан-Кристобаль, Санта-Изабелла, Шуазель и др.).

История геологического развития острова Малаита проливает свет на эволюцию формирования поднятия Онтонг-Джава. Здесь отчетливо видна океанская природа раннемелового телеитового базальтового вулканизма, приуроченного к нескольким вулканическим центрам с обособленными потоками, покрывающими обширные площади океанского дна. Последующая история региона свидетельствует о значительных погружениях, сопровождавшихся отложением кремнистых илов. В позднем мелу — эоцене продолжалась спокойная седиментация на глубинах менее чем 4,3 км выше уровня карбонатной компенсации с образованием чистых известняков и мела при полном отсутствии бентонных фораминифер и терригенного материала. С олигоцена на юге Малаиты начало сказываться влияние турбидитовых течений, что привело к примеси осадочно-обломочного происхождения. Такая обстановка сохранялась до среднего миоцена. Еще более нестабильные условия седиментации имели место во второй половине миоцена и до раннего плиоцена включительно, когда увеличилось количество терригенного материала (с глауконитом). В течение плиоцена южная часть Малаиты была охвачена складко- и разломообразованием. Оси складок вытянуты в северо-западном направлении. Некоторые исследователи предполагают, что через атолл Онтонг-Джава и остров Таути проходит сводообразное поднятие Стюарт, переходящее к югу в гомоклиналь Ронсадор.

В центральной части Северо-Западного геоблока находится поднятие Шатского (400 000 км²) — крупное подводное нагорье длиной около 1300 км и шириной 280—320 км. Оно состоит из трех пологих купольного типа возвышенностей, приподнятых над котловиной на 2—3,5 км, и (на севере) гряды. В своде поднятия мощность осадков достигает 1 км. Между южной и центральной возвышенностями находится узкое трогообразное понижение, напоминающее прогиб Баунти в Восточно-Новозеландском поднятии. В отдельных впадинах фундамента обнаружена повышенная мощность осадков (до 1—2 км). Радиально по отношению к поднятию Шатского располагаются углубления (абиссальные депрессии) свыше 5,5 м.

В последние годы поднятие Шатского [7] исследовалось геофизиками и геологами Совет-

ского Союза (Ю. П. Непрочнов, А. М. Городницкий, Л. Р. Мерклин, Г. Б. Рудник, В. В. Семенов, Е. Н. Меланхолина и др.).

В Центральной возвышенности поднятия прослеживаются слои со скоростями 4,5; 5,3; 6,8; 7,5 км/с. Имеется два объяснения повышенной мощности осадочного слоя на поднятии Шатского: 1. В мезозое (М. Юинг и др.) существовала впадина, в которой по мере прогибания скопились значительные толщи пелагических осадков. Наличие в керне меловой мелководной фауны моллюсков объясняется сносом ее с соседних островов. 2. По В. В. Здоровину, формирование здесь осадочных слоев происходило на уже сформировавшемся поднятии. Как показали данные бурения и драгирования, базальты 2-го слоя (толеитовой и щелочно-базальтовой серий) и перекрывающие их осадки «...образовались здесь в мелководных условиях, из чего однозначно следует, что в конце юры поднятие располагалось вблизи поверхности океана или выступало над ней (выделено мной.— Л. К.)» [7, с. 12]. Мощность осадочного слоя достигает по сейсмическим данным 1000 м. В скважине 305, пробуренной на юге поднятия, из разреза выпадают отложения верхнего сеномана — низов турона, верхов олигоцена — низов миоцена.

Не исключено, что поднятия Шатского и Хесса ранее (в домеловое время) составляли единый массив, и шовная (межгеоблоковая) структура Императорских гор находится на месте гребня расколовшегося свода.

Поднятие Хесса (площадь 280 000 км²) имеет грибовидную в плане форму с платообразной вершиной в области сочленения «ножки» и «шляпки» гриба. В южной части поднятия рельеф океанского дна изрезанный, с отдельными вулканическими горами. Вблизи Императорских гор и к югу от поднятия различаются слегка вытянутые впадины. К востоку от поднятия Хесса в северо-западном направлении протягивается глубоководный Императорский желоб с глубинами, превышающими 7 км. В скважинах № 464—466 (62-й рейс «Гломар Челленджер») вскрыт разрез от позднего альба до современных отложений. Нижнемеловые осадки — тонкокристаллические или обломочные известняки с горизонтальной, волнистой или косою слоистостью, со значительной примесью пеплового и глинистого материала, а также с обрывками растительных тканей, особенно обильных в глубоких горизонтах [4]. Ниже осадочной толщи на юге поднятия Хесса пройдены (66,5 м) базальты с пилотакситовой структурой. Зачастую эти базальты буровато-красные с пустотами до 0,5 см, заполненные кальцитом, доломитом и баритом. Широко распространено замещение пород глинистыми минералами. Предполагает-

ся, что эти базальты изливались в мелководном морском бассейне или в наземной обстановке.

Еще одно значительное по площади малоисследованное поднятие (600 000 км²) известно в Центральном геоблоке. Оно состоит из двух платообразных возвышенностей (восточная носит название Плато Манихики). Между этими возвышенностями в меридиональном направлении на большом протяжении (более 100 км) прослеживается срединная впадина рифтогенного типа, сходная с рифтовыми зонами Исландии. При драгировании были подняты образцы с меловой фауной. В сбросовых уступах наблюдались габбро и серпентинизированные перидотиты. Общая мощность осадков на поднятии достигает 1000 м.

Из более мелких поднятий западной части Тихого океана следует указать на уникальное поднятие Магеллана. Оно находится в 1000 км южнее поднятия Рионал и представляет собой изолированную пологую куполовидную возвышенность, несколько вытянутую в северо-восточном направлении. Длина ее 340 км. В скважине № 167 на поднятии Магеллан обнаружен наиболее полный в Тихом океане разрез верхне-юрских — кайнозойских отложений. Подчеркнем наличие в отложениях верхней юры аммонитов.

В западной части Срединно-Тихоокеанской возвышенности (горы Мид-Пацифик) вырисовывается еще одно океанское поднятие площадью около 300 000 км², которое можно по наличию в нем рифа Рионал назвать поднятием Рионал. Вдоль западной, южной и восточной его окраин прослеживаются цепи впадин или удлиненные (на юге) прогибы. Это поднятие отличается обилием вулканических гор со срезанными вершинами — гайотов и, как справедливо указывает Г. Менард [6], «...представляли собой острова в то время, когда дно здесь было сравнительно мелководным и вулканы продолжали активно действовать, образуя широкие платформы» (с. 81—82). Глубина океана до плоских вершин абрадрированных вулканических гор составляет в настоящее время в среднем 500—800 м. Поднятие Рионал относится к наиболее расширенной северо-западной части Поднятия Дарвина, подробно рассмотренного Г. Менардом. На северном склоне поднятия Рионал в скважине № 463 [4] нижнемеловые отложения (баррем) представлены серыми, зеленоватыми, реже розовыми известняками, нередко обломочными, образовавшимися за счет разрушения ранее сформировавшихся карбонатных осадков. Размер обломков достигает 2—3 мм. Следует подчеркнуть, что осадочные породы, залегающие горизонтально, содержат обрывки растительных тканей, особенно обильные в нижних го-

ризонтах. В основании разреза (ранний апт) обнаружены неслоистые карбонатные брекчии, а выше — прослой туфов и черных сланцеватых известняков (мощность несколько десятков сантиметров), содержащих до 4—5% органического вещества. В. И. Копорулин предполагает, что слоистые известняки накапливались в прибрежной мелководной полосе с активным волнением и течениями. К верхнему мелу отнесены серые и розоватые нанопланктонные и фораминиферовые известняки с кремнистыми включениями. Кайнозойские отложения — кремнистые и бурые цеолитовые глины и нанопланктоновые илы. Для осадков верхнего мела и кайнозоя характерны перемены в их накоплении (49—65 и 25—15 млн. лет).

К западу от поднятия Рионал геофизическими и геологическими исследованиями на НИС «Пегас» И. К. Туезовым и др. [8] в депрессиях между подводными хребтами установлена большая мощность (1000—1400 м) осадочно-вулканогенных образований — туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, брекчированных карбонатных и глинисто-карбонатных пород. Важно отметить, что по данным сейсмопрофилирования наряду с относительно слабыми отражающими границами стратифицированные толщи содержат ряд четких и протяженных горизонтов, свидетельствующих о периодической смене условий седиментации. Представляются справедливыми слова, сказанные И. К. Туезовым и его сотрудниками по поводу возвышенности Маркус. По их мнению, она не является скоплением вулканических построек, а представляет собой самостоятельную тектоническую структуру с собственной историей развития. То же относится и к поднятию Рионал.

Обзор геологии подводных поднятий западной части Тихого океана показал, что в структуре его дна можно выделить по меньшей мере два их типа: 1. Поднятия с особенностями, характерными для континентальной коры. В них известны гранитные массивы и складчатые метаморфизованные образования. Они являются отторженцами «исчезнувших» материков или их значительных по размерам частей. Примером такой структуры, для которой с успехом может быть применен широко употребляемый термин «микроматерик», служит описанное выше Восточно-Новозеландское поднятие. К микроматерикам в Индийском океане относятся поднятие, увенчанное Сейшельскими островами, и в Атлантическом — плато Рокколл. 2. Поднятия с субокеанической утолщенной безграницной корой, обладающие горизонтальной или близкой к ней слоистостью. Намечаются колебательные движения большой амплитуды. Наблюдается переслаивание вулка-

нитов основного состава (толеитовые и щелочно-базальтовые серии) с осадочными толщами значительных и умеренных глубин. Обнаружены явные следы мелководных образований (фауна прибрежий, растительные остатки, выветренные эффузивы и пр.). Характерны перемены в седиментации. Временами поднятия достигали поверхности океана, образуя полные острова, представляющие собой временно существующую сушу. Отсюда предлагается для этого типа структур составной термин «оленд», от первой буквы слова «океан» (Осеан) и слова «земля» (Land — земля, суша).

Итак, среди глыбовых и сводово-глыбовых структур западной части Тихого океана различаются оленды (оленд Шатского, оленд Хесса, оленд Манихики, оленд Онтонг-Джава) и Восточно-Новозеландский микроматерик.

Из детально изученных океанских поднятий за последние годы привлекло внимание Исландское. Его площадь вместе с цоколем, находящимся ниже уровня океана, составляет примерно 300 000 км²*, что вполне сопоставимо с размером описанных выше олендов. Рассмотрение геологии этого поднятия Атлантического океана весьма заманчиво, ибо здесь имеются большие возможности, чтобы определить — относится ли этот остров и все Исландское плато в целом к категории микроматериков или океанских земель? Приведем краткие сведения о геологическом и глубинном строении острова [1, 2]. Исландия подстилается весьма мощной корой (до 50 км). Значительная часть разреза сложена материалом со скоростями продольных волн, равными или несколько превышающими 7 км/с. В Исландии вулканогенные образования, занимающие около 80% площади, подразделяются на следующие комплексы: а) миоцен-нижнеплиоценовые однородные плато-базальты (до 10 000 м), слабо наклоненные от периферии к центру острова. Мощность потоков от первых метров до 10—20 м. Они обычно разделены маломощными терригенно-осадочными, нередко угленосными пачками; б) верхний плиоцен-плейстоценовые «серые базальты», образованные лавами, пирокластическими породами и тиллитами; в) плейстоценовые палагонитовые туфы, состоящие из основного вулканического стекла; г) современные вулканические образования, связанные с активностью более чем 200 вулканов в голоцене. Исландия существенно состоит из базальтов и только десятую часть вулканитов составляют андезиты (исландиты). Липариты и гипабиссальные тела гранофиров наблюдались в вулканах центрального типа. Известны пластовые интрузии габбро и долеритов, concentra-

* Остров Исландия — 103 тыс. км².

ция которых заметно увеличивается с глубиной.

Тектонические особенности острова характеризуются наличием двух краевых спокойных зон с развитием на поверхности плато-базальтов и более сложной внутренней зоны шириной 250 км, сложенной преимущественно породами плиоцена и плейстоцена. Последняя состоит из двух неовулканических грабенообразных или рифтовых структур (Западный и Восточный рифты), разделенных горстом. В Восточной Исландии линейные системы даек образуют рои протяженностью в десятки километров, а шириной от 5 до 10 км.

По мнению В. А. Герасимова и других исследователей, на месте Исландии никогда не было гранитной коры. Это следует из того, что все ксенолиты, взятые из палеогеновых, неогеновых и четвертичных образований (исследовано около 4000 образцов), относятся к ультраосновным породам и габброидам. Если это заключение справедливо, то Исландское плато является наиболее наглядным и всесторонне изученным примером «океанских земель» — олендов.

Вернемся к Тихому океану. Рассматривая поднятие Рионал, являющееся частью более обширного поднятия гор Мид-Пацифик, мы подчеркнули обилие в его пределах гайотов и обычных конусовидных вулканических гор. В. В. Матвеевков и Б. В. Славский [5] в мощном сводовом поднятии этих гор установили драгированием наличие глыб щелочных и авгитовых базальтов и их туфов, муджеритов (олигоклазовых базальтов), гавайитов (андезиновых базальтов) и нефелиновых базанитов, что говорит о проявлении глубокодифференцированного вулканизма. Среди вулканокластических пород были обнаружены мелкие (не более нескольких сантиметров) обломки, вероятно привнесенные из глубин, магматических пород, среди которых преобладали средне- и мелкозернистые метаморфизованные диабазы.

Строгих доказательств безграничности коры олендов нет. Однако косвенных геологических данных, подтверждающих отсутствие в области их развития гранитного слоя, довольно много. Вспомним о наличии габбро и серпентизированных перидотитов в оленде Манихики, аналогичных пород в глубинных ксенолитах Исландского оленда и, наконец, обломков метаморфизованных диабазов в горах Мид-Пацифик.

Все вышесказанное приводит к выводу, что в пределах области значительного развития олендов в западной части Тихого океана временами возникали «океанские земли», части Западной Пацифики. Эти своеобразные структурные подразделения напоминают «слоеный пирог» с чередованием осадков и покровов основных вулканитов. Их можно сравнить с на-

слоениями в платформенных синеклизах типа Тунгусской, если представить себе, что платформенный чехол залегает не на гранито-метаморфическом слое, а на древнем меланократовом фундаменте. В тихоокеанских просторах, вероятно, никогда не возникали сложные горные сооружения с мощным гранито-метаморфическим слоем.

Подчеркнем, что оленды и крупный Восточно-Новозеландский микроматерик характерны только для запада Тихого океана, отделенного от его восточной части, состоящей из смежных отрезков, линией Великого Тихоокеанского геораздела (см. рисунок). Вероятно, в отдельные этапы геологической истории запада Тихого океана оленды имели более широкое развитие.

В заключение укажем на необходимость изучения олендов и микроматериков по специальной программе, включающей комплекс геофизических методов, драгирование и бурение. При этом следует учитывать, что рассматриваемые структурные подразделения неоднородны. В них различаются платообразные возвышенности (вероятно, самые древние элементы), вытянутые на многие сотни километров края, особенно ярко проявленные в поднятиях Восточно-Новозеландском и Онтонг-Джава, и рифтообразные впадины (Баунти в Восточно-Новозеландском поднятии, Срединный рифт в поднятии Манихики). Последние — предположительно наиболее молодые структурные образования.

Не менее существенны проблемы формирования олендов и микроматериков. Сейчас высказываются противоречивые, часто взаимоисключающие представления о их происхождении. Это, например, относится к Северо-Западному геоблоку Тихого океана, примерно в центре которого находится оленд Шатского. Так, Р. Ларсен и С. Чейз в северо-западной части Тихого океана реконструировали в мезозое плиты Феникс, Фаралон, Кула и Тихоокеанскую. А. М. Городницкий, С. В. Лукьянов и А. Е. Сузюмов [3], пользуясь геомагнитными данными, пытаются реконструировать положения оси спрединга и соответственно этого оленда. Согласно их расчетам, ось спрединга в юре — раннем мелу располагалась вблизи экватора, а оленд Шатского был образован одной из неустойчивых границ тройного сочленения литосферных плит. Опровергая эти построения, Ю. М. Пушаровский и Е. Н. Меланхолина [7] предполагают, что заложение олендов Шатского и Хесса связано с тектоническим скупиванием материала внутри геоблока, его перемещением и неоднократным перекрытием по своим надвигам. Такая труднодоказуемая и в известной степени противоречащая геологическим данным (горизонтальное залегание слоев, трапповый тип магматизма) концепция требует вни-

мательного рассмотрения. Ее достоинством является признание эволюции поднятий как обособленных самостоятельных тектоно-магматических образований. И, наконец, А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин [9] привлекли внимание к роли аномальной мантии (астеносферы), как ведущей в тектонических процессах, формирующих неоднородности дна Мирового океана. Восстанавливая историю геологического развития северо-западной части Тихого океана в послесреднеговое время, они показывают, что меланократовый фундамент (третий океанский слой) создавался в условиях мелководного бассейна или даже суши. Лишь в юре этот фундамент начал перекрываться платобазальтами, составляющими сейчас II океанский слой. В поздней юре началось погружение континентальной коры и накопление в мелководных условиях осадочного чехла. В конце мела произошло резкое погружение дна бассейна, и он стал глубоководным. В позднемеловое время и в кайнозое шло дальнейшее формирование осадочного чехла, приведшее к образованию океанской платформы. Эти общие соображения об эволюции крупного региона Тихого океана подтверждаются разрезами по южной окраине оленда Онтонг-Джава (остров Малаита) и скважинами, пробуренными на олендах Шатского и Хесса.

Сейчас еще недостаточно данных для сколько-нибудь полного решения вопроса о генезисе олендов и микроматериков. Полезно обратить внимание на следующие стороны проблемы:

1. На западе Тихого океана оленды, микроматерики и вулкано-нагорья находятся в пределах огромной площади, ограниченной на востоке Великим Тихоокеанским георазделом, а на западе — системой глубоководных желобов. Понадобилось бы слишком много «тройных сочленений» или дополнительных плит, чтобы объяснить их происхождение. Должны быть другие общие закономерности, увязыва-

ющие сложную картину глыбового раздробления Восточной Азии, Западного Пацифика и зоны их сочленения. Начало делимости на геоблоки или, что то же самое, литосферные блоки, связанные с мантийными ячейками всех этих трех тектонических провинций, следует искать в ранней стадии эволюции нашей планеты. Вряд ли состоятельны концепции, сводящие историю развития Западного Пацифика только к мезозою и кайнозою. Нельзя сбрасывать со счета мнение некоторых геологов и петрологов о существовании значительных частей Тихого океана, как глобальной структуры, с глубокого докембрия.

2. В целом происхождение олендов как самостоятельных геологических тел, вписывающихся в океанские геоблоки на западе Тихого океана, и, как мы видели, в некоторых других океанах (Северная Атлантика), следует связывать с гравитационной и тепловой неустойчивостью глубинных зон. Неравномерный подъем астеносферных диапиров во внутренних наиболее ослабленных (на стыке более мелких блоков) частях геоблоков создает благоприятные условия для формирования олендов, которые в упрощенной схеме могут считаться образованиями сводово-глыбового типа.

Сказанное выше представляет не только теоретический интерес. Мощные осадочные и осадочно-вулканогенные линзы верхних горизонтов олендов, наличие в них рассеянного органического вещества, вероятно, умеренная деформированность толщ и протяженное сводовое воздымание на их окраинах (например, в южной части Онтонг-Джава) — все это заставляет привлечь внимание к вопросам их возможной нефтегазоносности. Пройдут, вероятно, многие, многие годы, прежде чем эти «земли неизвестные» станут объектами промышленного использования. Однако изучение их углеводородного потенциала уже сейчас принципиально важно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азмергев М. А. Неоген Исландии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1980.
2. Белоусов В. В., Милановский Е. Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1975, т. L (3).
3. Городницкий А. М., Лукьянов С. В., Сузюмов А. Е. Магнитное поле и геодинамика северо-западной части Тихого океана. — Тезисы докладов Международного совещания по геодинимике западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1981.
4. Копорулин В. И. Древние острова Тихого океана. — Природа, 1979, № 7.
5. Матвеевков В. В., Славский Б. В. Физические свой-

ства вулканических пород Центрально-Тихоокеанских подводных гор. — Океанология, 1974, вып. 4.

6. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.
7. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-запада Тихого океана. — Геотектоника, 1981, № 1.
8. Тузов И. К., Ильев А. Я., Алексеев Б. В., Еремин Г. Д., Михайлов В. И., Хьюстон М. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5.
9. Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоническая неоднородность дна Мирового океана. — Сов. геология, 1981, № 7.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
4 сентября 1981 г.

УДК 551.24(265.2/3)

С. М. Тильман

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Северо-западная окраина Тихого океана охватывает Западный и Восточный тектонические сегменты, различающиеся типами строения земной коры и формами проявления тектоно-магматических процессов. Они обособились к концу мезозоя. Разнообразие структурных форм в них предопределено гетерогенным строением дорифейского субстрата. Первые активные континентальные окраины, где и локализовались площади геосинклинального осадконакопления и магматизма, особенно ясно стали обозначаться в девоне. Новые порции континентальной коры возникали вследствие направленного разрастания гранитно-метаморфического слоя в геосинклинальных областях.

Как теперь, так и в геологическом прошлом существуют и существовали два типа окраинно-морских

бассейнов — деструктивный и конструктивный. В совокупности они составили переходную зону, с течением времени смещавшуюся на восток в сторону Тихого океана.

Удаление сиалического слоя с пространства, занятого новообразованной океанической впадиной, компенсировалось сжатием и утолщением верхней части литосферы на прилегающих континентальных окраинах. Доказывается, что периоды максимальных растяжений совпадали с эпохами континентального корообразования. Из геодинамических режимов, способствовавших структурообразованию, наиболее вероятны горизонтальные срывы, которые происходили на различных глубинных уровнях внутри литосферы [17].

В последние годы резко возрос поток информации о геологическом строении востока Азии. Вышли в свет крупные обобщения по тектонике, глубинному строению, стратиграфии и магматизму, изданы геологические и тектонические карты разных масштабов и многочисленные статьи, в которых под различным углом зрения освещается тектоническая эволюция этой обширной территории. Сейчас выкристаллизовались, по крайней мере, три теоретические концепции. В первой из них образование океанических и континентальных структур трактуется с позиций тектоники плит. Вторая заключает идеи о преобразовании первичной или вторичной (новообразованной) океанической земной коры в континентальную в ходе геосинклинального процесса. В этих двух концепциях отдается предпочтение горизонтальным движениям блоков литосферы, что в общем сближает их, хотя и имеются существенные различия. Третья концепция фиксистская. В ее основе лежит представление о базификации континентальной коры, которая осуществляется путем подъема в верхние слои литосферы мантийного материала по вертикальным глубинным разломам. В наиболее ясном виде она недавно была сформулирована В. В. Белоусовым [1].

Несмотря на многие интересные положения, содержащиеся в упомянутых концепциях, они не могут быть признаны исчерпывающими и нуждаются в дальнейшем совершенствовании.

Автор критически рассмотрел различные аспекты современных воззрений и поставил перед собой цель попытаться изложить геодинамическую модель континентальных окраин Тихоокеанского типа, основанную на анализе геологических данных.

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Северо-западная континентальная окраина Тихого океана простирается на расстояние более 6000 км с юго-запада на северо-восток. Ширина ее составляет в среднем около 2000 км. Она располагается между Сибирской и Китайской платформами на западе и глубоководными желобами на востоке и охватывает два крупных тектонических сегмента — Западный и Восточный, различающихся типами строения земной коры и формами проявления тектоно-магматических процессов [16]. В таком качестве эти сегменты обособились к концу мезозоя.

Западный сегмент (материковый блок) включает области с различным возрастом завершённой складчатости (или, что то же, с различным возрастом становления зрелой континентальной коры). Напомним, что индикаторами становления зрелой континентальной коры (в геологическом смысле понимания этого тер-

мина) являются контрастные вулканоплутонические серии, калиевые гранитоиды и верхние молассы [9]. В пределах Западного сегмента хорошо различаются складчатые системы, образовавшиеся в результате дорифейского, позднепалеозойского, среднемелового и позднемелового — палеогенового тектогенеза.

Дорифейский субстрат обладает резко гетерогенным строением. Он слагает щиты Сибирской и Китайской платформ, фундамент средних массивов, а также находится в основании плитных платформенных и миогеосинклинальных комплексов.

Площади распространения зрелой дорифейской континентальной коры известны в Уланском районе (юго-восточная часть Сибирской платформы), на севере Таймырского полуострова, на Восточной Чукотке и, возможно, обнаружатся в некоторых других местах. Здесь, в верхней части протерозойского разреза, вскрываются толщи вулканитов кислого и щелочного состава, грубых моласс и аркоз, прорванных калиевыми гранитами с абсолютным возрастом 1800—1600 млн. лет. Нижняя часть вскрытого протерозойского разреза образована геосинклинальными комплексами. Во всех же остальных случаях, где выведены на поверхность супракрустальные образования, мы имеем дело с глубоко метаморфизованными и в разной степени гранитизированными породами, составляющими фрагменты архейской протокры [15].

Зрелая дорифейская кора образовалась там, где существовали протерозойские зеленокаменные пояса, приуроченные к узким грабенообразным прогибам рифтогенного происхождения, а между ними располагались обширные площади, сложенные архейским «гранулит-базитовым» (протобазальтовым) слоем [4].

В настоящее время накопилось достаточное количество геолого-геофизических данных, которые позволяют сформулировать следующее весьма существенное положение. Негранитизированный или слабо гранитизированный гранулитовый слой составляет фундамент плитных преимущественно морских комплексов платформ и миогеосинклиналей, а тот же слой, но в высшей степени гранитизированный, образовал цоколь щитов и кристаллических массивов. Впервые близкие идеи были высказаны Н. П. Васильковским и А. А. Предтеченским [3]. Можно думать, что важнейшие структурные неоднородности континентов, которые оформились к началу их фанерозойской истории, скорее всего связаны именно с этими обстоятельствами.

В рифейско-вендское и раннекембрийское время на востоке Азии, как, впрочем, и в Кордильерах Северной Америки, архейская протокры была покрыта мелководными шельфовыми

морями с замедленным темпом осадконакопления. На протяжении около 1 млрд. лет в них отлагались ритмично построенные серии пород, идентичные спаргамитовым толщам Европы. Заведомо эвгеосинклинальные зоны в это время отсутствовали, ибо нигде не обнаруживаются соответствующие комплексы пород. В своих прежних работах автор выделял рифейские эвгеосинклинали на севере Тихоокеанского кольца, ссылаясь на предварительные датировки возраста пород [18]. В дальнейшем они не подтвердились, ибо относимые к рифею спилиткератофиновые и кремнисто-вулканогенные формации оказались палеозойскими (Амуру-Охотская система, юг Корейского полуострова, Кордильеры Северной Америки и т. д.).

Все сказанное позволяет заключить, что сложившиеся к началу среднего кембрия палеотектонические обстановки весьма специфичны, в последующей истории не повторялись, и не могут служить указанием на существование былых океанов и краевых морей с их подвижными шельфами, глубоководными котловинами и островными дугами, которые хотя бы отдаленно напоминали активные континентальные окраины. Они появились позже в ордовике — силуре, но особенно ясно стали обозначаться в девоне, когда в результате деструкции архейской негранитизированной протокры возникли ортогеосинклинальные пояса. На не затронутых или слабо затронутых деструкцией площадях (Яно-Колымская, Анюйско-Чукотская, Восточно-Арктическая системы) в палеозое и мезозое продолжалось карбонатное и терригенное осадконакопление и формировались мощные миогеосинклинальные комплексы, а на соседних платформах шло накопление формационно близких, но намного менее мощных линз осадочных пород, оказавшихся впоследствии очень слабо дислоцированными.

Различия в тектонике миогеосинклинальных и плитных платформенных комплексов объясняются, очевидно, различным «поведением» подстилающего их субстрата. В первом случае гранулитовый слой несколько утонен и глубоко погружен, во втором он утощен и относительно приподнят. Намечается и граница между протококорой платформ и миогеосинклиналей; она фиксируется крупными тектоническими швами, вдоль которых в эпохи заключительной геосинклинальной складчатости возникали краевые прогибы, например, Приверхоанский на Северо-Востоке СССР или Канадский в Северной Америке.

Нам уже приходилось писать, что карбонатные и терригенные отложения миогеосинклинальных систем принадлежат к комплексам последующих этапов развития дорифейской континентальной коры [15]. Однако следует иметь в виду, что континентальная кора миогеосин-

клиналей и плит платформ особая и отличается от зрелых континентальных кор эвгеосинклинальных областей меньшей мощностью и значительно меньшей гранитизацией, т. е. она к концу мезозоя претерпела едва заметные изменения по сравнению с дорифейской историей, за исключением тех участков, которые заняты гранитизированными архейскими блоками. Здесь резонансный орогенез привел к их активизации и соответственно способствовал утолщению коры.

Амуру-Зейская, Буреинская, Гродековская зоны, а также некоторые зоны Юго-Западного Приморья и Китая, составляющие в совокупности северо-восточный фланг палеозойского Монголо-Охотского пояса, представляют собой сложно построенные мозаично-блоковые тектонические образования. В их пределах находятся шовные прогибы рифтогенной природы, разделенные своеобразными срединными массивами. Прогибы заполнялись новообразованными эвгеосинклинальными толщами. Самые ранние из них датированы ордовиком и силуром и представлены грабеновыми фациями. В девоне, карбоне и ранней перми в них происходило накопление вулканогенно-кремнисто-терригенных, граувакковых, флишевых и нижнемолассовых формаций. В поздней перми — начале триаса в этих зонах наступила эпоха заключительной геосинклинальной складчатости, сопровождавшейся скучиванием пластин горных пород, выведением по глубинным надвигам на поверхность фрагментов офиолитов, интрузивной деятельностью и субаэральным вулканизмом. Произошло, следовательно, окончательное становление здесь зрелой континентальной коры. В Юго-Западном Приморье по окраине вновь возникшего континентального блока образовался позднепалеозойский вулканоплутонический пояс, протягивающийся в северо-восточном направлении более чем на 400 км.

Дальнейшее развитие палеозойского континентального массива характеризовалось накоплением мелководных прибрежно-морских и континентальных отложений, излияниями субаэральных лав и внедрением телерогенных гранитоидов.

В центральной части Северо-Востока СССР и в Западном Приохотье располагаются области с повторно возникшей в середине мела континентальной корой. Они обладают чрезвычайно сложным внутренним строением, что свойственно деструктивным образованиям. Линейные и узкие пояса чередуются в пространстве с мозаично-блоковыми зонами, стиль тектоники которых подчеркивается наличием разнообразных срединных массивов (Омолонский, Тайгоносский, Приколымский и Балыгычанский на Северо-Востоке СССР, Шевлиньский и Баладекский в Западном Приохотье). Тектонический план

этих областей в большинстве случаев не совпадает с Тихоокеанским; они как бы «врезаны» в континентальные массивы и наследуют в общих чертах структуру дорифейского субстрата, хотя и подвергнувшись существенной трансформации.

Время заложения геосинклинальных зон различно. Одни из них вступили в геосинклинальное развитие в силуре (Ланская зона в Амуру-Охотской системе), другие — в девоне (Алазейская и Олойская зоны на Северо-Востоке СССР, Джагдинская в Западном Приохотье), третьи — в конце палеозоя (Иньяли-Дебинская и Гижигинская зоны на Северо-Востоке СССР), а четвертые — в поздней юре (Южно-Ануйская и Илин-Тасская зоны на Северо-Востоке СССР). Эти рубежи отражают периодическое раскрытие дорифейской коры и вместе с тем они коррелируются с эпохами тектонического скучивания и сжатия, которые в той или иной форме распознаются в смежных районах.

Различные геосинклинальные зоны отличаются и условиями образования. Одни возникли на глубоко раскрытом мантийном субстрате (Алазейская, Олойская, Южно-Ануйская), а другие — на утоненной континентальной коре (Иньяли-Дебинская, Гижигинская). Соответственно, дальнейшее их развитие протекало по разному плану. Зоны с глубоким раскрытием коры прошли через грабеновую, раннегеосинклинальную и переходную (зрелую геосинклинальную) стадии, а зоны, образовавшиеся на утоненной континентальной коре, остановились на переходной стадии. Этим определились различные типы осадочных и магматических формаций, сменяющих друг друга не только во времени, но и в пространстве.

Все без исключения геосинклинальные зоны, независимо от времени раскрытия коры, условия образования и особенностей тектонического развития, одновременно вступили в континентальную стадию, которая сопровождалась накоплением верхних моласс и формированием окраинно-материковых и внутренних вулканогенных поясов: на Северо-Востоке СССР — Охотско-Чукотского, а в Западном Приохотье — Удского, Селитканского и Норско-Селемджинского.

В процессе развития рассматриваемых областей в них дважды возникал гранитно-метаморфический слой — в конце палеозоя и в поздней юре — раннем мелу. Позднепалеозойский слой распространен на ограниченных площадях, а позднеюрский — раннемеловой значительно шире, но не повсеместно. Их комплексами-показателями являются габбро-плагиогранитные и гранодиорит-гранитные интрузии, вулканы известково-щелочного состава, геоантиклинальные и нижнемолассовые формации. С формированием и становлением гранитно-метаморфиче-

ских слоев связана и соответствующая металло-геохимическая специализация.

Все геосинклинальные зоны на Северо-Востоке СССР в процессе формирования в них повторной континентальной коры оказались пространственно сближенными и образовали единую Индигиро-Колымскую область, приращенную в середине мела к Верхояно-Чукотской, в основании которой, как указывалось выше, находится дорифейская кора. Тем временем Амуро-Охотская система вышла из геосинклинального развития, превратилась в складчатое сооружение и спаялась на севере с Алданским щитом, а на юге — с Буреинским массивом.

Таким образом, на Востоке СССР на рубеже раннего и позднего мела возник обширный континентальный массив, включающий области с дорифейской и повторно возникшей в позднем палеозое и середине мела корой. На востоке, за пределами этого массива, продолжалось геосинклинальное осадконакопление.

Фронтальная часть Западного сегмента представлена Сихотэ-Алинской системой. Сюда же относятся зоны внутренней Японии, которые в середине палеогена были отторгнуты от материкового блока и заняли современное положение.

Анализ стратиграфии, тектоники и магматизма Сихотэ-Алиня и Японии позволяет кратко сформулировать следующие выводы. Эти геосинклинальные системы, вероятно, заложены на симатической коре, фрагменты которой обнажаются на юге Приморья и в зоне Хида Японии, в виде небольших полос меланжа, в составе которого обнаруживаются породы офиолитовой ассоциации: ультрабазиты, габбро и метабазалты. Следует заметить, что вопрос о наличии фрагментов континентальной коры в Сихотэ-Алинской системе остается пока нерешенным; их присутствие не исключено. Ранняя геосинклинальная стадия здесь охватывала небольшой интервал времени и припала на силур — девон. Комплексы этой стадии представлены вулканитами и туфами основного состава, кремнистыми породами, глубоководными глинистыми сланцами, пелагическими известняками и граувакками.

В каменноугольно-пермское время субокеаническая кора подверглась деформации; произошли осложнения дна морского бассейна, накопление более разнообразных формаций и становление раннего гранитно-метаморфического слоя, комплексами-показателями которого являются габбро-плагиогранитные интрузивы, ориентированные почти параллельно простиранию складчатых структур.

В позднем триасе палеозойский гранитно-метаморфический слой подвергся рифтогенезу, и в новообразованных шовных прогибах возобновилось геосинклинальное осадконакопление. Примерами триасово-юрских эвгеосинклиналь-

ных серий являются киселевская и джаурская свиты и их аналоги, представленные основными лавами и их туфами, кремнистыми и граувакковыми породами. Зоны растяжения находились по соседству с зонами тектонического сучивания, где формировались разновозрастные этим свитам олистостромовые толщи (тудовакская, маяновская, окраинская и др.) мощностью до 3000 м [5].

С поздней юры и до готерива включительно на большой площади происходило накопление граувакковых, турбидитных, флишевых, терригенных и кремнистых толщ. Формирование раннемелового гранитно-метаморфического слоя в Западном геосинклинальном прогибе (Амуро-Уссурийский синклиниорий) зафиксировано накоплением баррем-раннесенонской нижней молассы и внедрением габбро-плагиогранитных, диорит-гранодиоритовых и высокоглиноземистых гранитных интрузий (хунгарийская, нижне-амурская, татибинская и другие интрузивные серии). В восточном прогибе (Тетюхинский синклиниорий) продолжал сохраняться остаточный геосинклинальный режим, характеризовавшийся накоплением мощных флишевых толщ.

На конец мела и начало палеогена приходится время становления зрелой континентальной коры в Сихотэ-Алине и Японии. Позднемеловой-палеогеновый Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс здесь также занимает окраинно-материковое положение и разделяет области с позднемеловой и формирующейся континентальной корой.

Тектонический план Сихотэ-Алинской системы и Японии характеризуется преобладанием складчато-чешуйчатых структур, ориентированных в северо-восточном направлении примерно параллельно Тихоокеанским простираниям. Здесь широко развиты надвиговые нарушения, осложняющие общую структуру зон. Надвигообразование здесь происходило неоднократно: в позднем палеозое, в середине мела, в конце мела и в начале палеогена и сопровождало частное и общее тектоническое сучивание.

Итак, краткий обзор строения областей, принадлежащих к Западному сегменту, показывает, что их развитие шло по пути приращения (аккреции) континентальных массивов за счет захвата и сокращения приокеанических зон. Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский краевые вулканогенные пояса маркируют границу Западного материкового блока.

Восточный сегмент целиком отвечает зоне перехода от Восточно-Азиатского континента к Тихому океану и принадлежит к современному геосинклинальному поясу. Различные части этого пояса находятся на разных уровнях развития [15]. Одни из них (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин и Хоккайдо) пребывают в орогенном состоянии, т. е. вступили в стадию развития верхних моласс, в других (Алеутская

и Курильская островные дуги) происходят мощнейшие излияния дифференцированных вулканитов известково-щелочного состава и формируются гранитно-метаморфический слой, в третьих (котловины краевых морей, глубоководные желоба) совершается геосинклинальное осадконакопление, а в четвертых (подвижные шельфы краевых морей) накапливаются разнообразные комплексы: морские молассовые, граувакковые, туфогенно-терригенные [6].

Главная особенность Восточного сегмента состоит в том, что начиная с мезозоя и поныне здесь постоянно существует чрезвычайно сложная латеральная неоднородность структур и формаций, что свойственно геосинклинальным поясам в их зрелой стадии развития.

В кайнозойских складчатых системах выведены на поверхность офиолиты. Они изучены в ряде районов Корякского нагорья, Камчатки, Сахалина и о. Хоккайдо. На основании детального структурно-геологического картирования удалось восстановить их разрезы. Внизу они сложены ультрабазитами, полосчатым комплексом и габброидами, а в верхней части базальтами. Среди офиолитов ниже базальтов и кремнисто-вулканогенных формаций местами обособляется дайковая серия, представленная диабазами, кератофирами, плагиогранитами и диоритами. Дайки прорывают габброиды и нередко проникают в базальты. Тектоническая природа дайкового комплекса трактуется неоднозначно; возможно, он является индикатором формирования эмбрионального гранитно-метаморфического слоя, так как некоторые из даек тождественны по составу гипабиссальным и субвулканическим интрузиям островных дуг.

Тектоническая эволюция складчатых систем Восточного сегмента может быть прослежена с раннего и среднего палеозоя. Здесь накапливались толеит-базальтовые, кремнисто-вулканогенные и пелагические карбонатные формации. С ними оказались пространственно сближенными граувакковые, аспидные, вулканогенно-терригенные толщи. По находкам фауны и те и другие датированы в объеме от ордовика до перми и местами до триаса. Все эти толщи имеют значительные мощности и обладают ясно выраженной структурной самостоятельностью. Это дает основание рассматривать разнофациальные комплексы палеозоя не как океанические образования, а как раннегеосинклинальные и их появлением определять начало заложения эвгеосинклинальных зон.

Зрелая геосинклинальная стадия охватывала средний, поздний мезозой и начало кайнозоя. В этот длительный промежуток времени на месте кайнозойских складчатых систем существо-

вали более дифференцированные, чем раньше, окраинно-морские бассейны с присущими им структурно-морфологическими формами: глубоководными котловинами, островными дугами, новообразованными рифтами и поднятиями. Они восстанавливаются по пространственному распределению разнотипных формаций: флишевых, граувакковых, олистостромовых, вулканогенных, аспидных, туфогенно-терригенных и других. По распространению олистостромовых отложений перед фронтом надвиговых пластин и по некоторым другим признакам удалось установить главные эпохи шарьирования и формирования гранитно-метаморфических слоев, приходящиеся на конец палеозоя, неоком — апт, альб — турон, маастрихт — палеоген. Самый поздний слой формируется с миоцена и по настоящее время.

Эпохи становления гранитно-метаморфических слоев в кайнозойских складчатых системах коррелируются с эпохами континентального коробразования в Западном сегменте и вместе с тем соответствуют, в особенности начиная с середины мела, структурным преобразованиям по окраине Тихого океана. Однако если в первых двух случаях господствовали процессы общего и частного тектонического сжатия, то в третьем случае преобладали силы растяжения, приведшие к образованию современных Охотоморской, Берингоморской и Япономорской геосинклинальных систем.

Здесь нет необходимости подробно останавливаться на особенностях их строения, поскольку этим вопросам посвящен ряд известных публикаций [2, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 20, 21]. Укажем лишь, что дальневосточные краевые моря неоднотипны как по условиям образования, так и по стилю их тектонического устройства. Японское и Охотское моря принадлежат к деструктивным образованиям; включают блоки (фрагменты) разновозрастных континентальных кор и гранитно-метаморфических слоев; осложнены новообразованными рифтовыми зонами и поднятиями, тогда как Берингово море представляет собой отшнуровавшуюся от океана систему глубоководных впадин, разделенных подводными вулканическими хребтами и осложненных внутренними поднятиями [10, 15].

Итак, можно видеть, что близкие по происхождению окраинно-морские бассейны существовали и в геологическом прошлом. Палеоаналогами Японского и Охотского морей могут являться, в частности, Алазейско-Олойская и Амуро-Охотская геосинклинальные системы [19], а Берингово моря — Анадырско-Корякская, Сихотэ-Алинская (?) и Хоккайдо-Сахалинская.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Попытаемся высказать ряд соображений относительно сущности геосинклинального процесса и о геодинамических режимах, способствующих структурообразованию.

Прежде всего следует отметить, что геосинклинальные площади с соответствующими наборами осадочных и магматических формаций локализовались на востоке Азии только в пределах активных континентальных окраин. Их появление логично связывать с океанообразованием, которое по всем данным в наиболее ясном своем выражении впервые пришлось на девонское время. Автор вслед за многими другими исследователями склонен думать, что океанообразование явилось следствием значительных растяжений земной коры. Все другие способы образования Тихоокеанской впадины — путем океанизации или базификации, либо изначально ее существования — менее вероятны по следующим причинам.

Базификация, предполагающая переплавление континентальной коры и погружение отдельных ее блоков в мантию в результате подъема ультраосновных и основных интрузий, в том числе послонных, не согласуется с геологическими фактами, применительно к континентальным окраинам Тихоокеанского типа. В самом деле, в Корьякском нагорье, на Камчатке, Сахалине и Хоккайдо, как и в некоторых внутриматериковых районах, нижние члены офиолитовой ассоциации нигде не образуют интрузивных тел, а всегда и везде находятся в тектонических соотношениях с вмещающими породами. Ультрабазиты и габбро чаще всего слагают сорванные аллохтонные пластины либо включены в виде отдельных глыб в меланж, либо участвуют в строении самостоятельных протрузивных массивов. Появляется все больше наблюдений, свидетельствующих о деформациях ультрабазитов еще до того, как они оказались выведенными на поверхность. Примеры расслоенных интрузий типа Сёдбери или Норильских в рассматриваемых районах не известны, что вполне закономерно, ибо они не имеют никакого отношения к альпинотипным гипербазитам. Сказанное приводит к однозначному заключению, что выведение гипербазитов в верхние слои литосферы осуществлялось путем их тектонического перемещения по пологим глубинным надвигам, которые и контролируют подавляющее большинство офиолитовых аллохтонов. Следовательно, если признать, что альпинотипные гипербазиты не принадлежат к интрузивным образованиям, то тогда концепция базификации становится

весьма сомнительной, так как она исходит именно из этого главного постулата.

Тихий океан хотя и очень древний, но все-таки новообразованный, так как опоясывающие его палеозойские эвгеосинклинальные системы находятся в торцовом сочленении с докембрийскими складчатыми поясами Азии и Северной Америки, что хорошо видно на всех без исключения геологических картах.

Раздел между новообразованным океаном и континентальными массивами составил переходную зону, образовавшуюся как в результате тектонической деструкции дорифейской коры, так и вследствие вовлечения окраинных частей океана в геосинклинальный процесс. Ясно, что активные континентальные окраины не могли бы возникнуть, если бы не происходило взаимодействие океанической коры с континентальной. Характер взаимодействия блоков океанической и континентальной литосферы, как показывают геофизические и геологические материалы, самый разнообразный и далеко не исчерпывается субдукцией. Более того, во многих случаях в том виде, как трактуют субдукцию сторонники концепции «тектоники плит», она вообще не проявлялась.

Возникает вопрос, обладал ли Тихий океан в стадию первоначального образования приблизительно теми же размерами и формами, какие он имеет в настоящее время, или его конфигурация была совсем иной? Однозначно на него ответить не представляется возможным, однако следует полагать, что поскольку в палеозойское время имели место не идентичные пространственные соотношения между различными типами земной коры по сравнению с мезозойским и тем более с кайнозойским тектоническим планом, то соответственно и конфигурации океанических площадей должны были быть иными.

Далее следует и другой не менее сложный вопрос. Каким образом происходило удаление сиалической коры с пространства, занятого новообразованной океанической впадиной? Возможны два его решения. Либо мы должны признать правомерной гипотезу расширяющейся Земли, которая встречает много возражений, либо склониться к мысли, что самое раннее океанообразование компенсировалось сжатием и утолщением верхней части литосферы на прилегающих континентах. Второе предположение кажется более вероятным. Общеизвестно, что девонский период является одним из наиболее геократических и отмечен интенсивными проявлениями каледонских орогенических движений. В Кордильерах Северной Америки в это время образовались в тыловых частях эвгеосинклинальных систем Антлерский, Кассиарский и Аляскинский орогенические пояса, а на востоке Азии каледонский тектогенез запечатлен в геологической

летописи структурными несогласиями, стратиграфическими перерывами, сменой формаций, климатическим оптимумом, внедрениями гранитоидных интрузий и излияниями эффузий.

Таким образом, раздвиг и отток сиалического материала в стороны, его сгущивание и утолщение с дальнейшим расширением области новообразования океанического блока до размеров и форм, приближающихся к современному циркумтихоокеанскому состоянию — наиболее предпочтительный вариант направленного, но прерывистого развития литосферы.

Геосинклинальный процесс в пределах активных континентальных окраин, согласно представлениям А. В. Пейве и др. [9], трактуется как процесс структурно-вещественного преобразования океанической коры в континентальную. Эти представления исходят из того, что офиолиты континентов являются реликтами океанической коры. Само по себе сопоставление альпийно-типных гипербазитов с третьим слоем коры современных океанов исключает возможность их структурно-вещественного преобразования, ибо они на востоке Азии встречаются в неизменном виде и сохраняют присущую им стратифицированную последовательность пород. Поэтому возникла необходимость предложить модель, согласно которой геосинклинальный процесс следует рассматривать как процесс направленного разрастания гранитно-метаморфического слоя во времени и в пространстве. Процесс разрастания слоя в различных тектонических зонах обусловлен периодическим сгущиванием разных по типу строения блоков, почему и наметились различия в составе комплексов-показателей становления гранитно-метаморфических слоев в областях деструктивного и конструктивного тектогенеза. В первых из них — это разнообразные серии гранитоидов вплоть до калиевых разновидностей, геоантиклинальные формации с участием аркозового материала и вулканиты среднего и кислого состава, а в областях конструктивного тектогенеза — это преимущественно габбро-плагиогранитные интрузии, вулканомиктовые молассоидные серии и эффузивы основного и среднего состава.

Указанные различия стираются тогда, когда геосинклинальные области вступают в континентальную стадию развития, когда при этом повсеместно возникает в их пределах гранитно-метаморфическая оболочка. Время ее становления в сущности отвечает эпохам глобальных складчатостей: карельской, герцинской, невадско-колымской и ларамийской, и каждый раз оно фиксировалось формированием краевых вулканогенных поясов. Происходило ли структурообразование по механизму глобальной тектоники или по какому-то иному — на этот счет имеются различные предположения, нередко исключают друг друга.

В литературе сейчас господствует идея, согласно которой внутри литосферы происходили горизонтальные срывы на различных глубинных уровнях [17]. Она кажется нам наиболее предпочтительной.

Плотностные неоднородности, отмечаемые геофизическими методами, являются отражением структурно-вещественных, соответственно с чем разделяющие их поверхности оказываются при горизонтальных срывах блоков литосферы аномальными и динамически неравновесными. Если в горизонтальные перемещения вовлекается колонна пород, ограниченная снизу сейсмической поверхностью Конрада, то в данном случае могут возникнуть геосинклинальные зоны на утоненном гранитно-метаморфическом слое. Таковые на северо-западной окраине Тихого океана не являются исключением. Это Иньяли-Дебинская, Гижигинская и Колочинская зоны на Северо-Востоке СССР, материковые уступы и их подножия в современных краевых морях, вероятно, рифтогенная впадина Дерюгина в Охотском море и т. д.

Срывы осуществлялись также вблизи поверхности М или несколько глубже ее и, по-видимому, явились причиной образования глубоководных желобов, котловин в краевых морях, глубоких рифтовых зон внутри континентов и др.

Но наиболее существенную роль в структурообразовании играет, вероятно, астеносфера. Активизируясь, этот слой пониженной вязкости материала передает энергию в более высокие слои литосферы, создает аномальные поля напряжений и порождает срывы, которые могут переходить с одного глубинного уровня на другой в латеральном направлении. Возбуждения астеносферного слоя не перманентны, вызывались, очевидно, планетарными причинами и отражались в эпохах океанообразования и глобальных складчатостей, возобновляющихся с течением времени. Вот почему периоды континентального корообразования и становления гранитно-метаморфических слоев, а также максимальных растяжений земной коры и мантии происходили почти одновременно и коррелируются между собой.

Тектонические импульсы внутри астеносферы могли сопровождаться и сверхглубокими расколами, по которым проникали магматические расплавы и флюидные растворы с высокими содержаниями калия. В местах сближения или столкновения разнородных литосферных плит происходило формирование краевых вулканогенных поясов, фиксирующих становление континентальных кор. Эти особенности свойственны активным континентальным окраинам, где тепловые потоки достигали максимальных значений, тогда как в платформенных и миогеосинклинальных областях, принадлежащих к относительно тектонически пассивным элементам

Земли, коровые и мантийные срывы в таких масштабах и с подобной периодичностью не проявлялись.

По поводу причин, вызывающих тектонические движения в коре и мантии Земли, существует, как известно, множество интересных концепций: конвекция, мантийный диапиризм, гравитационная дифференциация, планетарная ротация и т. д., однако ни одна из них не может являться общепризнанной. Автор не ставил перед собой цель вникать в их сущность, а ограничился лишь рассмотрением следственных явлений, т. е. возможных механизмов движений для того, чтобы попытаться объяснить происхождение наблюдаемых в природе многообразных тектонических структур.

Сформулируем основные положения, вытекающие из анализа тектоники и истории развития востока Азии.

1. Гетерогенное строение дорифейского субстрата предопределило в известной степени разнообразие структурных форм в фанерозе. Деструктивные процессы, затронувшие главным образом менее консолидированные площади с негранитизированным «гранулит-базитовым» слоем, впервые в больших масштабах проявились в девоне, и с этого времени окончательно обозначился сложный латеральный ряд структур: щиты и плиты Сибирской и Китайской платформ, мио- и эвгеосинклинали и один или несколько океанических бассейнов. Появились первые активные континентальные окраины, где, собственно, и локализовались площади геосинклинального осадконакопления. Они охватывали центральные районы Северо-Востока СССР, восточный фланг Монголо-Охотского пояса, Приамурье, Сихотэ-Алинь, Корьякское нагорье, Камчатку, Сахалин, Японию. В пределах Западного сегмента вследствие направленного, но пре-

ривистого разрастания гранитно-метаморфического слоя во времени и пространстве периодически возникали новые порции континентальной коры. Окончательное становление Западного материкового блока, составленного из спаявшихся в результате аккреции разновозрастных континентальных массивов, произошло в конце мезозоя, а тем временем и позже в пределах Восточного сегмента продолжался геосинклинальный процесс в разнообразных формах его проявления.

2. Как теперь, так и в геологическом прошлом, существуют и существовали два типа окраинно-морских бассейнов. Первый из них образовался в результате разрушения окраин континентов (деструктивный тип), второй — вследствие вовлечения приокеанических зон в геосинклинальный процесс (конструктивный тип).

3. Удаление сиалического слоя с пространства, занятого новообразованной океанической впадиной, компенсировалось сжатием и утолщением верхней части литосферы на прилегающих континентах. При этом периоды максимальных растяжений совпадали с эпохами континентального корообразования. Можно думать, что циркумтихоокеанское состояние, близкое к современному, определилось в результате поздне-мезозойских — раннекайнозойских тектонических движений.

4. Разнообразие структурных форм на северо-западной окраине Тихого океана есть следствие разных причин, в частности, возможных горизонтальных срывов на различных глубинных уровнях внутри литосферы. Наиболее существенная роль принадлежала, очевидно, астеносферному слою, с возбуждениями которого связаны как процессы океанообразования, так и континентализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Некоторые вопросы строения и условий развития переходных зон между материками и океанами.— Геотектоника, 1981, № 3.
2. Берсенев И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток. ТОИ АН СССР, 1973.
3. Васильковский Н. П., Предтеченский А. А. О строении Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1964, № 6.
4. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?— Геотектоника, 1980, № 5.
5. Елисеева В. К., Липман Р. К., Святогорова К. Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофиз., 1976, № 11.
6. Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М. Тектоника шельфовых зон восточно-арктических и дальневосточных морей.— Сов. геология, 1978, № 1.
7. Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М. Тектоническое строение Японского моря.— Геотектоника, 1976, № 4.
8. Павлов Ю. А., Стров П. А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным.— В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 6. М.: Изд-во МГУ, 1975.
9. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
10. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разми-

- цин Ю. Н. и др. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5.
11. Разницын Ю. Н. Тектоника Охотского моря.— В кн.: I съезд советских океанологов. Тез. докл. Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977.
 12. Савостин Л. А. Природа аномалий теплового потока в Охотском море.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения вулканических поясов. Владивосток: ДВГИ, 1976.
 13. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
 14. Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966.
 15. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
 16. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей масштаба 1:2 500 000. Магадан: М-во геол. СССР, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, ГИН АН СССР, 1979.
 17. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980.
 18. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойда севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.
 19. Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
 20. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
 21. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, вып. 22.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
21 сентября 1981 г.

УДК 550.34 551.24

*Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин, И. И. Берсенева, А. В. Журавлев,
Р. Г. Кулинич, К. Ф. Сергеев, И. К. Туезов, И. И. Хведчук*

СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОХОТОМОРСКОГО И ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНОВ

В статье преимущественно по данным сейсмопрофилирования, метода общей глубинной точки, драгирования и глубоководного бурения рассматривается геологическое строение Охотоморского и Япономорского регионов. Показано, что в Охотском и Японском морях выступы акустического фундамента сложены в основном метаморфизованными осадочными и вулкано-генными, метаморфическими и кислыми изверженными породами, калий-аргоновый возраст которых в Японском море достигает 2,7 млрд. лет. Охотское и Японское моря представляют собой погруженные участки Азиатского материка. В тектоническом плане — это некомпенсированные осадконакоплением неоплат-

формы, а их глубоководные котловины — наложенные впадины. Курильская островная дуга как олигоцен-четвертичное вулканическое сооружение сформировалась на континентальном, вероятно, докайнозойском основании. Сопряженные с Курило-Камчатской и Японской островными дугами глубоководные желоба, так же как глубоководные котловины, по-видимому, являются наложенными структурами. Начало формирования Охотского и Японского морей, их глубоководных котловин, Курило-Камчатской и Японской островных дуг и одноименных с ними глубоководных желобов как геоморфологических сооружений относится, вероятно, к позднему кайнозою.

В литературе неоднократно описывалось глубинное строение и геофизические поля северо-западной части Тихого океана, в состав которой входят Охотоморский и Япономорский регионы [26, 25, 2, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 14, 15, 16, 18, 20, 21, 23, 24].

Земная кора и верхняя мантия, включая астеносферу, здесь характеризуются сложным строением. Мощность коры варьирует от 5—18 км в западной части Тихого океана до 35—40 км в Японии, на Камчатке, Сахалине, Курильских островах. Ее состав изменяется от трехслойного (осадочный — гранитный — базальтовый слой) до двухслойного (осадочный — базальтовый слой).

В мантии прослеживаются блоки с аномальными значениями плотностей и скоростей, токопроводящие слои. Токопроводящие слои, залегающие в пределах Сихотэ-Алиня на глубине 100—120 км, на Сахалине — 80—100 км, на Южных Курильских островах — 60—70 км, рассматриваются как астеносфера. Помимо верхней мантии, слои высокой электропроводности выделяются в низах земной коры Камчатки, Сахалина, Сихотэ-Алиня. Важным структурным элементом рассматриваемой области является сейсмофокальная зона, которая по результатам последних исследований японских и сахалинских сейсмологов представляется двухслойной: верхний низкоскоростной и нижний высокоскоростной слои.

Аномалии силы тяжести в редукции Буге колеблются от —30 мгл в Японии до +400 мгл в океане, в редукции Фая — от +(40—100) мгл в окраинных морях и в океане, до —250 мгл на островных склонах глубоководных желобов.

Интенсивность магнитного поля достигает нескольких сотен гамм. В окраинных морях и в прикурильской части океана оно, как и на материке, имеет преимущественно мозаичный рисунок. В прияпонской части океана и на Курильских островах преобладают линейные аномалии.

Сильно варьируют значения теплового потока. Максимальные его величины, равные в среднем 90—100 мВт/м², отвечают окраинным морям, Японии, Камчатке и минимальные (10—50 мВт/м²) — восточной окраине материка, глубоководным желобам и северо-западной части Тихого океана.

Сейсмичность, за исключением о. Сахалин и Японии, связана в основном с сейсмофокальной зоной. На Сахалине, Камчатке, Курильских островах, в Японии гипоцентры землетрясений приурочены к земной коре.

Основной поток новых данных, позволивших получить принципиально новые результаты, связан с работами методами непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и общей глубинной точки (ОГТ), драгированием и глубоководным бурением [2, 4, 6, 9, 10, 14, 15, 16, 19, 22, 24].

ЮГО - ЗАПАД

СЕВЕРО - ЗАПАД

ЯМАТО

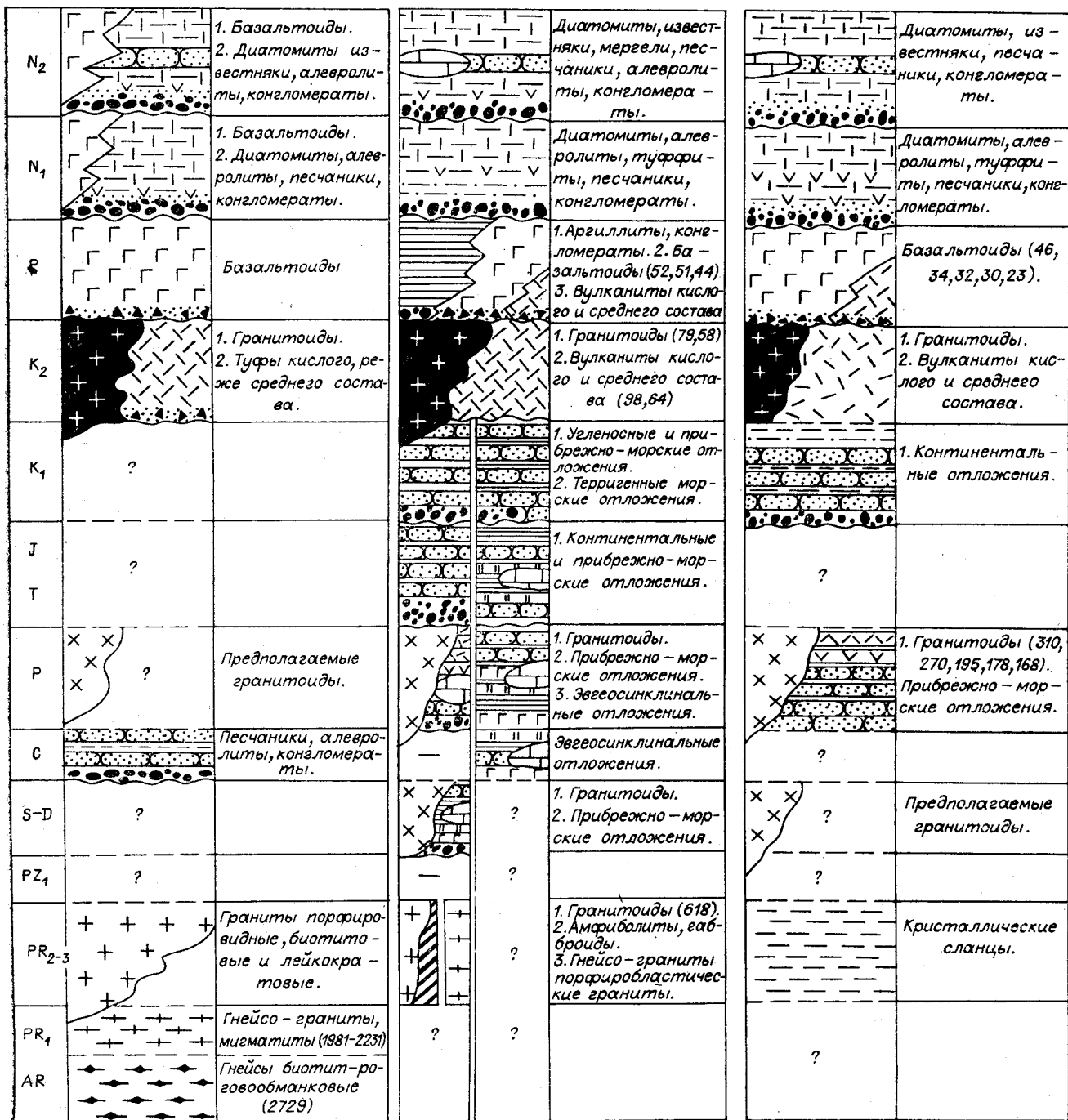


Рис. 1. Схема стратиграфии и магматизма дна Японского моря.

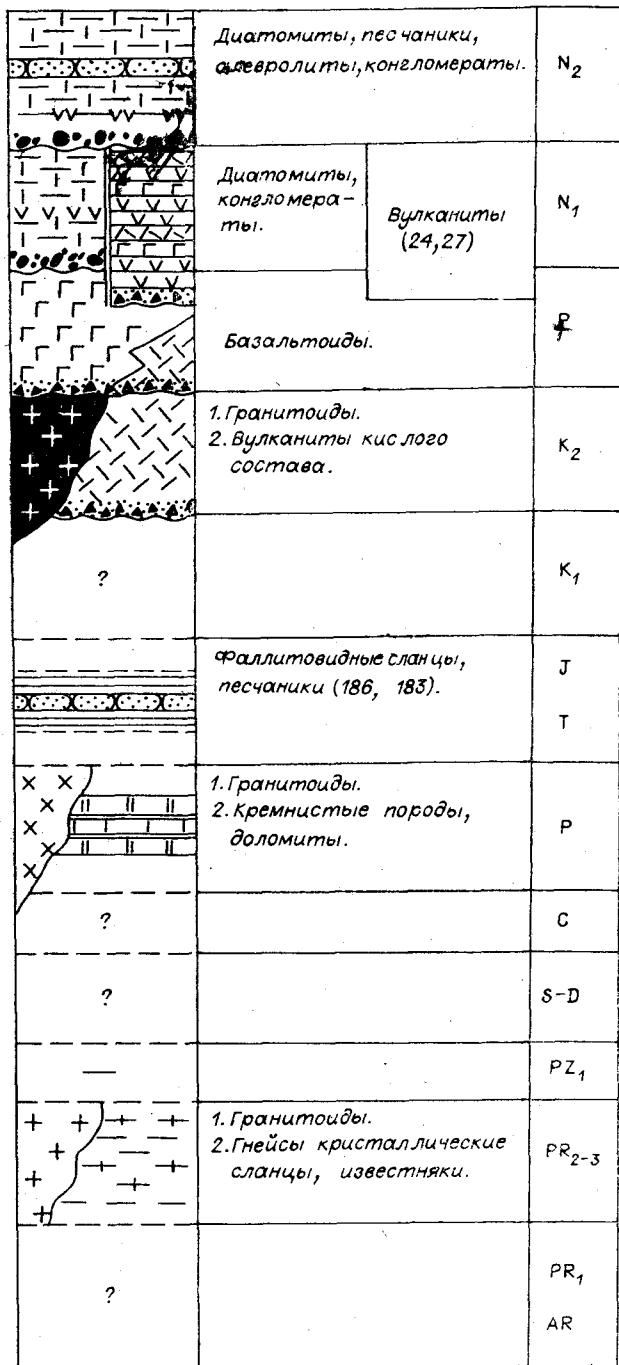
Составил И. И. Берсенева. Цифры в скобках обозначают возраст пород в млн. лет.

По данным НСП и ОГТ, в верхней части земной коры региона выделяются акустический фундамент и осадочный чехол.

Акустический фундамент прослеживается повсеместно. Исключением являются о. Сахалин и островные дуги, где он не выделен, очевидно, из-за недостаточной интенсивности источников

возбуждения упругих колебаний. Отраженные волны, соответствующие его кровле, динамически, как правило, хорошо выражены, превалируя по интенсивности над соседними отражениями, что позволяет уверенно опознавать их через разрывы в корреляции.

Данные драгирования на выступах акусти-



ческого фундамента показывают, что он составлен метаморфизованными осадочными и вулканогенными, метаморфическими и интрузивными породами, прошедшими геосинклинальный этап развития, что позволяет отождествлять его со складчатым основанием. Вместе с тем следует отметить, что возможны случаи, когда акустический фундамент отождествляется с эффузивными прослоями или уплотненными осадками в низах осадочного чехла.

Наиболее широкий по возрасту и по составу диапазон пород установлен драгированием в Японском море (рис. 1, 2). По особенностям строения фундамента и осадочного чехла здесь выделяются четыре региона: юго- и северо-запад, юго-восток и банка Ямато, для каждого из которых составлены схемы стратиграфии и магматизма.

Самые древние породы, представленные гнейсами с возрастом 2,7 млрд. лет, а также лейкократовыми гранитами, установлены на возвышенностях Криштофовича, Восточно-Китайской, Оки и др. Эти породы по своему облику и составу близки к архейским и протерозойским образованиям Корейского полуострова. На многих возвышенностях встречены метаморфизованные осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы палеозоя и мезозоя.

В Охотском море драгированы метаморфизованные осадочные и вулканогенные, метаморфические и интрузивные комплексы. Однако возрастной диапазон их значительно уже, чем в Японском море. По радиометрическим определениям он находится в пределах 209—31 млн. лет. Судя по характеру пород, к фундаменту из их состава могут быть отнесены верхнемеловые и более древние образования. С верхнемеловым этапом развития связана и наиболее активная фаза интрузивного магматизма. На бортах Курильской глубоководной котловины с выступов фундамента подняты метаморфические породы, сходные с нижнемезозойской новиковской свитой Сахалина, а также обильные обломки мезозойских гранитоидов (калий-аргоновый возраст 120—140 млн. лет).

Метаморфические породы с калий-аргоновым возрастом до 500 млн. лет подняты с приконтинентального склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. Метаморфизованные комплексы, имеющие более древний возраст, нежели палеогеновый, установлены драгированием в основании континентального склона Большой Курильской гряды.

В северо-западной части Тихого океана кровля акустического фундамента совпадает с поверхностью второго океанического слоя [3], повсеместно представленного различными по составу базальтами, переслаивающимися с осадочными породами доюрского возраста [28, 31].

Породы фундамента окраинных морей интенсивно перемяты, образуют сложные складки, изобилуют несогласиями. Кровля его, как правило, размыта.

Осадочный чехол залегает на фундаменте в подавляющем большинстве случаев со стратиграфическим и угловым несогласием. Составлен он преимущественно терригенными разностями неогена и квартера. Мощность осадочного чехла в Северном прогибе и во впадине Дерюгина Охотского моря достигает 5—6 км и более

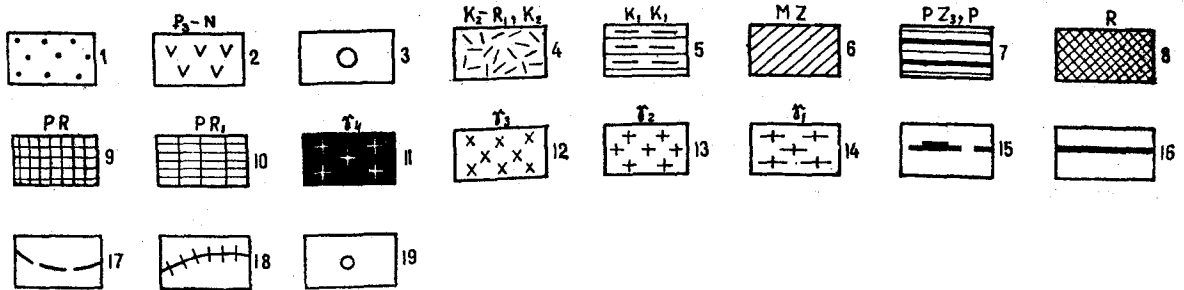
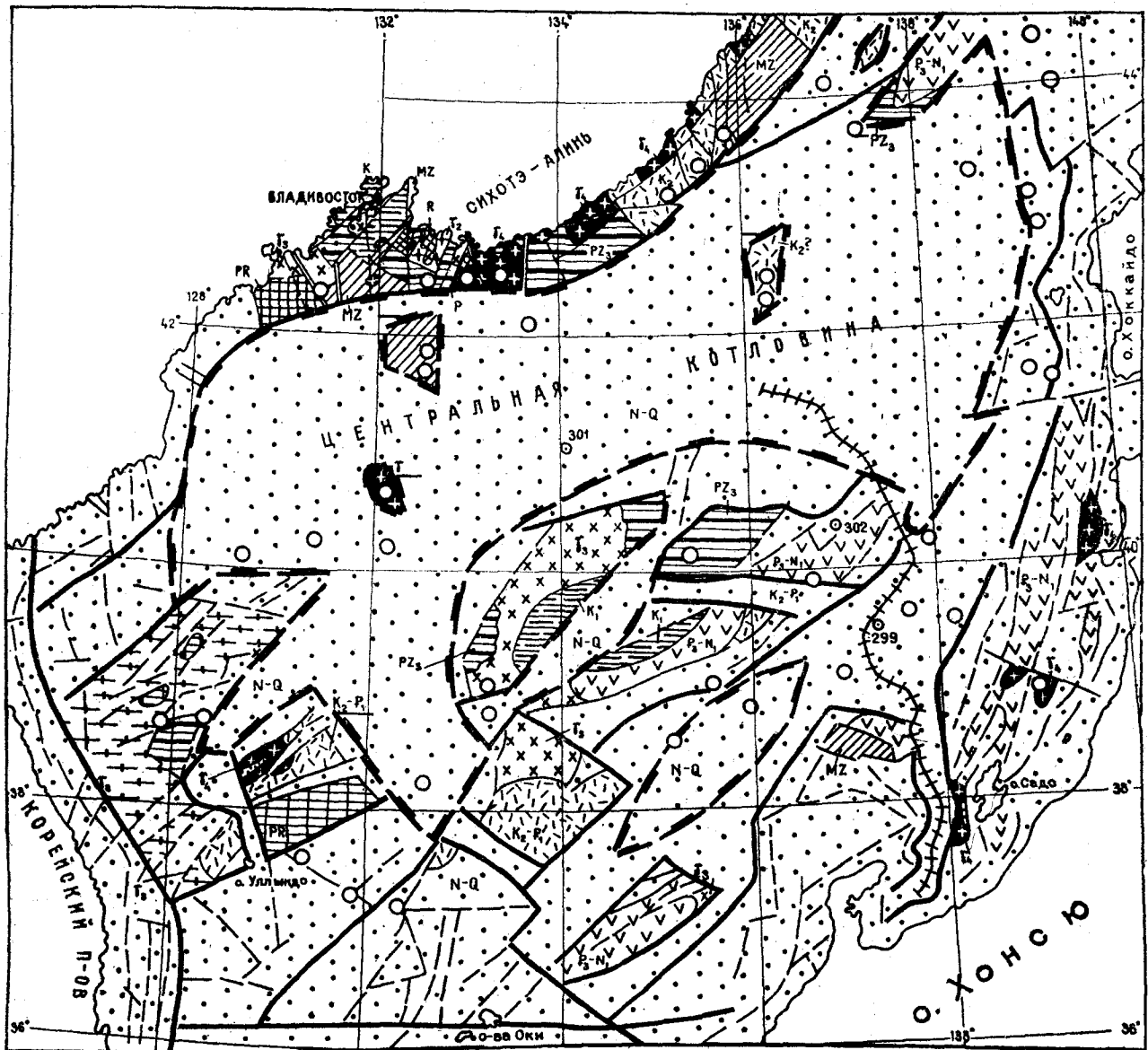


Рис. 2. Схематическая геологическая карта дна Японского моря.

Составили И. И. Берсенев, Е. П. Леликов при участии К. И. Сиговой по материалам: И. И. Берсенев, Б. И. Васильева, Ю. В. Евланова, Е. П. Леликова, Ю. С. Липкина, И. К. Пуцдина, Берсенев, Н. Г. Ващенко, М. И. Липкиной, Ю. Д. Маркова, К. И. Сиговой, В. Т. Сьедина, И. И. Теницкого, Е. П. Терехова, И. В. Уткина, В. П. Безверхнего, В. П. Гарпа, В. М. Ковылина, Р. Г. Кулинич, П. А. Строева, Ю. В. Шевалина, Р. В. Шаяхметова, В. П. Филатьева.

1—14 — комплексы пород: 1 — неоген-четвертичные отложения, 2 — олигоцен-миоценовые отложения, 3 — палеоген-неогеновые базальтоиды, 4 — верхнемеловые — палеоценовые ($K_2 - P_1$) и верхнемеловые отложения, 5 — меловые (K) и нижнемеловые (K_1) отложения, 6 — мезозойские отложения, 7 — верхнепалеозойские (Pz_3) и пермские (P) отложения, 8 — рифейские метаморфические породы, 9 — протерозойские метаморфические породы, 10 — нижнепротерозойские метаморфические породы, 11 — позднемеловые гранитоиды, 12 — палеозойские граниты, 13 — рифейские граниты, 14 — протерозойские гранитоиды; 15—17 — разломы: 15 — первого порядка, возможно имеющие раздвиговую природу, 16 — второго порядка (среди них возможно встречаются сбросы, сдвиги, сбросо-раздвиги, сбросо-сдвиги), 17 — третьего порядка, преимущественно неоген-четвертичные сбросы, 18 — желоб Тояма; 19 — буровая скважина и ее номер.

Рис. 3. Схема изогипс кровли акустического фундамента Охотского моря.

1 — изогипсы, км, 2 — разломы, 3 — контуры Курильской глубоководной котловины, 4 — выходы акустического фундамента на дно моря.



(рис. 3). В то же время в Японском море она не превышает 2 км, за исключением Татарского пролива, где мощность чехла составляет 8 км и более.

Слой осадочного чехла залегают в основном субгоризонтально. Осложняющие их структуры преимущественно конформны кровле фундамента. Осадочный чехол осложнен разрывными нарушениями, которые нередко достигают дна моря, образуя уступы и каньоны амплитудой до 100 м и более. Наиболее интересной структурой в этом плане является желоб Тояма, осложняющий дно Японского моря (см. рис. 2). Он протягивается на 800 км через котловину Хонсю, северо-восточные отроги банки Ямато до Центральной котловины Японского моря. По всей видимости, этот желоб заложился не ранее позднего плиоцена.

Несомненно интересными структурами являются погребенные и подводные вулканические постройки, обнаруженные как в Курильской, так и в Центральной Япономорской котловинах.

В Японском и Охотском морях выделяются породы с калий-аргоновым возрастом 20—50 млн. лет, датируемые условно палеогеном и занимающие по степени дислоцированности и метаморфизма промежуточное положение между фундаментом и осадочным чехлом. На материковом склоне Приморья и на банке Ямато они представлены базальтами и андезито-базальтами. На возвышенности Академии наук СССР эти отложения выполняют грабенообразные понижения в кровле фундамента.

Осадочный чехол северо-западной части океана (первый океанический слой) представлен субгоризонтальными, преимущественно глубоководными осадочными породами с прослоями пеплов, возраст которых укладывается в интервал от верхней юры до неогена и квартера включительно. Их мощность обычно равна 200—300 м и лишь иногда составляет большую величину (до 1000 м на возвышенности Обручева). Кровля фундамента осложнена большим числом разрывных нарушений.

Глубоководные желоба либо вообще не заполнены осадками, или заполнены ими лишь частично. Мощность их не превышает, как правило, 500 м. Состав преимущественно турбидитный.

С тектонических позиций акватории Охотского и Японского морей представляют собой молодые некомпенсированные осадконакоплением эпимезозойские платформы с четко выраженным геосинклинальным (складчатым) фундаментом, сложенным разнообразными породами, вероятно, от архея до мела включительно; промежуточным структурным комплексом, датируемым палеогеном и осадочным неоген-четвертичным чехлом. Осадочный чехол образует структуры типа валов, прогибов, сводово-глыбо-

вых поднятий, сложенных большим числом протяженных зон разломов. Курильская глубоководная котловина Охотского моря и глубоководные котловины Японского моря являются наложенными структурами. В Японском море это подтверждается их несогласными взаимоотношениями с материковыми и островными структурами, а в Курильской котловине — аналогичными соотношениями со структурами Сахалина и возвышенности Академии наук СССР.

Принято считать, что складчатые комплексы в пределах молодых платформ по возрасту не моложе герцинид. Фундамент же Охотоморской и Япономорской платформ представлен разновозрастными складчатыми комплексами, наиболее молодые из которых принадлежат мезозоидам. Поэтому, в отличие от собственно молодых платформ, их предлагается именовать «неоплатформами».

Следует отметить, что фундамент Япономорской плиты в целом является значительно более древним, чем Охотоморской, хотя не исключена вероятность, что в фундаменте Центрально-Охотоморского свода будут встречены значительно более древние породы, нежели упоминаемые выше (209 млн. лет).

Тектоника Японской и Курильских островных дуг подробно описана в литературе [7, 9, 15, 21].

Фундамент северо-западной плиты Тихого океана является более древним, чем фундамент Курильской островной дуги, Охотоморской неоплатформы и, вероятно, неоплатформы Японского моря. Он датируется здесь как доюрский или юрский, а в пределах морей — как докайнозойский.

Охотское и Японское моря представляют собой погруженную под дно моря восточную часть Азиатского материка, основные геосинклинальные события в которой закончились в конце мезозоя. В палеогене этот регион проходил орогенную стадию развития. В неогене здесь установился платформенный режим, который на южной части Охотского моря и почти на всей акватории Японского моря осложнился процессом активизации, проявившимся в частности в формировании глубоководных котловин. Активизация тектонического процесса, очевидно, сопровождалась деструкцией земной коры [26, 29] по типу океанизации [1, 17] и, возможно, рифтообразования, приведшей к ее существенному утонению. Повышенные значения теплового потока в Охотском и Японском морях, по-видимому, свидетельствуют о том, что процессы тектонической активизации в их пределах продолжают и в настоящее время. Формирование морей и их глубоководных котловин как геоморфологических объектов следует, очевидно, связывать с тектоническими движениями позднего неогена — квартера.

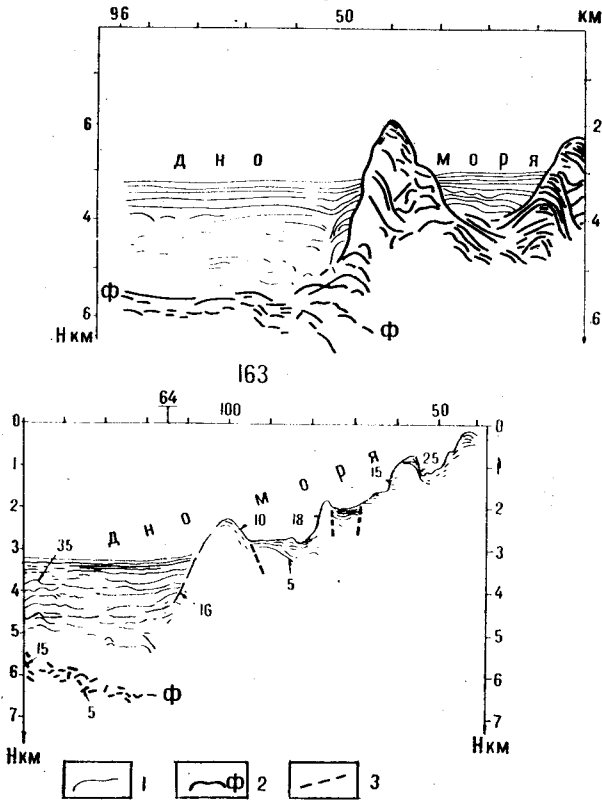


Рис. 4. Разрезы сейсмических профилей, расположенных у западного подножия о. Итуруп (южные Курильские острова).

1 — отражающие границы осадочного чехла (цифры — углы наклона границ в градусах), 2 — кровля предположительно донеогенового акустического фундамента, 3 — разломы.

Японская и Курило-Камчатская островные дуги в тектоническом отношении представляют собой кайнозойские складчатые системы.

Интересным является вопрос о фундаменте Курильской островной дуги.

Выше отмечалось, что в основании вулкано-генных образований олигоцена континентального склона Большой Курильской дуги залегают более древние комплексы, сложенные метаморфическими породами.

Интересно также сопоставление материалов, полученных при работах НСП и ОГТ к западу и к востоку от о. Итуруп и к востоку от северного Хонсю. На профилях 38 и 163 (рис. 4) отчетливо видно, что акустический фундамент Курильской глубоководной котловины погружается под Курильскую островную дугу. Аналогичная картина наблюдается к востоку от о. Итуруп и к востоку от северного Хонсю [30] — акустический фундамент также «ныряет» под островную дугу. Фундамент во всех этих пунктах ориентировочно трактуется как докайнозойское (донеогеновое) складчатое основание,

что позволяет сделать предположительный вывод о сходной его геологической природе в этих районах.

Эти факты дают основание полагать, что Курильская островная дуга, не говоря уже об Японской, как вулканическое сооружение сформировалась на континентальном основании, возможно, имеющем сходную природу с фундаментом Охотоморской неоплатформы. Как геоморфологические сооружения, та и другая дуги, вероятно, начали оформляться в позднем неогене и продолжают свое развитие в настоящее время.

По-видимому, столь же молодыми являются Курило-Камчатский и Японский глубоководные желоба в их современном виде и местоположении.

Об этом свидетельствует тот факт, что в них, как отмечалось выше, мощность осадков либо очень мала, по сравнению с их глубиной, либо они отсутствуют совсем. Это подтверждается также результатами глубоководного бурения в рейсе 57 судна «Гломар Челленджер», проводившемся вкосте простираения Японского желоба к востоку от северного Хонсю [13, 30]. Здесь обнаружены мелководные ракушечники с возрастом 25 млн. лет. Они залегают на вулканических породах, отложившихся в наземных условиях. Эти материалы дают основание полагать, что 25 млн. лет назад на месте описываемого участка Японского глубоководного желоба существовал крупный массив суши, названный древним массивом Оясио, который простирался на востоке на расстоянии до 300 км. В миоценовое или постмиоценовое время на нем заложился глубоководный желоб, очевидно продолжающий свое развитие и в современную эпоху [27].

На вопрос: ограничивалось ли распространение материковой коры глубоководными желобами или она простиралась в пределы северо-западной части Тихого океана — ответить в настоящее время затруднительно. Однако, учитывая только что изложенные данные глубоководного бурения к востоку от северного Хонсю, можно допускать, что докайнозойский фундамент, на котором заложилась Курильская островная дуга, продолжался в пределы северо-западной котловины Тихого океана и что в последующем он был погребен под мощными излияниями базальтов.

Сформулируем основные выводы.

1. Акватории Охотского и Японского морей в тектоническом отношении представляют собой некомпенсированные осадконакоплением эпимезозойские неоплатформы, в пределах ряда участков которых в настоящее время протекают активные процессы деструкции земной коры. В геоморфологическом отношении они представляют собой погруженную под уровень моря

часть Азиатского материка. Начало погружения относится к позднему неогену и продолжается поныне.

2. Курильская и Японская островные дуги являются структурами с фундаментом материкового типа и представляют в этом аспекте своеобразные «останцы» на фоне погружившихся под уровень моря с запада и востока участков суши. Как геоморфологические объекты обе дуги начали оформляться, очевидно, в позднем неогене, в основном за счет накопления вулканогенного материала.

3. Курило-Камчатский и Японский глубоководные желоба в современном виде, по-видимому, оформились примерно в то же время, что и островные дуги.

4. Под базальтами акустического фундамента на приапонском и прикурильском участках северо-западной плиты Тихого океана возможно предполагать континентальное основание.

5. Изложенные выше данные не требуют привлечения для объяснения геологических особенностей рассмотренных регионов концепции плитовой тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966.
2. Берсенева И. И., Леликов Е. П. Геологическая карта Японского моря.— Природа, 1979, № 8.
3. Васильев Б. И., Егорова М. Г., Жильцов Г. Г. и др. Новые данные о строении вала Зенкевича.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11.
4. Васильев Б. И., Жильцов Г. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979.
5. Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976.
6. Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978.
7. Геология и магматизм западного обрамления Тихого океана. Владивосток, 1979.
8. Геофизические поля северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976.
9. Геофизические поля островных дуг востока Азии. Владивосток, 1979.
10. Геофизика дна Японского моря. Владивосток, 1980.
11. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна восточно-азиатских окраинных морей. М.: Наука, 1979.
12. Естественные геофизические поля Дальневосточных окраинных морей. Владивосток, 1977.
13. Информационные сообщения. Советский национальный Тихоокеанский комитет Академии наук. М., 1978.
14. Ковылин В. М. Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979.
15. Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского региона. Владивосток, 1978.
16. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
17. Семенов Д. Ф. О наложении процессов сублизации и базификации земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (по геологическим данным).— ДАН СССР, 1977, т. 237, № 6.
18. Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана (по геофизическим данным). Владивосток, 1978.
19. Структура осадочных отложений Курило-Камчатского желоба. Южно-Сахалинск, 1979.
20. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
21. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М., Наука, 1980.
22. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980.
23. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
24. Туезов И. К., Гнибиденко Г. С., Красный М. Л., Снеговской С. С. Основные черты тектоники Азиатско-Тихоокеанской активной окраины.— В кн.: Геофизика, геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980.
25. Шевалдин Ю. В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978.
26. Gorai M. Some Geotectonic Problems viewed from the Earth's Expansion Hypothesis.— In: Earthquakes. The Discussion between seismologists and geologists. Edition of the University Tohoku, 1980.
27. Hoshino M. Origin of Trenches. La mer (Bulletin de la franco-japonaise d'océanographie). Tome 16, n. 3, p. 111—113, Aout 1978.
28. Hoshino M. Age of the Oceanic Crust.— In: Earthquakes. The Discussion between seismologists and geologists. Edition of the University Tohoku, 1980, 195—226.
29. Minato M. The Origin of "Deep Sea Basins" in the marginal Seas behind the Island Arcs of the Western Pacific. Pacific Geology, 1972, n. 6, 95—100.
30. Nagumo S. Seismic Activity and Geological Structure across the Japan Trench and Forearc.— In: Earthquakes. The Discussion between seismologists and geologists. Edition of the University Tohoku, 1980, 25—40.
31. Woollard G. P. The Interrelationships of Crustal and Upper Mantle Parameter Values in the Pacific. Reviews of Geophysics and Space Physics. 1975, v. 13, 87—137.

Президиум ДВНЦ АН СССР Владивосток
ИТИГ ДВНЦ АН СССР Хабаровск
ТОИ ДВНЦ АН СССР Владивосток
СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
5 сентября 1981 г.

УДК 551.242(571.6)

*Г. И. Худяков, А. П. Кулаков, С. М. Тащи, Р. И. Никонова***СИСТЕМА ГИГАНТСКИХ ГЕОМОРФОСТРУКТУР
ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА***(новые аспекты и проблемы геодинамики)*

Изучение морфоструктур западной окраины Тихого океана с позиции принципа геолого-геоморфологической конформности, утверждающей неразрывность пространственно-генетических связей геоморфологической поверхности («формы») и геологического «содержания» морфоструктур, позволило наметить определенный иерархический ряд Тихоокеанских морфоструктур. Высшей планетарной единицей этого ряда является впадина Тихого океана, которая подразделяется на мегаморфоструктуры центрального типа (ма-

териковые, зоны перехода от материка к океану и океанические) и серию трансрегиональных линейных глубинных разломов. Приводится детальная характеристика различных типов мегаморфоструктур центрального типа. Описываются зоны интерференции мегаморфоструктур, отличающихся максимальным сосредоточением тектонических напряжений. Сделан вывод о направленном и вместе с тем частично обратимом развитии восточной окраины Евразии в фанерозе.

Морфоструктурные исследования последних лет, охватившие территорию советского Дальнего Востока и сопредельные регионы, привели к существенно новым представлениям по целому ряду принципиальных вопросов, касающихся как методологии морфоструктурного анализа, так и главных особенностей строения и развития морфоструктурного плана зоны перехода от континента к океану, включающей восточную окраину Евразийского материка и прилегающие к нему районы Тихого океана.

Изучение морфоструктур проводилось с позиций принципа геолого-геоморфологической конформности, утверждающего неразрывность пространственно-генетических связей геоморфологической поверхности («формы») и геологического «содержания» морфоструктур [23, 24]. Объектом исследований являются геоморфологические структуры, выражающие неразрывную совокупность строения, состава и внешней формы геологических тел.

С этих позиций основной целью структурной геоморфологии является восстановление и изучение единства внешней формы и соответствующего (конформного) ей содержания тел планетарного уровня организации (их структуры и вещества) в статике, динамике и ретроспективе.

Решающую роль в выявлении систем морфоструктур сыграли космические снимки, благодаря которым в пределах Дальнего Востока, так же как и в других регионах Земли, было установлено широкое развитие высокопорядковых (диаметром от первых сотен километров

до 1—2 тыс. км и больше) морфоструктур центрального типа (называемых также изометричными, круговыми, очаговыми, кольцевыми и т. п.), для которых характерно, независимо от их порядков, радиально-концентрическое расположение слагающих их основных морфоструктурных элементов [2, 5, 8, 10, 11, 16, 20, 25 и др.]. Аналогичные морфоструктуры выявлены и на других планетах земной группы [1, 9, 21, 22], что позволяет предполагать определенную общность механизма их формирования.

Высшей планетарной единицей иерархии тихоокеанских мегаморфоструктур является впадина Тихого океана. Ее окаймляет Тихоокеанский подвижный пояс, пространственное положение которого контролируется системой циркумтихоокеанских дуговых глубинных разломов с подчиненной системой материковых и геосинклинальных геоморфоструктур.

По западной окраине Тихого океана выделяются мегаморфоструктуры центрального типа диаметром до 1—2,5 тыс. км. Они организуют и контролируют систему генетически разнородных морфоструктур (преимущественно центрального типа и сопровождающих их концентрических и радиальных разломов и блоков) более низкого ранга. Рассматриваемые мегаморфоструктуры являются исходными единицами для регионального морфоструктурного районирования и картирования. Каждая из них представляет собой крупный район, отличающийся своеобразным геолого-геоморфологическим строением и историей формирования, в котором

строение и пространственное положение низкопорядковых морфоструктур контролируются «каркасными» элементами мегаморфоструктуры, чаще всего — системами концентрических и радиальных глубинных разломов.

Мегаморфоструктуры центрального типа западной окраины Тихого океана достаточно четко разделяются на три типа — материковые, зоны перехода от материка к океану и океанические. Первые из них располагаются в пределах континента, отличаются значительной мощностью земной коры, древностью заложения и в целом унаследованным развитием. Мегаморфоструктуры зоны перехода приурочены к переходной зоне от континента к океану. Они охватывают впадины краевых морей востока Азии, окраину континента и системы островных дуг и, по сравнению с морфоструктурами первого типа, являются более молодыми по возрасту и наложенно-унаследованными образованиями. Земная кора в их пределах имеет гетерогенное строение — от континентальной до океанической. Наконец, океанические мегаморфоструктуры приурочены к коре океанического типа и, как правило, ограничены здесь с запада геосинклинальными системами надводных и подводных островных дуг глубоководных впадин и желобов.

К материковым мегаморфоструктурам востока Азии относятся Яно-Колымская, Алданская, Амурская и Восточно-Китайская. Для всех них характерно радиально-концентрическое расположение разновозрастных (палеозойских и мезозойских) орогенно-складчатых систем, магматических и рудных поясов, рифтовых зон. По центрам располагаются складчато-глыбовые и глыбовые горные сооружения, чередующиеся с разломно-глыбовыми депрессиями, которые создают типичный концентрический ансамбль дугообразных «каменных волн».

Важнейшими структурными элементами являются здесь концентрические глубинные разломы, которые в современном срезе приурочены преимущественно к периферии мегаморфоструктур и определяют их основные черты рельефа и тектоническое строение. Судя по имеющимся геолого-геофизическим материалам [4, 6, 8, 27], эти разломы проникают глубоко в подкоровые геосферы Земли и являются очень древними структурами, заложенными в большинстве случаев в докембрии и испытывавшими в дальнейшем неоднократную тектоно-магматическую активизацию. Такая связь разломов с глубинными горизонтами геосфер обуславливает, по-видимому, постоянство пространственного положения и высокую активность этих структур. Особенно важно, что наиболее густая система узловых пересечений концентрических и радиальных разломов является рудогенерирующей и контролирует вместе с располагаю-

щимися здесь же низкопорядковыми морфоструктурами центрального типа размещение рудных поясов, районов и узлов.

Ядерные части мегаморфоструктур центрального типа в заключительную стадию своего развития оказываются погруженными и представляют собой в современном рельефе обширные депрессионные овалы, заполненные осадочными и вулканогенно-осадочными (в том числе и плитными) комплексами коренных пород. Это свидетельствует о том, что здесь произошла крупнейшая геоморфоструктурная (эндогенная — рифтогенез и экзогенная — погребенный под осадками пенеппен) деструктивная перестройка: на месте бывших орогенных сооружений (ядра мегаморфоструктур центрального типа в конструктивную стадию развития) со временем возникали аккумулятивные равнины.

Стадия пенеппена в процессе разрушения континентальной земной коры в пределах мегаморфоструктур центрального типа является в целом переходной к следующей за ней — плитной. В конечную стадию деструкции континентальной земной коры (если этот процесс непрерывен) на ее месте формируется вторичная субокеаническая, а при экстремальном проявлении рифтогенеза даже и океаническая кора [13]. Эти стадии разрушения континентальной земной коры характеризуются образованием соответствующих им конформных комплексов горных пород с типичными для них разнотипными, преимущественно равнинными геоморфологическими поверхностями.

Плоскости дуговых глубинных разломов мегаморфоструктур наклонены к их центру [4, 6, 8, 27]. В глубинных геосферах Земли мегаморфоструктуры вырисовываются поэтому в виде объемных тел, имеющих форму конуса, проекция которого на земную поверхность представляет собой круг. Аналогичное строение имеют и морфоструктуры более низкого порядка, что позволяет предполагать принципиальную общность механизма их формирования за счет вертикальных «потоков» разуплотненного и сильно разогретого вещества, исходящих из глубинных геосфер и располагающихся, по-видимому, вдоль геосферных границ.

Проследивание концентрических глубинных разломов, ограничивающих морфоструктуры, показало, что контуры последних не совпадают с современными очертаниями береговой линии окраины континента, а охватывают также шельф, подводный континентальный склон и в некоторых случаях — глубоководные впадины окраинных морей [12]. Это подтверждается широким развитием по окраине континента своеобразных «полукольцевых» морфоструктур диаметром в сотни километров, опирающихся на современную береговую линию и продолжающихся, очевидно, на значительное расстояние в

акваториях. Они пространственно и генетически связаны с окраинно-материковыми вулканическими поясами.

В пределах прибрежной материковой области выявлены широкие зоны растяжения преимущественно кайнозойского возраста, для которых характерны линейные разломно-глыбовые депрессии с мощными толщами континентальных и прибрежно-морских отложений. Все это свидетельствует о тектоническом погружении материковой окраины Охотского, Японского и некоторых других морей региона, обусловленном прогибанием и расширением морских впадин.

Докембрийское заложение морфоструктур материкового типа доказывается существованием конформных им древних концентрических разломов и связанных с ними впадин разного типа, выполненных протерозойскими образованиями, а также — выходами архейских — протерозойских метаморфических тел, сопряженных со строением сводово-купольных морфоструктур более низкого порядка. Геологические данные свидетельствуют о неоднократной тектоно-магматической активизации мегаморфоструктур. Эта активизация хотя и обусловила существенные преобразования облика последних, но, очевидно, действовала в соответствии с первичным планом расположения основных структурных элементов. Такое унаследованное в главных деталях развитие мегаморфоструктур в сочетании с большой ролью литоморфного фактора привело к тому, что они отражены в современном рельефе, несмотря на свой исключительно древний (нередко с допалеозоя) возраст.

Интереснейшая особенность мегаморфоструктур центрального типа заключается в том, что их окраины, как правило, наложены друг на друга, образуя зоны шириной до нескольких десятков, иногда сотен километров. В. В. Соловьев [16] называет их зонами интерференции. Для них характерны так называемые «структуры встречных дуг» [8]. Зоны интерференции мегаморфоструктур отличаются максимальной кумуляцией (сосредоточением) тектонических напряжений, земная кора здесь обладает наиболее значительной раздробленностью и нередко оптимальной проницаемостью для магматических и гидротермальных образований [25].

Зоны интерференции имеют в плане форму эллипса и обладают продольной осью симметрии, вдоль которой в некоторых случаях развивается система сравнительно прямолинейных разнопорядковых конструктивных и деструктивных геоморфоструктур. Здесь формируются наиболее сложные складчатые и разломно-глыбовые ансамбли с максимальным динамотермальным метаморфизмом, интенсивной гранитизацией и базификацией земной коры. В морфологическом отношении эти зоны, как правило, контрастны

по сочетанию равнинных и горных сооружений (в условиях мезозойско-кайнозойской активизации) или же значительно выровнены при весьма сложном и дробном расчленении рельефа (в условиях отсутствия кайнозойской активизации). Современные очертания многих крупных морфоструктур часто обусловлены результирующим контуром таких интерференционных зон. В этой зоне обычно сосредоточены наиболее крупные рудопроявления. Ярким примером такой «хордовой» зоны является Центрально-Камчатская депрессия. Данные Н. А. Шило, П. В. Бабкина и В. Ф. Белого и др. [28] по ртутьносности Анадырско-Корякской и Камчатской складчато-орогенных систем подтверждают эту мысль. Максимальная (вплоть до месторождений) ртутьносность проявляется здесь в зоне контакта и пересечения встречных складчато-разломных морфоструктур.

Одной из главных металлогенических особенностей мегаморфоструктур материкового типа является повышенная рудная минерализация вокруг ядер роста континентальной коры, представленных сводово-купольными морфоструктурами более низкого порядка. Таковыми являются концентрические рудные провинции и зоны вокруг плоскогорных Алданского, Витимско-Байкальского, Аргунско-Буреинского и других срединных массивов [8, 29].

К мегаморфоструктурам зоны перехода от материка к океану относятся, например, Япономорская и Корейская. Они захватывают окраину континента, прилегающие к ней впадины морей (Японского, Желтого, Восточно-Китайского) и системы островных дуг. Поперечники таких морфоструктур достигают 1000—2000 км.

Авторы вслед за Н. П. Васильковским [3], П. М. Сычевым [17], Г. С. Гнибиденко [7] и другими исследователями придерживаются мнения о значительной древности впадины Японского моря, существовавшей как отрицательная мегаморфоструктура, по крайней мере, с палеозоя. Новейшие материалы о геологическом строении дна Японского моря и морфоструктуре материкового побережья [11, 12, 14, 18] показывают, что наиболее активное становление этой мегаморфоструктуры в виде, близком современному, началось с позднего мезозоя и осуществлялось в процессе общего тектонического погружения впадины и прилегающих к ней окраин материковых и островодужных орогенных сооружений, потерявших свою региональную тектоническую активность. Особенно этот процесс характерен для кайнозоя.

Довольно многочисленной является группа мегаморфоструктур океанического типа. Они формируются главным образом на океанической коре и ограничены системами островных дуг и дугообразных подводных хребтов, приуроченных к зонам глубинных разломов. В боль-

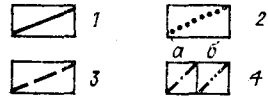
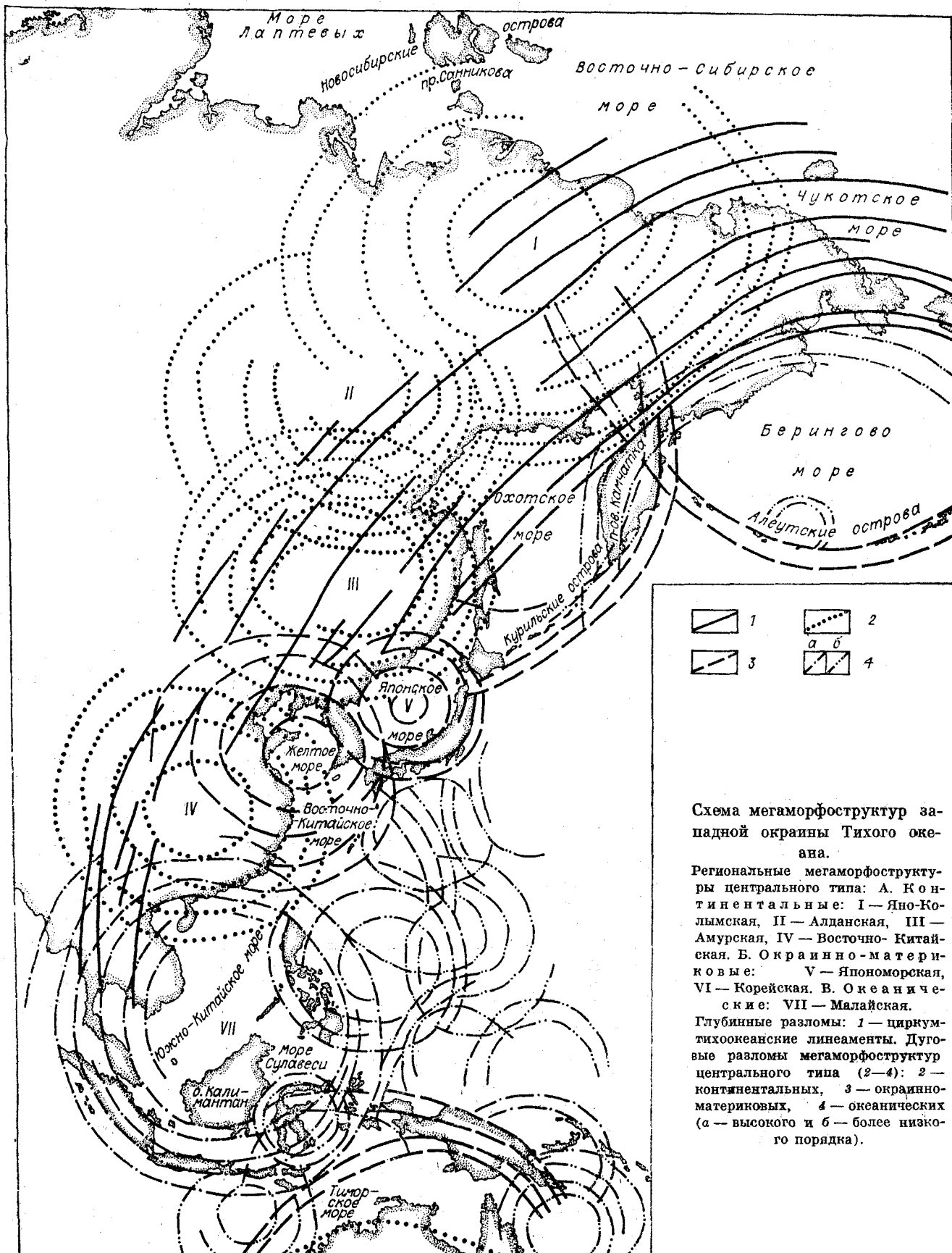


Схема мегаморфоструктур западной окраины Тихого океана.

Региональные мегаморфоструктуры центрального типа: А. Континентальные: I — Яно-Колымская, II — Алданская, III — Амурская, IV — Восточно-Китайская. Б. Окраинно-материковые: V — Япономорская, VI — Корейская. В. Океанические: VII — Малайская.

Глубинные разломы: 1 — циркумтихоокеанские линейменты. Дугвые разломы мегаморфоструктур центрального типа (2—4): 2 — континентальных, 3 — окраинно-материковых, 4 — океанических (а — высокого и б — более низкого порядка).

шинстве случаев они образуют не окружности, а сложно построенные системы взаимно пересекающихся разнопорядковых подводно-орогенных дуг, глубоководных впадин и желобов, которые являются фрагментами наложенных друг на друга зарождающихся геосинклинальных и будущих эпигеосинклинальных мегаморфоструктур. Особенно выделяется в этом отношении район, располагающийся между юго-восточной окраиной Евразии и Австралией. Здесь выделяется целая серия морфоструктур центрального типа диаметром от 500—600 до 1000—2000 км и более.

Проведенные работы выявили кроме морфоструктур центрального типа в пределах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса серию трансрегиональных линейных и глубинных разломов, протягивающихся во многих случаях на 2—2,5 тыс. км и более. Наиболее крупными из них являются Сетте-Дабанско-Приамурская, Амуро-Сунгарийская и Алдано-Охотская зоны глубинных разломов [11]. Эти и многие другие трансрегиональные линейные разломные зоны древнего заложения играли значительную роль в формировании морфоструктурного плана региона. Они являются или рудоконцентрирующими структурами, или контролируют размещение рудоносных морфоструктур более низкого порядка. Такое же значение имеют циркумтихоокеанские глубинные линеаменты, играющие роль «каркасных» элементов в системе Тихоокеанского кольца [15].

Таким образом, мегаморфоструктуры центрального типа и трансрегиональные глубинные разломные зоны являются определяющими элементами морфоструктурного плана восточной окраины Евразии. Широко развитые здесь блоки различного размера и строения представляют собой их производные и в формировании региональной морфоструктуры играют второстепенную роль. Их значение повышается при переходе к детальному изучению объектов более крупного масштаба внутри выделенных мегаструктур.

Мегаморфоструктуры центрального и линейного типов восточной окраины Евразийского континента образуют единую систему морфоструктур, существующих с докембрийского, а для значительной их части — с допалеозойского времени. Такое пространственное постоянство и глубокая унаследованность (в главных чертах) в развитии основных элементов регионального морфоструктурного плана подтверждают высказанные ранее представления [24—26] о значительной древности морфоструктур Дальнего Востока и прилегающих территорий и позволяют сделать вывод об отсутствии здесь значительных горизонтальных перемещений крупных участков земной коры, что допускается концепцией глобальной тектоники литосферных плит. Это не исключает возможности горизонтальных сдвигов на десятки и сотни километров по крупным разломам, следы которых установлены В. П. Уткиным [19] и другими исследователями в Сихотэ-Алине, Монголо-Охотской зоне, Северном Приохотье и в некоторых других районах.

Материалы об эволюции материковых, переходных от материковых к океаническим и океанических мегаморфоструктур центрального типа приводят к выводу о направленном и вместе с тем частично обратимом развитии восточной окраины Евразии в фанерозое. Свойственный для региона общий процесс «наращивания» материковой коры (и суши) с запада на восток подавляется противоположным ему по своей направленности процессом переработки края материковых и островных структур, обусловленным активизацией окраинно-материковых и океанических мегаморфоструктур центрального типа. Последние являлись (особенно в мезозое — кайнозое) весьма активными в тектоно-магматическом отношении структурами, развитие которых определило многие своеобразные черты современного морфоструктурного плана зоны перехода от континента к океану.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев В. Л., Никишин А. М. Эволюция планет земной группы и гигантские кольцевые структуры. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 10.
2. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях, Отв. ред. И. Н. Томсон. М.: Наука, 1979.
3. Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история Северо-Азиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968.
4. Геология СССР. Т. 30. М.: Недра, 1970.
5. Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа. — Геотектоника, 1978, № 4.
6. Гнибиденко Г. С., Косыгин Ю. А., Сергеев И. Ф. и др. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
7. Гнибиденко Г. С. Рифтовая система дна Охотского моря. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
8. Золотов М. Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приморья. — В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976.
9. Кац Я. Г., Козлов В. В., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Хаин В. Е. Основные тектонические элементы Марса и сравнение их со структурами других планет земной группы и Луны. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 10.

10. Кулаков А. П. Новые данные о морфоструктуре Северо-Западного Приохотья и Нижнего Приамурья.— В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
11. Кулаков А. П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980.
12. Кулаков А. П., Тащи С. М. Морфоструктура материковой окраины и рисунок береговой линии Японского моря.— В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток, 1978.
13. Милаковский Е. Е. Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.
14. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
15. Пуцаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович О. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов Тихоокеанского сегмента литосферы.— В кн.: Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана. Тез. докл. Тихоок. науч. конгр. Комитет В. Твердая оболочка Земли. М., 1979.
16. Соловьев В. В. Морфоструктуры центрального типа в рельефе континентов.— В кн.: Геоморфология и палеогеография (Оргкомитет XXIII сессии МГК). М.: Наука, 1976.
17. Сычев П. М. Некоторые вопросы тектоники Сахалина и прилегающих акваторий в свете геофизических данных.— В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968.
18. Тащи С. М. Условия развития зоны перехода от Евразийского континента к Японской впадине.— В кн.: Геология окраин континентов. Владивосток, 1979.
19. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980.
20. Фаворская М. А., Баскина В. А., Сапожникова Е. Н. Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: Наука, 1977.
21. Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О., Черная И. М. Результаты геолого-морфологического анализа некоторых фотографий марсианской поверхности, полученных автоматическими станциями «Марс-4» и «Марс-5».— В кн.: Космические исследования. М.: Наука, 1975, вып. 1.
22. Ходак Ю. А. Сравнение древнего западного обрамления Тихоокеанских вулканических поясов с вулканическими поясами и древними блоками Луны, Меркурия и Марса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов (Тез. Всесоюз. симпозиум). Владивосток, 1976.
23. Худяков Г. И. О роли неоген-четвертичных тектонических движений в развитии морфоструктуры отдельных районов северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972.
24. Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.
25. Худяков Г. И., Кулаков А. П., Тащи С. М. Новые аспекты морфотектоники северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1980.
26. Юг Дальнего Востока/Худяков Г. И., Денисов Е. П., Короткий А. М. и др. М.: Наука, 1972. (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).
27. Шило Н. А., Умитбаев Р. Б. Монголо-Охотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона.— Геол. и геофиз., 1977, № 11.
28. Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф., Сидоров А. А. Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов — особенности строения, магматизма и металлогении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2.
29. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа М.: Недра, 1976.

УДК 550.831.016 : 551.24

В. Ю. Косыгин, Ю. А. Павлов, П. А. Строев

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ, МОЩНОСТЬ И ИЗОСТАТИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХОГО ОКЕАНА

Проведено обобщение и систематизация имеющихся гравиметрических данных для северо-западного сектора Тихого океана и составлены карты аномального гравитационного поля в редукциях свободного воздуха и Буге, а также детальные карты аномалии силы тяжести в масштабе 1 : 5 000 000 с сечением изолиний через 20 мгл. Выделены и описаны четыре типа аномального гравитационного поля — поле глубоководных желобов, поле подводных гор и возвышенностей, поле

океанических валов, поле глубоководных котловин. Построен график корреляционной зависимости осредненных аномалий Буге от глубины залегания раздела М и составлена схема залегания подошвы земной коры. На основании полученной информации дается оценка изостатического состояния различных участков земной коры в пределах северо-западного сектора Тихого океана.

На основании систематизации и обобщения опубликованных советских, американских (США) и японских гравиметрических данных [1—21] авторами были построены карты аномального гравитационного поля в редукциях свободного воздуха и Буге (состояние изученности на 1980 г.) для акваторий северо-западного сектора Тихого океана (рис. 1, 2).

Следует отметить, что и ранее, в различное время по мере накопления фактического материала, предпринимались попытки обобщения имевшихся гравиметрических данных на этот регион. Это карты Л. Уэрзела [22], Д. Вулларда и У. Стрэнджа [21], Уотса и Лиидса [20], «Гравиметрические карты Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса» под редакцией Л. И. Красного и В. В. Федынского (1976 г.) и другие. Однако на всех этих картах значительные области Тихого океана, в том числе и большие участки его северо-западной части, представляют «белые пятна».

Отмеченные данные совместно с ранее полученными гравиметрическими материалами позволили авторам составить более детальные карты аномалий силы тяжести этого региона в масштабе 1 : 5 000 000 с сечением изолиний через 20 мгл.

В связи с весьма неравномерной гравиметрической изученностью района исследований сведения об аномальном поле силы тяжести использовались лишь для определения мощности земной коры, оценки ее изостатического состояния и как вспомогательные материалы при общих тектонических построениях.

В соответствии с этими задачами данные о

поле представлены в виде карт значений, осредненных по одноградусным трапециям. Как было показано ранее [20], такое осреднение наиболее оптимально позволяет выделить региональную составляющую гравитационного поля, освобожденную от влияния локальных внутрикоровых плотностных неоднородностей.

Аномальное гравитационное поле северо-западного сектора Тихого океана в редукциях как свободного воздуха, так и Буге, отчетливо разделяется на четыре характерных типа: поле глубоководных желобов; подводных гор и возвышенностей; океанических валов; глубоководных котловин.

Для всех желобов района исследований характерны глубокие отрицательные минимумы аномалий Фая — от нескольких десятков до сотен мгл. Самый интенсивный минимум приурочен к наиболее глубоководной части Курило-Камчатского желоба. В то же время в более южных желобах, в частности в Идзу-Бонинском и Марианском, где максимальные глубины превышают 10 км, минимумы не превышают 150—180 мгл. При сопоставимых глубинах это может быть обусловлено различиями мощности земной коры или плотности верхней мантии либо обоими факторами одновременно. В любом случае это приводит к максимальным нарушениям изостазии в районе Курило-Камчатского желоба. Для всех желобов характерно смещение осей гравитационных минимумов относительно осей желобов в сторону континента до 20 км.

Другим характерным типом является поле подводных гор и возвышенностей, окружающих

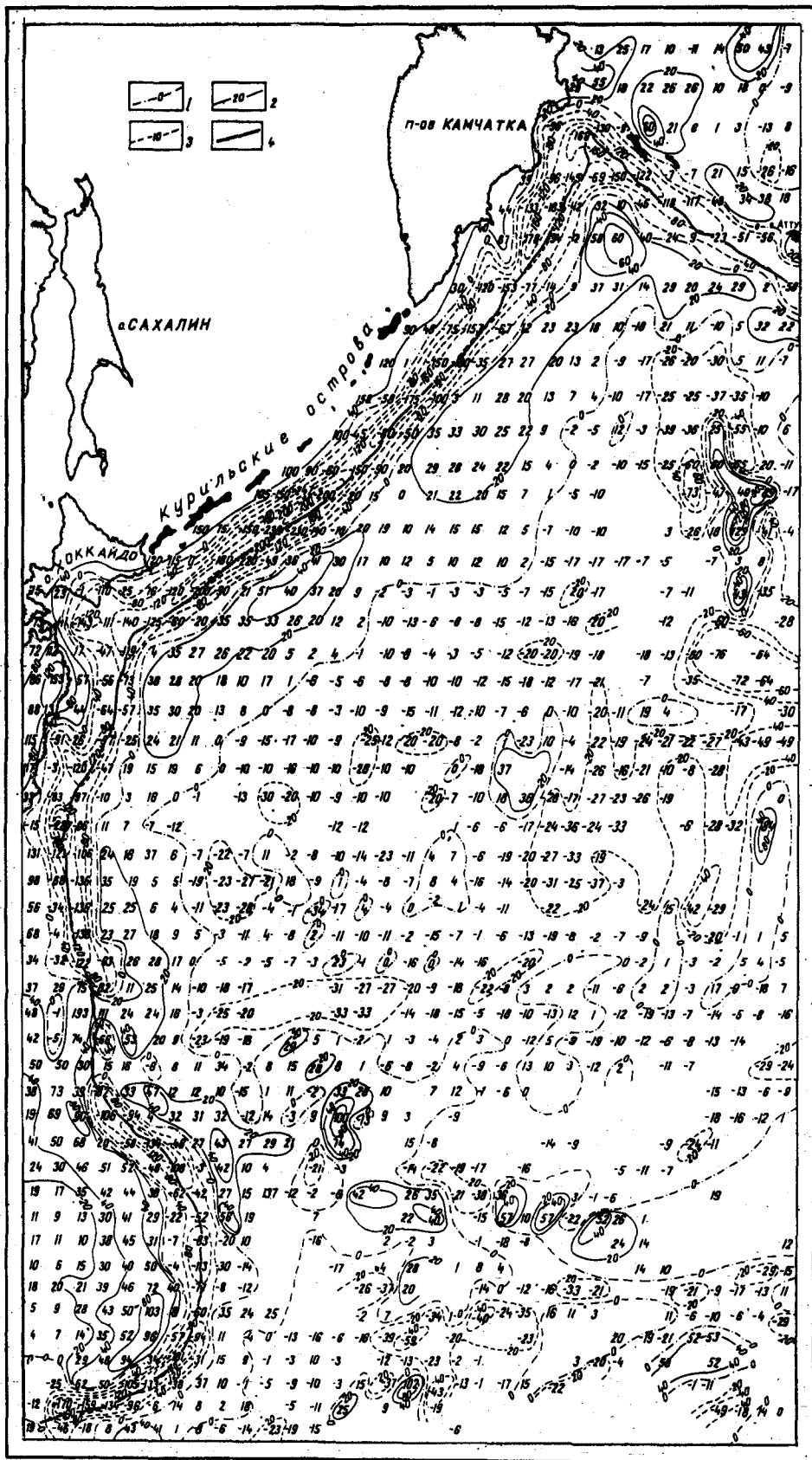


Рис. 1. Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе, осредненных по одноградусным трапециям.

северо-западную котловину с востока и юга. Для этих районов примечательно наличие резкодифференцированных аномалий в свободном воздухе как положительных, так и отрицательных значений до нескольких десятков, а иногда и свыше 100 мгл.

Слабодифференцированными положительными аномалиями в свободном воздухе до 40—60 мгл отмечены окраинные океанические валы.

Наконец, глубоководные котловины характеризуются спокойным, преимущественно отрицательным аномальным полем небольшой интенсивности (до —20—40 мгл). Аномалии близки к изотермичным с некоторым преобладанием общего северо-восточного простирания.

На карте аномалий Буге зависимость гравитационного поля от рельефа дна значительно снивелирована, однако здесь также выделяются четыре основных типа аномального поля, отмеченных выше. Структура поля в целом совпадает с описанной выше структурой аномалий в свободном воздухе для этих районов (желоба, котловины, возвышенности, валы). Различия наблюдаются в значениях аномалий.

Так, для желобов характерны минимумы аномалий Буге до

Рис. 2. Карта гравитационных аномалий в редукции Буге, осредненных по одноградусным трапециям.

1—3—изолинии: 1—нулевые; 2—положительные; 3—отрицательные; 4—талевеги глубоководных желобов.

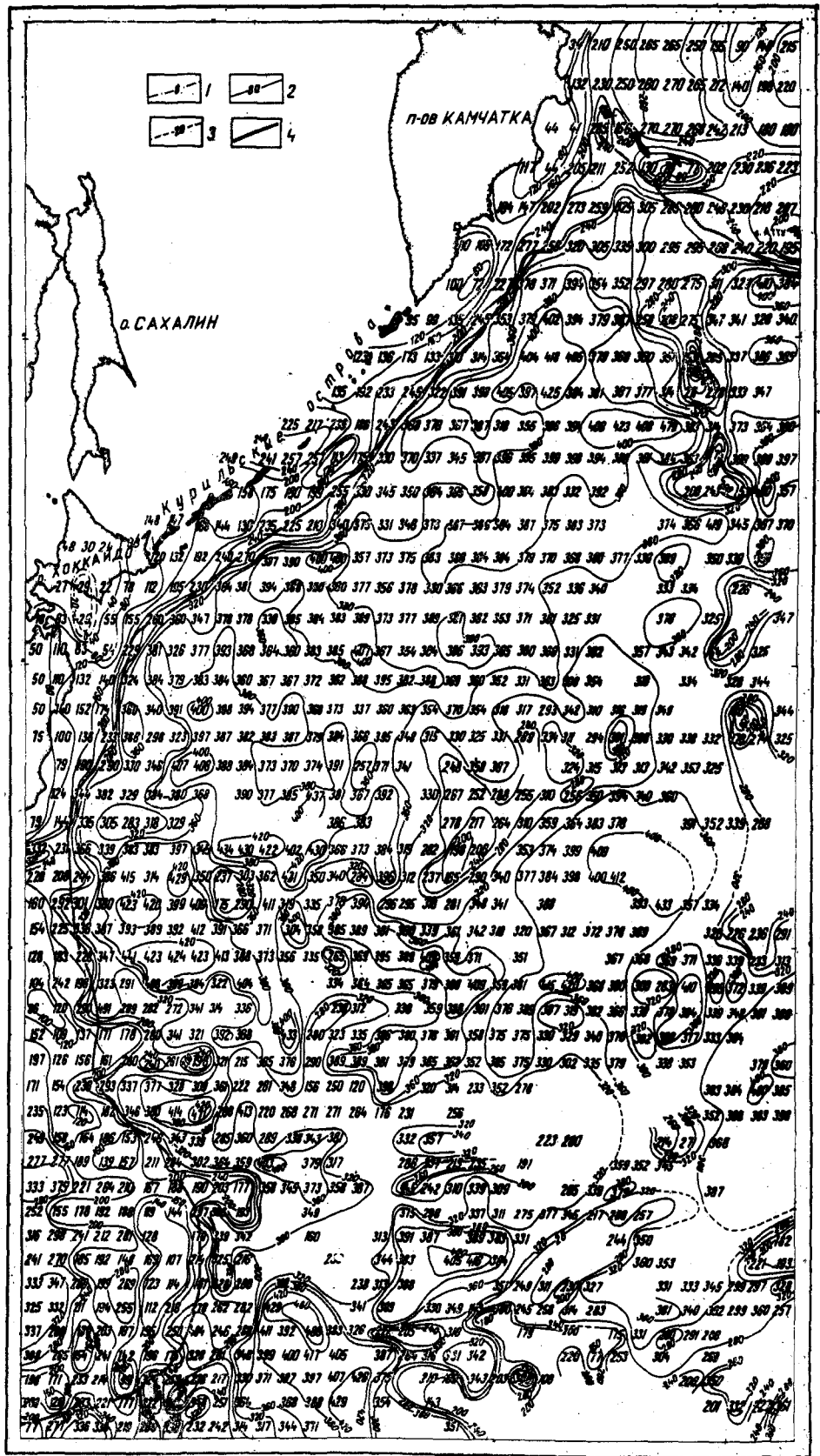
+50 мгл, окраинные океанические валы отмечены максимумами аномалий Буге малой амплитуды со значениями 400—425 мгл.

Районы подводных гор и возвышенностей характеризуются дифференцированным резкоградиентным полем с изменением значений аномалий от 150 до 480 мгл.

И, наконец, аномальное поле Буге глубоководных котловин отмечено спокойным полем интенсивностью 350—400 мгл.

При анализе аномалий Буге особого внимания заслуживает район подводной возвышенности Шатского. Аномалии в пределах этой возвышенности уменьшаются до 165 мгл. Примечательно, что этот относительный минимум с небольшими переживаниями прослеживается на северо-восток до Императорских гор и, возможно, даже за их пределы, а на запад через горы Гейш доходит до Идзу-Бонинского желоба. Таким образом, этот относительный минимум разделяет гравитационное поле Северо-Западной котловины на две части: северную и южную.

Для определения глубин залегания подошвы земной коры был построен график корреляционной зависимости осредненных аномалий



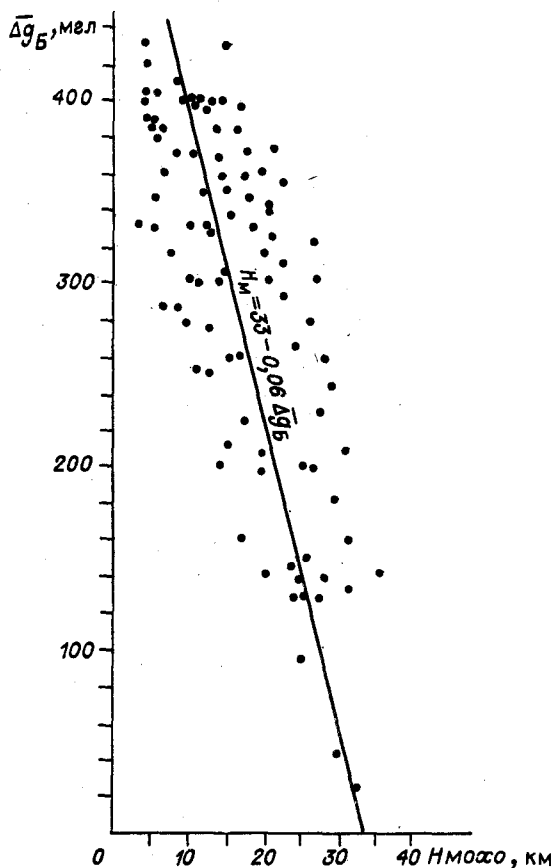


Рис. 3. График корреляционной зависимости осредненных аномалий Буге от глубины залегания подошвы земной коры.

Буге от глубины залегания раздела M (рис. 3). При этом для построения графика использовались лишь уверенные данные ГСЗ о глубине залегания раздела M . В результате получены следующие статистические параметры: коэффициент корреляции r равен 0,854; математическое ожидание $M(H)$ равняется 18,4 и $M(\Delta\bar{g}_B) = 258,9$; дисперсии составляют $D(H) = 64,3$ и $D(\Delta\bar{g}_B) = 2601,6$, а стандарты этих же величин соответственно равны $\sigma(H) = 8$ и $\sigma(\Delta\bar{g}_B) = 112,3$, корреляционный момент $K(H, \Delta\bar{g}_B) = -768,4$. Из графика (рис. 3) и приведенных статистических параметров видно, что в рассматриваемом регионе существует достаточно тесная зависимость осредненных $1 \times 1^\circ$ аномалий Буге от глубины залегания поверхности Мохоровичича.

Уравнение регрессии, вычисленное по формуле

$$H = M(H) + r \frac{\sigma(H)}{\sigma(\Delta\bar{g}_B)} [\Delta\bar{g}_B - M(\Delta\bar{g}_B)],$$

имеет вид $H = 33 - 0,06 \Delta\bar{g}_B$. Коэффициент при $\Delta\bar{g}_B$ соответствует случаю для плоскопараллельного слоя при разнице плотностей на границе коры и верхней мантии, равной $0,4 \text{ г/см}^3$.

Следует отметить, что из общей статистической зависимости выпадает лишь несколько точек, расположенных в районах максимальных прогибов коры под внутренними склонами глубоководных желобов. Это может быть объяснено, во-первых, относительно малой шириной и локальностью этих прогибов, в результате чего при осреднении аномалий Буге их влияние нивелируется и искажает общую статистическую зависимость. Во-вторых, как известно, под этими прогибами коры выявляются уплотнения верхней мантии [5].

Для вычисления самостоятельной зависимости $H = f(\Delta\bar{g}_B)$ в пределах описываемых локальных участков явно недостаточно имеющихся сейсмических данных. При построении схемы глубин залегания подошвы земной коры (рис. 4) на нее были нанесены имеющиеся к настоящему времени уверенные данные ГСЗ. Как видно из рис. 4, между ними и глубинами, полученными по осредненным аномалиям Буге, имеется хорошее соответствие. Исключения составляют отдельные локальные прогибы коры до 35—37 км, которые не отразились в осредненных аномалиях Буге по рассмотренным выше причинам.

Максимальные глубины залегания подошвы отмечаются для приостровных склонов глубоководных желобов. Глубины закономерно уменьшаются с севера на юг от 37 км в районе Курило-Камчатского желоба до 24 км в районе Марианского желоба. Глубоководные котловины отмечены спокойным поведением подошвы коры при глубинах 9—12 км.

Для подводных гор и возвышенностей характерно резкодифференцированное поведение подошвы коры с глубинами от 21 до 15 км.

На схеме глубин подошвы коры отчетливо выделяется прогиб, протягивающийся с небольшими пережимами от гор Гейш через возвышенность Шатского к Императорским горам. Этот прогиб делит северо-западную котловину на северную и южную части. Глубины подошвы в прогибе составляют 15—20 км.

Максимальные мощности земной коры района исследований отмечаются в районах приостровных склонов желобов. Мощности уменьшаются с севера на юг от 33 км в районе Курило-Камчатского до 20 км в районе Марианского желоба (рис. 5).

Глубоководные котловины характеризуются мощностями около 6 км.

Мощности земной коры в районах подводных гор и возвышенностей составляют от 9 до 13 км.

Для оценки изостатического состояния земной коры была построена схема разности теоретической мощности земной коры, необходимой для обеспечения изостазии и ее действительной мощности (рис. 6).

Максимальный избыток мощности земной коры наблюдается под приостровными склонами глубоководных желобов, уменьшаясь с севера на юг от 10—15 км в районе Курило-Камчатского желоба до 5—10 км в районе Марианского.

В районах подводных гор и возвышенностей отмечается дефицит мощности земной коры, достигающий 5 км в районе Императорских гор. Заслуживает внимания тот факт, что, как правило, к районам гор и возвышенностей примыкают зоны, характеризующиеся избытком мощности коры до 3—4 км, как бы компенсирующим дефицит мощности под горами и возвышенностями. Это позволяет по характеру изостатического состояния коры сопоставить, например, Императорские горы и обрамляющие их прогибы с системами дуга — жолоб северо-западной окраины Тихоокеанского талассократона.

Большая часть Северо-западной котловины, как и Восточно-Марианская котловина, характеризуется равновесным состоянием коры или небольшим (до 1 км) избытком ее мощности.

Противоположная картина наблюдается в Магеллановой котловине; где устанавливается дефицит мощности коры до 2 км. Это обусловлено, по-видимому, тем, что узкая Магелланова котловина, располагающаяся между горами Маркус-Уэйк и Магеллановыми, испытала совместное с ними воздымание. Это привело к тому, что подошва земной коры под ней оказалась выше уровня, необходимого для обеспече-

ния изостазии.

Общий характер преобладания избытка мощности коры под отрицательными и дефицита ее под положительными морфоструктурами региона указывает на то, что формирование крупных форм рельефа происходит преимущественно в результате общего опускания или воздымания всей толщи земной коры с последующей компенсацией возникшего нарушения равновесия. С этой точки зрения можно считать, что Северо-Западная и Восточно-Марианская котловины или находятся практически в первозданном ненарушенном состоянии, или после соответствующего опускания успели достигнуть равновесия за счет утонения коры.

Подводные горы (исключая Императорские), валы и возвышенности исследуемого региона или только начинают воздымание, или, наоборот, приближаются к равновесию после бывших поднятий, или же поднимаются настолько медленно, что мощность земной коры успевает измениться таким образом, что не возникает резких нарушений изостазии.

В противоположность этому в пределах окраинных систем дуга — жолоб и Императорских гор в настоящее время происходят интенсивные тектонические процессы, связанные с формированием рельефа и изменением мощности коры. Данные о мощности коры и ее изостатическом состоянии свидетельствуют, что в южной части Северо-Западной котловины происходят более активные тектонические процессы, чем в ее северной части.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. А., Люгая Л. М. Результаты гравиметрических исследований в VII рейсе НИС «Пегас». — В кн.: Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Изд. ДВНЦ АН СССР. Южно-Сахалинск, 1978.
2. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — жолоб. М.: Наука, 1979.
3. Венинг-Мейнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. М.: Геодезиздат, 1940.
4. Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана. — Тр. ИО АН СССР, 1955, т. 12.
5. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
6. Гайнанов А. Г., Строев П. А. Гравитационное поле и строение земной коры центральной части Тихого океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 4. М.: Изд-во МГУ, 1969.
7. Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федынский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана. — Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 5.
8. Гравиметрические карты переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Японской островной дуги. Аномалии в свободном воздухе, изостатические аномалии, аномалии Буге. М-б 2 000 000/Строев П. А. М.: ГАИШ МГУ, 1977.
9. Гравиметрические карты Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса. Аномалии в свободном воздухе и аномалии Буге. М-б 1: 10 000 000/Красный Л. И., Федынский В. В. М.: Изд. МинГеоСССР, 1976.
10. Павлов Ю. А., Люгая Л. М. Гравитационные аномалии в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. — В кн.: Геофизическое поле сев.-зап. Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976.
11. Соловьев С. Л., Тузов И. К. Исследования НИС «Пегас» в западной части Тихого океана зимой 1975/76 г. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 1.
12. Строев П. А., Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования в западной части Тихого океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 4. М.: Изд-во МГУ, 1969.
13. Тузов И. К., Ильев А. Я., Алексеев Б. В., Еремин Г. Б., Михайлов В. И., Хьюстон М. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус. — ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5.

Рис. 4. Схема глубин залегания подошвы земной коры.

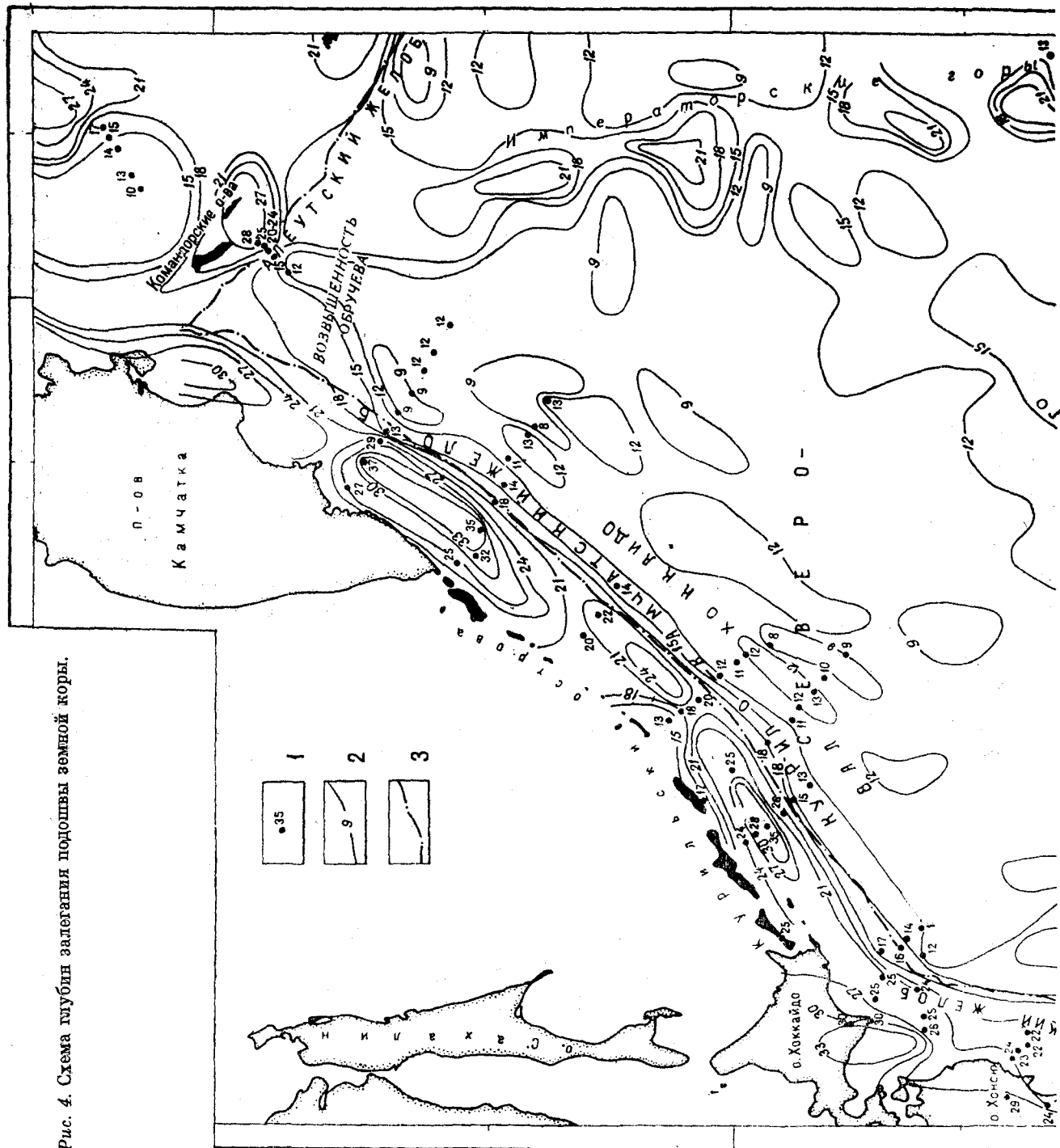
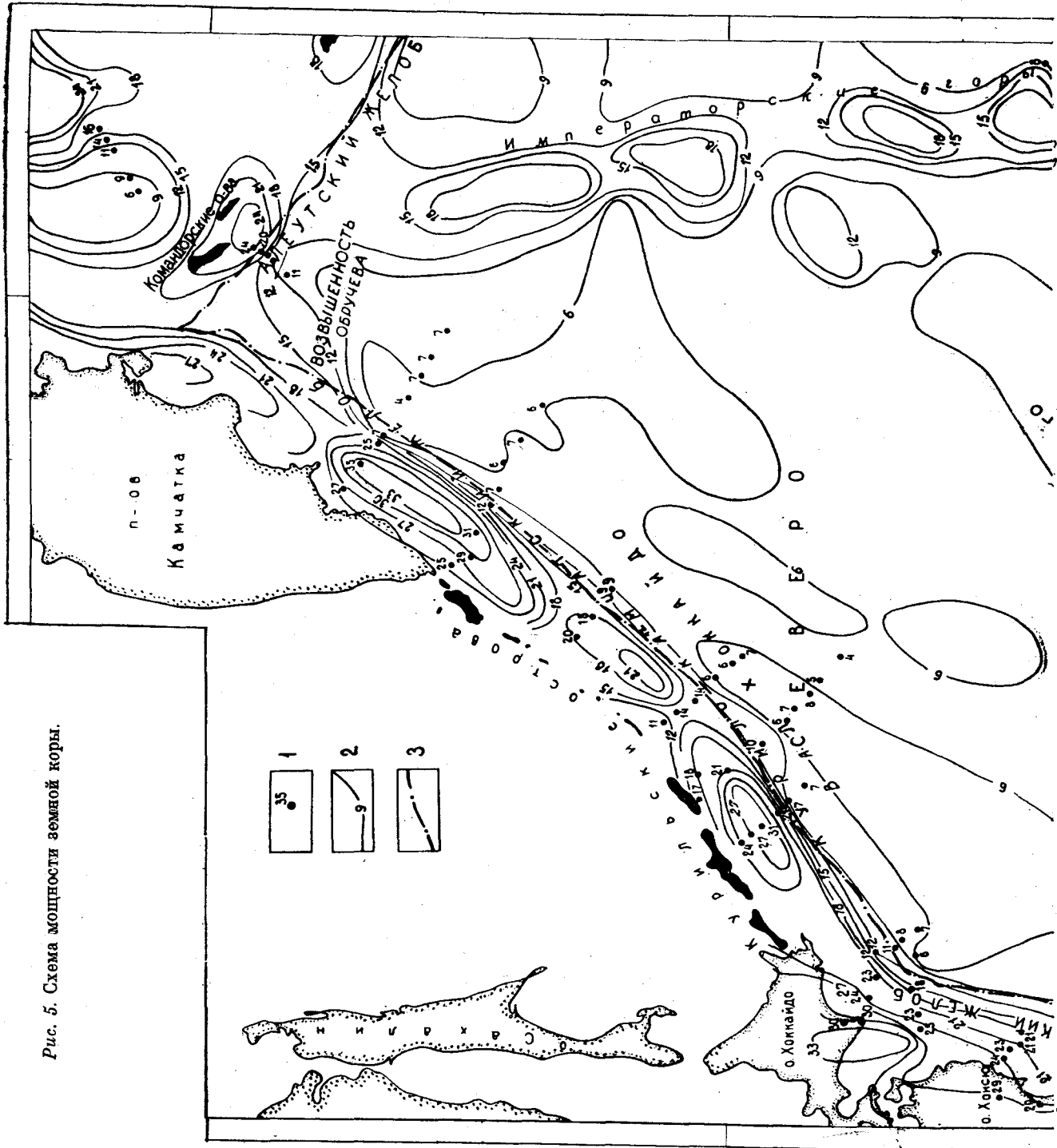
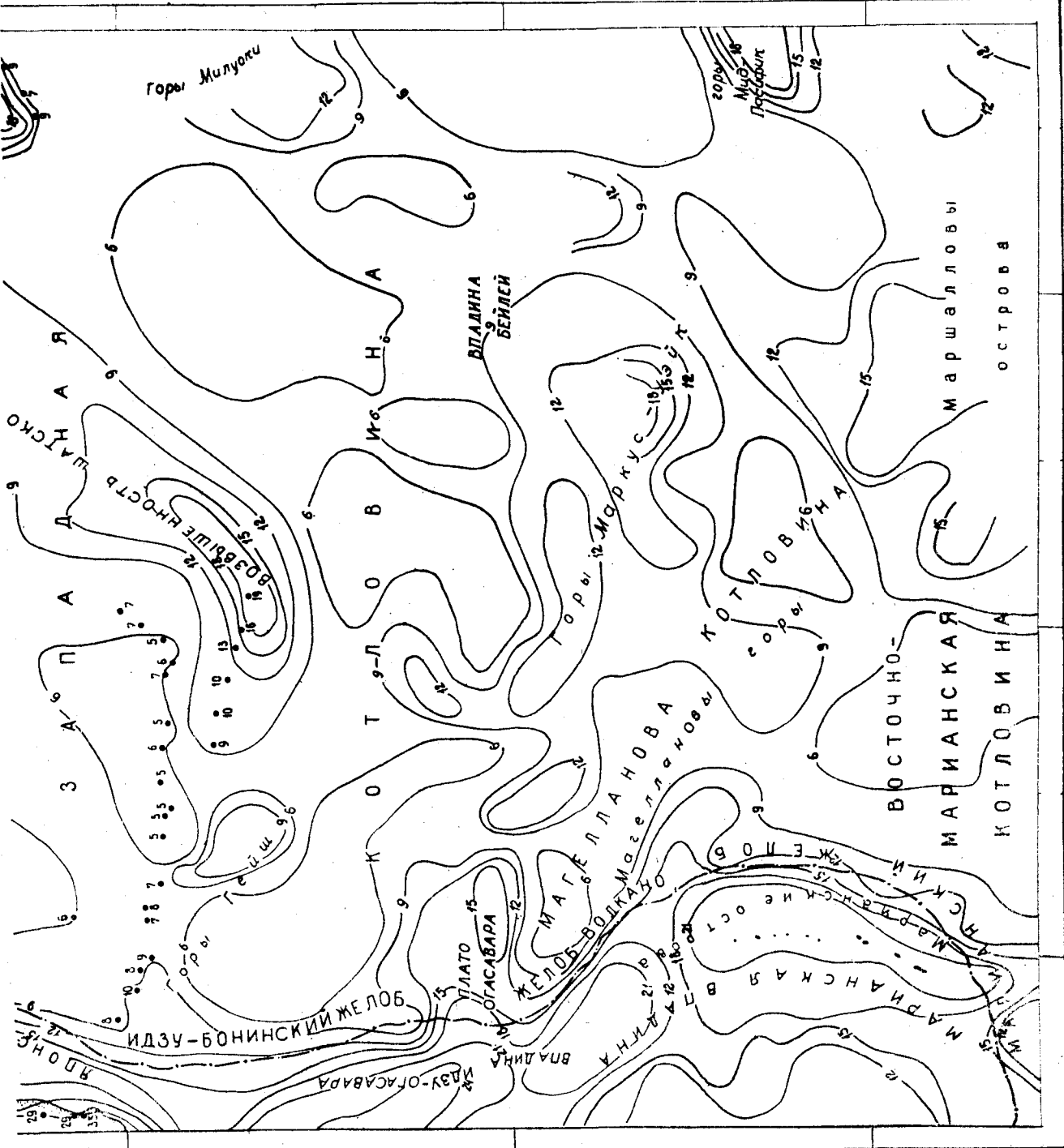


Рис. 5. Схема мощности земной коры.





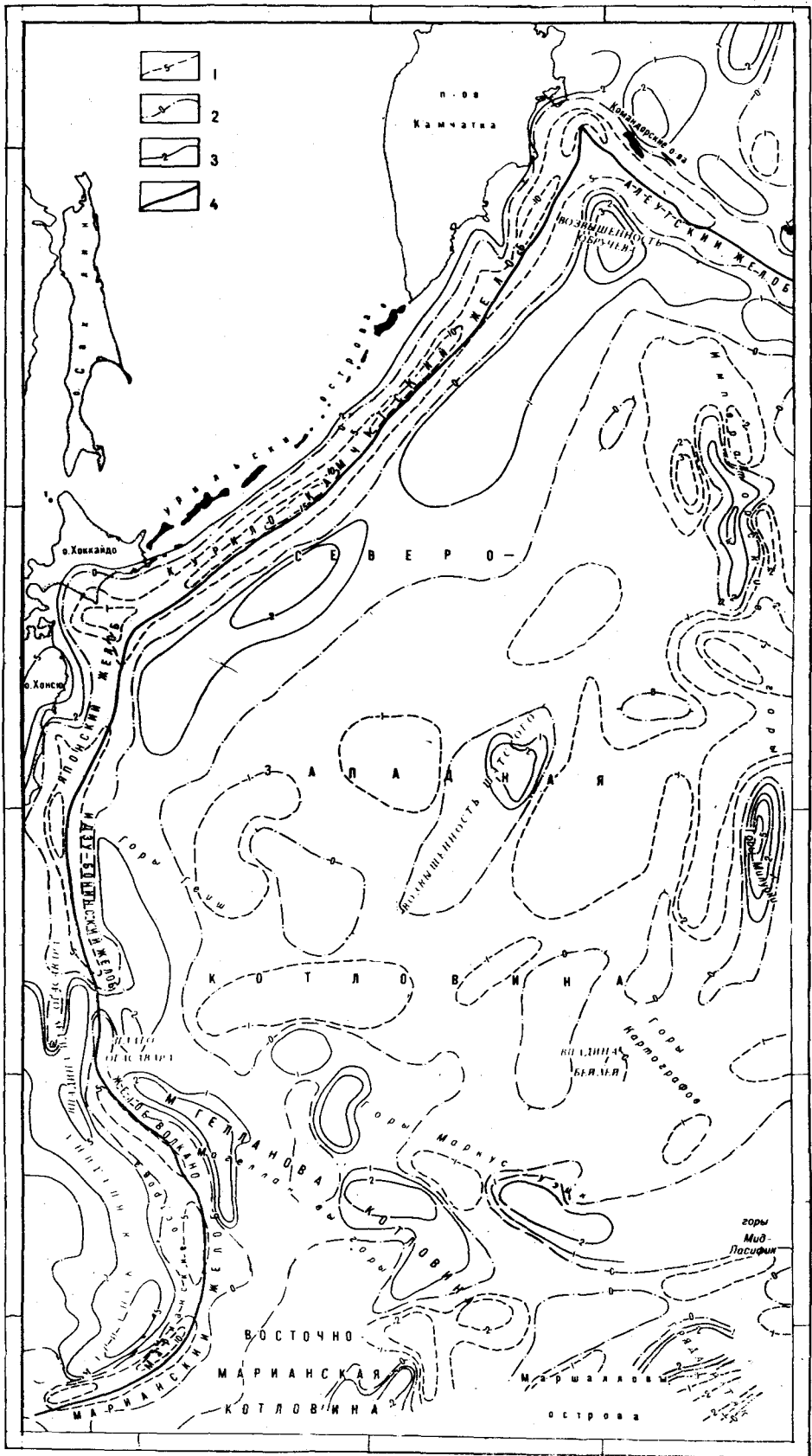


Рис. 6. Схема разности теоретической и действительной мощности коры.

14. *Тузев И. К., Ильев А. Я., Остапенко В. Ф., Андреев А. А.* Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк.— Сов. геология, 1979, № 4.
15. *Удинцев Г. Б., Асапова Г. В., Сузюмов А. Е., Козан М. Г.* 49-й рейс НИС «Витязь». Альбом геофизических данных. Тихий океан. ИФЗ АН СССР. М., 1980. ВИНТИ, деп. № 2018—80.
16. *Gravity fields of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin.* Geol. Soc. Am. Spec. Map and Chart Ser., 1977.
17. *Peter G., Elvers D., Yellin U.* Geological structure of the Aleutian trench South-west of Kodiak Island.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 2. p. 353.
18. *Tomoda Y.* Reference book for gravity, magnetic and bathymetric data of the Pacific ocean and adjacent seas, 1963—1971. Univ. of Tokyo press, 1974.
19. *Tomoda Y., Ozawa K., Segawa J.* Measurement of gravity and magnetic field on board a cruising Vessel.— Bull. ocean. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1968, N 3.
20. *Watts A. B., Leeds A. R.* Gravimetric geoid in the north-west Pacific ocean.— Geophys. J. Royal Astron. Soc., 1977, v. 50, N 2.
21. *Woollard G. P., Strange W. E.* Gravity anomalies and the crust of the earth in the Pacific basin.— The crust of the Pacific basin.— Geophys. Mon., 6, AGU, Washington D. C., 1962.
22. *Worzel J. L.* Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959. New-York, 1965.

Созданы ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск
ГАИШ Москва

Поступила в редакцию
25 июля 1981 г.

УДК 553.21/24(549.283)

В. И. Гончаров

СИСТЕМАТИКА ЗОЛОТО- И СЕРЕБРОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Всесторонне изучены геологические, минералогические, геохимические и термобарогеохимические условия формирования золото- и сереборудных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Проведено сопоставление их с месторождениями других вулканогенных провинций мира. Установлены определенные закономерности в развитии магматических и гидротермальных процессов. Показан прерывисто-непрерывный процесс развития магматизма, гидротер-

мального метаморфизма и оруденения в пределах единых магматогенно-гидротермальных систем. Выделены разноглубинные, четко различающиеся по комплексу признаков и вместе с тем обладающие общими чертами, вулканогенные, вулканогенно-плутоногенные и плутоногенные месторождения золота и серебра, сформированные в регрессирующем и прогрессирующем режимах. Выявленные признаки легли в основу новой систематики.

В общей систематике проявлений полезных ископаемых месторождения вулканогенных поясов в течение многих лет не могли найти автономии. До недавнего времени эти месторождения большинством исследователей относились к классу выделенных В. Ливдгреном [9] эпitherмальных месторождений. По его данным, они сформированы при температурах 200—50°C, умеренных давлениях, из растворов, обогащенных магматическими эманациями. Часто встречающиеся месторождения, не отвечающие по своим признакам классическим эпitherмальным, отнесены А. Ф. Баддингтоном [26] к так называемым ксенотермальным.

Одна из первых попыток выделения месторождений вулканогенных поясов в самостоятельный класс принадлежит М. А. Усову [19]. Однако в учении о рудных месторождениях этого времени уже господствовали идеи геологов-рудников американской школы, а поэтому разработанные М. А. Усовым представления о существовании самостоятельного класса вулканогенных (субвулканических) месторождений многим казались дискуссионными, тем более, что месторождения эти были сравнительно слабо изучены.

Четверть века спустя к представлениям о самостоятельности оруденения вулканогенных поясов вернулся Г. Шнейдерхен [23]. Но лишь в последние 10—15 лет группа вулканогенных рудных формаций была обоснована в конкретных регионах и разносторонне охарактеризована [8, 14, 18, 22]. В эти годы появились работы, указывающие на генетиче-

скую разнородность месторождений вулканогенных поясов и возможность их дальнейшей систематизации. Так, П. В. Бабкин и А. А. Сидоров [2] золото- и сереборудные месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса объединили в две группы: вулканогенную и плутоногенную. В ранних публикациях автора [3—6] вулканогенные месторождения разделялись на высоко-, средне- и низкотемпературные. Позднее Н. А. Шило [21] на основе рудноформационного анализа разнообразных золото-сереброносных металлогенических провинций мира пришел к выводу, что многие золоторудные месторождения несут в себе черты генетически различных типов рудных формаций. Это явилось предпосылкой для выделения группы вулканогенно-плутоногенных гидротермальных месторождений. На существование такой группы месторождений указывают и исследования автора [7].

Таким образом, к настоящему времени накоплены геологические и минералого-геохимические данные, свидетельствующие, во-первых, об автономии оруденения краевых вулканогенных поясов, во-вторых, о его генетическом и минералого-геохимическом разнообразии. Все это позволяет предложить новую систематику золото- и сереборудных месторождений вулканогенных поясов, которая разработана на основе учета данных по геологии и минералогии месторождений, а также сведений по физико-химии минералообразования. Эта систематика опирается на следующие главные положения (см. таблицу):

1) в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в составе единых магматогенно-гидротермальных систем широко развиты вулканогенные, вулканогенно-плутоногенные и плутоногенные золото- и сереборудные месторождения;

2) закономерности размещения этих месторождений и физико-химические особенности их формирования указывают на вертикальную зональность рудообразования; установлены зоны рудоотложения (сверху вниз): близповерхностная со стационарным температурным режимом с подзонами верхней градиентной (интервал формирования гидротермальных метасоматитов) и нижней изотермической; среднеглубинная с инверсионным температурным режимом (температурных пульсаций) и глубинная со стационарным температурным режимом;

3) развитие золото- и сереборудных месторождений протекало по двум принципиально различным схемам — в регрессирующем или прогрессирующем режимах; при этом формирование месторождений, связанных со структурами вулканогенного пояса, происходило как в регрессирующем, так и в прогрессирующем режимах; в структурах зон обрамления — только в регрессирующем.

Рассмотрим более подробно элементы приведенной систематики.

Правомерность разделения золото- и сереборудных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на три генетические группы — вулканогенную, вулканогенно-плутоногенную и плутоногенную — подтверждается геологическими, минералого-геохимическими и термобарогеохимическими данными.

Вулканогенное оруденение. Вулканогенное оруденение представлено группой сурьмяно-ртутных золотосодержащих и золото-серебряных (золото-сульфоантимонитовых и золото-сфалерит-галенитовых) месторождений, образующих ряд одноименных рудных формаций [2]. Последние формировались в связи с континентальным вулканизмом, обычно приурочены к вулканоструктурам, обнаруживают тесные парагенетические связи с субвулканическими гидротермальными кварцитами и, по мнению А. А. Сидорова [15], являются независимыми от плутоногенных металлогенических особенностей структур пояса и его основания. Принадлежность месторождений этой формации к вулканогенной группе подчеркивается также их сходством с продуктами гидротермальной деятельности районов современного активного вулканизма. Главнейшими признаками вулканогенного оруденения, помимо приуроченности к полям развития вулканизма, пространственной связи с вулканическими постройками, золото-серебряного состава руд, их рит-

мично-полосчатого и колломорфного строения, являются также разно-, но преимущественно среднетемпературный характер образования; небольшие глубины формирования; развитие более богатого оруденения на участках со стационарным температурным режимом; узкий температурный интервал рудоотложения; гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный состав растворов; низкие солевые концентрации и преимущественно азотно-углекислотный состав их газовой фазы.

Вулканогенно-плутоногенное оруденение. К вулканогенно-плутоногенному оруденению отнесены некоторые золото-серебряные месторождения вулканогенного пояса (золото-аргентитовый, серебро-аргентитовый и золото-пиритовый типы), а также месторождения золото-мышьяк-сурьмяной и золото-медно-молибденовой формаций, приуроченные к зонам его внешнего обрамления. Это оруденение носит сложноформационный характер, на что указывают значительные вариации состава руд, совмещенность ксеногенных минеральных ассоциаций, а также, в определенной мере, и текстурно-структурные особенности жильных тел. Важнейшей чертой вулканогенно-плутоногенного оруденения является его ярко выраженная двойственная природа. Как вулканогенное его характеризует на разных этапах развития пространственная и временная сопряженность с вулканическими процессами. Как плутоногенное оно отличается прежде всего парагенетической, а в ряде случаев даже генетической связью с гипабиссальным гранитоидным магматизмом, который проявляется на завершающем этапе рудообразования. На одних месторождениях эта связь очевидна, поскольку оруденение приурочено к зонам экзо- или эндоконтактового метаморфизма и в своем облике несет признаки родства с интрузивным телом. На других, где рудные тела и рудогенерирующие интрузии пространственно разобщены, влияние интрузии на характер гидротермального оруденения выражается лишь в специфическом составе минеральных ассоциаций и в экстремальных физико-химических параметрах их образования.

В целом же специфичность вулканогенно-плутоногенного типа месторождений определяется: широкими вариациями состава руд — от существенно серебряных до существенно золотых; образованием своеобразного комплекса жильных и рудных минералов, более характерного для скарновых месторождений; развитием позднего гранитоидного магматизма и внедрением гипабиссальных интрузий в пределы рудных полей формирующихся месторождений; активизацией гидротермальной деятельности, часто приводящей к повышению температур минералообразования от ран-

Систематика золото-и сереборудных месторождений Охотско-Чукотского вулкана

Генетические типы месторождений	Зоны рудообразования	Режим формирования	Рудные формации и минеральные типы месторождений	Измененные вмещающие породы	Наиболее характерные текстуры руд	Глубина формирования, м	Температурный интервал минералообразования, °С		
							1	2	3
Вулканогенные	Ближеповерхностная зона со стационарным температурным режимом. Подзона изотермического рудообразования	Р	Сурьмяно-ртутная	Аргиллизиты	Вкрапленная, линзовидная	От поверхности до 350—500	До 180—200		
			Золото-серебряная: золото-сульфоантимонитовый	Аргиллизиты, кварц-адуляровые пропилиты	Ритмично-полосчатая, колломорфная	300—500	240—120	300—140	300—80
			Золото-серебряная: золото-сфалерит-галенитовый	Кварц-адуляровые пропилиты	Гребенчатая, полосчатая, колломорфная	950	365—290	360—210	160—50
Вулканогенно-плутоногенные	Среднеглубинная зона с инверсионным температурным режимом (температурных пульсаций)	П	Золото-серебряная: золото-аргентитовый	Кварц-адуляровые пропилиты	Кокардовая, гребенчатая	1400	400—335	340—300	310—220
			Серебро-аргентитовый	Кварц-адуляровые эпидот-хлоритовые пропилиты	Брекчиевая, кокардовая, друзовая, полосчатая, кавернозная	1000	350—240	385—260 370—260	410—200
			Золото-пиритовый	Кварц-адуляровые пропилиты	Симметрично-полосчатая, брекчиевая	—	420—135	200—130	445—100
		Р	Золото-медно-молибденовая:	Эпидот-хлоритовые пропилиты	Брекчиевая, гребенчатая, кокардовая	—	700—240	300—140	210—50
			Золото-мышьяк-сурьмяная	Березиты	Брекчиевая, пересечения, полосчатая	2300	380—180	320—120	280—130
Плутоногенные	Глубинная зона со стационарным температурным режимом	Р	Золото-редкометалльная: золото-тетрамит-висмутовый золото-кобальтиневый	Кварциты, березиты	Массивная, вкрапленная	2000	650—270	405—270	—
			Золотая малосульфидная	Слабоизмененные десчано-сланцевые и туфогенные образования	Массивная, пересекающихся прожилков	2000	600—240	600—220	—
						2800	340—80	300—140	230—80

Примечание. П — прогрессирующий, Р — регрессирующий режим развития месторождений; 1—3 — стадии минераловодных вытяжек из мономинеральных фракций кварца и кальцита. Формулы растворов выведены на основе усреднения ре газово-водных включений в жильных минералах.

генного пояса и зон его внешнего обрамления на основе данных термобарогеохимии

Температура кристаллизации золота, °С	Давление минералообразования, атм	Состав растворов (преобладающие компоненты)		жидкая фаза газовая фаза	Концентрация растворов, г/л
		1	2	3	
—	До 30		$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{+2} - \text{Mg}^{+2}}{\text{N}_2 - \text{CO}_2 - \text{O}_2}$		50
200—180	85—5		$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{CO}_2 - \text{N}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2 - \text{O}_2}$	90—195
250—230 250—230	190—25	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{CO}_2 - \text{N}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{+2} - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Ca}^{+2}}{\text{CO}_2 - \text{N}_2}$	70—100
300—320	280—25	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Na}^+}{\text{CO}_2 - \text{N}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{SO}_4^{-2} - \text{Ca}^{+2} - \text{Na}}{\text{CO}_2 - \text{N}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{+2}}{\text{—}}$	50—220
270—260 300—260	—	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- - \text{Na}^+}{\text{CO}_2 - \text{N}_2}$	20—270
220—200	—	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{—}}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{-2} - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{N}_2 - \text{CO}_2}$	250
300	1000—20	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Ca}^{+2} - \text{K}^+ + \text{Na}^+}{\text{CO}_2}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{—}}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{+2} - \text{Mg}^{+2}}{\text{—}}$	65—300
260—250	1410—170	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{CO}_2}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{-2} - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{CO}_2}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{K}^+}{\text{CO}_2}$	300
290—270	1000	—	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+}{\text{CO}_2}$	—	300
270—220	1000	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+}{\text{—}}$	$\frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+}{\text{—}}$		300
220—180	1110—440	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{+2}}{\text{CO}_2}$	$\frac{\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+}{\text{CO}_2}$		30

образования: 1 — допродуктивная; 2 — продуктивная; 3 — послепродуктивная. Состав растворов приведен по данным анализа результатов 10—30 анализов водных вытяжек. Состав газов приведен по результатам 5—15 усредненных анализов индивидуальных

них стадий к поздним; формированием несвойственного вулканогенным месторождениям сообщества высокотемпературных метасоматитов; в целом средне- и высокотемпературными условиями минералообразования; крайне непостоянным режимом рудоотложения, отличающимся частым и интенсивным изменением температур и давлений, состава и концентрации растворов; существенно хлоридным и углекислотно-хлоридным типом растворов; гидротермально-эксплозивным брекчированием вмещающих пород и руд.

Плутоногенное оруденение. Оруденение этого типа представлено месторождениями золото-редкометальной и золотой малосульфидной формаций. Первая развита в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и в орогенных вулканогенных зонах мезозойских и кайнозойских складчатых систем [12]. При этом в полях вулканитов золото-редкометальная ассоциация часто ассоциирует с золото-серебряной.

Золотые малосульфидные месторождения свойственны в основном внешнему обрамлению пояса и пользуются распространением в зонах его сочленения с Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклинальными системами.

Плутоногенное золотое оруденение Северо-Востока СССР всесторонне охарактеризовано в работах С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, П. И. Скорнякова, В. Т. Матвеевко, Н. А. Шило, Л. Ф. Фирсова, А. А. Сидорова и др. Важнейшей особенностью золото-редкометального оруденения является его тесная пространственная и, по-видимому, генетическая связь с дифференцированными интрузиями гранитоидов, объединяемыми Ф. Р. Апельциным и А. К. Савельевым [1] в меловой и третичный комплексы. Локализация этих гранитоидов преимущественно в краевой части внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса обуславливает и ее в основном золото-редкометальную специализацию.

Гранитоидные интрузии, несущие золото-редкометальное оруденение, обычно располагаются вдоль окраинных частей остаточных массивов и горстообразных поднятий в зонах магмоконтролирующих разломов глубокого заложения. Характерна многостадийность золото-редкометальной минерализации, приуроченность к зонам контактового метаморфизма, развитие высокотемпературных фаций гидротермально измененных пород и руд, отложение золота в ассоциации с минералами висмута и кобальта. Рудные зоны располагаются обычно вблизи интрузивных куполов, представленных преимущественно лейкократовыми гранитами.

Золотое малосульфидное оруденение зон обрамления вулканогенного пояса во многом подобно широко известному оруденению мало-

сульфидной золото-кварцевой формации Северо-Востока СССР, однако обладает рядом специфических свойств: брекчированностью руд, метаколлаоидным обликом минеральных ассоциаций, высокой серебрисостью золота. Месторождения этого типа, располагаясь в относительной близости к полям развития вулканитов, локализируются в прогибах или же в окраинах жестких структур.

Правомерность разделения золото- и серебрудных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на три генетические группы подтверждается результатами изучения их геологии, вещественного состава и физико-химических условий формирования. Эти исследования показали, что промышленное рудоотложение в гидротермальных системах происходило, по крайней мере, на трех уровнях, которые отличаются характером и интенсивностью рудообразующих процессов, обеспечивающих их минералого-геохимические признаки. Выделены (сверху вниз) зоны: глубинная со стационарным температурным режимом, среднеглубинная с инверсионным температурным режимом и близповерхностная также со стационарным температурным режимом и подзонами изотермического и градиентного рудообразования. С названными зонами пространственно связаны все известные месторождения золота и серебра в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Глубинная зона со стационарным температурным режимом характеризует нижний уровень рудообразования в гидротермальной системе и пользуется развитием на глубинах 2—3 км. В них локализованы плутоногенные существенно золотые и золото-редкометальные месторождения. Отличительными знаками этих месторождений являются: парагенетическая, а в ряде случаев и генетическая связь с гипабиссальными гранитоидными интрузивами; относительно простой минеральный состав; полнокристалличность руд; сравнительно высокая пробность золота, часто образующего крупные выделения; небольшой температурный градиент рудоотложения (3—10° на 100 м); устойчивый температурный режим минералообразования в пределах одного горизонта; однотипный для всех стадий формирования углекислотно-гидрокарбонатно-хлоридный состав гидротермальных растворов. Для золото-редкометальных месторождений, локализованных в зонах контактов с интрузивными телами, температурный диапазон минералообразования становится исключительно широким, более типичны высококонцентрированные хлоридные растворы.

Зона инверсионного температурного режима располагается в обобщенной схеме над зоной

устойчивой температурной эволюции и является вмещающей для большинства вулканогенно-плутоногенных золото-сереброрудных месторождений полигенного характера: золото-серебряных (серебро-аргентитовых, золото-пиритовых, золото-аргентитовых). Положение этой зоны от палеоповерхности отвечает интервалу примерно от 1000 до 2500 м. Месторождения с повышенной ролью золота более глубокие, сереброносные — менее глубокие. Важной особенностью этого интервала оруденения является пространственная совмещенность гидротермальных и магматических образований, а также временная близость формирования рудных тел и становления гипабиссальных и субвулканических гранитоидных интрузий. Главным образом этим обусловлен сложный физико-химический режим формирования вулканогенно-плутоногенных месторождений и прежде всего широкие вариации температур и давлений при минералообразовании, развитие гидротермально-эксплозивного брекчирования, крайне неоднородный состав растворов и их газовой фазы. Непостоянство режима формирования оруденения этой зоны (температурные пульсации, резкое изменение давления, состава растворов и т. д.) во многом обусловлено эпизодическим проявлением процесса дресселирования (адиабатического расширения растворов), причины проявления которого носят, вероятно, тектонический характер. В процессе минералообразования цементация брекчий гидротермальными продуктами постепенно приводит к частичной или полной закупорке каналов поступления растворов и способствует увеличению давления в системе. Вновь наступающая стадия разгрузки опять-таки сопровождается брекчированием, но новый центр брекчирования может быть смещен в пространстве. Описанный процесс объясняет эпизодичность и миграцию зоны дресселирования в пределах гидротермальной системы, а следовательно, и черты телоскопированности оруденения месторождений зоны температурных пульсаций.

Подзона изотермического рудообразования близповерхностной зоны со стационарным температурным режимом формируется на глубинах до 1 км. Зона вмещает вулканогенные (снизу вверх) золото-серебряные (золото-сфалерит-галенитовый и золото-сульфоантимонитовый типы) и сурьмяно-ртутные золотосодержащие месторождения, которые находятся в парагенетической связи с гидротермальными кварцитами и пропилитами. Минералообразование в пределах этой подзоны совпадает с интервалом парообразования и дегазации гидротермальной системы. Для нее характерны смешение поверхностных и глубинных вод; развитие на ранних стадиях гидротер-

мального процесса по верхней границе зоны парообразования слабопроницаемого экрана из продуктов кислотного выщелачивания вмещающих пород; возникновение непосредственно под экраном термостатированной зоны, благоприятной для рудотложения; переход восходящего потока вод глубинных разломов в рассеивающиеся приповерхностные пластовые воды. Эти особенности обусловили средне-низкотемпературные условия минералообразования, невысокие давления в гидротермальной системе, преимущественно гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-хлоридный состав растворов, азотно-углекислотный состав газовой фазы гидротерм, нередко содержащей заметные количества кислорода при кристаллизации жильных минералов.

Поведение золота и серебра в выделенных зонах рудообразования обеспечивается господствующими в системе физико-химическими условиями и зависит прежде всего от температуры, кислотности-щелочности растворов и концентрации комплексообразующих лигандов. Превалирующей формой переноса золота и серебра для всех зон должна быть гидросульфидная, а при отсутствии сульфидной серы — гидроксидная. Для гидротерм с высокими концентрациями хлорида (месторождения зоны температурных пульсаций и золото-редкометалльные месторождения зоны устойчивого температурного режима), помимо гидроксидных, должны иметь место смешанные хлоргидроксиокомплексы. При дефиците хлора и серы в растворах не исключен перенос этих металлов в форме полиядерных гидроксидных комплексов.

Выявленная зональность рудообразования в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и сопряженных территорий, конечно, носит региональный характер и в значительной мере представляет собой модель обобщенной гидротермальной системы. Тем не менее в пределах почти каждого рудного поля наряду с основной для него зоной рудообразования в той или иной мере проявлены фрагменты других. Так, основные рудные тела золото-сульфоантимонитовых месторождений локализованы в подзоне изотермического рудообразования, а их нижние горизонты, для которых более характерны текстуры деформаций, отвечают уже верхам зоны температурных пульсаций. Серебро-аргентитовые месторождения полностью располагаются в зоне температурных пульсаций. Располагающаяся выше зона изотермического оруденения для этого месторождения не характерна. Возможно, она эродирована, хотя не исключено, что ее отсутствие есть следствие гидротермальной активизации рудного поля на завершающих стадиях формирования месторождений.

Как видно из приведенных материалов, изученные типы вулканогенного, вулканогенно-плутоногенного и плутоногенного оруденения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и примыкающих к нему территорий, имея общую генетическую основу, резко различаются по условиям формирования. При этом следует отметить, что температурный диапазон отложения продуктивного комплекса минералов для месторождений всех типов является сравнительно узким ($20-40^{\circ}$), причем ширина его не зависит от того, в какой области температур (высоких, средних или низких) находится этот интервал.

Одной из интереснейших особенностей золотого и золото-серебряного оруденения краевых вулканогенных поясов является неоднотипность режима их формирования. Установлены месторождения нормального (регрессирующего) и аномального (прогрессирующего) режимов развития.

Аномальный режим рудоотложения на вулканогенных месторождениях связан, по-видимому, с синрудным развитием плутонической фации магматизма на глубине. Это хорошо видно по данным изучения вулканогенно-плутоногенных месторождений, в пределах которых гранитоидные плутоны прорывают и метаморфизуют предшествующие рудные образования, когерентные продуктам вулканизма, и, кроме того, дополнительно усложняют руды сопутствующей минерализацией.

Рассматривая степень и признаки проявления прогрессирующей формы развития месторождений, необходимо отметить их полную зависимость от гранитоидных тел, с которыми они генетически связаны. Чем дальше расположены рудные и интрузивные тела друг от друга, тем ниже степень влияния плутонов на вулканогенную фацию оруденения. Если рудные тела располагаются на удалении от магматического тела, то высокотемпературные флюиды фиксируются только по включениям в поздних минералах рудных тел. Сокращение этого расстояния находит выражение не только в увеличении температур гомогенизации включений, но и проявляется в развитии высокотемпературных минералов и даже целых минеральных сообществ, часто скарноподобного облика (воластонит, гранат, эпидот, турмалин). В такой же зависимости находится характер изменения вмещающих пород.

Отмеченные обстоятельства показывают, насколько сложно выделение и в значительной мере условна граница между вулканогенными и вулканогенно-плутоногенными месторождениями, с одной стороны, и вулканогенно-плутоногенными и плутоногенными — с другой. Тем не менее крайние члены этого ряда месторождений достаточно четко индивидуализированы.

Выявленные генетические типы и закономерности формирования золото- и серебрудных месторождений в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в различной степени свойственны и другим вулканогенным провинциям Земли.

В наиболее полном виде, однако, они проявляются в областях развития краевых вулканогенных поясов: помимо Охотско-Чукотского, в пределах Сихотэ-Алинского, и, возможно, Хонсю-Корейского и Восточно-Китайского*.

Сихотэ-Алинский пояс. В качестве примера месторождений вулканогенного типа в Сихотэ-Алинском поясе можно привести одно из месторождений Северного Приамурья (Н. Д. Таюрский, 1965.; В. И. Сухов, 1966 г.). Месторождение приурочено к эффузивно-пирокластическим образованиями эоцена, олигоцена и неогена. Вмещающие породы — базальты, андезито-базальты, их туфы. Структура месторождения не изучена. Установлена лишь локализация рудных тел в участках пересечения двух крупных зон разломов, которые являлись магмо- и гидроразводящими каналами. Гидротермальному изменению подверглись все породы, за исключением неогеновых. Изменения носят низкотемпературный пропилитовый характер. Рудные тела представлены жилами и прожилками. Состав жил кварц-адуляр-гидрослюдистый с электрумом и сульфидами. Физико-химические условия этого месторождения не изучены, однако по геологическим и минералогическим признакам оно может быть отнесено к золото-сфалерит-галенитовому типу.

Вулканогенно-плутоногенное оруденение Сихотэ-Алинского пояса может быть охарактеризовано на примере одного из месторождений Нижнего Приамурья, описанного В. Г. Моисеенко [10]. Это месторождение пространственно и во времени ассоциирует с излившимися породами и экструзивными телами верхнего мела — палеогена, прорванными гранитным массивом. Гидротермальный метаморфизм пород выразился в их интенсивном окварцевании, эпидотизации, турмалинизации. В метасоматитах в качестве минеральных новообразований часто встречается пироксен и гранат. Рудные тела — простые, сложные жилы и прожилково-штоковерковые зоны. Ведущие минеральные ассоциации рудных тел и температурные интервалы их формирования: 1) доинтрузивные — кварц-адуляр-гидрослюдистая ($470-160^{\circ}\text{C}$), золото-халькопирит-блеклорудная ($460-140^{\circ}\text{C}$), золото-сфалерит-теллурид-

* При анализе особенностей формирования месторождений золота и серебра других регионов помимо прочих материалов использован обзор С. Д. Шера [20].

ная (380—140°C); 2) послеплутонизированные — андезит-волластонит-эпидотовая (400—160°C); кварц-гематитовая (340—100°C), кварц-турмалиновая (420—100°C) [16]. Как видно из приведенного, месторождение сформировано в прогрессирующем режиме развития, что связано с внедрением гранитоидного массива.

К месторождениям плутоногенного типа, сформированным под влиянием вулканогенного пояса, можно отнести, по-видимому, некоторые золоторудные месторождения Верхней Селемджи, описанные И. И. Фатьяновым (1965) и В. Г. Моисеенко [10].

Разнообразные генетические типы золотого и серебряного оруденения пользуются распространением и в пределах структур юго-восточной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Япония. В Японии многочисленны золотые и серебрянорудные месторождения, располагаются в пределах кайнозойской геосинклинальной складчатой системы. Наиболее характерным представителем вулканогенного типа месторождений, по-видимому, является Кусикино [11], расположенное на острове Кюсю. Месторождение представлено свитой жил в андезитах, дацитах и риолитах неогена. Состав жил кварц-кальцитовый с электрумом, науманнитом, полибазитом, аргентитом, пираргиритом. Текстуры жил колломорфные, полосчатые, брекчиевые. Полосчатость обусловлена зональным распределением минералов серебра. Отношение Au/Ag 1:10. Как видно, по внешним признакам месторождение Кусикино напоминает изученное золото-сульфоантимонитовое месторождение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, отнесенное к вулканогенному типу.

Расположенное на о. Хонсю месторождение Накаса [24] характеризует вулканогенно-плутоногенный тип оруденения. Месторождение приурочено к метаморфическим сланцам, прорванным массивом серпентинитов и гранитов. В обрамлении рудного поля на эти породы налегают неогеновые вулканы; в пределах же его — развиты дайки риолитов и штоки диоритов [20]. Месторождение многоэтапное. Каждый этап прерывается магматическими внедрениями. Рудные тела представлены кварцевыми жилами с исключительно разнообразной рудной минерализацией: минералы никеля, мышьяка, сурьмы, висмута, свинца, цинка, ртути и т. д.

По внешним признакам месторождение Накаса во многом подобно вулканогенно-плутоногенному золото-мышьяк-сурьмяному месторождению Северо-Востока СССР.

Типичными вулканогенно-плутоногенными месторождениями, по нашему мнению, являются и месторождения Икуно и Акенобе на о. Хонсю, описанные У. Ф. Парком и

Р. А. Мак-Дормидом [13] как ксенотермальные. Рудные тела залегают в палеозойских и кайнозойских толщах. Минерализация отвечает поздней фазе магматической активности, но изливание кайнозойских базальтов произошло после формирования рудных тел. Осадочные и вулканогенные породы прорваны различного состава дайками дорудного и послерудного возраста. Рудные тела представлены сложными жилами с разнообразными минеральными ассоциациями — от высоко- до низкотемпературных. Первыми выделялись минералы меди, затем свинца и цинка; самыми поздними отлагались золото, минералы серебра и кварц. Температуры отложения руд изменялись от 350 до 160°C. Отмечается, что температура рудоотложения даже «на одном и том же горизонте могла меняться в широких пределах, причем разница между крайними значениями температуры, вероятно, была более значительной, чем средний температурный градиент» [13, с. 414].

Приведенные данные показывают, что рудные месторождения района Икуно-Акенобе во многом подобны серебро-аргентитовым месторождениям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Филиппины. К вулканогенно-плутоногенному типу может быть отнесено месторождение Акупан, описанное К. Дж. Каллоу и Б. В. Варлей [28]. Месторождение приурочено к крупной антиклинальной (не исключено, что к вулканокупольной. — В. Г.) структуре, сложенной неогеновыми, а в ядре интенсивно метаморфизованными породами неясного возраста. Вмещающие породы прорваны телами риолитов, гранодиоритов, а также крупным эксплозивным телом, в составе которого помимо обломков вмещающих пород присутствуют обломки жильного кварца. Цемент брекчий содержит кварц, полевой шпат, различные сульфиды, теллуриды золота.

Рудные тела представлены преимущественно жилами в кварцевых диоритах, андезитах и эксплозивных брекчиях. Состав жил преимущественно кварц-карбонатный. Рудная минерализация исключительно разнообразна: пираргирит, прустит, фамантит, антимонит, кинноварь, различные теллуриды. По данным К. Дж. Каллоу и Б. В. Варлей [28], месторождение сформировано на малых глубинах при температуре до 600°C. Температурный градиент на отдельных участках достигает 23°C.

Месторождение Тсенксгивен (Филиппины), насколько можно судить по его описанию [27], является представителем плутоногенного типа оруденения. Месторождение приурочено к известнякам. Рудные тела располагаются в экзоконтактной зоне тел диоритовых порфиритов и содержат типичный набор высокотем-

пературных скарновых минералов. Вместе с тем отмечаются высокие содержания золота и серебра.

Индонезия. Одно из крупнейших месторождений золота и серебра Лебонг-Донок расположено в вулканогенно-тектонической депрессии, выполненной эффузивно-осадочными образованиями миоценового возраста [25]. Стратифицированные толщи содержат невыходящие на поверхность эруптивные тела дацитов, расчлененных телами андезитовых брекчий. Месторождение жильного типа, малосульфидное. Жилы сложены кварцем, халцедоном, кальцитом. Рудные минералы представлены сульфидами свинца, цинка, железа; селенидами серебра, меди; самородным золотом и серебром. Преобладают ритмично-полосчатые колломорфные текстуры руд. По внешним признакам месторождение может быть отнесено к вулканогенному типу.

Новая Зеландия. Представителями типично вулканогенного класса оруденения являются месторождения рудного поля Хаураки, расположенного на полуострове Коромандел (Северный остров).

По данным Г. Дж. Вильямса [31], рудовмещающими являются андезиты и дациты эоцена, интенсивно пропилитизированные.

Рудные тела представлены жилами и метасоматическими залежами, сложенными полосчатым халцедоном, пластинчатым кварцем, кальцитом, родонитом, родохрозитом, адуляром. Набор рудных минералов крайне разнообразен. Встречаются сульфиды железа, мышьяка, меди, ртути, свинца, цинка, молибдена, серебра, сульфоантимониды серебра, меди, свинца, теллуриды золота и серебра. Отношение $Au/Ag = 1:6 - 1:30$. Глубина формирования оруденения 300—600 м. Общий интервал оруденения до 1000 м.

Северная Америка. Наиболее ярким представителем вулканогенного типа оруденения является широко известное месторождение Комсток в Неваде, приуроченное к третичным брекчиям порфиритов, базальтов, андезитов, витрофиров, гранодиоритам [21]. Возраст оруденения среднемиоценовый. Рудное тело перекрыто плиоценовыми андезитами и более молодыми породами. Вмещающие породы пропилитизированы. Метасоматические изменения носят зональный характер. Состав руд кварц-адулярный с минералами серебра и электрумом. Отношение $Au/Ag = 1:20 - 1:40$. В районе месторождения находится

известная геотермическая площадь Стимбот-Спрингс с ртутными рудами, обогащенными антимонитом, золотом и серебром.

Другое известное месторождение — Крипл-Крик — по комплексу признаков может быть отнесено к вулканогенно-плутоногенному типу [30]. Рудное поле месторождения представлено вулканогенными породами, выполняющими, по мнению ряда исследователей, вулканический кратер. Вулканогенная свита прорвана дайками сиенитов, базальтов, латитов, а также штоком брекчий базальтового состава («Крессонов раздув»). Рудные тела — трещинные жилы, а также оруденелые брекчии «Крессонова раздува». Состав рудных тел кварц-адуляр-флюорит-кальцитовый с очень разнообразной рудной минерализацией, представленной сульфидами, а также теллуридами золота и серебра. Месторождение многостадийное. Глубина распространения оруденения не менее 1000 м.

Перечень месторождений, которые по своим признакам отвечают тому или иному генетическому типу в предложенной систематике, можно было бы продолжить и далее, привлекая золото-серебряные и серебряные месторождения Мексики, Чили, Перу, Западной Европы. Здесь лишь отметим, что в пределах вулканогенных поясов или вулканических структур иных рангов развитие гидротермальных систем происходит, очевидно, по близким схемам и определяется тесно связанными процессами магматизма, гидротермального метаморфизма и оруденения.

Результаты проведенных исследований условий гидротермального рудообразования в пределах вулканогенных поясов северо-востока Азии и зон их внешнего обрамления и разработанная систематика вулканогенного, вулканогенно-плутоногенного и плутоногенного оруденения со всей очевидностью указывают на существование определенных закономерностей в развитии магматических и рудообразующих процессов в пределах вулканогенных поясов, что выражается прежде всего в проявлении вертикальной физико-химической зональности рудообразования в гидротермальных системах.

Предлагаемая систематика золото- и сереборудных месторождений Охотско-Чукотского пояса и зон его внешнего обрамления представляет собой попытку разработать теоретическую геолого-геохимическую и термобарогеохимическую модель эндогенного рудообразования и показать его внутренние и внешние связи с процессами вулканизма и плутонизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апельцин Ф. Р., Савельев А. К. Особенности геологического строения Эргеляхского редкометалло-золоторудного месторождения. — Советская геология, 1960, № 9.

2. Бабкин П. В., Сидоров А. А. Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — ДАН СССР, 1968, т. 183, № 4.

3. Гончаров В. И., Найборodin В. И., Сидоров А. А.

- Некоторые физико-химические особенности формирования субвулканических золото-серебряных месторождений СВ СССР.— Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по минералог. термобарометрии и геохимии глубинных растворов. М., 1968.
4. Гончаров В. И., Найборodin В. И. О температурных условиях формирования Хаканджинского золото-серебряного месторождения.— Колыма, 1969, № 1.
 5. Гончаров В. И., Найборodin В. И., Сидоров А. А. Температурные особенности формирования субвулканических золото-серебряных месторождений СВ СССР.— В кн.: Рудообразующая среда во включениях в минералах. М.: Недра, 1972.
 6. Гончаров В. И., Сидоров А. А., Еремин Р. А., Найборodin В. И. Вертикальная зональность на золото-серебряных месторождениях как возможный критерий поисков скрытого оруденения.— Труды Всесоюз. совещ. по поискам скрытого оруденения. Новосибирск, 1972.
 7. Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979.
 8. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
 9. Линдгрен В. Минеральные месторождения. М.—Л. ОНТИ: 1934—1935.
 10. Моисеев В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977.
 11. Мукайяма Х., Идзава Э. Золото-серебряные руды из рудника Кусякино, префектура Кагосима, Япония, со специальным рассмотрением образования науманита (японск.). «Кодзан Тисицу», 1964, т. 14, № 65—66.
 12. Осипов А. П., Сидоров А. А. Особенности и перспективы золото-редкометалльной формации.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Труды СВКНИИ. Вып. 55, 1973.
 13. Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966.
 14. Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966.
 15. Сидоров А. А. Золото-серебряная формация окраинных вулканогенных поясов северо-востока Азии (докторская диссертация). СВКНИИ, Магадан, 1973.
 16. Сидоров А. А., Гончаров В. И. О прогрессивном развитии гидротермального рудообразования (на мере месторождений Востока СССР).— Геология рудных месторождений, 1979, т. XXI, № 3.
 17. Сидоров А. А., Гончаров В. И. Условия рудообразования в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. II. Новосибирск: Наука, 1979.
 18. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969.
 19. Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.
 20. Шер С. Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1972, с. 295; 1974, с. 256.
 21. Шило Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формации.— В кн.: Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР. Труды СВКНИИ. Вып. 69. Магадан, 1976.
 22. Шило Н. А., Сидоров А. А. Главнейшие черты золотого и золото-серебряного оруденения Восточно-Азиатских вулканогенных поясов.— В кн.: Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока. М.: Наука, 1967.
 23. Шнейдерген Г. Рудные месторождения. М.: ИИ, 1958.
 24. Akatsuka Kyube. Notes on the ore deposits of the Nakase mine, Hyogo Prefecture, Japan.— J. Sci. Hiroshima Univ., 1961, C — 3, N 3—4.
 25. Bemmelen R. W. van. The geology of Indonesia. Vol. 2, Economic Geology. Government Printing Office, Hague, 1945.
 26. Buddington A. F. High-temperature mineral associations at shallow depths.— Econ. Geol., 1935, 30.
 27. Callow K. J. The geology of the Thanksgiving mine, Beguio District, Mountain Province, Phillipines. Econ. Geol., 1967, vol. 62, N 4.
 28. Callow K. J., Worley B. W. The occurrence of telluride minerals at the Acupan gold mine, Mountain Province Phillipines. Econ. Geol., 1965, vol. 69, N 2.
 29. Gianella V. P. Period of mineralization of Comstock Lode, Nevada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 12, pt. 2.
 30. Loughlin G. F., Koschmann A. H. Geology and ore deposits of the Cripple Creek, Colorado.— Colo. Sci. Soc. Proc., 1935, vol. 13, N 6.
 31. Wilyams G. J. Economic Geology of New Zealand, 1965.

УДК 551.76+552.32(571.6)

А. П. Милов, А. П. Соболев

МЕЗОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Приводятся специфические черты проявлений мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Северо-Востока СССР. Установлено, что для миогеосинклинальных зон характерны гранодиорит-гранитные комплексы, образующие эпизональные плутоны и не обнаруживающие достаточно очевидных связей с вулканическими породами.

Максимум проявления гранитоидного магматизма на северо-востоке Азии приходится на поздний мезозой. Гранитоиды весьма специфичны в различных тектонических зонах рассматриваемого региона по закономерностям размещения, особенностям состава и условиям формирования, характеру связи с вулканическими процессами, пространственным и временным соотношениям с другими типами плутонических пород. Достаточно четко различаются батолиты, сложенные существенно гранодиорит-адамеллит-гранитным комплексом пород, и плутоны гомодромных габбро-гранитовых ассоциаций. Среди последних выделяются габбро-плагиогранитные, габбро-диорит-тоналитовые, габбро-диорит-гранодиоритовые, габбро-гранодиорит-гранитовые и габбро-сиенит-щелочногранитные серии.

В Верхояно-Чукотской миогеосинклинальной области (см. рисунок) с дорифейской континентальной корой в поздней юре — раннем мелу формировались крупнейшие (до 7000 км²) на Северо-Востоке батолиты, сложенные существенно гранодиорит-гранитовым комплексом пород.

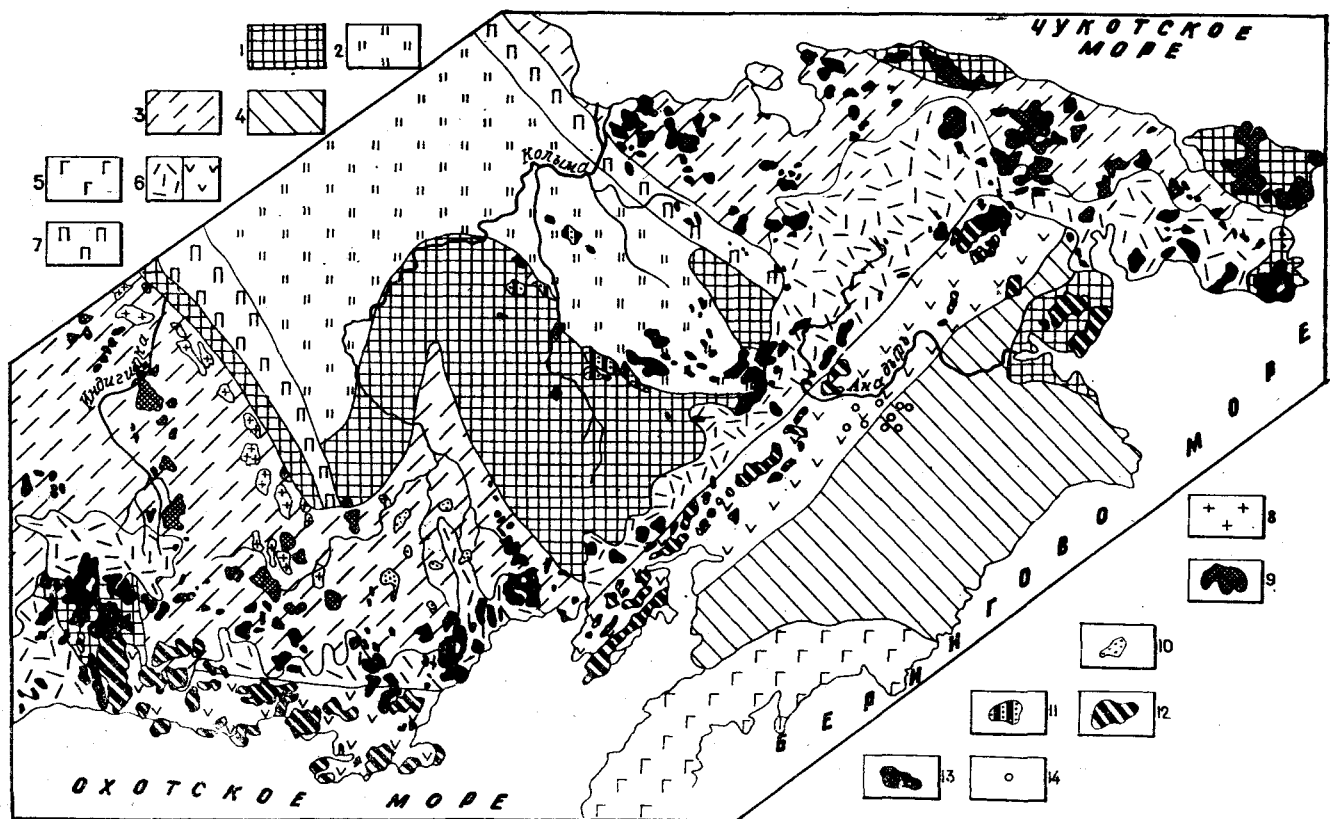
В пределах Яно-Колымской миогеосинклинальной системы, выполненной мощными (~10 км) терригенными толщами позднемелозойского — юрского возраста, плутоны образуют цепочки, линейные пояса, ряды, nasledующие план складчатых и разрывных нарушений. Массивы фиксируют крупные зоны глубинных разломов, и наибольшие их массы приурочены к участкам соприкосновения районов различного геологического развития. Некоторые ряды плутонов подчеркивают контуры дорифейских срединных массивов.

В эвгеосинклинальных зонах и вулканогенных поясах гранитоиды входят в состав гомодромных габбро-гранитовых серий, слагающих единые приповерхностные плутоны. Последние обнаруживают тесные пространственные связи с продуктами вулканических извержений андезитового состава, образуя с ними вулканоплутонические ассоциации.

Крупнейший (около 2500 км) пояс батолитов тяготеет к границе Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы и приурочен к Иньяли-Дебинскому синклинию с утоненной континентальной корой [11]. В пределах пояса гранитоидные массивы имеют линзообразную форму и северо-западное простирание; наибольшая их мощность не превышает 10 км [3, 4].

Интрузивы сложены крупно- и среднезернистыми адамеллитами и гранитами, характеризующимися ассоциацией зонального плагиоклаза (№ 25—50), микроклина (15—20% альбита), биотита (железистость 66—70%, глиноземистость 25—28%), мусковита и кварца. Присутствуют также гранат, кордиерит, андалузит, силлиманит. Породы существенно ильменитовые. Адамеллиты и граниты пересыщены глиноземом, богаты известью, но бедны щелочами, калий в них преобладает над натрием. Время формирования рассматриваемых пород отвечает, по-видимому, поздней юре [5, 10].

В антиклинальных поднятиях и районах брахиформной складчатости Яно-Колымской системы плутоны, образующие поперечные, субмеридиональные и северо-восточные ряды, сложены биотит-роговообманковыми гранодиоритами, адамеллитами и гранитами («известковистыми гранитоидами») раннемелового возраста. Минеральный парагенезис этих пород: плагиоклаз (№ 26—40), калий-натровый полевой шпат, биотит (железистость 56—70%, глиноземистость 14—21%), роговая обманка и кварц. Для пород характерна сфен-циркон-ильменитовая ассоциация аксессуарных минералов. Гранитоиды пересыщены глиноземом и



Положение мезозойских интрузивных комплексов и серий на тектонической схеме Северо-Востока СССР

1 — блоки с докембрийским фундаментом и маломощным чехлом палеозойских и мезозойских отложений; 2 — Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система; 3 — Яно-Кольмская и Чукотская миогеосинклинальные системы; 4 — Анадырско-Корякская кайнозойская эвгеосинклинальная система; 5 — Олюторско-Камчатская кайнозойская эвгеосинклинальная система; 6 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: внешняя зона (а) и внутренняя зона (б); 7 — регенерированные прогибы позднемезозойского возраста; 8 — комплекс глиноземистых гранитов; 9 — гранодиорит-гранитный комплекс; 10 — комплекс лейкократовых гранитов; 11 — габбро-гранодиорит-гранитная серия (Олойская зона); 12 — габбро-тоналитовая серия внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 13 — габбро-гранодиорит-гранитная серия внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 14 — габбро-плагиогранитная серия.

известью, бедны щелочами, калий незначительно преобладает над натрием.

В юго-восточной части системы выделяется самостоятельный ранне-позднемеловой комплекс лейкократовых гранитов [7, 9]. Плутоны этого комплекса представляют собой вытянутые вдоль разломов тела трещинного типа. Граниты имеют довольно постоянный минералогический и химический состав; характеризуются значительным преобладанием (в 2,5—3 раза) калий-натрового полевого шпата над плагиоклазом. Минеральный парагенезис пород: альбит-олигоклаз (№ 4—14), ортоклаз, биотит (железистость 80%, глиноземистость 17—22%) и кварц. Ассоциация акцессорных минералов представлена ортитом, магнетитом, монацитом и апатитом; отмечаются ксенотим, касситерит и турмалин [8]. Граниты являются типично калиевыми образованиями.

Гранитоидные батолиты Чукотской миогеосинклинальной складчатой системы приурочены к антиклинальным поднятиям и узлам пересечения разломов северо-западного и северо-вос-

точного простирания. Геологические наблюдения и геофизические данные свидетельствуют об их пластообразной форме в разрезе с мощностью до 4—5 км. Судя по калий-аргоновым датировкам, возраст гранитоидов определяется ранним мелом. Гранитоиды локализуются в триасовых терригенных и позднемезозойских (на поднятиях) карбонатно-терригенных отложениях. В составе плутонов отмечаются кварцевые диориты, роговообманково-биотитовые гранодиориты и граниты, биотитовые и лейкократовые двуслюдяные граниты. Кварцевые диориты, характеризующиеся ассоциацией плагиоклаза (№ 35—60) с роговой обманкой (железистость 30—40%), биотитом (железистость 40—45%), калий-натровым полевым шпатом и кварцем, образуют мелкие (~0,5 км²) тела. Минеральный парагенезис наиболее распространенных роговообманково-биотитовых гранитов и гранодиоритов представлен плагиоклазом (№ 20—45), калий-натровым полевым шпатом (альбитовая составляющая 30—40%), роговой обманкой (железистость 39—46%, гли-

ноземистость 18—20%), биотитом и кварцем. В биотитовых и двуслюдяных гранитах плагиоклаз более кислый (№ 18—36), повышены железистость (82—92%) и глиноземистость (19—30%) биотита. Часто отмечается гранат-альмандин. Ассоциация акцессорных минералов — сфен, ортит, апатит, ильменит. Во всех породах значительно преобладает калий над натрием.

В Олойской эвгеосинклинальной зоне гранитоидные плутоны локализуются в вулканогенно-осадочных отложениях триасового — юрского возраста и в андезито-базальтовых толщах предположительно позднеюрского — раннемелового времени. Наиболее ранними являются позднеюрские — раннемеловые плутоны, сложенные габбро-сиенит-граносиенитовой интрузивной серией пород. Это преимущественно мелкие (50—150 км²) тела, контролирующиеся глубинными разломами меридионального направления. Формирование плутонов происходило в три фазы*: 1) габбро и габбро-диориты; 2) сиенито-диориты, монзониты; 3) кварцевые сиениты и граносиениты. Отмечаются также гранодиориты и граниты.

Сиенито-диорит-граносиенитовый комплекс пород характеризуется ассоциацией плагиоклаза (№ 15—40) с калий-натровым полевым шпатом, амфиболом, биотитом и кварцем. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и сфеном. Вся серия пород отличается заметным преобладанием натрия над калием.

Раннемеловой (конец раннего мела) габбро-гранодиорит-гранитной серией сложены довольно крупные (700—900 км²) батолитоподобные массивы, образующие ряд северо-западного простирания. Преобладают в составе массивов гранодиориты и граниты.

Формирование плутонов происходило в несколько фаз: 1) габбро и габбро-диориты; 2) кварцевые диориты, гранодиориты; 3) граниты; 4) субщелочные и щелочные граниты.

Габбро и габбро-диориты характеризуются ассоциацией плагиоклаза (№ 70—80) с роговой обманкой, моноклинным и ромбическим пироксеном. Иногда в габбро отмечаются единичные зерна оливина.

Гранодиориты и биотит-амфиболовые граниты имеют следующий минеральный парагенезис: плагиоклаз (№ 25—45), калий-натровый полевой шпат (содержание альбитовой составляющей 20—25%), роговая обманка (железистость 40—50%), низкожелезистый биотит, кварц.

Субщелочные и щелочные граниты обычно лейкократовые, с микрароловыми пустотами и микропегматитовой структурой, со значитель-

ным преобладанием калий-натрового полевого шпата над плагиоклазом. Минеральная ассоциация пород представлена калий-натровым полевым шпатом (около 50% альбитовой составляющей), альбит-олигоклазом (№ 5—15), биотитом (железистость 60%, глиноземистость 16—22%), единичными зернами роговой обманки и кварцем. В щелочных гранитах отмечаются эгирин, рибекит и гастингсит.

Породы характеризуются магнетит-циркон-apatит-сфеновым парагенезисом акцессорных минералов. Встречаются также ксенотим, танталит, колумбит, фергусонит. Все породы рассматриваемой серии могут быть отнесены к калий-натровым образованиям.

Важнейшим событием ранне-позднемелового этапа проявления гранитоидного магматизма явилось формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, протяженность которого составляет около 3000 км. Согласно В. Ф. Белому [1, 2], на ранней стадии его развития (альб — сеноман) происходило становление двух типов габбро-гранитных серий. Для внешней зоны вулканогенного пояса, наложенной на структуры мио- и эвгеосинклиналей, древних жестких массивов, характерна калий-натровая непрерывная габбро-гранодиорит-гранитная серия [1, 2]. Сложенные этой серией пород плутоны размещаются преимущественно в вулканических покровах андезито-базальтового, андезитового, дацитового и липаритового состава. Отдельные массивы пересекают структуры мезозойд и древних массивов, образуя четко выраженные ряды, поперечные к простиранию пояса. Плутоны локализуются в пределах крупных поднятий, иногда обрамляя вулканотектонические депрессии. Размеры массивов колеблются от первых десятков до 1500 км². Предполагаемая форма в разрезе куполовидная и пластообразная. Многие интрузивы гетерогенны, в их составе наблюдаются габбро и габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, гранодиориты и граниты, лейкократовые субщелочные и щелочные граниты, представляющие собой последовательные интрузивные фазы. Преобладающим развитием в интрузивной серии пользуются биотит-амфиболовые гранодиориты (~50%) и граниты (~40%).

Габбро и габбро-диориты обычно содержат незначительное количество калий-натрового полевого шпата и кварца. Это существенно амфиболовые породы. Минеральный парагенезис — плагиоклаз (№ 56—75), роговая обманка, моноклинный и ромбический пироксен.

Гранодиориты и биотит-амфиболовые граниты характеризуются ассоциацией плагиоклаза (№ 26—45) с роговой обманкой (железистость 40—50%, глиноземистость 7—12%), биотитом (железистость 48—56%, глиноземи-

* Последовательность фаз дается от ранних к поздним.

стость 14—19%), калий-натровым полевым шпатом и кварцем.

В лейкократовых гранитах плагиоклаз — альбит-олигоклаз ассоциирует с калий-натровым полевым шпатом, биотитом (железистость 60—70%, глиноземистость 16—21%), роговой обманкой (железистость 40—45%) и кварцем. Иногда эти породы переходят в щелочные граниты с рибекитом, эгирином и арфведсонитом. Акцессорные минералы рассматриваемых гранитоидов представлены магнетитом, апатитом, сфеном, ортитом и цирконом.

Интрузивная серия имеет калий-натровый характер щелочности.

Во внутренней зоне вулканогенного пояса, наложенной на структуры Кони-Тайгоносской тектоно-магматической зоны («андезитовой» геосинклинали, по В. Ф. Белому), происходило становление габбро-тоналит-плагиогранитной серии. Плутоны, размеры которых достигают 1000 км², ассоциируют с субаэральными вулканическими накоплениями базальтового, андезит-базальтового и андезитового составов. Массивы образуют отчетливо выраженные линейные ряды, подчиненные общему северо-восточному простиранию структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Они имеют лакколитообразную форму, и становление их происходило в эпизональных условиях. Преобладающим развитием в серии пользуются биотит-роговообманковые тоналиты и роговообманковые диориты (до 80%). Возраст пород, судя по геохронологическим данным, соответствует раннему мелу (апт-альбу).

Плутоны этой зоны формировались в несколько фаз: 1) габбро и габбро-диориты; 2) диориты, кварцевые диориты и тоналиты; 3) гранодиориты и граниты; 4) плагиограниты и лейкократовые граниты.

Габбро двупироксеновые, нередко оливинсодержащие, с плагиоклазом, соответствующим лабрадору и битовниту (№ 64—78).

Тоналиты и кварцевые диориты имеют следующий минеральный парагенезис: плагиоклаз (№ 26—54), роговая обманка (железистость 40—44%), биотит (железистость 52—54%, глиноземистость 12—16%), калий-натровый полевой шпат и кварц. В плагиогранитах и гранитах — плагиоклаз (№ 18—24), калий-натровый полевой шпат (10—20%), биотит (железистость 55%) и кварц. Отмечаются единичные зерна роговой обманки.

Акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон и редко сфен. Вся серия пород характеризуется преобладанием натрия над калием.

Рассмотренные интрузивные серии внешней и внутренней зоны пояса образуют вместе с вулканическими породами сложные вулканоплутонические ассоциации, причем формиро-

вание плутонов происходило большей частью после вулканитов.

На поздней стадии развития пояса образовалась сиенито-диорит-щелочногранитовая натровая серия. Интрузивы этой серии, пользующиеся незначительным распространением, отмечаются в обеих зонах пояса. Они имеют небольшие (90—100 км²) размеры и, по-видимому, штокообразную форму. Наиболее типичными являются роговообманковые сиенито-диориты, сиениты и граносиениты, а также щелочные граниты. Калий-аргоновые определения возраста пород свидетельствуют об их позднемеловом возрасте. Сиениты и граносиениты характеризуются ассоциацией олигоклаза (№ 18—26) с калий-натровым полевым шпатом, роговой обманкой, биотитом и кварцем. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом. В породах натрия заметно преобладает над калием.

Анадырско-Корякская эвгеосинклиналильная система с широко развитыми позднеюрско-меловыми вулканогенно-осадочными отложениями отличается отсутствием охарактеризованных ранее гранитоидов. Редкие и мелкие тела, сложенные габбро-плагиогранитной серией, здесь ассоциируют с комплексом альпийотипных гипербазитов.

Интрузивы большей частью являются пластинчатыми телами, контакты их с вмещающими породами нередко тектонические. Геологические наблюдения свидетельствуют о послевалайкинском — досенонском возрасте пород.

Расслоенные габбро характеризуются ассоциацией плагиоклаза (№ 55—88) с роговой обманкой, моноклинным и ромбическим пироксеном и оливином.

Плагиограниты, слагающие в массивах вторую интрузивную фазу, имеют следующий минеральный парагенезис: плагиоклаз (№ 18—26), роговая обманка (железистость 47—60%, глиноземистость 10—15%), биотит (железистость 55%) и кварц. Характерны микропегматитовые сростания кварца и плагиоклаза.

Все породы относятся к типичным натровым образованиям.

Как видно из изложенного, размещение плутонических гранитоидных образований на Северо-Востоке СССР отражает общую циркумгиоокеанскую зональность магматизма, усложненную региональной тектонической зональностью.

Габбро-гранитовые серии и гранодиорит-гранитовые комплексы формировались в различной геотектонической обстановке: первые характерны для эвгеосинклиналией и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, вторые — для миогеосинклиналией.

Гранодиорит-гранитовые комплексы миогео-

синклинальных зон образуют эпизональные плутоны, не обнаруживающие достаточно очевидных связей с проявлениями вулканических процессов. Гранитоидам не предшествуют в качестве ранних фаз становления габбро и диориты. По особенностям минерального состава и породообразующих минералов гранитоиды относятся к производным умеренно водных относительно низкотемпературных расплавов [6, 10].

Габбро-гранитовые серии обнаруживают близкие пространственные и временные связи с продуктами вулканических извержений главным образом андезитового состава, образуя с ними комагматические вулканоплутонические ассоциации. Вулканиты, как правило, предшествуют внедрению интрузивов. Гранитоиды являются производными маловодных высокотемпературных магм.

Выявленные петрологические особенности гранитоидов подтверждаются данными изучения изотопного состава первичного стронция. В породах гранодиорит-гранитовых комплексов отношение Sr^{87}/Sr^{86} составляет 0,709 и более, в породах габбро-гранитовых серий — не более 0,707.

Различия в изотопном составе стронция и в петрологических особенностях пород, на наш взгляд, связаны с плавлением разного по составу корового субстрата: «гранито-метаморфического» в случае высоких первичных отноше-

ний изотопов стронция и «гранулит-эклогитового» в случае низких. Мантийная модель для гранитоидов представляется несостоятельной, подтверждением чему служит отсутствие гранитоидов в областях с океанической корой.

Материалы по гранитоидам дают возможность выделить на Северо-Востоке «I» и «S» типы гранитоидов [14] или соответственно магнетитовые и ильменитовые серии [12]. В то же время несомненно, что между этими двумя типами могут быть выделены промежуточные образования — гранодиорит-гранитные комплексы Яно-Колымской и Чукотской складчатых систем, обнаруживающих много черт сходства с каледонскими гранитоидами Доне-гола [13].

Подводя итог, отметим, что калий-натровые габбро-гранитовые серии и калиевые гранодиорит-гранитовые комплексы не распространялись к юго-востоку от границы внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканического пояса. Натровые габбро-гранитовые серии устойчиво проявились на всех этапах развития структур внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса, граница которой с внешней зоной фиксируется в качестве раздела коры переходного и континентального типов.

Массовое проявление плутонических образований во внешней зоне пояса является следствием процесса частичной деградации (плавления) континентальной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
2. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
3. Белая И. В., Белая Д. Н., Мигонич И. М. Изверженные породы и структура аномальных физических полей на Северо-Востоке СССР.— Тез. докладов 1-го регионального петрографического совещания. Магадан, 1968.
4. Ващилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий в формировании структур (по геофизическим данным).— Советская геология, 1963, № 4.
5. Загзурина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977.
6. Милов А. П., Соболев А. П. Биотит как индикатор условий формирования гранитоидов (на примере важнейших мезозойских комплексов).— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, 1979.
7. Соболев А. П. Некоторые особенности оловоносных биотитовых гранитов.— Геология рудных месторождений, 1974, № 3.
8. Соболев А. П. Акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. Магадан, 1975. (Труды СВКНИИ, вып. 68).
9. Соболев А. П. К проблеме связи оловянного оруденения и магматизма на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1976. (Тр. СВ КНИИ, вып. 69).
10. Соболев А. П., Колесниченко П. П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979.
11. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
12. Ishihara S. The magnetite-series and the illmenite-series granitic rocks. Mining, Geol., 1977, v. 27.
13. Pitcher W. S., Berger A. R. The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. Wiley Interscience. London, 1972.
14. White A. J. R., Chappel B. W. Ultrametamorphism and granulite genesis. Tectonophysics, 43, Amsterdam, 1977.

УДК 551.24(571.642)

К. Ф. Сергеев

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ПОДНЯТИЯ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

Рассмотрение геологических особенностей района поднятия Западно-Сахалинских гор приводит к выводу, что эвгеосинклинальный режим, существовавший здесь в палеозойскую и мезозойскую эру, завершился орогеническими движениями конца мелового — начала палеогенового периодов. Совокупность протекавших в этом районе неогеновых геологических процессов носит субплатформенный характер. Современная струк-

тура района поднятия рассматривается как складчатоглыбовая и включает в себя следующие основные тектонические элементы: штамповый горст-антиклинорий поднятия Западно-Сахалинских гор; рамповые грабен-синклинории Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей; грабен-синклинорий прогиба Татарского пролива; горстовые массивы поднятий Восточно-Сахалинских гор и Сусунайского хребта.

Поднятие Западно-Сахалинских гор является одним из наиболее ярко морфологически выраженных тектонических элементов структуры Сахалина. На западе оно сопряжено с прогибом Татарского пролива, а на востоке — обрешено береговой линией Охотского моря или переходит в равнинные пространства Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей. Протягиваясь почти на 500 км от п-ова Крильон на юге до широты Набильского залива на севере, поднятие представляет собой систему преимущественно субмеридионально-вытянутых горных цепей и хребтов, разделенных многочисленными межгорными долинами и впадинами.

Со времени появления первых сведений о геологии Сахалина геологические особенности этого района в различных аспектах освещались в публикациях отечественных и японских геологов, количество которых исчисляется четырехзначными величинами. Тем не менее по вопросам его тектоники мнения различных авторов до сих пор чрезвычайно разнообразны и противоречивы [11].

В геологическом строении поднятия Западно-Сахалинских гор, Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей участвуют полифациальные комплексы пород широкого возрастного диапазона. Наиболее древними из них являются метаморфические образования вальзинской серии, возраст которых с большой долей условности оценивается как нижний — средний палеозой [4]. Они вскрываются из-под чехла неогеновых и четвертичных отложений на прилегающих к упомянутому низменностям западных склонах Восточно-Сахалинских гор и Сусу-

найского хребта и распространены, как показывают результаты бурения и геофизических работ, в пределах самих низменностей. Это образования главным образом зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, возникшие в результате низкотемпературного регионального метаморфизма песчано-глинистых и кремнисто-вулканогенных толщ с включениями карбонатных пород [5]. В зонах крупных разломов они обычно сменяются породами глаукофан-лавсонитовой фации метаморфизма.

В неуставленных с вальзинской серией соотношениях находятся толщи в целом гораздо менее метаморфизованных пород далдаганской серии, которые распространены на западных склонах Восточно-Сахалинских гор, в северной части Тымь-Поронайской низменности и на восточных склонах поднятия Западно-Сахалинских гор (Таулан-Армуданский хребет). Далдаганскую серию составляют главным образом разноокрашенные яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, граувакки, спилиты, диабазы и их туфы, среди которых встречаются штокообразные и линзовобразные тела мраморизованных известняков. Лишь в ее верхней части преобладают филлитовидные алевролиты, аргиллиты, глинистые и кремнистые сланцы, граувакки с редкими прослоями яшм. Возраст пород серии фаунистически определяется как верхний палеозой — мезозой [4].

По всей видимости, к самым верхним горизонтам далдаганской серии принадлежит и вскрывающаяся в приосевой зоне поднятия Западно-Сахалинских гор, северо-восточнее г. Александровска-Сахалинского, мощная (бо-

лее 1000 м) толща чередования алевролитов, филлитовидных аргиллитов с прослоями основных туфов, кремнистых пород и изредка глинистых известняков. В литературе неоднократно отмечалось, что по составу пород, характеру их распределения в вертикальном разрезе и степени метаморфизма эта толща очень напоминает верхи как далдаганской, так и набильской (юра — нижний мел) серий. По мнению Т. Мацумото [18], она также чрезвычайно сходна с верхними горизонтами юрско-нижнемеловой группы Сорати о. Хоккайдо. На основании определения немногочисленных фаунистических остатков возраст описанных отложений может быть оценен как альбский или позднеаптский — альбский [4].

Толща описанных туфогенно-кремнисто-глинистых пород, соответствующая низам побединской и айской свит, согласно перекрывается отложениями сеноман-датского комплекса, которые широко распространены в центральной части поднятия Западно-Сахалинских гор, установлены в ограниченных объемах на западных участках южных районов Тымь-Поронайской низменности [7 и др.], а также в пределах Сусунайской низменности. Это главным образом морские и прибрежно-морские, реже континентальные песчано-глинистые образования, в северных районах поднятия перекрывающиеся пачкой осадочно-вулканогенных пород базальтоидного состава, формирование которых предположительно связывается с многими исследованиями с проявлениями позднемелового вулканизма в области Сихотэ-Алиня.

Отложения палеогенового комплекса распространены на дневной поверхности, главным образом вдоль западных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор. На ряде участков здесь наблюдается постепенный переход верхнемеловых слоев в палеогеновые; чаще же между ними обнаруживаются стратиграфически несогласные взаимоотношения со следами размыва верхнемеловых толщ. В зоне восточных склонов поднятия палеоген представлен лишь своими верхними (олигоценовыми) горизонтами, выклинивающимися в восточном направлении, т. е. в сторону Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей*.

В составе палеогенового комплекса преобладают песчано-глинистые континентальные и прибрежно-морские отложения, повсеместно начинающиеся горизонтом конгломератов переменной мощности. В верхней (олигоценовой) части разреза комплекса преобладающими являются мелко- и тонкозернистые отложения фаций открытого моря.

* Палеогеновые отложения практически отсутствуют и на юге п-ова Крильон, где на верхнемеловые слои налегают разные горизонты неогенового комплекса отложений [11, 13].

Отложения палеогенового возраста залегают на верхнемеловых образованиях обычно без угловых и азимутальных несогласий; лишь в зоне восточных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор между ними наблюдаются слабые (несколько градусов) несоответствия в элементах залегания [13].

Весьма распространенные в рассматриваемом районе неогеновые отложения структурно согласны перекрывают палеогеновые или верхнемеловые толщи в пределах самого поднятия и резко несогласно залегают на породах далдаганской и вальзинской серий в пределах Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей и их восточного обрамления. Неогеновый комплекс характеризуется очень сложным литологическим составом, что обусловлено многократной сменой фаций по латерали и вертикали. Достаточно сказать, что в его строении участвуют континентальные, прибрежно-морские и морские песчано-глинистые образования, нередко ассоциирующиеся с кремнистыми, кремнисто-вулканогенными, вулканогенно-осадочными, пирокластическими и эффузивными породами.

Неогеновыми по времени формирования являются и вскрывающиеся в пределах поднятия тела интрузивных образований. В зоне восточных склонов поднятия они представлены главным образом среднемиоценовыми интрузивными залежами (силлами) долеритов; на ряде участков его западных склонов распространены верхнемиоценовые силлы и дайкоподобные тела субщелочного состава.

Разнофациальные четвертичные отложения обычно со стратиграфическим и структурным несогласием перекрывают те или иные из описанных выше толщ пород. Исключение составляют лишь центральные участки Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей, где четвертичные слои непосредственно продолжают разрез плиоценовых [1, 13].

Выходы разновозрастных комплексов на дневной поверхности образуют несколько субмеридионально протягивающихся полос (рис. 1), последовательность чередования которых подчеркивает в целом антиклиналеподобную структуру поднятия Западно-Сахалинских гор в поперечном его сечении и синклиналеобразную структуру вышеупомянутых низменностей. Именно эти закономерности распространения пород различного возраста по рассматриваемой площади позволяют трактовать вышеуказанные геоморфологические элементы как неогеновые антиклинории и синклинории [2, 13 и др.].

Анализ взаимного расположения распространенных здесь разновозрастных толщ отложений в пространстве и геометрия образуемых ими геологических тел не оставляет сомнений в том, что структуры поднятия Западно-Саха-

линских гор и прилегающих к ним с востока низменностей являются тектонически сопряженными и одновозрастными.

Наибольшей простотой строения характеризуются Тымь-Поронайская и Сусунайская низменности. Широко распространенные в их пределах толщи неогеновых отложений с резким стратиграфическим и структурным несогласием залегают на палеозойских и палеозойско-мезозойских образованиях вальзинской и далдаганской серий. Вдоль восточных обрамлений низменностей (западные подножия Восточно-Сахалинских гор и Сусунайского хребта) они характеризуются устойчивыми наклонами в западном направлении соответственно уклону рельефа перекрываемых ими комплексов пород. В западном направлении углы наклона неогеновых слоев к западу постепенно вышолаживаются, и в центральных областях обеих низменностей характерно субгоризонтальное залегание неогеновых и согласно перекрывающих их четвертичных толщ. Негоризонтальное залегание слоев этого возраста здесь отмечается лишь над заметными неровностями рельефа подстилающих комплексов пород палеозойского и палеозойско-мезозойского возраста, подчеркивая тем самым местоположение структурных форм неоген-четвертичного комплекса, принадлежащих типу структур облекания.

Гораздо более сложная структура неогеновых толщ характеризует западные участки Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей. К западу от районов их субгоризонтального залегания палеоген-неогеновые слои повсеместно обнаруживают наклон к востоку, углы которого резко возрастают в западном направлении и в зоне сочленения низменностей с поднятием Западно-Сахалинских гор, а также на восточных склонах последнего достигают 90° и более (опрокидывание к востоку). В ряде районов восточных склонов поднятия (район г. Макарова) подобным же образом залегают и слои верхнемелового возраста с большим стратиграфическим несогласием, но без заметного структурного несоответствия подстилающие толщи палеоген(?)-неогеновых отложений.

Другими словами, в отличие от восточных и центральных районов Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей, где палеоген-неогеновые слои находятся в первичном пликвативно недислоцированном залегании, в описываемой зоне они, а иногда, как выше указывалось, и подстилающие их толщи более древних (верхнемеловых) отложений пликвативно дислоцированы. Увеличение интенсивности дислоцированности этих слоев в западном направлении сопровождается появлением и последующим увеличением здесь кулисообразно сочленяющихся антиклинале- и синклиналиеподобных струк-

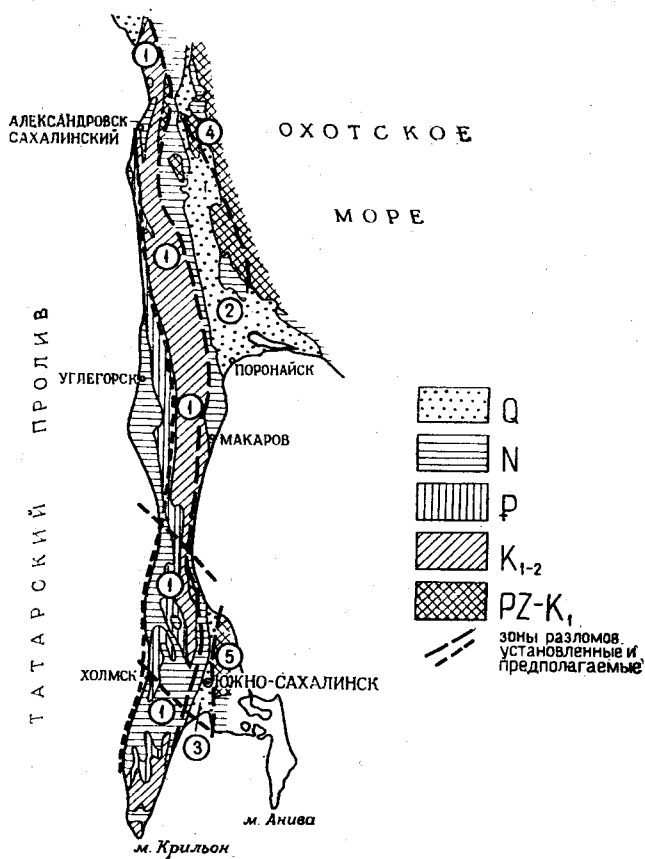


Рис. 1. Схема распространения разновозрастных стратифицированных толщ пород на дневной поверхности в районе поднятия Западно-Сахалинских гор.

Цифры в кружках соответствуют: 1 — поднятию Западно-Сахалинских гор; 2 — Тымь-Поронайской низменности; 3 — Сусунайской низменности; 4 — поднятию Восточно-Сахалинских гор; 5 — поднятию Сусунайского хребта (палеогеновые отложения восточных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор на схеме не показаны из-за малой площади их выходов).

турных форм, осевые линии которых имеют отчетливые северо-запад — юго-восточные простирания. Эти структурные формы можно назвать полуантиклиналями и полусинклиналими, поскольку первые из них обычно не обнаруживают северо-западных переклиналиных окончаний, тогда как вторые представлены резко вышолаживающимися к юго-востоку центриклиналими. Морфология складчатых форм палеоген-неогеновых и иногда верхнемеловых отложений в зоне восточных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор и западных участков Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей свидетельствует о принадлежности их к категории приразломных дислокаций [14].

Формирование этих дислокаций, по-видимому, обусловлено тектонической активностью Тымь-Поронайского взбросо-надвига, который протягивается вдоль восточных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор и отделяет структуру описанной выше области от структуры

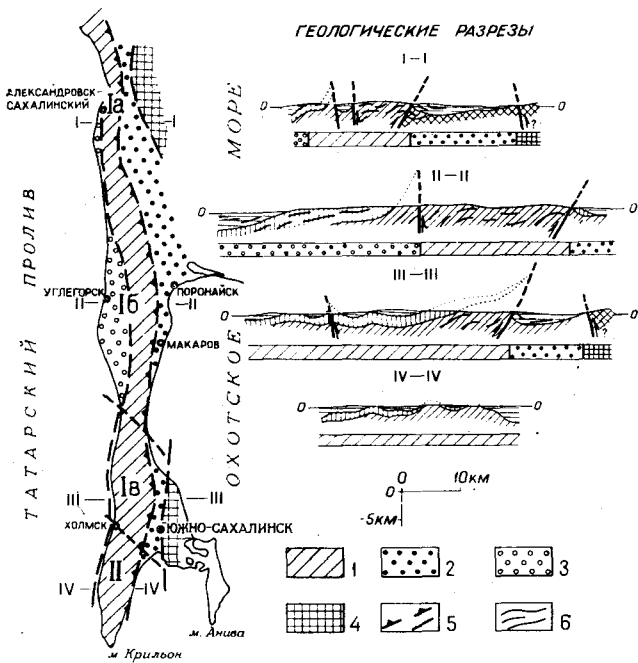


Рис. 2. Тектоническая схема района поднятия Западно-Сахалинских гор.

1 — штамповый горст-антиклинорий; 2 — рамовый грабен-синклинорий; 3 — восточный борт грабен-синклинория Татарского пролива; 4 — горстовые массивы; 5 — разломы (а — с установленным наклоном плоскости сместителя — наклон в направлении вершины треугольника; б — с неустановленным или изменяющимся по простиранию наклоном плоскости сместителя); 6 — наклоны слоев на геологических разрезах. Тектонические блоки поднятия Западно-Сахалинских гор: Ia — Александровский; Ib — Углегорский; II — Чеховский; III — Крильонский. Обозначения на геологических разрезах см. рис. 1.

центральной и западной зон поднятия. Эта разрывная дислокация представляет собой систему многочисленных, в целом субмеридионально вытянутых взбросов и взбросо-надвигов с западными наклонами плоскостей сместителей. Многие авторы [6, 11 и др.] справедливо рассматривают ее в качестве приповерхностного выражения расколов фундамента складчато-глыбовой структуры Сахалина, что подтверждается приуроченностью к зоне взбросо-надвига отчетливой ступени в гравитационном поле района [16], среднемиоценовых магматических образований, полей пропилитизированных пород и современных грязевых вулканов.

Ограниченная с востока системой разрывов Тымь-Поронайского взбросо-надвига область поднятия Западно-Сахалинских гор подразделяется на два тектонических района: северный и южный. Эти районы, разделенные тектонической линией, протягивающейся в северо-запад — юго-восточном направлении через города Холмск и Анива и возможно соответствующей местоположению глубинного разлома [1], характеризуются значительно различающимися

структурами описываемой области поднятия в поперечном сечении (рис. 2).

Структура северного района центральной и западной областей поднятия Западно-Сахалинских гор соответствует наклоненной к западу и осложненной складчатыми и разрывными дислокациями моноклинали, в строении которой участвуют толщи верхнемеловых и, вероятно, более древних, палеогеновых и неогеновых образований. Характерной чертой строения моноклинали является повсеместное увеличение углов наклона слагающих ее слоев при приближении к зоне Тымь-Поронайского взбросо-надвига. Это наиболее наглядно выражено в поле развития меловых отложений, пласты которых на ряде участков вблизи разломной зоны поставлены «на голову» и даже запрокинуты к западу. Здесь же нередки приразломные складки, осевые линии которых ориентированы преимущественно вдоль простирания разрывных нарушений.

Тем не менее строение моноклинали по ее простиранию не остается одинаковым, что позволяет усматривать в ее структуре не менее трех тектонических блоков со следующими условными названиями: Александровский, Углегорский и Чеховский (см. рис. 2).

Главнейшей тектонической особенностью структуры моноклинали двух северных блоков является субмеридионально протягивающаяся наклоненная под углом $65-80^\circ$ к западу флексура, которая нередко сопровождается круто падающими в восточном направлении разломами взбросового типа (см. рис. 2). Местоположение флексуры, по-видимому, трассирует направление зоны глубинного разлома земной коры. Во всяком случае такое предположение наиболее просто объясняет факты о приуроченности к отдельным ее участкам ступеней в аномальном гравитационном поле [16], верхнемиоценовых магматических образований, термальных и минеральных источников.

Обращает на себя внимание различие в степени пликвативной дислоцированности толщ пород по обе стороны от флексуры. Вскрывающиеся восточнее ее верхнемеловые и отчасти палеогеновые слои образуют довольно редкие, крупные и пологие антиклинальные складки со слегка наклоненным к западу положением зеркала складчатости. Неогеновые, палеогеновые и отчасти верхнемеловые толщ, располагающиеся вблизи флексуры с западной стороны, дислоцированы гораздо интенсивнее, что выражается как в существенно большем здесь количестве складчатых форм на единицу площади, нежели в районах восточнее флексурного изгиба, так и в больших значениях углов падений пород на крыльях складок. Далее к западу интенсивность пликвативной дислоцированности толщ быстро ослабевает, а зеркало

складчатости, отчетливо наклоненное вблизи флексуры к западу, здесь вновь выполаживается до близкого к горизонтальному положению.

При значительном сходстве структуры Александровского и Углегорского тектонических блоков первый отличается от второго более интенсивной дизъюнктивной дислоцированностью. Только здесь широко распространены протяженные (десятки километров) узкие (несколько километров) грабеноподобные структуры, протягивающиеся в субмеридиональном направлении и ограниченные с обеих сторон разломами. Они располагаются в поле развития меловых отложений и выполнены на дневной поверхности неогеновыми отложениями, без заметных структурных несогласий перекрывающимися меловыми слоями. По мнению Е. Н. Меланхолиной [11] и некоторых других геологов, эти структуры могут классифицироваться как грабены или грабен-синклинали. Однако характер дислоцированности меловых и кайнозойских толщ этого участка поднятия Западно-Сахалинских гор более всего соответствует возникновению их в условиях горизонтального субширотного ориентированного сжатия земной коры. Поэтому так называемые грабены и грабен-синклинали, вероятнее всего, представляют собой структуры, ограниченные по бортам не нормальными сбросами, а взбросами, и, следовательно, могут рассматриваться в качестве рамповых грабенов.

В структуре моноклинали Чеховского тектонического блока описанный выше флексурный изгиб слоев в пределах островной суши отсутствует. Зато здесь необычайно широко распространены антиклинальные и синклинали складки, которые характеризуются «аномальными» север — северо-западными простираниями осевых линий. Характерно и то, что складчатые формы дислокаций наиболее отчетливы в поле развития неогеновых и палеогеновых отложений; в восточном направлении степень пликативной дислоцированности слоев уменьшается. Углы падения пород на крыльях складок обычно не превышают 40—50°, и только в зонах взбросо-надвиговых дислокаций, наклоненных к северо-востоку, наблюдаются большие наклоны слоев, вплоть до близкого к вертикальному залегания.

Заметно отличающейся от охарактеризованной выше является структура южных районов поднятия Западно-Сахалинских гор (п-ов Криллон). Во-первых, зона Центрально-Сахалинского глубинного разлома здесь не всегда выражена системой разрывных нарушений Тымь-Поронайского взбросо-надвига, а нередко проявляется в виде осложненной мелкими продольными разломами наклоненной на восток флексуры (см. рис. 2). Во-вторых, западнее этой зоны не обнаруживается в целом

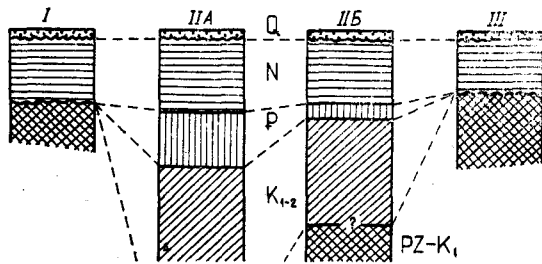


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов стратифицированных толщ пород района поднятия Западно-Сахалинских гор по широтному направлению.

I — зона о-вов Монорен, Ребун, Риспир, Юго-Западное Хоккайдо; IIА — зона западных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор; IIБ — зона восточных склонов поднятия Западно-Сахалинских гор; III — центральный и восточный участки Тымь-Поронайской низменности.

моноклинали погружения к западу верхнемеловых и более молодых толщ. Наконец, в-третьих, степень пликативной дислоцированности слоев здесь заметно выше, нежели в более северных районах. К тому же антиклинальные и синклинали складки имеют здесь примерно одинаковую размерность, подчёркивая полный (альпийский) характер проявившейся на рубеже плиоцена и плейстоцена складчатости.

Таким образом, при рассмотрении геологических особенностей района поднятия Западно-Сахалинских гор отчетливо проступает гетерогенность его структуры как в широтном, так и в меридиональном направлениях (рис. 2, 3). Важно отметить и то, что вопреки широко распространенным представлениям, эту структуру трудно рассматривать в качестве складчатой. Более правильным представляется отнесение ее к категории складчато-глыбовых структур, поскольку важнейшие тектонические черты района определяются не столько особенностями пликативной дислоцированности толщ верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложений, сколько взаиморасположением неравномерно перемещенных по системам глубоко проникающих разломов блоков земной коры.

Изложенные данные свидетельствуют о своеобразии характера и последовательности геологических процессов, протекавших в рассматриваемом районе, по крайней мере, с середины мелового периода.

Меловая складчатость на разных участках Японо-Сихотэалинской палеозойско-мезозойской эвгеосинклинали области проявилась в разные интервалы геологического времени. Если в районе Сихотэ-Алиня она имела место в сенонское время и завершила геосинклинали развитие региона, то в Японо-Сахалинском районе главная фаза приходится на предаптское время [3] и не может рассматриваться в качестве заключительного этапа его геосинкли-

нального развития. Тем не менее на значительных площадях произошло интенсивное воздымание крупных блоков земной коры, сопровождавшееся складчатостью и метаморфизацией палеозойско-мезозойских толщ пород и формированием плутонов гранитоидов. Одно из возникших, таким образом, поднятий протягивалось из области гор Китаками (о. Хонсю) через районы Юго-Западного Хоккайдо, о-вов Ребун и Монерон в акваторию современного Татарского пролива [3]. Подобное же поднятие, возможно с некоторым запозданием (предальбское или альбское время), видимо сформировалось и в зоне восточных районов Сахалина. На это указывают факты о поступлении в Западно-Сахалинский поздне меловой бассейн седиментации обломочного материала не только с запада, но и с востока [11 и др.], а также данные о различиях в степенях метаморфизма и дислоцированности верхнемеловых и юрско-нижнемеловых образований Восточно-Сахалинских гор [4].

В то же время приходится думать, что в районе поднятия Западно-Сахалинских гор упомянутые складкообразующие движения или вообще не проявлялись, или же проявлялись в очень ослабленном виде. В противном случае чрезвычайно трудно объяснить факты структурно согласного налегания позднеаптских — альбских слоев на образования верхних горизонтов юрско-нижнемелового комплекса в районе Таулан-Армуданской гряды (Рождественский, устное сообщение) и в осевой зоне Центрального Хоккайдо [11].

Таким образом, к середине мелового периода в районе поднятия Западно-Сахалинских гор обособился субмеридионально ориентированный прогиб, протягивавшийся в район Центрального Хоккайдо и с обеих сторон (с востока и запада) окаймлявшийся возникшими в процессе меловой складчатости и орогенеза поднятиями. Формационный состав выполняющих этот прогиб альбско-верхнемеловых толщ и результаты палеотектонического анализа поздне меловой обстановки позволяют классифицировать его как остаточный миогеосинклиальный прогиб, хотя в своей западной части он местами обнаруживает черты наложенных структурных элементов [47].

Этот прогиб, центриклинально замыкавшийся, видимо, в районе бассейна р. Виахту на севере и протягивавшийся на неизвестное расстояние к югу от о. Хоккайдо, имел очень небольшие размеры в поперечнике. На востоке он вряд ли значительно выходил за восточную границу современного распространения верхнемеловых миогеосинклиальных толщ на о-вах Сахалин и Хоккайдо, западная граница проходила, видимо, около о-вов Монерон, Рисири, Ребун и крайних восточных районов Юго-За-

падного Хоккайдо, где верхнемеловые отложения отсутствуют.

Нижние слои верхнемелового комплекса, образованные преимущественно тонко- и мелко-обломочными породами морских фаций, соответствуют собственно миогеосинклиальному этапу развития прогиба. Верхние же его толщ сложены главным образом разнообломочными пресноводно-континентальными отложениями, среди которых ограниченно распространены образования прибрежно-морских фаций. Более того, вверх по разрезу этой части комплекса наблюдается общее поглубение обломочной фракции терригенных пород и заметное возрастание в ее составе метаморфических образований. Это можно расценивать как свидетельство того, что смена во времени морского осадконакопления прибрежно-морским и пресноводно-континентальным была обусловлена не столько замедлением опусканий земной поверхности в пределах самого прогиба, сколько ее усилившимися воздыманиями на возникших в середине мелового периода поднятиях. В этом случае верхние толщ верхнемелового комплекса отложений могут быть охарактеризованы как орогенные, а сам прогиб — как межгорный.

Надо заметить, что несомненное сходство отложений верхов верхнемелового разреза с образованиями орогенных комплексов, пожалуй, впервые подметила Е. Н. Меланхолина [41]. Однако она не решилась отнести их к соответствующему формационному типу, неоправданно приписав им аллохтонное происхождение, обусловленное, по ее мнению, «тектоническими движениями в соседней области Сихотэ-Алиньских мезозойд» (с. 47).

В начале палеогенового периода в восточных районах Сахалина вновь произошли интенсивные воздымания блоков земной коры, проявилась складчатость, сопровождавшаяся гранитоидным магматизмом. В результате этого в бассейне седиментации резко увеличился снос обломочного материала с востока при относительно уменьшении поставки его с запада [41].

Поднятия восточной половины острова проявились и в пределах самого прогиба, что привело к сокращению размеров бассейна седиментации и частичному размыву в его периферических частях ранее сформировавшихся верхнемеловых толщ. В районах п-ова Крильон (о. Сахалин) и северного Хоккайдо обособилось сохранявшееся почти на протяжении всего палеогенового периода поднятие, расчленившее единый прогиб на две изолированные впадины: северную (Западно-Сахалинскую) и южную (Хоккайдскую). В их пределах до конца эоценового времени в континентальных условиях происходило накопление плохо сортированных

терригенных отложений с пластами и прослоями углей.

На основании изложенного вряд ли можно сомневаться в том, что сформировавшиеся здесь на протяжении палеоцена и эоцена толщи континентальных образований принадлежат орогенному комплексу. В совокупности с породами верхнемелового орогенного комплекса они образуют единую молассовую формацию, появление которой завершило палеозойско-мезозойское эвгеосинклинальное развитие Сахалина в целом.

Качественно новый этап развития структуры района начинается с начала олигоцена. В это время на месте заполненного молассовыми толщами прогиба вновь устанавливаются условия морского осадконакопления. Олигоценовая трансгрессия охватила территорию, которая по площади примерно соответствовала позднемеловому бассейну седиментации. На рубеже палеогенового и неогенового периодов здесь, как и в ряде других районов восточной окраины Евразии, произошло интенсивное раздробление земной коры и погружение крупных ее блоков под уровень трансгрессировавшего океана. В рассматриваемом районе этот процесс вызвал вовлечение в сферу морской седиментации пространств Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей и площадей акваторий Татарского пролива. Вероятнее всего, в это же время возникли и многочисленные разломы земной коры в районе поднятия Западно-Сахалинских гор.

До конца плиоценового времени на месте последнего преваляло морское осадконакопление, изредка осложнявшееся непоследовательно и кратковременно проявившимися поднятиями дна бассейна седиментации. Оценки местоположения береговых линий восточной части неогенового морского бассейна в различные интервалы времени [12] свидетельствуют о его в целом трансгрессивном характере, что и обусловило распространение толщ отложений относительно более молодого возраста на больших площадях по сравнению с подстилающими их слоями.

Значительные затруднения возникают при попытке определения тектонической сущности неогеновых геологических процессов, протекавших в рассматриваемом районе. Несмотря на то, что почти все авторы, касавшиеся этих вопросов, за редким исключением [10], характеризуют геолого-тектонический процесс развития структуры Сахалина в неогене как геосинклинальный, уверенность в справедливости такого вывода невелика. Он мог бы рассматриваться в качестве одного из возможно допустимых, если оценивать не всю совокупность имеющихся на сегодня фактов, а лишь часть из них (значительная мощность комплекса неогеновых

отложений, наличие в нем флишевых и кремнисто-глинистых толщ, пликативная дислоцированность неогеновых слоев на большей части территории острова). Однако его трудно, а может быть и невозможно согласовать с данными о широком распространении в составе неогенового комплекса континентальных угленосных (верхнедуйская свита) и полифациальных лигнитосодержащих (маруямская свита) толщ. Кроме того, комплекс среднемиоценовых магматических образований Западно-Сахалинских гор по особенностям состава и условий геологической локализации более всего напоминает трапповые ассоциации, описанные [9] в пределах молодых платформ [15], а ассоциация верхнемиоценовых щелочных базальтоидов очень сходна с таковой континентального щелочного оливин-базальтового формационного типа, который считается [8] характерным также для тектонически устойчивых областей.

Дополнительно следует подчеркнуть и то, что комплекс неогеновых отложений рассматриваемого района по особенностям состава и значениям мощности принципиально не отличается от такового в восточных районах Южного Сахалина. Однако из пределов последних этот комплекс, судя по результатам сейсмических и морских геологических работ, практически не изменяя упомянутых параметров, прослеживается в акваторию Охотского моря, где образует чехол эпимезозойской плиты.

Избежание двойственности в истолковании приведенных выше данных возможно только в случае допущения следующего предположения: процесс неогенового тектогенеза в районе поднятия Западно-Сахалинских гор, как и в ряде других районов неогеновой тектонической активизации окраин Восточной Евразии в общем имел надструктурный характер и определялся более общими и глубинными факторами, нежели те, что обуславливают вариации тектогенеза отдельных геологических структур. По своей сути в целом он должен быть определен как процесс субплатформенного характера. Определенные же черты его «геосинклинальности» в рассматриваемом районе и на Сахалине в целом следует объяснять невыдержанностью формы проявления процесса по площади, обусловленной наличием латеральных различий в структурно-тектонических особенностях и геологической природе субстрата области активизации. К примеру, если в пределах акваторий окраинных морей Дальнего Востока в процесс неогеновой тектонической активизации оказались вовлеченными уже консолидированные области, то в районе Сахалина — длительно развивавшаяся геосинклинальная область, не вышедшая ко времени начала этого процесса из орогенной стадии своего развития.

Приведенная трактовка тектонического ре-

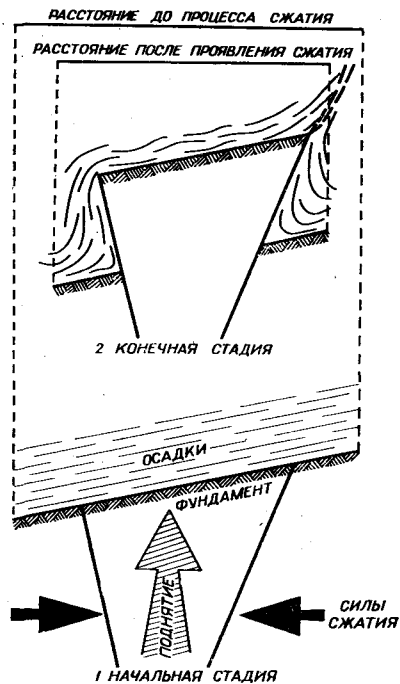


Рис. 4. Принципиальная модель формирования структуры поднятия Западно-Сахалинских гор.

жима района поднятия Западно-Сахалинских гор в неогеновом периоде позволяет без особых затруднений объяснить и его важнейшую структурную особенность, которая заключается в приуроченности возникших на рубеже плицена и плейстоцена пликативных форм дислокаций верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых слоев к узкой зоне новейшего поднятия земной поверхности и отсутствия таковых за ее пределами. Из рассмотрения обобщенного геологоструктурного разреза района по широтному направлению, т. е. вкрест простирания основных тектонических элементов, совершенно очевидно, что источник пликативной деформированности слоев поднятия не может располагаться за пределами субмеридионально-вытянутой полосы, которая ограничивается с востока зоной субгоризонтального (первичного!) залегания неоген-четвертичных отложений на центральных участках Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей.

Охарактеризованные выше и частично отраженные на рис. 2 особенности структуры самого поднятия по поперечным направлениям исключают возможность предположений о пликативной дислоцированности слагающих его толщ в результате проявления здесь какого-либо из тех процессов, которые обычно привлекаются для объяснения происхождения пликативных форм дислокаций в антиклинорных поднятиях типовых складчатых областей. Однако они легко объяснимы посредством привлечения динамической модели, предполагающей верти-

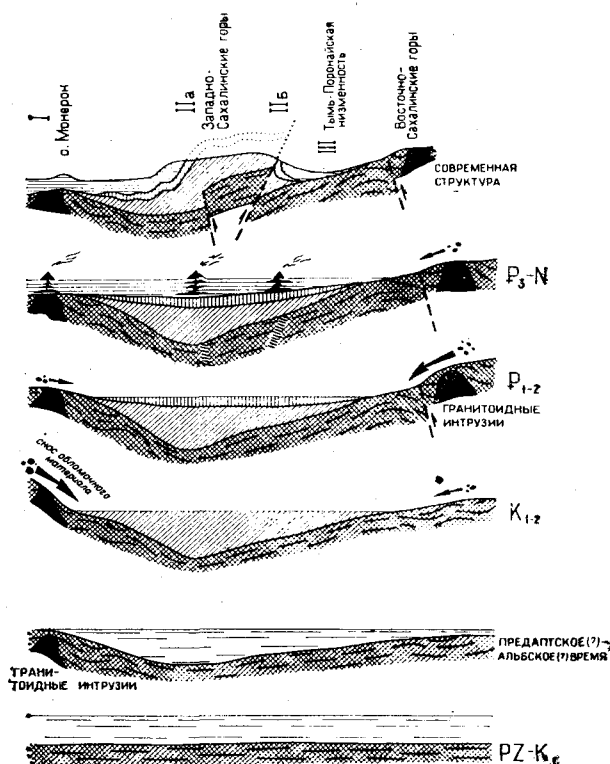


Рис. 5. Схема геологического развития района поднятия Западно-Сахалинских гор.

кальные блоковые перемещения основания верхнемелового — неогенового комплекса при воздействии на него субширотно направленных сжимающих усилий (рис. 4).

Таким образом, схема геологического развития рассматриваемого региона, представленная на рис. 5, и модель формирования его современной структуры (рис. 4) представляются наиболее отвечающими совокупности накопленной к настоящему времени геологической информации. Предположительным элементом этих построений следует считать лишь экстраполяцию наклонов реально наблюдаемых разломов на недоступные для непосредственных наблюдений глубины. С учетом сказанных оговорок поднятие Западно-Сахалинских гор можно рассматривать в качестве структуры штампового типа (плейстоценовый штамповый горст-антиклинорий). Ограничивающие его с востока менее поднятые над уровнем моря структуры Тымь-Поронайской и Сусунайской низменностей в этом случае более всего будут соответствовать содержанию понятия «плейстоценовый рамповый грабен-синклинорий». Возможно, к этой же категории принадлежит и прогиб Татарского пролива, восточное крыло которого выведено на дневную поверхность на западных участках Александровского и Углегорского тектонических блоков поднятия Западно-Сахалинских гор.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. М. Остров Сахалин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1973.
2. Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С. Тектоника.— В кн.: Геология СССР, т. XXXIII, ч. I. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970.
3. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
4. Геология СССР, т. XXXIII, ч. I. Остров Сахалин. М.: Недра, 1970.
5. Егоров А. Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалин.— ДАН СССР, 1967, т. 175, № 6.
6. Занюков В. Н. Центральнo-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 4.
7. Занюков В. Н., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. Формационная принадлежность осадочных и магматических образований Сахалина.— Геол. и геофиз., 1973, № 3.
8. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
9. Кутолин В. А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963.
10. Марков М. С., Аверьянова В. Н., Каргашов И. П., Соловьева И. А., Шувалов А. С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967.
11. Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его геомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973.
12. Мельников О. А. Основные структурные элементы Сахалина.— Тр. СахКНИИ, вып. 18, 1968.
13. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1973.
14. Русаков Д. Ф. Морфология и возможные способы образования третичных складчатых структур на Сахалине.— Тр. ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
15. Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. О проявлениях траппового магматизма на Сахалине.— Тр. СахКНИИ, вып. 31, 1974.
16. Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966.
17. *Geology and mineral resources of Japan.* Tokyo, 1977.
18. *Matsumoto T. Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan.*— Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Geology. Fukuoka, 1942, v. 1, N 3.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
21 сентября 1981 г.

УДК 551.14/15(571.642)

А. А. Терещенков, И. К. Туезов, В. В. Харачинов

ЗЕМНАЯ КОРА САХАЛИНА И ОКРУЖАЮЩИХ АКВАТОРИЙ

На основе анализа физических полей, рельефа Сахалина и его обрамлений, данных ГСЗ и МТЗ рассмотрена методика построения карт гипсометрии поверхности М, мощностей «базальтового», «гранитного» и осадочного слоев. Обосновывается геологическая природа аномалий магнитного и гравитационного полей. Делается вывод о гетерогенности и блоковом строении всех слоев земной коры Сахалина. Характерной для района является интерференция процессов создания и разрушения континентальной коры при явном преобладании последнего.

Характеристика структуры земной коры о. Сахалин и окружающих акваторий основывалась до сих пор преимущественно на материалах глубинных сейсмических зондирований, проведенных на прилегающих к острову акваториях и по редкой сети на его юге [5, 8, 9, 11]. Комплексная интерпретация обширного геолого-геофизического материала, полученного в последние годы, позволила авторам составить более полное представление о строении земной коры острова и особенно его северной части и прилегающих к нему акваторий, нежели это достигалось по данным сейсмических зондирований.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ КАРТ МОЩНОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ СЛОЕВ

Для оценки мощности земной коры применен корреляционный анализ между гипсометрией поверхности твердой оболочки Земли и глубиной залегания поверхности Мохоровичича (М), основанный на использовании гипотез изостазии [1, 6]. Для проведения статистической зависимости использованы фрагментарные данные о положении границы М по профилям ГСЗ в регионе. Выборка составила 377 пар. Вычисления проведены на ЭВМ «Найри-2». Получено уравнение регрессии:

$$H_M = 0,0013(H/100)^2 + 0,482(H/100) + 31,72,$$

где H_M — глубина до поверхности М, H — высота (глубина) осредненного рельефа земной коры в метрах.

При аппроксимации кривой регрессии прямой линией коэффициент корреляции равен 0,95. Среднеквадратическая ошибка отклонения экспериментальных данных от вычисленных состав-

ется вывод о гетерогенности и блоковом строении всех слоев земной коры Сахалина. Характерной для района является интерференция процессов создания и разрушения континентальной коры при явном преобладании последнего.

вила $\mp 2,6$ км, что удовлетворяет условиям построения структурной карты масштаба 1:2500000 (рис. 1). Расчеты проведены по сети 10×20 км. Отмечается хорошая сходимость со схемами рельефа поверхности М для Сахалина, опубликованными А. А. Андреевым и др. [9], а также Н. К. Булиным [4]. Первые из них для своих построений использовали гравиметрические и сейсмические материалы, второй — сейсмологические. Равномерная по всему региону детальность проделанных нами вычислений позволяет более определенно, чем у только что упомянутых авторов, судить о характере рельефа поверхности М, о связи сахалинских и сихотэ-алинских геоструктур, их границах, соотношении глубинных и приповерхностных образований и др.

«Базальтовый» слой. Поверхность «базальтового» слоя предположительно отождествлена с границей со скоростью 6,8—7,4 км/с. Для изучения строения слоя авторами выведена корреляционная зависимость его мощности от гипсометрии поверхности М. Для этого использованы материалы ГСЗ, полученные в районах Сахалина, Приморья, Охотского и Японского морей, Камчатки, Северо-Востока СССР, дополненные данными А. Н. Тимофеева [10] по различным регионам земного шара. Всего набрано 256 пар определений (рис. 2, А). Обработка экспериментальных данных произведена на ЭВМ «Найри-2». Получено квадратическое уравнение регрессии:

$$M_0 = 0,0329H_M^2 + 0,4198976H_M + 0,695,$$

где M_0 — мощность «базальтового» слоя, H_M — глубина до границы М. Среднеквадратическое отклонение экспериментальных данных от теоретической кривой составило $\pm 3,5$ км. Распределение погрешности подчинено нормальному закону (рис. 2, Б). Из графика видно, что мощ-

ность «базальтового» слоя, рассчитанная по уравнению регрессии, завышена относительно генеральной совокупности на 1 км и находится в пределах разрешающей способности метода ГСЗ. Исследуя гистограмму распределения ошибок, можно заключить, что отклонения от линии регрессии от 0 до 2,2 км составляют 50%, от 2,2 до 4,4 км — 36%, свыше 4,4 км — 14%. Вычисление мощности «базальтового» слоя произведено по сети 10×20 км, с сечением изолиний через 2 км (см. рис. 1, В).

«Гранитный» слой по сейсмическим данным [5, 9, 11] прослеживается лишь в пределах залива Терпения и в восточной части Татарского пролива. Граничные скорости в его кровле колеблются от 5,8 до 6,4 км/с. Определение мощности слоя (см. рис. 1, С) производилось путем алгебраического вычитания из карты мощности земной коры мощностей водного, осадочного и «базальтового» слоев.

Изучение объема осадочного слоя Сахалина и сопредельных акваторий проводилось на основе комплексного анализа геолого-геофизических материалов. При этом геофизические данные, привлеченные для составления карт мощности осадочных образований, имеют неравноценную информативность для различных районов. За подошву осадочной толщи принята граница с $V_r = 5,8-6,4$ км/с и плотностью $2,7$ г/см³. Стратификация сейсмических горизонтов произведена по данным сейсмокаротажа и лабораторным измерениям зерна глубоких скважин Сахалина.

Для Северного Сахалина и окружающих его акваторий выведена корреляционная связь между аномалиями силы тяжести и глубиной залегания электрического опорного горизонта бесконечно высокого сопротивления, прослеживаемого по данным магнитно-теллурических зондирований и предположительно отождествляемого с кровлей «фундамента» (кровлей консолидированной коры) [2]. Однако следует отметить, что эта связь не всегда достаточно однозначна из-за неоднородностей фундамента по электрическим свойствам. Об изменении состава «фундамента» можно судить по материалам магнитометрии, так как аномальное магнитное поле Сахалина, судя по имеющимся данным, создается в основном породами, входящими в его состав. Поэтому в вычислительную схему вводится дополнительная компонента — ΔT . При расчете зависимости $H = f(\Delta g, \Delta T)$ получаем

$$H_{\phi} = 27352 - 191x_1 - 3,92x_2 + 0,9022x_1x_2 + 0,0016x_1x_3,$$

где H_{ϕ} — глубина залегания высокоомного горизонта в метрах, соответствующая кровле «фундамента»; $x_1 = \Delta g + 20$ мгл; $x_2 = \Delta T + 200$ гамм.

Вычисление формулы произведено на ЭВМ БЭСМ-4 в вычислительном центре Иркутского государственного университета им. А. А. Жданова по программам, составленным его лабораторией моделирования геологических процессов. При радиусе корреляции 0,99 среднеквадратическая ошибка глубин составила ± 200 м. Глубина до высокоомного горизонта, отождествляемого с кровлей «фундамента», хорошо согласуется в пределах точности с высокоскоростной границей с $V_r = 5,8-6,4$ км/с.

Для шельфа юго-восточной части Сахалина за подошву осадочной толщи принята акустический фундамент по данным сейсморазведки МОВ [9]. Положение его по глубине удовлетворительно совпадает с результатами количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки по определению верхних кромок магнитовозмущающих масс и высокоскоростной границей с $V_r = 6,2$ км/с.

Для Южного Сахалина и окружающих его акваторий корреляционная связь выведена между величинами Δg и глубинами до высокоскоростных границ, фиксируемых на профилях ГСЗ.

Карта изоглубин подошвы осадочного слоя строилась по сети расчетных точек 5×10 км с сечением изолиний через 1 км.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ САХАЛИНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ АКВАТОРИЙ

Область наибольшей мощности земной коры (32—37 км) приурочена к Сахалину и к подводному Рисире-Монеронскому поднятию (см. рис. 1, А). Акватории характеризуются в основном сокращенной мощностью коры. В Татарском заливе и западной части Охотского моря глубины до поверхности М колеблются в пределах 23—29 км. Довольно значительное уменьшение толщины коры (до 11—15 км) происходит в северо-западном секторе Курильской глубоководной котловины Охотского моря.

Крупные формы рельефа поверхности М в основном совпадают в плане с главными геоструктурами региона. Прогиб в рельефе М соответствует Хоккайдо-Сахалинскому мегантиклинорию [13], поднятия поверхности М совпадают с крупными впадинами осадочной толщи региона. Хоккайдо-Сахалинский прогиб поверхности М сливается в пределах Нижнего Приамурья с прогибами рельефа М Сихотэ-Алиня. На структурной схеме заметна и блоковая раздробленность земной коры. Отчетливо выделяются Северо-Сахалинский, Центрально-Сахалинский, Южно-Сахалинский блоки, различающиеся не только по толщине, но и, как будет показано ниже, по типам земной коры. Значи-



Рис. 1. Карты мощностей
Составили: А. А. Терещенков, В. А. Бабошина, В. В. Харахинов. Мощности (км): А — земной

тельными градиентами глубин до поверхности М выражены южные части Восточно-Сихотэ-Алинского, Хоккайдо-Сахалинского и Западно-Охотского коромантийных разломов [13].

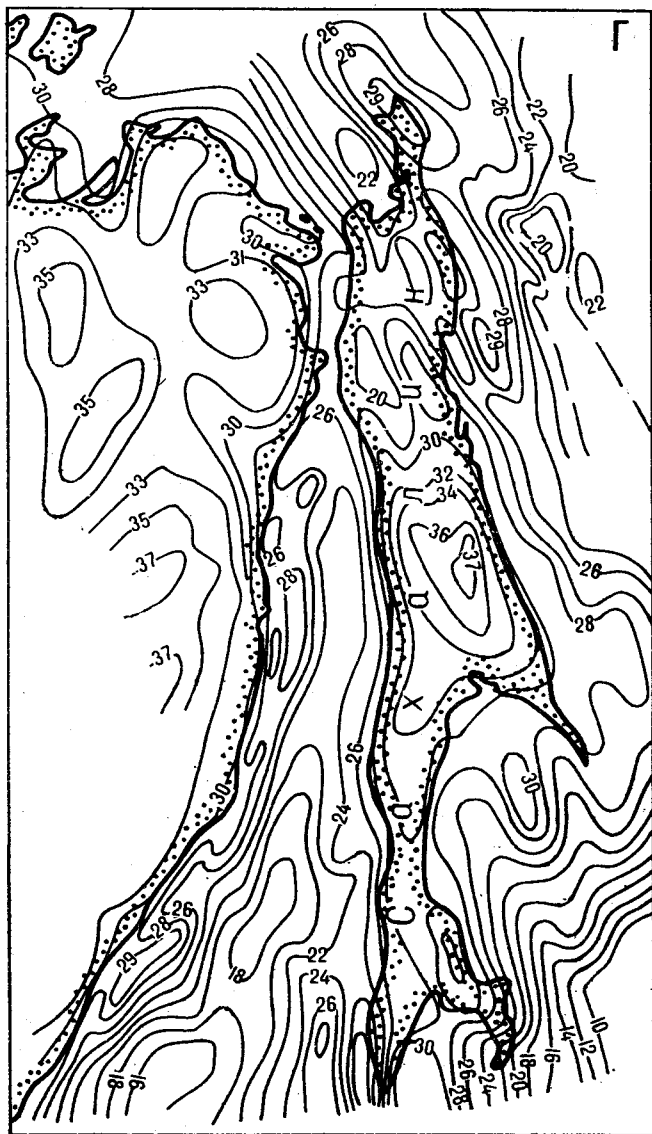
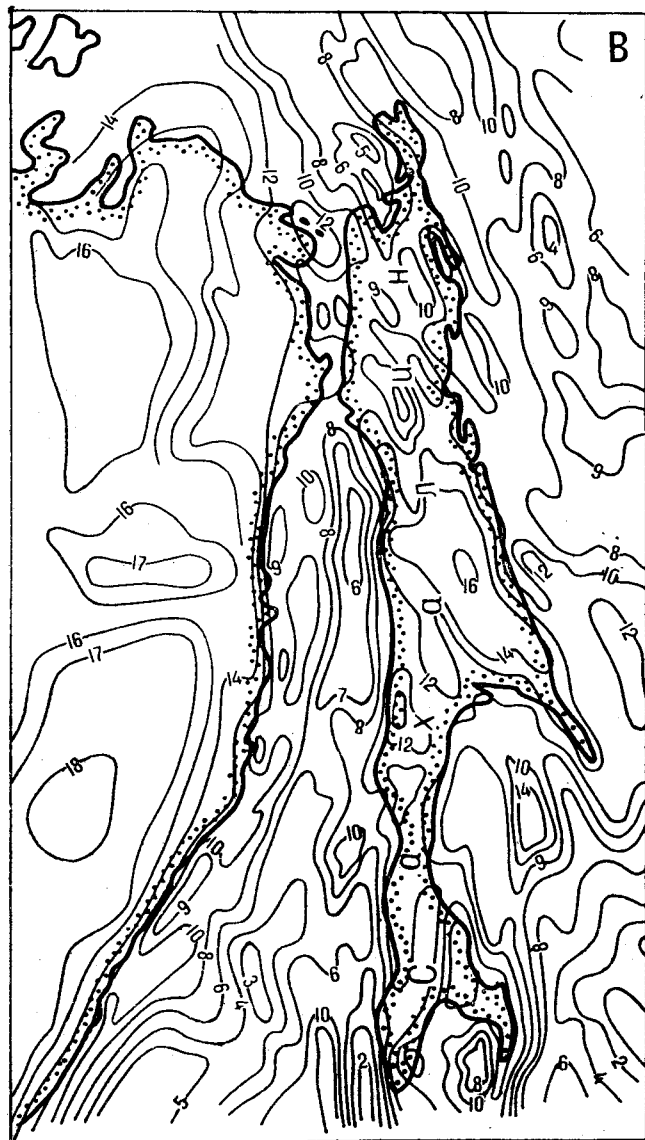
«Базальтовый» слой представляется линзой, выполняющей прогиб в кровле верхней мантии под Сахалином (см. рис. 1, Б). Слой выклинивается во всех направлениях. Причем градиент сокращения мощности к северу и югу незначительный, тогда как в сторону материка, впадины Дерюгина и Южно-Охотской глубоководной котловины происходит резкое утонение «базальтового» слоя. В центральной части Сахалина его мощность составляет 18—21 км, а на акваториях — 14—16 км. «Раздувы» мощности слоя совпадают в плане с ядром Хоккайдо-Сахалинского мегантиклинория, с Шмидтовским и Мо-

неронским антиклинорными сооружениями. На карте мощности слоя довольно отчетливо различаются основные блоки: Северо-Сахалинский, Центрально-Сахалинский, Южно-Сахалинский и Дерюгинский.

О геологической природе «базальтового» слоя можно предположительно судить на основании анализа аномального магнитного поля, отрывочных сведений о физических свойствах пород и некоторых геологических данных по другим регионам.

К «базальтовому» слою отнесены толщи с $V_r = 6,8-7,4$ км/с, пластовыми скоростями 6,5—6,7 км/с и плотностью 2,9—3,1 г/см³. Эти параметры обычно присущи магматическим и метаморфическим образованиям.

При анализе аномального магнитного поля в



земной коры и ее слоев.

кору, Б — «базальтового» слоя, В — «гранитного» слоя, Г — консолидированной части земной коры.

первую очередь обращает на себя внимание характер его длиннопериодной составляющей. Области развития наиболее древних на Сахалине и сильно дислоцированных палеозойских, юрских и нижнемеловых пород картируются отрицательным магнитным полем. Положительные полосовые высокочастотные аномалии имеют, как правило, подчиненное значение. Повидимому, кора этих районов бедна магнитными породами.

Реальнее всего предположить, что «базальтовый» слой образовался в результате глубинной переработки и значительных метаморфических преобразований допалеозойских пород. На возможную слоистость «базальтового» слоя указывает большое количество высокоскоростных горизонтов, выделяемых на некоторых про-

филях ГСЗ (№ 32, 18, 20-с) на глубинах от 20 до 38 км.

По периметру линзы «базальтового» слоя в направлениях к Охотскому морю, Татарскому проливу, Амурскому лиману и Северному Сахалину низкочастотная составляющая магнитного поля приобретает положительный знак. Это явление сопровождается вместе с тем увеличением мощности осадочного слоя и значительным сокращением мощности «гранитного» слоя. Вполне вероятно, что в этих направлениях «базальтовый» слой обогащается основными компонентами. Это предположение подтверждается имеющимися геологическими данными, согласно которым кристаллическое основание указанных районов насыщено основными и ультраосновными телами, залегающими в виде

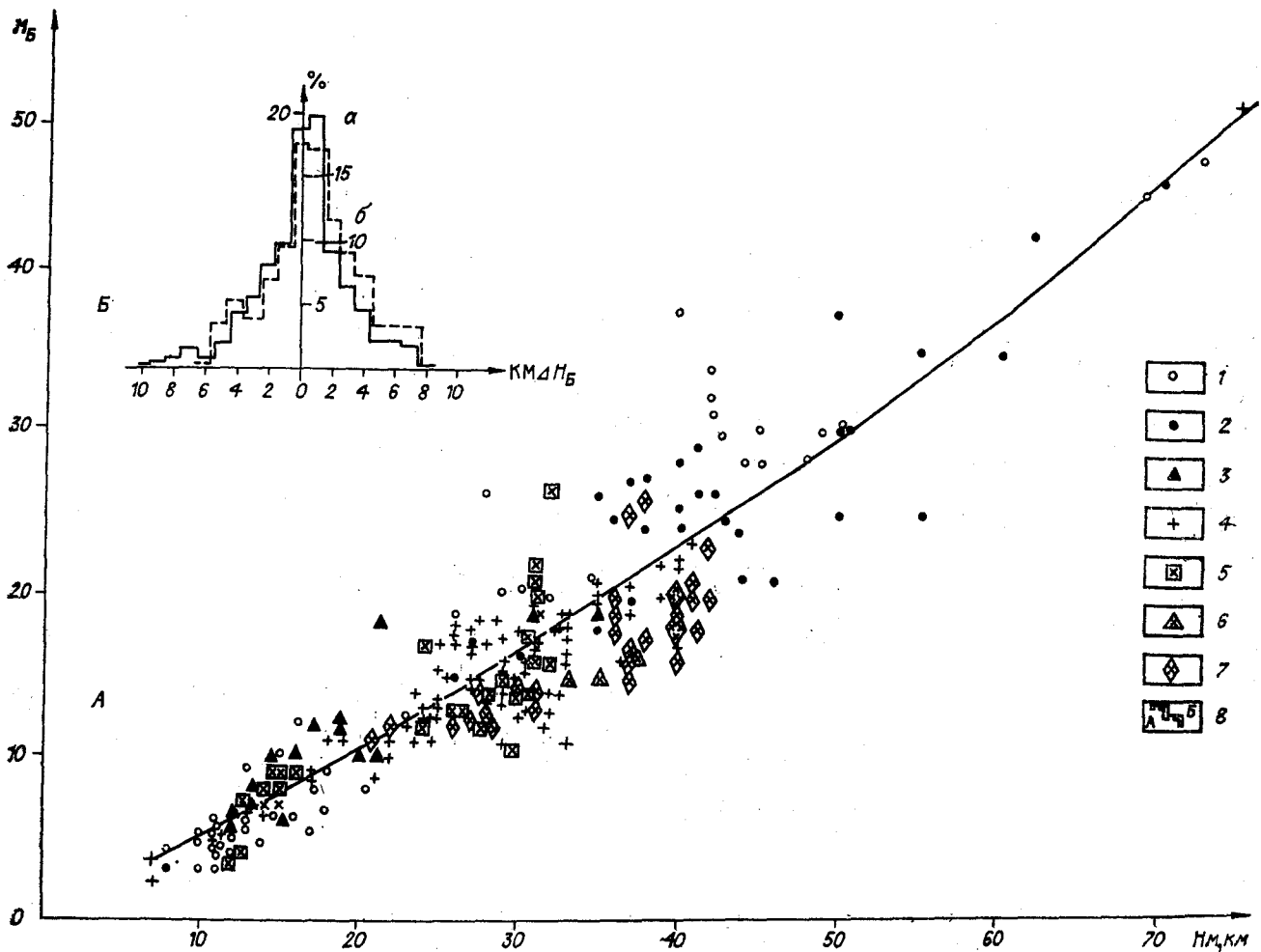


Рис. 2. А — поле распределения $M_6 = f(H_M)$ и график корреляционной зависимости мощности «базальтового» слоя от глубины залегания поверхности M ; Б — гистограмма распределения абсолютных отклонений экспериментальных значений M_6 от эмпирической кривой (а — для геоструктур земного шара, б — для геоструктур Дальнего Востока СССР).

Составили: А. А. Терещенков, В. А. Бабошина, по данным [10] с дополнениями авторов.

1 — океанические области; 2 — континентальные области; 3 — острова, моря, шельф; 4 — Сахалин и Приморье; 5 — Охотское море; 6 — Магадан; 7 — Камчатка.

покровов и гигантских даек. На Северном Сахалине в состав верхней части «базальтового» слоя, по-видимому, входят пластовые базальты, подстилающие кайнозойские и верхнемеловые осадочные образования. Утонение «гранитного» слоя дает основание предположить наращивание мощности «базальтового» слоя за счет базификации «гранитной» части консолидированной коры.

Таким образом, «базальтовый» слой объединяет в себе разнообразные по возрасту, составу и генезису породы. Намечается два пути его формирования: а) в результате метаморфизма допалеозойских и мезозойских пород центральной и южной частей Сахалина и залива Терпения; б) в результате внедрения магматических тел основного и ультраосновного состава в Амурском лимане, Татарском проливе и западной части Охотского моря.

«Гранитный» слой (см. рис. 1, В) в пределах сахалинского региона развит почти повсеместно, характеризуется граничной скоростью в кровле от 5,8 до 6,4 км/с, пластовыми скоростями в 5,0—5,6 км/с и плотностями от 2,65 до 2,80 г/см³. Данные лабораторных и полевых исследований показывают, что указанные интервалы значений физических свойств присущи метаморфическим, эффузивным и осадочным образованиям Сахалина широкого возрастного диапазона: от палеозойских до неогеновых.

На Северном Сахалине и в сопредельных с ним акваториях мощность «гранитного» слоя колеблется от 5 км во впадинах до 10—15 км на поднятиях. Наблюдается региональное выклинивание слоя от Нижнего Приамурья до впадины Дерюгина. Характерной особенностью верхней границы слоя на севере острова является то обстоятельство, что она представлена

не резкой, а плавной зоной перехода, т. е. осадочный слой постепенно, без скачкообразного изменения физических свойств переходит в «гранитный». По данным магнито-теллурических зондирований, анализа магнитного и гравитационного полей можно предположить, что «гранитный» слой в Северо-Сахалинском районе образован за счет уплотнения и частичного метаморфизма верхнемеловых и кайнозойских отложений. Выделенная по данным бурения и магнито-теллурических зондирований [12] мощная толща палеоген — верхнемеловых эффузивно-осадочных образований западной части Северного Сахалина и Амурского лимана по своим физическим параметрам относится к «гранитному» слою. На востоке района слой, по-видимому, образуют нижнемеловые и верхнемеловые породы. Косвенными признаками указанного предположения могут служить пониженное аномальное гравитационное поле и повышенная напряженность магнитного поля, характерные для этих районов.

Таким образом в пределах Северного Сахалина терригенные и терригенно-эффузивные верхнемеловые и кайнозойские породы, составляющие «гранитный» слой, вероятно залегают непосредственно на «базальтовом» слое.

В центральной и южной частях Сахалина и прилегающей акватории Охотского моря «гранитный» слой достигает наибольшей мощности (12—16 км) в районе развития метаморфических юрско-нижнемеловых образований и по своим физическим свойствам отвечает этим образованиям. Зоны увеличения и сокращения мощности слоя совпадают соответственно с поднятиями и прогибами осадочной толщи района. Утонение «гранитного» слоя происходит в сторону Татарского пролива и Южно-Охотской глубоководной котловины. В районе Курильской глубоководной котловины он, как известно, отсутствует. Сокращение мощности и полное выклинивание слоя, по-видимому, связано с процессами его дробления и «базификации».

В Татарском проливе «гранитный» слой, вероятно, сложен значительно уплотненными раннеэоценовыми, палеогеновыми и верхнемеловыми породами.

Зоны максимумов и минимумов мощности «гранитного» слоя совпадают в плане с антиклинальными и синклиналиными зонами. Высокоградиентные зоны мощности этого слоя соответствуют коромантийным разломам, с которыми связана новейшая тектоническая активность Сахалина. В пределах наиболее крупных из них наблюдаются участки высокой электрической проводимости, приуроченные к подошве слоя и, вероятно, связанные с повышенными температурными аномалиями [3].

Осадочный слой. В пределах Сахалинского региона выделяются семь районов, разли-

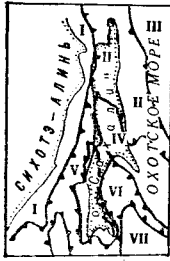
чающихся составом и мощностью осадочных образований (рис. 3). Границы между районами проведены по наибольшему градиенту мощностей, в некоторых случаях они неотчетливые и, в определенной мере, условные. Характеристика строения осадочного слоя региона приводилась ранее [7, 13], поэтому здесь останавливаться на этом не будем.

Таким образом, на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических и топографических материалов оценена общая мощность земной коры Сахалина, произведено ее расчленение на «базальтовый», «гранитный» и осадочный слои. В целом получены принципиально новые данные о структуре земной коры региона. По соотношению мощностей слоев и характеру их строения его можно разделить на районы с различными типами земной коры.

В пределах Северного Сахалина и его шельфа при значительной толщине «базальтового» слоя наблюдается утонение «гранитного» (иногда до полного исчезновения) и широкое развитие осадочного слоев. Для Центрального Сахалина и его юго-восточного шельфа характерно широкое развитие мощных толщ «базальтового» и «гранитного» слоев при спорадически развитом осадочном слое небольшой мощности. Для Южного Сахалина и его восточного шельфа присуще фрагментарное развитие зон раздувов мощностей «базальтового» и «гранитного» слоев. В пределах Татарского пролива «базальтовый» и «гранитный» слои редуцированы при значительном развитии осадочной толщи. Акватории впадины Дерюгина и Курильской котловины заняты редуцированным «базальтовым» и довольно мощным осадочным слоями. Аналогичные закономерности характерны для консолидированной коры, включающей в себя «гранитный» и «базальтовый» слои (см. рис. 1, Г).

Все перечисленные выше районы совпадают с крупными блоками: Северо-, Центрально-, Южно-, Западно-Сахалинскими и Дерюгинским, фиксирующимися в рельефе поверхности верхней мантлии и в строении всех слоев земной коры. Разделены они коромантийными разломами как продольного (субмеридионального и северо-северо-западного), так и поперечного (субширотного и восток-северо-восточного) направления. Характерным для блоков с редуцированным «гранитным» слоем является развитие мощных толщ осадочных, в основном неогеновых, образований.

В целом для Сахалина и его обрамлений характерной является интерференция процессов созидания и разрушения континентальной коры при явном преобладании последнего. Процессы деструкции охватили окружающие остров акватории и территорию Северного Сахалина весьма глубоко. Здесь происходит утонение «гранитного» слоя, иногда до его полного исчезновения.



А

Б

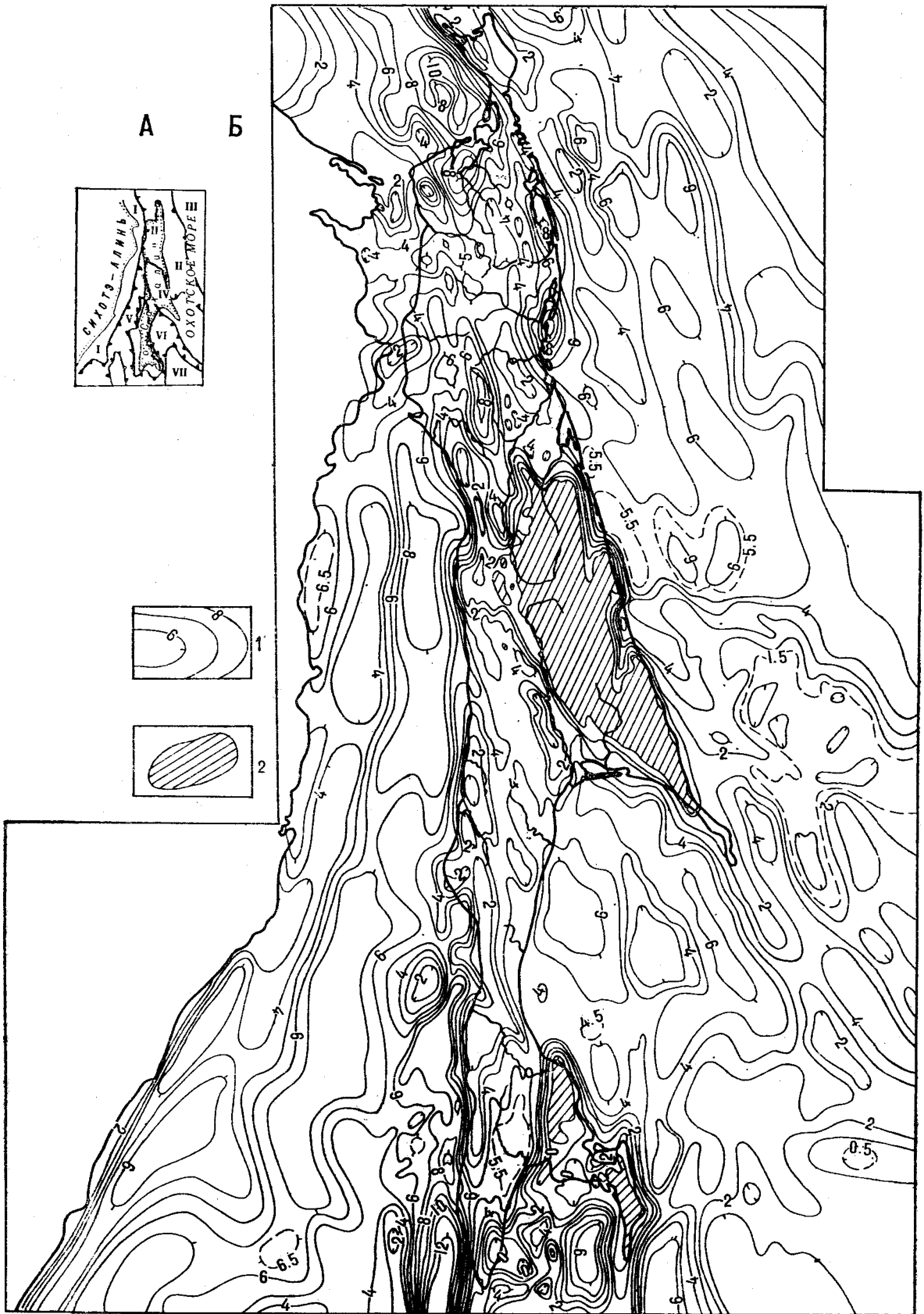
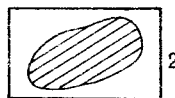
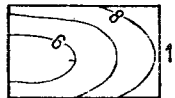


Рис. 3. Схема районирования и мощность осадочного слоя.

Составил А. А. Терещенков. А — районы: I — Присихотэалинский, II — Северо-Сахалинский, III — Западно-Дерюгинский, IV — Центрально-Сахалинский, V — Татарского пролива, VI — залива Терпения, VII — Южно-Охотский.

Б — карта мощности осадочной толщи Сахалина.

Составили: А. А. Терещенков, С. Д. Гальцев-Безюк, Н. В. Куликов, Ю. С. Мавринский, В. В. Харахинов.

1 — изопакиты в км; 2 — зона отсутствия осадочного слоя (на дневной поверхности обнажаются консолидированные мезозойско-палеозойские отложения).

Это явление ведет к уничтожению континентальной коры вплоть до превращения ее в субокеаническую во впадине Дерюгина, в пределах Южно-Охотской глубоководной котловины, в юго-западной и северной частях Татарского

пролива. Деструктивные процессы, по-видимому, связаны как с общим «проплавлением» нижних слоев земной коры, так и с раздвиговыми явлениями в пределах окружающих острова акваторий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. А. К вопросу об изостазии Охотского региона.— Геол. и геофиз., 1973, № 8.
2. Альперович И. М., Чернявский Г. А. Мощность осадочных отложений Северного Сахалина по данным магнитно-теллурических зондирований.— Геология нефти и газа, 1973, № 6.
3. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харахинов В. В. Аномалии проводимости в земной коре о. Сахалин (по данным МТЗ).— ДАН СССР, 1979, № 5, т. 244.
4. Булин Н. К. Глубинное строение Сахалина, Курильских островов и юго-восточной части Камчатки по наблюдениям обменных волн от землетрясений.— В сб.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. М.: Недра, 1976.
5. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. Владивосток, 1974.
6. Дементицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975.
7. Соловьев С. Л., Туезов И. К., Снеговской С. С.,

- Красный М. Л. и др. Глубинное строение Охотского шельфа Центрального Сахалина.— Геол. и геофиз., 1979, № 5.
8. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
9. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976.
10. Тимофеев А. И. О строении земной коры по гравиметрическим и сейсмическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1964, № 10.
11. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
12. Харахинов В. В., Альперович И. М., Никифоров В. М., Терещенков А. А. Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Сахалина и Нижнего Приамурья.— ДАН СССР, 1979, № 1, т. 245.
13. Харахинов В. В., Кононов В. Э. и др. Глубинная структура Сахалина.— Сов. геология, 1979, № 4.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск
СахалинНИПИнефтегаз
г. Оха

Поступила в редакцию
20 августа 1981 г.

Г. К. Злобин, В. И. Федорченко, А. В. Петров, Г. С. Немченко

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ О. КУНАШИР (Курильские острова) ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Впервые обобщаются результаты комплексных сейсмических исследований (МОВЗ, ГСЗ, КМПВ) на южном фланге Большой Курильской дуги в пределах о. Кунашир. Построен и проанализирован сейсмический

разрез, выделены разрывные нарушения, выявлена слоисто-блоковая структура литосферы острова до глубины 100 км. Дана трактовка возможной геологической природы сейсмических разделов.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В 1977—1978 гг. Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР провел в рамках международной программы «Геодинамический проект» комплексные сейсмические исследования глубинного строения Курильской островной дуги в пределах о. Кунашир. В настоящей статье впервые обобщаются результаты выполненных наблюдений, включавших методы как взрывной, так и невзрывной сейсмологии. В качестве основного был принят метод обменных волн от землетрясений (МОВЗ), позволяющий получить информацию о строении литосферы до глубин, значительно превосходящих мощность литосферы (до 100 км и более). Наблюдения ГСЗ и КМПВ были выполнены в значительно меньшем объеме с целью определения скоростных характеристик верхней части литосферы.

Глубинное сейсмическое зондирование проводилось по методике дифференциальных зондирований [6] с помощью переносной телеуправляемой аппаратуры «Тайга» (15 сейсмостанций). Точки наблюдений были сосредоточены по профилю вдоль острова на расстоянии 5—7 км друг от друга (рис. 1). КМПВ осуществлялось теми же станциями лишь на семикилометровом отрезке южного фланга этого профиля. Исследования МОВЗ реализовались пятью станциями «Черепаша» с трехкомпонентными сейсмоприемниками НСП-3 (резонансная частота 1 Гц). Регистрация колебаний выполнена в 28 точках профиля, расположенных в 2—5 км друг от друга, в течение 10—30 сут. Интерпретация сейсмических материалов проводилась в соответствии с общепринятой методикой [2, 5, 6].

В результате проведенных исследований были построены сейсмический разрез литосферы о. Кунашир до глубины 100 км, структурные схемы по основным разделам и выделены разрывные нарушения.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

Первым, наиболее четким и уверенно прослеживаемым в пределах всего о. Кунашир, является раздел K_0 , обладающий (по данным ГСЗ) очень высокой граничной скоростью (6,0—6,1 км/с). Он характеризуется сложной морфологией (рис. 2, 3) и значительными колебаниями глубин (от 0,5 до 5,0 км). Вдоль профиля раздел обрисовывает два крупных пологих прогиба — южный (между ПК 1'—12'), пространственно тяготеющий к вулканам Менделеева и Головнина, и северный (между ПК 1—13), к борту которого приурочен вулкан Тятя. Прогибы разделены поднятием границы K_0 до глубины 1,7 км, приуроченным к Южно-Курильскому перешейку. Наиболее глубокие части (5—6 км) прогибов осложнены пликативными и дизъюнктивными дислокациями. Северный прогиб в районе п-ова Ловцова (ПК 13—14) четко оконтурен асимметричным поднятием (до 0,5 км), пологий склон которого погружается в сторону пролива Екатеринин до глубины 1,5 км. Южный прогиб в северной своей части представлен узким рвом, протягивающимся от оз. Лагунного к западным склонам вулкана Менделеева (см. рис. 2), где открывается в область глубокой (около 6 км) подковообразной мульды, опоясывающей с юга резкий выступ границы K_0 (глубина 1,8 км) в центре кальдерной депрессии вулкана Головнина в районе мо-

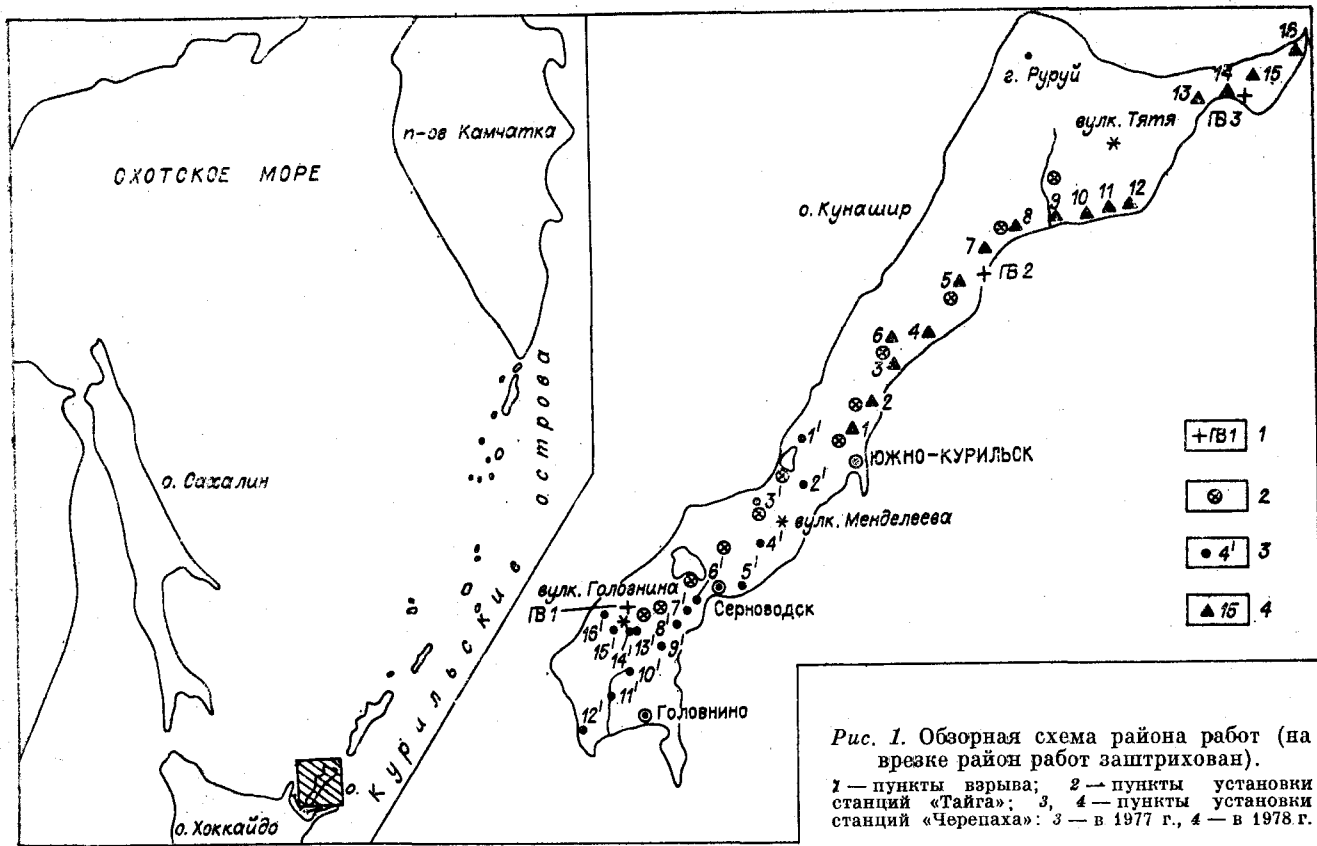


Рис. 1. Обзорная схема района работ (на врезке район работ заштрихован).

1 — пункты взрыва; 2 — пункты установки станций «Тайга»; 3, 4 — пункты установки станций «Черепаха»: 3 — в 1977 г., 4 — в 1978 г.

лодых экструзивных куполов. Создается впечатление, что упомянутая мульда является частью некогда обширной изометричной депрессии, возможно обязанной своим происхождением просадке основания вулкана при кальдерообразовании и впоследствии сильно деформированной при выжимании роя андезито-дацитовых экструзивных куполов, несомненно являющихся апикальными частями более крупного, сейчас уже существенно закристаллизованного субвулканического магматического тела (периферического очага).

Выше границы K_0 фрагментарно зафиксирован раздел O_c , залегающий на глубинах от первых сотен метров до 2,5—3,0 км и имеющий граничную скорость 3,5 км/с (см. рис. 2). Ниже K_0 залегает граница обмена K_1 , однако последняя не является столь четкой, как первая. Она уверенно прослежена лишь на отдельных, хотя и достаточно протяженных, участках северных двух третей профиля в пределах глубин 5—10 км и, что весьма характерно, не зафиксирована ГСЗ. Конфигурация этой границы в целом практически повторяет таковую раздела K_0 , хотя угол наклона ее в южном направлении несколько выше (см. рис. 2).

Следующая по глубине граница (K_2) достаточно хорошо прослежена с помощью МОВЗ к югу от вулкана Тятя. Непосредственно под ним в пределах значительного интервала профиля

(около 40 км) она не зафиксирована. Граница K_3 , по-видимому, появляется только на крайнем северо-восточном фланге профиля в районе п-ова Ловцова, где из-за значительного разрыва уверенная ее идентификация с выделяемым здесь разделом K_2 весьма затруднена. Характеризуя пространственное поведение границы в целом, следует обратить внимание на ее общее погружение в юго-западном направлении с 8 до 15 км, волнообразный характер изгибов с амплитудой 3—4 км, сильную раздробленность и некоторую приподнятость по системе уступов под прогибом по разделам K_0 и O_c в районе вулкана Головнина (см. рис. 2 и 3). Обращает на себя внимание общая конформность границ K_0 , K_1 и K_2 , а также тенденция их совместного воздымания в северо-восточном направлении, т. е. при движении от Хоккайдо к глубоководной котловине Охотского моря.

Еще более отчетливо эта тенденция проявлена в поведении раздела K_1 , который начинает прослеживаться на глубине около 23 км под вулканом Менделеева (на крайнем юге острова под вулканом Головнина этот раздел отсутствует), откуда резко, местами флексуобразно изгибаясь, поднимается до уровня 11—12 км к северо-восточному флангу профиля (см. рис. 2). На северном и южном участках наличие этой границы подтверждено материалами ГСЗ. Из рассмотрения структурной схемы (см. рис. 3)

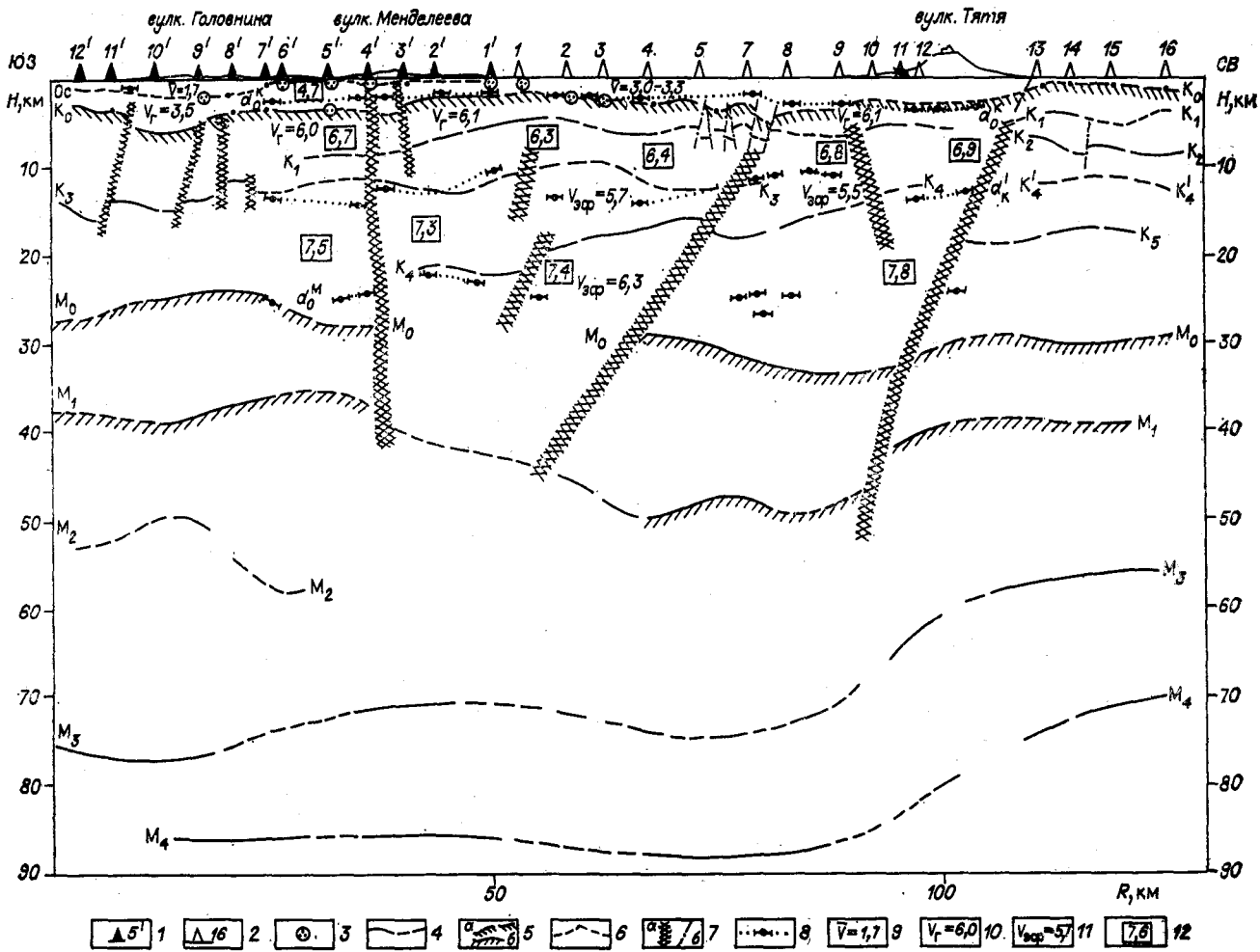


Рис. 2. Глубинный разрез литосферы о. Кунашир.

Пункты установки станций «Черепаша»: 1 — в 1977 г., 2 — в 1978 г.; 3 — положение точек обмена мелкозалегающих границ без учета сейсмического сноса; 4 — границы обмена; 5 — границы обмена, связанные с кровлей консолидированной коры (α) и ее подошвой (β); 6 — проекции на профиль контуров вулканических сооружений; 7 — выделенные по данным МОВЗ и ГСЗ крупные разломы (α) и мелкие разрывные нарушения (β); 8 — сейсмические границы в земной коре по данным ГСЗ; значения скоростей: 9 — средних, 10 — граничных, 11 — эффективных, 12 — пластовых.

видно, что к востоку от линии профиля она резко воздымается, образуя узкий, раскрывающийся на юго-запад, трог.

Кроме описанных выше на северо-восточном окончании профиля на глубинах 17—20 км локально зафиксирован раздел K_5 , также слегка воздымающийся в сторону пролива Екатерины.

В интервале 25—90 км от поверхности выявлены еще четыре четкие границы обмена (M_0 — M_3). Шестая сверху (M_0) четко следует на глубинах 24—33 км практически вдоль всего профиля. Только между ПК 4 и ПК 3 на расстоянии около 25 км она не установлена. Общее залегание границы близко к горизонтальному. Местами оно нарушено пологими волнообразными изгибами, которым на структурной схеме (рис. 4) отвечают крупное, достаточно изометричное поднятие, сопряженное с небольшими прогибами на крайнем юге острова, и обширная

(около 30 км в диаметре) мульдообразная депрессия на севере в районе вулкана Тятя, к которой со стороны п-ова Ловцова примыкает менее обширное по масштабам погружение раздела M_0 .

Морфологическая дифференцированность седьмого раздела (M_1), залегающего в пределах глубин 35—50 км, значительно выше, чем предыдущего (см. рис. 4). Однако определенная общая унаследованность отдельных его структурных форм и здесь проявлена достаточно четко. Так, в северной половине острова под прогибом по разделу M_0 с некоторым сдвигом к юго-востоку развита очень крупная, почти квадратная в плане (40×40 км) глубокая (около 10 км) сложная депрессия, состоящая из трех более мелких сопряженных прогибов неправильной формы. Непосредственно же под овальным прогибом по этому горизонту в рай-

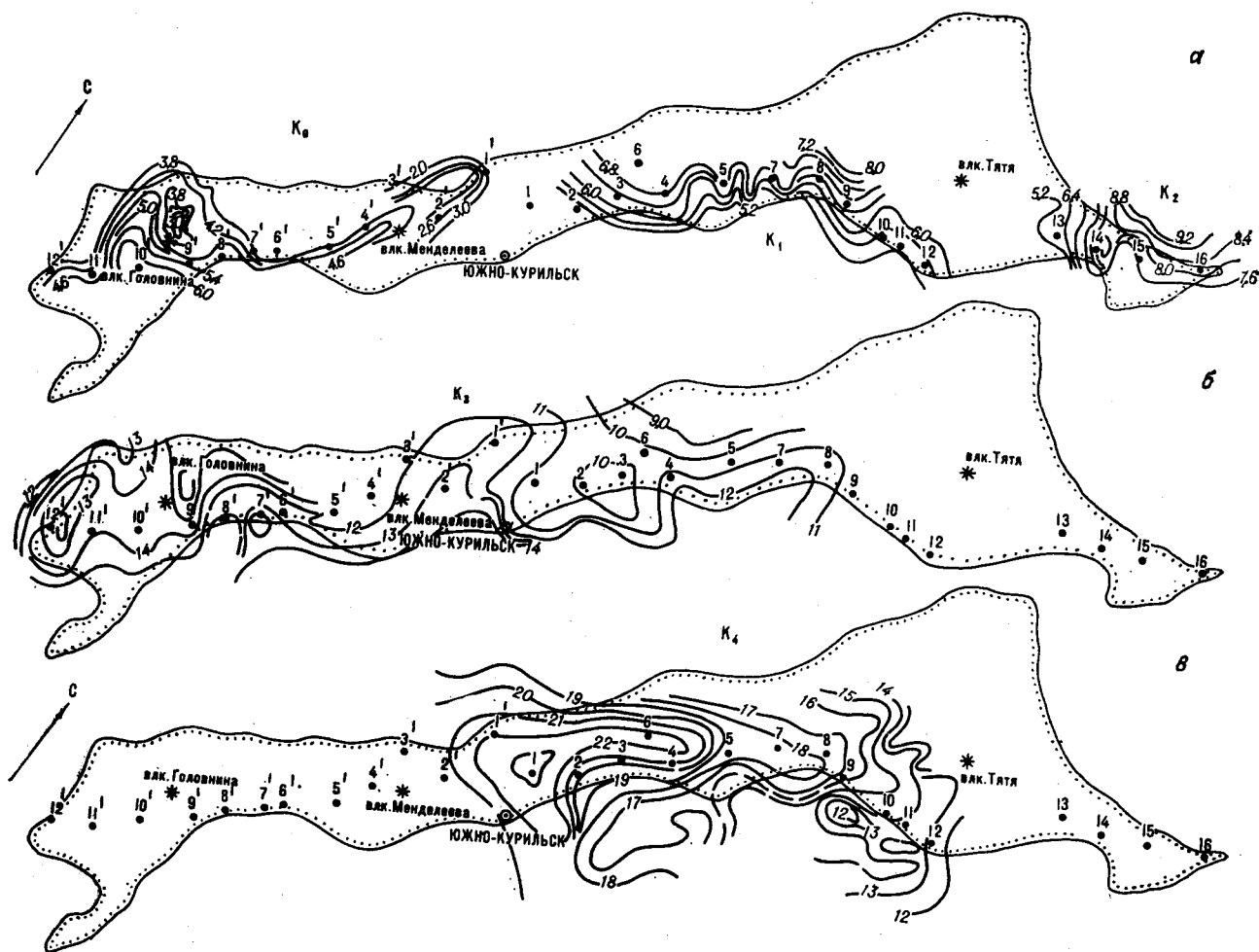


Рис. 3. Структурные схемы по горизонтам: K_0, K_1, K_2 (а), K_3 (б), K_4 (в).

оне п-ова Ловцова фиксируется узкий, замкнутый на севере, трог глубиной около 4 км (см. рис. 4). На юге острова поднятия по M_0 и M_1 существенно смещены относительно друг друга, в связи с чем на разрезе границы ведут себя обратно: расходятся на расстоянии около 15 км под вулканом Головинна и сближаются до 7—8 км непосредственно к югу от вулкана Менделеева.

Восьмой и девятый разделы (M_3 и M_4) на всем протяжении профиля практически параллельны друг другу, находятся на расстоянии 14—15 км и лишь на крайнем юге острова сближаются до 9 км (см. рис. 2). На большей части разреза они залегают в интервале глубин 70—90 км почти горизонтально, однако на севере, под вулканом Тятя, в полном согласии с границами M_0 и M_1 , резко воздымаются до уровней соответственно 55 и 70 км, образуя крупную флексуру, ограничивающую обширную депрессию (см. рис. 4). Такое залегание границ привело к резкому возрастанию мощности слоя M_1 — M_2 , от 15—16 км на северо-востоке района

до почти 40 км на его юго-западе. Характерно, что в его наиболее «раздутой» части отмечено появление не очень четкой границы обмена M_2 с резкими колебаниями глубины залегания.

В заключение настоящего раздела отметим некоторые характерные особенности глубинного сейсмического разреза:

1. По степени насыщенности границами обмена, различному масштабу и интенсивности их деформаций разрез четко подразделяется на верхнюю и нижнюю части, естественным разграничением которых служит субгоризонтальная граница M_0 .

2. Залегание границ обмена в верхней части разреза в общем согласное (конформное). Все они (причем более круто с глубиной) воздымаются к северо-восточному флангу профиля. В этом же направлении происходит заметное (на 7—10 км) увеличение мощности слоя K_0 — M_0 , возрастание общего числа границ в его пределах (от 1 в южном блоке до 3 в центральном и 4 в северном) и появление в нижней части этого слоя своеобразного крупного клина, «про-

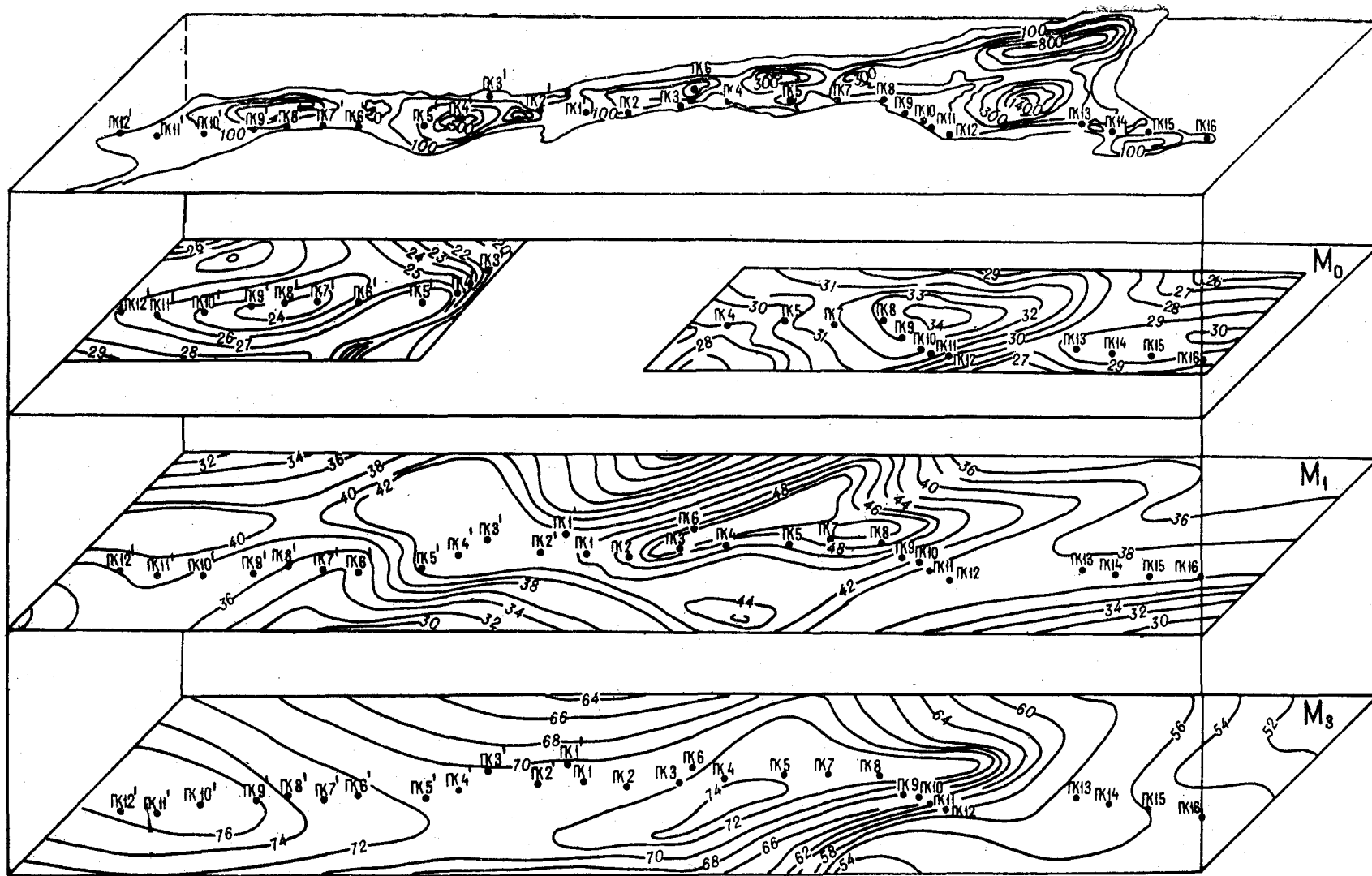


Рис. 4. Структурная блок-схема по горизонтам: M_0 , M_1 , M_3 .

зрачного» для идущих с глубины сейсмических лучей.

3. В нижней части описанного разреза в 60-километровом интервале глубин зафиксированы только две пары границ (соответственно M_0 , M_1 и M_3 , M_4), которые в северной части профиля конформны между собой и образуют крупный мульдообразный прогиб (его центр несколько смещен к юго-востоку от вулкана Тятя), а в южной части — резко дисконформны. В связи с этим здесь появился подобный упоминавшемуся выше «прозрачный» для сейсмических лучей клин с зачатками в его наиболее «раздутой» части новой границы обмена (M_2).

4. На некоторых участках разреза, пространственно тяготеющих к крупным вулканическим центрам, те или иные границы обмена не прослеживаются. Так, непосредственно под вулканом Тятя прерываются и на значительных расстояниях отсутствуют границы K_3 и K_4 (глубина 10—15 км), а под вулканом Менделеева и к северу от него — границы M_0 и M_1 (глубина 30—50 км). На крайнем юге острова в районе кальдеры Головинина исчезает граница K_1 (глубина 10 км).

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

В пределах о. Кунашир по данным МОВЗ было выявлено значительное количество разрывных нарушений (см. рис. 2). При их выделении авторы руководствовались главным образом структурными признаками (вертикальными смещениями границ, резкими изменениями их наклона или прерыванием и пр.). Учитывались также данные о значительном изменении времен запаздывания обменных волн между соседними точками, разброс значений запаздывания по вертикали, усложнение формы записи волн, нарушение их корреляции.

В соответствии с различной глубиной проникновения разломов в литосферу их можно подразделить на три категории: 1) глубинные, проникающие на 40—50 км от поверхности; 2) средней глубинности, не выходящие за пределы верхней части разреза (25—30 км), и 3) малоглубинные (приповерхностные), нарушающие только самые верхние горизонты коры (до 10 км).

Тремя крупными глубинными разломами рассматриваемый разрез расчленен на четыре разновеликих блока, отличающихся набором границ, характером их соотношений между собой, пластовыми скоростями отдельных слоев и т. д. Юго-западный разлом представляет собой близ-вертикальную зону нарушений, а два других — достаточно наклонные сбросы (сбросо-сдви-?). Максимальная амплитуда перемещения

блоков определяется по крайнему северо-восточному разлому. В районе вулкана Тятя граница M_1 смещена по нему на 5—7 км. Реальное существование этих разрывных нарушений находит свое подтверждение и в геологических данных (на поверхности здесь зафиксированы разломы, зоны повышенной трещиноватости пород, линейные цепи интрузий и экструзий, области разгрузки термальных источников и др.).

Среднеглубинные и приповерхностные разломы закономерно сопряжены с областями максимальных прогибаний верхних горизонтов земной коры. Так, непосредственно в основании вулкана Головинина зафиксированы три крупные среднеглубинные разрывные нарушения, сложено дробящие разделы K_0 и K_3 . Амплитуды смещения по ним составляют 1—2 км. Характер подвижек обычно сбросовый (исключение составляет лишь самый южный разрыв в области границы K_0). Обращает на себя внимание факт разнонаправленного смещения границ K_0 и K_3 . Учитывая пространственную сопряженность рассматриваемых разломов с кальдерой Головинина, резонно предполагать их вулcano-тектоническую природу и достаточно молодой (плиоцен-четвертичный) возраст.

Вторая серия (несомненно связанных между собой) среднеглубинных и приповерхностных разломов приурочена к наиболее погруженной части северного прогиба, где фиксирует крупную поперечную зону проницаемости, контролирующую массовое развитие экструзивного плиоцен-четвертичного вулканизма. Преобладающий характер подвижек здесь также сбросовый, свидетельствующий о режиме растяжения земной коры в период их формирования. Один из среднеглубинных разломов зафиксирован непосредственно в основании вулкана Менделеева. Не исключено, что им контролируется положение подводящего канала вулкана.

В результате выполненных на о. Кунашир работ ГСЗ установлено, что блоки литосферы, ограниченные вышеуказанными глубинными разломами, четко различаются своими пластовыми скоростями. Максимальные скорости характерны для северного блока (6,9 км/с на глубинах 4—14 км и 7,8 км/с на глубинах 14—24 км). В южном блоке на тех же глубинах их значения заметно ниже (соответственно 6,7 и 7,5 км/с). Центральная часть острова отличается еще более пониженными (на 0,2—0,3 км/с) скоростями сейсмических волн. Кроме того, обращает на себя внимание общая высокая скоростная характеристика верхней части разреза и отсутствие в районе так называемого «гранитного слоя» в его типичном скоростном выражении, что, по-видимому, является характерным свойством Курило-Камчатского вулканического пояса [1] и, вероятно, многих, сходных с ним, структур.

ВОЗМОЖНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗДЕЛОВ

Исходной основой геологической интерпретации сейсмических разрезов служит твердо установленное в науке представление о слоистом строении верхней части литосферы (земной коры). Действительно, многовековым опытом геологических наблюдений убедительно показано и в настоящее время не подвергается сомнению слоистое строение первых 10—15 км ее разреза. Представление о такого рода строении, хотя возможно и с некоторой трансформацией, распространяется на всю так называемую гипергенную оболочку — «...внешнюю оболочку земного шара, в пределах которой по тем или иным признакам можно распознать слои, ранее сформированные на поверхности Земли», и в которой «...запечатлены определенные геологические события в их исторической последовательности» [4]. Слои в этой оболочке могут быть выделены по различным признакам, в частности петрографическим и стратиграфическим.

Нижняя граница «осадочной оболочки» неизвестна, так же как неизвестна подошва архейских образований. Можно лишь констатировать, что все изученные на сегодняшний день горные породы и их ассоциации относятся к этой оболочке, так как представлены они либо осадочными породами, либо залегающими среди них изверженными или образующимися за их счет метаморфическими образованиями [4]. Однако неизвестность нижней границы (подошвы) гипергенной оболочки вовсе не свидетельствует о ее отсутствии как таковой. Она, безусловно, существует в недрах любого региона нашей планеты и представляет собой, по нашему мнению, не что иное, как вещественно-структурный раздел между верхнемантийными породами, в различной степени истощенными легкоплавкими (преимущественно базальтовыми), с одной стороны, и образовавшимся в геологический период развития Земли гетерогенным по составу слоистым телом земной коры, с другой.

Вместе с тем, как неоднократно подчеркивал Ю. А. Косыгин, необходимо строго разграничивать понятия гипергенная оболочка и земная кора, обычно выделяемые по различным признакам (петрографическому и акустическому). Подошвой земной коры в геофизических моделях литосферы принимается раздел Мохоровичича, который фиксируется резким скачком сейсмических скоростей. Этот раздел, как показывают современные геолого-геофизические материалы, далеко не всегда совпадает с химической границей «кора» — «мантия», прежде всего под континентами. Нередко устанавливаемая множественность разделов Мохо, наличие в не-

которых (особенно тектонически активных) районах крупных (до 10—20 км) зон с переходными упругими свойствами (областей так называемой «коро-мантийной смеси»), слоев повышенных и пониженных скоростей в различных частях литосферы отнюдь не упрощает, как считают некоторые исследователи, задачу определения мощности земной коры и не делая полученный результат более определенным, чем в случае с подошвой «осадочной оболочки». Один из обычно фиксируемых сейсмическими методами разделов Мохо, по нашему мнению, отвечает нижней границе гипергенной оболочки (земной коры в ее вещественном выражении). Какой — предстоит решить в будущем. Пока же об этом можно говорить лишь предположительно, обязательно учитывая при этом данные о возможных температурах и давлениях на соответствующих глубинах, составе выносимого из недр (в виде лав и ксенолитов) вещества, а также результаты физико-химического эксперимента, магматической и метаморфической петрологии.

Кроме того, при геологической интерпретации сейсмически слоистых сред следует всегда иметь в виду, что первичная слоистость осадочной оболочки в таких тектонически активных районах, как Курильская островная дуга, сильно осложняется, а порой и коренным образом преобразуется метаморфическими процессами, усиленно протекающими здесь благодаря аномальным термодинамическим условиям недр, широко развитыми здесь интрузивными явлениями, фильтрующимися с глубин крупными колоннами разогретых флюидов, приводящими к плавлению вещества на различных гипсометрических уровнях и возникновению питающих вулканы магматических очагов*. Сам же метод обменных волн предусматривает:

а) что все зафиксированные границы обмена имеют одинаковую физическую природу (они должны отвечать представлению о сейсмических разделах первого рода, разграничивающих среды с резко различными упругими и, естественно, плотностными свойствами, т. е. в конечном счете — структурно-вещественным разделам);

* Так, выполненные О. В. Веселовым термобарические расчеты вдоль рассматриваемого профиля показали, что изотерма 1200°C находится здесь на глубинах 40—50 км, где давление оценивается в 10—14 кбар. Учитывая это обстоятельство, а также существенный конвективный приток тепла и понижающих температуру плавления пород летучих компонентов (прежде всего воды) с поднимающимися по разломным зонам перегретыми глубинными флюидами, следует думать, что уровни выплавления андезитов-базальтовых андезитовых и, тем более, кислых магм могут находиться под о. Кунашир на достаточно высоких горизонтах литосферы (преимущественно в земной коре). Параллельно с магматическими здесь должны усиленно протекать термометаморфические и метасоматические процессы.

б) физически градиентные среды мощностью в несколько километров, соответствующие постепенному переходу от одной вещественной зоны к другой (скажем, от одной фации метаморфизма к другой или от более «вязкого» к «хрупкому» слою), не могут быть зафиксированы МОВЗ.

Учитывая это, а также конкретную геологическую обстановку о. Кунашир и смежных с ним территорий, в частности островов Малой гряды и Восточного Хоккайдо, возможные мощности мезозойско-кайнозойских образований, характер их залегания, степень литификации и метаморфизма, насыщенность разреза магматическим материалом, рассмотренные выше особенности сейсмического разреза, данные о скоростях распространения упругих волн в верхней части литосферы, результаты расчета температур и давлений на глубине, можно сделать следующие выводы относительно природы зафиксированных МОВЗ и ГСЗ разделов:

1. Раздел K_0 , характеризующийся значением граничной скорости 6,1 км/с, следует считать кровлей консолидированной коры и связывать с вулканогенными образованиями — зеленокаменноизмененными и насыщенными малоглубинными гранитоидными телами комплекса так называемых «зеленых туфов», широко развитого в Японии и на Курильских островах (возраст от позднего олигоцена до среднего миоцена). Граница O_0 ($V_p = 3,5$ км/с) несомненно принадлежит осадочному слою и, вероятно, разделяет верхнемиоценово-плиоценовые и верхнеплиоценовые — четвертичные вулканогенно-осадочные отложения.

2. Вопрос о природе границы K_1 можно в какой-то мере решить, исходя из региональной геологической ситуации. Учитывая тот факт, что все обнажающиеся на о. Кунашир неогеновые геологические комплексы погружаются в южном направлении к центру крупного позднемелового — кайнозойского прогиба Восточного Хоккайдо, основанием которого, как следует из наблюдений к западу от входящего в систему Курильской дуги п-ова Сиретоко, служат мезозойские и палеозойские метаморфические образования (комплексы Сорати и Хидака), вполне резонно связывать эту границу с кровлей последних. Можно предполагать, что в наиболее прогнутой части района исследований (крайний южный блок разреза) ниже «зеленотуфового» комплекса (поздний олигоцен — ранний миоцен) присутствуют все геосинклинальные отложения до позднего мела включительно (комплекс Немуро Восточного Хоккайдо или матакотанская свита Малой Курильской гряды), а их суммарная мощность составляет здесь около 10 км. Это не противоречит геологическим данным и позволяет связывать границу K_1 (и условно отождествляемую с ней K_2 на северном фланге профиля) с подошвой верхнемелового —

кайнозойского комплекса Курильской островной дуги.

Учитывая реальную возможность выклинивания в северо-восточном направлении палеогеновых отложений, отсутствующих в пределах современного эрозионного среза Большой Курильской гряды, и непосредственного залегания здесь неогеновых образований на позднемеловых, границу K_1 можно связывать с этим структурно-стратиграфическим несогласием.

3. Вопрос о природе границы K_1 еще более сложен. Исходя из ее общей конформности вышележащим разделам, погружающимся на юго-запад в позднемеловой прогиб Восточного Хоккайдо, можно думать, что она фиксирует кровлю докембрийского основания мезозойско-палеозойского геосинклинального прогиба Японии в районе его северного выклинивания.

4. Говоря о происхождении более глубоких границ, мы удаляемся в область еще больших предположений. Вместе с тем, исходя из положения о структурной природе фиксируемых МОВЗ разделов, глубины залегания (25—50 км), а также общей конформности границ M_0 и M_1 , можно думать, что ограничиваемый ими слой соответствует трансформированному в ходе геосинклинального развития (прежде всего деформированному и утолщенному за счет дериватов мантии, а также регионально метаморфизованному) так называемому «третьему» (собственно базальтовому) слою океанической (предгеосинклинальной) стадии эволюции земной коры. С позиций этих представлений за истинную (т. е. химическую) подошву последней следует принять раздел M_1 , что находится в полном соответствии с данными ГСЗ на Южной Камчатке [1], где под вулканическим поясом прослеженная с ложа Тихого океана граница Мохо (как известно, в океанах за ней большинством исследователей признается вещественно-структурная природа) залегает на глубине 46—48 км.

5. О геологической природе более глубоких разделов ($M_{2, 4, 5}$) в настоящее время говорить что-либо определенное вообще не представляется возможным. Геологоструктурный смысл регионально развитых сейсмических границ на глубинах, превышающих 60 км, весьма сомнителен, хотя, вероятно, и не может полностью отрицаться (представляется, что такие разделы здесь могут формироваться главным образом за счет внедрения крупных пластовых магматических тел). На этих глубинах большую роль в формировании границ должны играть фазовые превращения, однако они, равно как и процессы метаморфизма и астеносферные явления, не могут создавать границ первого рода, фиксируемых МОВЗ. Этот вопрос заслуживает особого изучения в будущем, особенно в части выяснения причин резкого изменения морфологии границ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные непосредственно на геоантиклинальном поднятии Большой Курильской дуги комплексные сейсмические исследования позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Структура литосферы о. Кунашир слоисто-блоковая, неоднородная как по вертикали, так и по латерали. Границы обмена выделяются на глубинах до 100 км и более. Их количество в земной коре меняется от 3 до 6. Разделы существенно деформированы, залегание их всегда отлично от горизонтального. Имеет место исчезновение отдельных границ (как правило, в основании действующих вулканов) и выклинивание отдельных слоев.

2. Помимо горизонтальной расслоенности в земной коре и верхней мантии устанавливаются многочисленные разрывные нарушения (преимущественно сбросового типа), проникающие в литосферу на различные глубины (до 40—50 км) и имеющие как близвертикальное, так и наклонное залегание.

3. В целом земная кора о. Кунашир относится к континентальному типу, но характеризуется заметно повышенными значениями сейсмических скоростей (6,5—7,8 км/с на глубинах до 25 км против 5,5—6,6 км/с на приле-

гающих акваториях) [3] и отсутствием так называемого «гранитного слоя» в его типичном геофизическом выражении («базифицирована»). При этом установлено, что максимальные скорости свойственны краевым блокам. В центральном же блоке, обладающем максимальной мощностью земной коры (около 50 км), они относительно понижены.

4. Анализ геологической ситуации в регионе и особенностей залегания, морфологии, поведения в разрезе границ обмена, а также термобарические расчеты позволили идентифицировать границу K_0 (0,5—5,0 км) с кровлей консолидированной коры, границу K_3 (10—15 км) — с кровлей мезопалеозойских метаморфических образований, слагающих основание крупного позднемелового — кайнозойского прогиба Восточного Хоккайдо, границу K_4 (14—22 км) — с кровлей докембрийского основания мезозойско-палеозойского геосинклинального прогиба Японии. Точная мощность земной коры региона пока еще не может быть уверенно оценена, однако совершенно очевидно, что она существенно превышает приводившиеся ранее значения [7].

5. Сделан вывод о том, что уровни выплавления магм современных вулканов находятся под о. Кунашир на достаточно высоких горизонтах литосферы (преимущественно в земной коре.)

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. И., Биккенина С. К., Попов А. А., Сергеев К. Ф., Угласин В. К., Федорченко В. И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978.
2. Гамбурцев Г. А., Ризниченко Ю. В., Берзон И. С., Епинатьева А. М., Пасечник И. П., Косминская И. П., Карус Е. В. Корреляционный метод преломленных волн. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
3. Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Кракшина Р. М., Тулина Ю. В. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изд-во АН

- СССР. Сер. геоф., 1963, № 1.
4. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974.
5. Померанцева И. В. Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями «Земля». Прикладная геофизика. Вып. 53. М.: Недра, 1968.
6. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потальев С. В. Точечные сейсмические зондирования. Методика сейсморазведки. Новосибирск: Наука, 1965.
7. Тулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов. Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.

Г. М. Власов

КОНТУРНЫЕ ТЕЧЕНИЯ, ПРОБЛЕМА ФЛИША И НЕФТЕНОСНОСТЬ

Открытие контурных течений и их осадков меняет представления о генезисе флиша. Исследование контуритов может облегчить выделение площадей с возможными крупными нефтяными ресурсами. Глубинные контурные течения играют большую роль в дифференциации морских осадков по механическому составу.

В 1950 г. Куинен и Миглиорини [15] экспериментально получили градационную структуру отложений из турбидитных (мутьевых) потоков. Это привело к распространению термина «турбидит» на все осадочные породы, обладающие подобной структурой, в том числе на флиш. В течение продолжительного времени теория турбидитового происхождения флиша была господствующей, хотя многие исследователи, особенно советские, приводили доводы против нее. Ими отмечались полигенетичность пород с градационной структурой [5], связь флиша не с мутьевыми, поперечными к склонам, а с продольными глубинными течениями [1], несопоставимость, с одной стороны, корреляции отдельных горизонтов флиша на больших расстояниях, с другой — невыдержанных фациальных условий турбидитных потоков [4] и т. д. Многие авторы отмечали несоответствие времени формирования отдельных ритмов флиша (2500—4000 лет) относительно небольшого продолжительности осаднения даже самого мелкого материала мутьевых потоков. Исследования неогенового туфового флиша в Курило-Камчатской дуге показали обусловленность его образования периодически повторявшимися тектоническими импульсами, которые сопровождались вулканическими извержениями. Постепенное осаднение в морской среде вулканического материала и взмученных донных осадков обуславливало градационную структуру туфового флиша [2, 3, 6]. Все это давало основание думать, что роль турбидитов в толщах морских, особенно глубоководных, осадков сильно преувеличивалась.

Удар по турбидитовой теории происхождения флиша и всех других отложений с градационной структурой нанесло открытие глубинных донных течений, следующих в общем параллельно контурам континентов, почему эти

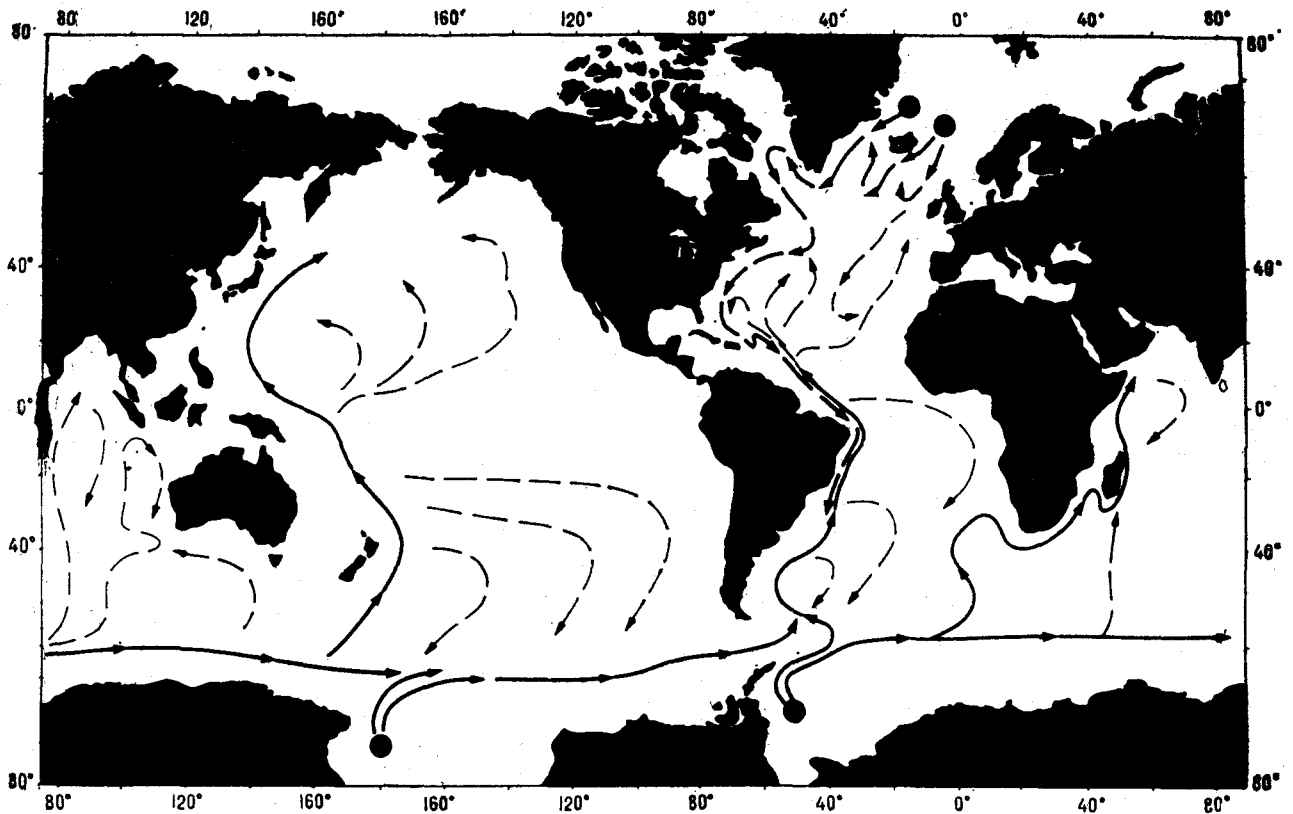
Остаточные, преимущественно гравийно-песчаные, отложения обладают хорошими коллекторскими свойствами. Вымытые иловатые осадки, обогащенные органической суспензией, — благоприятная среда для нефтеобразования. Ряд признаков позволяет отличать контуриты от турбидитов.

течения были названы контурными. За ранними публикациями Хизена, Холлистера, Губерта, отмечившими распространность и геологическое значение глубинных течений [12—14], последовали многочисленные статьи о контурных течениях в различных частях мирового океана и связанных с ними отложениях, получивших наименование «контуриты». Сводку об особенностях контуритов, их отличительных от турбидитов чертах недавно опубликовали Д. Стоу и Дж. Ловелл [18]. Характеристика контуритов в данной статье дается главным образом по материалам этой сводки.

По мнению Д. Стоу и Дж. Ловелла, открытие контурных течений обусловило вторую революцию в седиментологии за последние 30 лет (первая была вызвана появлением турбидитной теории). Столь же высоко оценивает это открытие Т. Дэвис [11], отмечающий, что одним из наиболее ярких примеров нового понимания в седиментогенезе в пелагиали стало открытие придонных контурных течений и их отложений в Северной Атлантике, механизм формирования которых ранее был неизвестен.

Донные воды океана формируются в полярных, арктических и антарктических районах. Здесь холодные плотные воды погружаются на дно вдоль континентальных склонов и стекают параллельно берегам континентов в более низкие широты, прижимаясь вследствие вращения Земли к западным краям океанов (см. рисунок). Скорость течений достаточна для переноса наиболее тонких осадков. Там, где скорость увеличивается из-за донных порогов или сужения подводного «русла», течения вызывают эрозию донных отложений. По мере удаления от полярных районов течения медленно поднимаются вверх.

Подобные контурные течения производят огромную работу по перемыву и переотложе-



Глубинная циркуляция вод океана, вызванная различиями их плотности [18].
 Главные источники холодных, плотных вод показаны черными кружками.

нию осадков, привносимых в океан поперечными к береговой линии турбидитными течениями и реками. Особенно внушительны масштабы деятельности этих течений (иногда, по-видимому, комбинирующейся с деятельностью приливов и отливов) в отношении дифференциации осадков различного гранулометрического состава. Течения вымывают мелкие фракции осадков, оставляя на месте преимущественно гравийно-песчаный материал. Остаточные отложения местами образуют на дне океана и у окончаний глубоководных проливов «волны» осадков, а местами слагают значительной величины аккумулятивные песчаные хребты. Вымытая тонкая суспензия, обогащенная органическим материалом, насыщает на флангах течений морскую воду («нефелоидные слои») и образует на континентальных склонах илистые отложения мощностью до 1 км. Этой суспензией на флангах течений в значительной степени контролируется пелагическое осадконакопление.

Контуриты все чаще начинают открываться в разновозрастных отложениях различных областей земного шара. Они известны в миоцене Новой Зеландии [8], в альпийском флише Швейцарии [10], олигоцен-раннемиоценовом нумидийском флише Сицилии [19], мелу Изра-

илия [9], силуре Центрального Уэльса [7], в нижнепалеозойском флише Канады [17], позднедокембрийской (?) гренландской группе Южной Исландии и Новой Зеландии [16] и др. В ряде районов контуриты еще четко не ограничены от турбидитов. Как пишут Д. Стоу и Дж. Ловелл [18], «турбидитная литература уже полна возможными кандидатами в контуриты».

Некоторые установленные «ископаемые» контуритовые тела характеризуются значительными объемами. Например, на северо-западном континентальном крае Арабского кратона (Израиль) меловые контуритовые отложения имеют мощность более 3 км и распространены полосой шириной в 20 км на протяжении около 150 км.

По-видимому, еще не оценено в нужной мере значение «илистых» и «песчаных» контуритов в отношении генерации нефти и размещения крупных ее месторождений. Масса тонкой суспензии, обогащенной органическим материалом, представляет благоприятное «сырье» для образования нефти. Отмытые же от илистых частиц остаточные песчаные контуриты — хорошие коллекторы. Для накопления мощных толщ илистых и песчаных контуритов, т. е. для создания оптимальных условий при нефтеобразовании, необходимы, прежде всего, два ус-

ловия: а) большой вынос в океан обломочного (и органического) материала турбидитовыми потоками и речными артериями; б) наличие контурного течения, перерабатывающего эти выносы, разделяющего песчаный и илистый, богатый органикой, материалы.

Д. Стоу и Дж. Ловелл приводят лишь один пример влияния деятельности контурных течений на нефтеносность: на западе экваториальной Атлантики значительный боковой вынос обломочного материала и существование контурного течения подготовили хорошие «резервуары» для нефти. Примеры можно умножить. Богатство нефтью акваторий Северного моря, вероятно, стоит в связи со значительной силой контурных течений вблизи их «истоков». Течения образовали здесь на дне многочисленные, хорошо выраженные в рельефе дна, песчаные хребты. По-видимому, здесь имеются и более древние песчаные накопления, связанные с контурными палеотечениями. Нефтяные богатства района Персидского залива могут обуславливаться подходом туда контурного течения и большими массами местного песчаного материала. В сходных условиях находится акватория Бенгальского залива с мощными выносами обломочного материала реками Ганг и Брахмапутра. Концентрация нефтяных месторождений Сахалина на севере, в преимущественно песчаных отложениях окобыкайской и других неогеновых свит, вероятно, связана с выносом большой массы обломочного материала палео-Амуром и переработкой этого материала контурным течением, проходившим по палео-Татарскому проливу. Перспективности в отношении нефти территории Южной Аляски могло способствовать палео-Беринговое контурное течение. Течение это на карте, приложенной к работе Стоу и Ловелла, не показано (акватории, прилегающие к побережью СССР, остались на этой карте белым пятном), но наличие его, а также других контурных течений вполне вероятно. Определение направлений контурных течений у берегов Советского Союза позволило бы вместе с данными об объемах палеоконтинентальных выносов обломочного материала более точно прогнозировать участки акваторий с оптимальными условиями для формирования крупных нефтяных месторождений.

Контурные течения и связанная с ними седиментация не представляют автономных процессов в океане. Продольные, контурные течения перерабатывают обломочный материал, привносимый в океан поперечными к береговой линии турбидитовыми и прочими водными потоками. Естественна, поэтому тесная связь контуритов с турбидитами. Д. Стоу и Дж. Ловелл допускают возможность существования непрерывного ряда с постепенными перехода-

ми (континуум) между разбавленными турбидитовыми потоками, контурными течениями и гемипелагическими отложениями из нефелоидных слоев морской воды с обилием тонкого обломочного и органического материала. Нередко турбидиты и контуриты переслаиваются друг с другом, чаще контуриты залегают «в кровле» турбидитовых толщ, еще сохранившихся от перемыва. В таких случаях наблюдается перекрещивание направлений движения турбидитовых потоков (поперек склонов) и контурных (вдоль склонов). Это проявляется трендами в зернистости, сортировке и ориентировке зерен, а иногда — перекрестными направлениями ко-сых слойков.

С. Холистер, В. Хизен, А. Боум, Д. Стоу, Дж. Ловелл указывают следующие особенности контуритов и критерии их отличия от турбидитов. Контуриты лучше сортированы, чем турбидиты, и имеют более тонкую слоистость. Градационная структура у них менее правильная, верхние контакты толщ в противоположность турбидитам резкие. Обычна для контуритов косая слоистость, выраженная линейными скоплениями тяжелых минералов, тогда как в турбидитах слои отделяются скоплениями пелитового материала. Контуриты обычно полосчатые. Массивное сложение, свойственное нижним частям турбидитовых толщ, в них отсутствует. Содержание наиболее тонкого материала (<2 мм) в контуритах 0—5%, в турбидитах 10—20%. Органические остатки значительно лучше сохраняются в турбидитах, чем в контуритах, содержащих преимущественно мелкие обломки раковин. Общее же содержание органического материала в контуритах больше (до нескольких процентов). При отложении ниже уровня карбонатной компенсации турбидиты могут содержать быстро транспортированный на глубину и поэтому сохранившийся карбонатный материал, которого контуриты, отложившиеся в глубоководных условиях, лишены. Менее глубоководные илистые контуриты содержат значительные количества CaCO_3 (15—40%). Характерно нередко значительное содержание монтмориллонита, частично приносимого с севера. Контуриты — более «зрелые» породы (субграувакки, аркозы и ортокварциты), чем турбидиты, представляющие обычно граувакки и субграувакки. Турбидиты в большей мере отражают состав местного материала, чем контуриты. Средняя скорость аккумуляции контуритов 10 см в 1000 лет, турбидитов 100 см в 1000 лет. Выход зерна при бурении контуритов значительно больше, чем у турбидитов. Для контуритов характерна тесная пространственная ассоциация с нефелоидными слоями, которые распознаются по их светорассеивающим свойствам, присутствующим концентрациям суспензий. Контуриты часто образуют в рельефе дна волны (с амплитудой

10—40 м) и эрозионные борозды шириной до 150 м и глубиной до 20 м, показывающие направление течений. Они, в общем случае, более «прозрачны» для акустических волн, в них меньше отражающих площадок, чем в турбидитах.

Различия между контуритами и турбидитами периферических частей потоков значительно сглаживаются, что иногда препятствует их четкому разделению.

Практическое значение контуритов, вероятно, не ограничивается их положительным влиянием на условия нефтенакпления. Столь же благоприятными могут быть илстые фации контуритов для формирования стратиформных рудных залежей. Тонкий обломочный и органический материал фланговых частей контурных течений «отгоняется» в сторону, в значительных количествах попадает и в прибрежные заливы, эстуарии, рифтовые долины и впадины. В случае наложения на иловые фации гидротермальных процессов восстановительная обстановка черных илов окажется благоприятной для осаждения сульфидов металлов. Породы, вмещающие стратиформные рудные залежи, по многим признакам похожи на илстые контуриты. Например, содержащие полиметаллические руды отложения Атасуйского района Центрального Казахстана отличаются тонкой, нередко ритмичной, слоистостью, очень большим содержанием органического материала, обычным присутствием карбонатов. В них отмечаются местами перекрестная слоистость, характерная для переслаивания турбидитов и контуритов.

Исследование ископаемых контуритов может многое дать для выявления палеогеографических условий прошлого, получения представлений об очертаниях палеоконтинентов, былом расположении полюсов, изменениях климатических условий, пространственном распределении глубин океана, местоположении устьев крупных палеорек и т. д.

С учетом контурных течений возможно бо-

лее конкретное решение проблемы образования флиша. Очевидна необходимость обсуждения вопроса о возможном формировании флиша в связи не с турбидитовыми поперечными к склонам течениями, а с контурными продольными. Приуроченность контурных течений к относительно глубоководным «руслам», устойчивость их направлений в течение относительно длительного времени, уничтожение фаунистических остатков при длительной транспортировке их течениями — все это хорошо согласуется с особенностями терригенного флиша. Существование глубинных продольных течений, наряду с флишеподобными отложениями, устанавливается для некоторых океанических желобов.

Новое содержание приобретает вопрос о происхождении ритмичности, градационной структуры, проявленной не только в турбидитах, но и в контуритах (и вообще, в большинстве других типов осадков). Очевидно, уже нельзя продолжать объяснять ее такими случайными факторами, как сползание со склонов накопившихся там осадков с возникновением мутьевых потоков. Но-видимому, существуют «прерыватели» седиментационного процесса в виде тектонических пульсаций, вызывающих периодические взмучивания отложенных осадков и их вторичное осаждение с приобретением градационной структуры. Как указывалось выше, существование таких пульсаций подтверждается примером туфового флиша, в основании ритмов которого лежат туфовые слои: в условиях растяжения тектонические пульсации вызвали периодически повторяющиеся вулканические извержения. Периодическая деятельность устанавливается для большинства современных вулканов.

Все сказанное показывает необходимость интенсификации исследований по выявлению и изучению контурных течений и их отложений. Влияние этих течений на океанические процессы велико, и в нужной мере оно пока еще не учитывается в большинстве океанологических, геологических и прочих работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов И. В. По поводу одной гипотезы происхождения флиша.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 3.
2. Власов Г. М., Борисов О. Г., Попкова М. И. Неогеновая туфовая флишоидная формация Курило-Камчатской системы.— Литология и полезные ископаемые, 1977, № 1.
3. Кременецкая Т. Н. О влиянии вулканизма на озерную седиментацию в Тигильском районе Камчатки.— Литология и полезные ископаемые, 1972, № 5.
4. Леонов М. Г. Верхнеэоценовый дикий флиш Альпийского пояса.— В кн.: Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М.: Наука, 1972.
5. Романовский С. И. О роли мутьевых потоков в процессах осадконакопления.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 3.
6. Соловьева Н. А., Гаврилов В. К. Основные черты литогенеза мезокайнозойских вулканогенно-осадочных отложений Курильских островов.— В сб.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974.
7. Anketell J. M., Lovell J. P. B. Upper landoverian grogal sandstones and aberystwyth grits in the New Quay area, Central Wales: a possible upwards transition from contourites to turbidites.— Geol. J., 1976, N 11.
8. Ballance P. F. Streaked out mud-ripples below miocene turbidites, puriri formation.— J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34.
9. Bein A., Weiler Y. The cretaceous talma yafe formation, a contour current shaped sedimentary prism of cretaceous debris at the continental margin of the Arabian craton.— Sedimentology, 1976, v. 23.

10. *Bouma A. H.* Contourites in niessenflysch Switzerland.—*Ecolog. Geol. Helv.*, 1973, v. 66, N 2.
11. *Davies T. A.* Oceanic sediments and sedimentary processes.—*Chem. Oceanogr.*, 1976, v. 5.
12. *Heezen B. C.* Dynamic processes of abyssal sedimentation: erosion, transportation and redeposition on the deep sea floor.—*Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1959, N 2.
13. *Heezen B. C., Hollister C. D.* Deep-sea current evidence from abyssal sediments.—*Mar. Geol.*, 1964, N 1.
14. *Hubert J. F.* Textural evidence for the deposition of many western North Atlantic deep sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents.—*J. Geol.*, 1964, v. 72.
15. *Kuenen P. H., Migliorini C. I.* Turbidity currents as a cause of graded bedding.—*J. Geol.*, 1950, v. 58, N 2.
16. *Laird M. G.* Sedimentology of the Greenland Group in the Paparua Range, West coast South Island.—*N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1972, v. 15.
17. *Schenk P. E.* Regional variation of the flysch-like meguma group (lower paleozoic) of Nova Scotia compared to recent sedimentation of the Scotian shelf.—*Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 1970, v. 7.
18. *Stow D. A. V., Lovell J. P. B.* Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments.—*Earth-science reviews*, 1979, v. 14, N 3.
19. *Wezel F. C.* Numidian flysch: an oligocene — early miocene continental rise deposit of the African platform.—*Nature*, 1970, v. 228.

ИТuГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 июня 1981 г.

Г. Л. Кириллова

К ПРОБЛЕМЕ ОДНОТИПНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И ТАЛАССОСИНЕКЛИЗ*

Рассматривается формационный ряд ныне глубоководной Северо-Американской талассосинеклизы от плато Блейк до Срединно-Атлантического хребта с целью поиска аналогов ему на континентах. Представляется, что по составу формаций, мощности, площади распространения, характеру залегания он близок к формационным рядам молодых платформ и особенно Скиф-

Дискуссия о строении земной коры океанов ведется давно. Одни исследователи представляют ее весьма специфичной, другие считают возможным говорить об отсутствии существенных различий в строении земной коры континентов и океанов.

До недавнего времени этот вопрос рассматривался лишь на основе геофизических, большей частью сейсмологических данных. Гораздо реже использовались собственно геологические материалы.

Если основываться на геологических данных, то концепцию однотипности или разнотипности геологического строения континентов и океанов можно рассматривать на разных уровнях организации вещества: горнопородном, формационном, геокомплексном и др. О тождестве пород на континентах и океанах писал Г. Д. Афанасьев [1], особенно много работ посвящено обоснованию петрологической близости магматических пород и формаций континентов и океанов [9, 13, 19 и др.]. Аналогичное строение офиолитовых ассоциаций на континентах и в океанах установлено А. В. Пейве с сотрудниками. Однотипность строения на уровне геокомплексов (структурном уровне) доказывает В. А. Соловьев [14, 15]. О существовании единой коры под континентами и океанами писал Де Геер, Э. Ог, А. Д. Архангельский, Р. В. Беммелен, В. В. Белоусов, В. В. Тихомиров, Г. Д. Афанасьев, А. А. Пронин и др.

Широкие океанографические исследования и постановка глубоководного бурения в последние годы значительно расширили и углубили наши знания о строении дна океанов и сде-

ской плиты. Можно допустить поэтому, что оба ряда формировались примерно в одинаковых условиях, а их современное положение (на дне океана одного и на поверхности континента другого) обусловлено последующими тектоническими движениями. Анализируются данные о фундаменте чехла в «океаническом» формационном ряду.

лали возможным сравнительный анализ не только на уровне пород, но и формаций.

Формационный анализ для изучения земной коры океанов впервые начал применяться П. Л. Безруковым и И. О. Мурдмаа около 10 лет назад. За истекшее десятилетие появилась серия статей, посвященных океанским осадочным формациям [2—4, 7, 11 и др.]. И наконец, в 1979 г. вышла монография И. О. Мурдмаа с соавторами [12], в которой впервые систематизированы и детально описаны геологические формации северо-западной части Атлантического океана, приведен формационный разрез от плато Блейк до Срединно-Атлантического хребта (рис. 1). Эти материалы дали возможность провести сравнительный тектонический анализ для выяснения вопроса: есть ли аналог изученному формационному ряду на континенте и какому структурному элементу он принадлежит? При сравнительном анализе были использованы такие признаки формаций, как состав, мощность, площадь распространения, характер залегания.

Рассмотрим составленный И. О. Мурдмаа формационный разрез, не касаясь пока толеит-базальтовой формации, на которой далее остановимся особо. Самая нижняя — карбонатная формация (верхняя юра — нижний мел) является наиболее древней из вскрытых осадочных формаций Атлантического океана и Мирового океана в целом. Ниже по сейсмическим данным залегает равная ей по мощности осадочная толща неизвестного состава, по акустическим свойствам отличающаяся от карбонатной (скв. 391). На западе Древняя карбонатная формация подходит к континентальному склону Северной Америки, уступам плато Блейк и Багамской банки, где граничит с одновозрастным поясом рифов, залегающих всю-

* Статья публикуется в дискуссионном порядке (ред.).

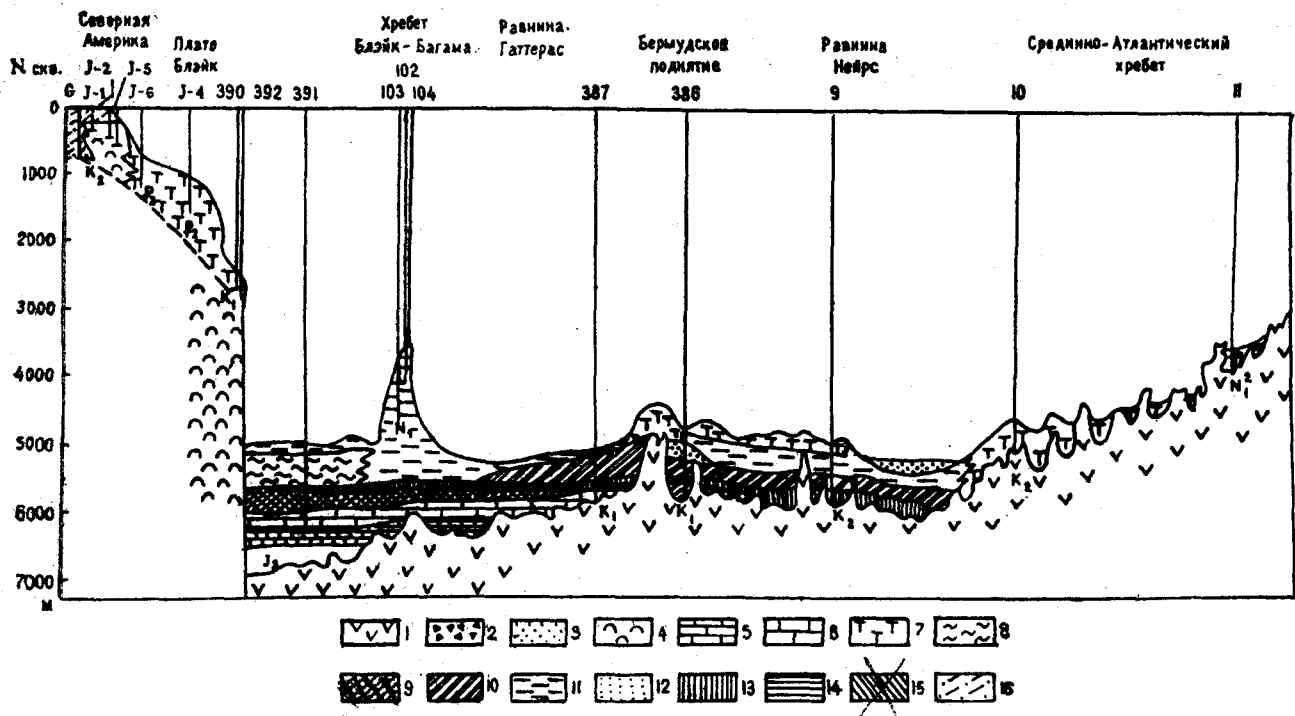


Рис. 1. Формационный разрез от плато Блейк до Срединно-Атлантического хребта [12].

Формации: 1 — толеит-базальтовая, 2 — вулканокластическая, 3 — базальто-граувакковая Бермудского массива, 4 — мелководная карбонатная, 5 — древняя карбонатная (красноцветная), 6 — древняя карбонатная (сероцветная), 7 — пелагическая карбонатная, 8 — кремнисто-карбонатная лавинная, 9 — черных глин, 10 — карбонатно-глинистая, турбидитная, 11 — гемипелагическая глинистая, 12 — терригенная турбидитная, 13 — пестроцветная глинистая, 14 — пелагическая глинистая, 15 — карбонатно-глинистая турбидитная Багамского района, 16 — мелководная терригенная.

ду гипсометрически выше нее. На север формация сейсмическими работами и местами бурением прослежена до Ньюфаундленда.

На востоке рассматриваемая формация замещается толеит-базальтовой. Установлено трехчленное ее строение: с двумя пачками (подформациями) сероцветных слоистых известняков вверху и внизу и с красноцветной подформацией между ними. Максимальная мощность формации по сейсмическим данным 1—1,5 км. Красноцветная подформация на основании сходства состава, текстурных особенностей пород, а также фауны сопоставляется с формацией Ammonitico Rosso Средиземноморско-Альпийского пояса [20]. Аналогичное заключение сделал М. Бурбон [21], использовавший данные своих исследований верхнеюрских и меловых пород из скв. 391 и обширные материалы по разновозрастным отложениям северной континентальной окраины Тетиса в Западных Альпах. В обоих регионах по палеогеографической интерпретации Д. Бернулли, с которой согласен и И. О. Мурдмаа, осадкообразование происходило в пелагических условиях слабого поступления терригенного материала из удаленных источников. Рельеф дна бассейнов седиментации был расчлененным. Характерны оползни и суспензионные потоки, переносившие накопленные пелагические карбонатные осадки на дно депрессий. Подводные возвышенности

(холмы, валы) отличаются сокращенным разрезом с частыми перерывами, железистыми корками цементации, возникающими при длительном существовании условий перерыва в отложении осадков.

Д. Бернулли считает, что формация Ammonitico Rosso образовалась на глубине порядка 1000 м. Т. Фримэн и П. Инос [22], опираясь на отсутствие в породах планктонных фораминифер, заключили, что глубина бассейна достигала 4,5—5,5 км. По мнению И. О. Мурдмаа, гипсометрическое положение рифовых построек по краю плато Блейк позволяет оценить глубину позднеюрского бассейна в 3 км (без учета дифференцированных тектонических движений блоков плато и впадины).

Что касается тектонической обстановки накопления формации Ammonitico Rosso, то она, по представлениям В. М. Цейслера [17, 18], более многообразна, чем предполагал Ж. Обуэн, считавший ее типичной лишь для стадии обособления или становления геосинклинали. Так, установлено, что юго-западный Крым в раннемеловую эпоху, к которой приурочена названная формация, был структурой позднегеосинклиналичного этапа, представляя собой геантиклиналь, спаянную с краевой частью Скифской плиты.

Сероцветная подформация древней карбонатной формации, распространенная в северо-за-

падной Атлантике, сложена массивными серыми известняками со следами илоедов (биотурбиты), тонкослойчатыми известняками и мергелями, темно-серыми и черными известковистыми сланцеватыми глинами, богатыми органическим веществом. Мощность подформации достигает 323 м. На континенте близки ей по составу и строению многие юрско-меловые карбонатные формации, выделенные в северной периферийной области океана Тетис и отнесенные к платформенным образованиям [18].

Формация черных глин (апт-сеноман), сложенная черными и зеленовато-серыми обогащенными органическим веществом (до 10%) породами (преимущественно плотными глинами, аргиллитами, нередко окремнелыми), распространена по обе стороны от срединного хребта. Переход от древней карбонатной формации постепенный. В маломощных прослоях и линзах встречаются кремнистые и кремнисто-глинистые породы, глинистые известняки, мергели, алевролиты. Мощность формации колеблется от 70 до 370 м (по геофизическим данным несколько больше). По мнению И. О. Мурдмаа, накапливалась она на глубине 3—3,5 км, а в отдельных впадинах и более 4 км.

Л. И. Боголюбова и П. П. Тимофеев [5], изучавшие подобные «черные сланцы» восточной Атлантики, отстаивают точку зрения о мелководных прибрежно-морских условиях их накопления. На это указывают обилие аутигенного пирита, присутствие остатков наземных растений, примесь терригенного алеврита, ходы илоедов, высокое содержание органического вещества, в том числе водорослевого (сапропелевого). И. О. Мурдмаа, не считая приведенные аргументы неопровержимыми, пришел к выводу, что накопление черных глин происходило в уникальной обстановке, но это еще не значит, что она обязательно была мелководной. По его мнению, до окончательного выяснения генезиса органического вещества трудно делать достаточно обоснованные выводы о палеогеографических условиях накопления формации.

Данная формация весьма близка к формации черных битуминозных аргиллитов позднеюрско-валанжинского возраста, описанной в нижней части чехла Западно-Сибирской плиты [6]. Строение и состав формации довольно однородны. Это преимущественно массивные или плитчатые черные или темно-серые битуминозные аргиллиты с прослоями темных алевролитов и известняков. На склонах поднятий в толще появляются прослойки песчаников. Песчано-алевролитовые породы широко распространены также в верхней части формации. Битуминозность их здесь снижается. Аргиллиты обычно слюдистые, неравномерно известковистые и

иногда окремнелые, в южных районах плиты часто слабо доломитизированные. Минеральный состав аргиллитов гидрослюдистый. Песчано-алевролитовый материал преимущественно олигомиктовый. Все породы обычно обогащены битумами (в среднем 0,53%), включают мелкие включения пирита; местами в виде единичных зерен присутствует глауконит. Содержание растительного детрита незначительное. С этой формацией связан ряд месторождений нефти и газа [6]. Подобная же формация описана Н. С. Маличем [10] в криптозойских (докембрийских) и силурийских отложениях Сибирской платформы.

Формация черных глин повсеместно перекрыта красноцветными и пестроцветными преимущественно бескарбонатными отложениями (глины, цеолитовые глины, алевритово-глинистые породы) позднемелового возраста, условно выделенными И. О. Мурдмаа в качестве пестроцветной глинистой формации мощностью от нескольких метров до 150 м. Образование ее И. О. Мурдмаа связал с перерывами или замедлением осадконакопления. Интересен вывод о том, что обогащенное каолинитом и кварцем (по отношению к полевым шпатам) глинистое вещество с повышенным содержанием Al и пониженным Ti указывает на поступление материала из тропических латеритных кор выветривания гранитоидов. В пестрых глинах содержание Al колеблется от 4,1 до 12%.

И. О. Мурдмаа придерживается мнения о глубоководном происхождении и этой формации. Но если иметь в виду ту дискуссию, которая ведется по вопросу генезиса и глубины отложения нижележащей формации черных глин, и принять точку зрения о ее мелководном происхождении, то уместно поставить вопрос, не является ли пестроцветная глинистая формация погребенной корой выветривания? Все вышеизложенные аргументы указывают на нее со значительным стратиграфическим перерывом и несогласием. Кроме того, известно, что в пределах прилегающего отрезка Срединно-Атлантического хребта проявилась пиренейская тектоническая фаза, обусловившая значительные перерывы в седиментации [8]. На хребте Южная Стена, который окаймляет впадину Вима с юга, толстостенные раковины моллюсков и структуры известняков указывают на мелководные условия их отложения и даже на субаэральное выветривание.

Эоценовая карбонатно-кремнисто-глинистая турбидитная формация состоит из глинистых, карбонатно-глинистых, кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Особенностью ее строения является упорядоченное чередование разных типов пород в разрезе со всеми признаками турбидитной ритмично-

сти. Мощность формации 300—350 м. Близка к ней миоценовая кремнисто-карбонатная (лавинная) формация впадины Блейк-Багама (500 м) — толща мелоподобных известняков и мергелей, переслаивающихся с турбидитами, радиоляриевыми глинами и чистым мелом. К этой же группе формаций следует отнести пелагические карбонатные формации, накопившиеся на подводных возвышенностях по периферии Северо-Американской котловины с нижнего мела до плейстоцена. Мощность формации 450 м (скв. 10). Это нанопланктонные известковые и мергельные осадки с небольшой примесью терригенного глинистого материала.

Представляется, что по составу на континенте к описанным формациям близки верхнемеловые формации Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плит, где наблюдается латеральная смена пясчег мела глинисто-кремнистыми отложениями в северном и северо-восточном направлении. Анализируя Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, В. М. Цейслер [18] пришел к выводу, что латеральная смена формаций обусловлена не тектоническими, а климатическими причинами. Аналогичным образом объясняется смена глинисто-кремнистого (опокового) верхнего мела мергельным при движении с севера на юг на Западно-Сибирской плите, через Кустанайскую седловину в область Туранской плиты.

Следует заметить, что весьма характерная маркирующая формация пясчег мела в пределах континентов распространена только в чехлах молодых платформ и имеет преимущественно позднемеловой и палеогеновый возраст. Для нее достигается наиболее полная аналогия, поскольку и на континенте, и в океане одинаковы ее состав, возрастной диапазон, площадь распространения, мощность, органические остатки (фораминиферы и кокколитофориды). Видимо, условия формирования ее были одинаковыми, а нынешнее положение — в одних случаях на дне океанов, а в других на поверхности континентов — обусловлено более поздними процессами.

Гемипелагическая глинистая формация миоцен-плейстоценового возраста представлена темными глинами, иногда известковистыми и алевритистыми, мощностью 200—900 м. Предполагаемая по геофизическим данным мощность достигает 2—2,5 км. Свообразные условия залегания глин. Они слагают вытянутые под углом к континентальному склону почти прямолинейные валы, к подножиям которых мощность более молодых осадков сокращается. Среди формаций континентов ее аналогом можно предположить олигоценовую формацию черных глин мощностью до 1100 м, рас-

пространенную в Предкавказье в пределах Скифской плиты [18].

Итак, если сравнить рассмотренный «океанический» формационный ряд Северо-Американской талассосинеклизы с одновозрастным континентальным рядом Скифской плиты (например, юрско-неогеновыми формациями Предкавказья; рис. 2), то мы не увидим скольких-нибудь существенных отличий в составе, мощностях, характере залегания и площади распространения. В обоих случаях отложения лежат субгоризонтально; колебания мощностей одного порядка (усредненная мощность чехла Скифской плиты 4 км, Северо-Американской талассосинеклизы 3 км); по составу формаций ни один структурный элемент континентов не стоит ближе к формационному ряду Северо-Американской талассосинеклизы, чем чехол молодой платформы. Следовательно, логично предположить, что в обоих случаях мы имеем дело с платформенным чехлом.

Следует особо рассмотреть вопрос о фундаменте чехла в «океаническом» ряду. На рис. 1 в качестве фундамента изображена толеит-ба-



Рис. 2. Ряд осадочных геологических формаций юры — олигодена Скифской плиты в пределах Предкавказья [18].

Формации и группы формаций: 1 — глинисто-песчанниковые глауконитовые, 2 — песчанико-глинистые сероцветные, 3 — терригенные красноцветные, 4 — глинисто-известняковые, 5 — известняковые, 6 — мелоподобных известняков и мергелей, 7 — темных битуминозных глин (черносланцевая), 8 — мергельно-глинистые, 9 — известняково-глинистые, 10 — эвапоритовые с галитом.

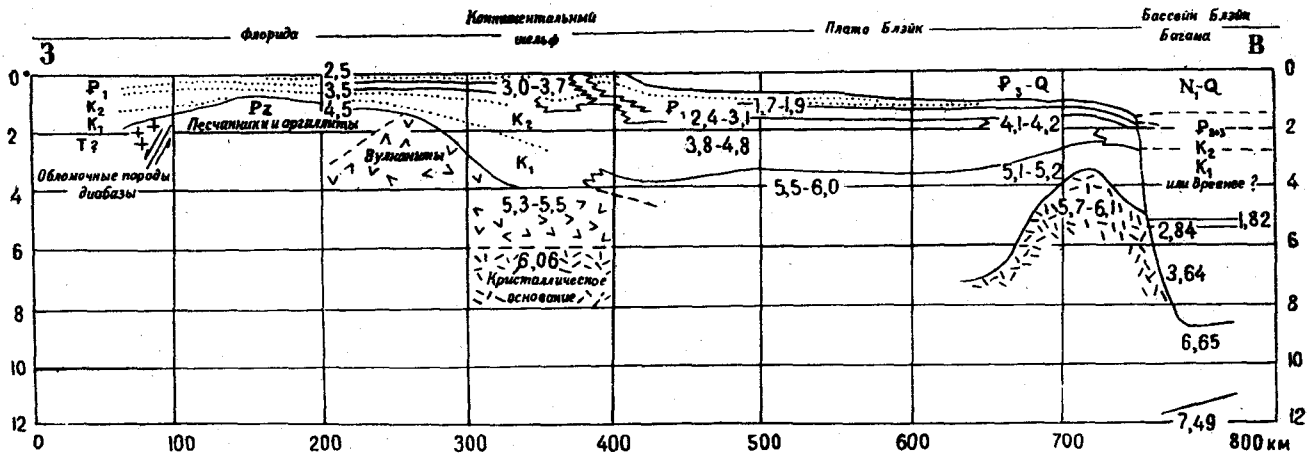


Рис. 3. Широтный разрез через Флориду и плато Блейк по данным сейсмики и бурения [24].

зальтовая формация с возрастом от верхней юры (впадины Блейк-Багама) до миоцена (Срединно-Атлантический хребет). Такое скольжение возраста представляется необычным и рисовка формации как единой несколько странной. По-видимому, здесь имеют место черепитчато налегающие друг на друга покровы лав разного возраста, нередко разделенные пластами и линзами осадочных и вулканогенно-осадочных пород (известняков, гялокластических брекчий, известковых туффов, туфобрекчий), что уже твердо установлено во многих местах Мирового океана, в том числе в описанном регионе (скв. 417 и 418). В Атлантическом океане ныне известны лавы с возрастом от позднего триаса до плейстоцена, и расположение их не укладывается в идеальную модель спрединга. М. Озима и др. [23] установили, что абсолютный возраст метабазальта из впадины Атлантик с глубины 4800 м равен 169 млн. лет. Ранее здесь же, по оси хребта, возраст базальтовых лав был определен гелиевым методом в 16—30 млн. лет [8]; тот же возраст был получен по фораминиферам, заключенным в блоках лавы.

Для того чтобы выяснить, что же является фундаментом чехла в северо-западной Атлантике, имеет смысл рассмотреть широтный разрез через Флориду и плато Блейк [24], составленный по данным сейсмических работ и бурения (рис. 3). На нем видно, что чехол лежит на разнородном фундаменте, сложенном терригенными породами палеозоя, кристаллическими породами неясного возраста и вулканитами. Что касается вулканитов, то можно предположить их поздне-триасовый возраст. Поздне-триасовые базальты довольно широко распространены по восточному побережью Северной Америки, заполняя протяженные грабены, возникшие в обстановке растяжения, завершившего воздымание Аппалачского горного сооружения. Самый крупный (45 × 450 км) и глубокий

(до 6 км) грабен — Ньюаркский — расположен в Пенсильвании, Мериленде и Нью-Джерси; на некотором расстоянии он полностью перекрывает антиклинорий Голубых гор, и его северный край приходит в контакт с зоной Долин и Кряжей. Грабены заполнены красноцветной континентальной формацией верхнего триаса и, возможно, нижнего лейаса. Эта группа Ньюарк и ее аналоги переслаиваются с трапповой формацией. Базальты образуют не только покровы, но и силлы и дайки, порой очень крупные. Мощность силлов достигает 540 м (Геттсбургский силл в Ньюаркском бассейне), длина даек превышает 100 км.

Этот посторогенный тафтогенез, сопровождающийся базальтовым вулканизмом, является заключительным эпизодом геосинклинального периода истории Аппалачей и начальным — платформенного периода их развития [16]. Логично предположить, что этими же траппами начинается платформенный разрез Северо-Американской талассосинеклизы. Выше их лежит формация неясного состава (скв. 391), а потом уж следует карбонатно-терригенный разрез чехла, описанный выше. В южной Атлантике в основании осадочного разреза обнаружены угленосные континентальные отложения (рейс 36 «Гломар Челленджер»).

На современном уровне изученности океанов трудно фиксировать разломы на дне океанов и вертикальные смещения по ним, не показаны они и на рис. 1. Однако их можно вывести из материалов И. О. Мурдмаа. На рис. 1 хорошо видно, что эоценовая пелагическая карбонатная формация (скв. J — 6, J — 4), по-видимому, заняла свое нынешнее положение в результате значительных вертикальных перемещений, в то время как нижнемеловая мелководная карбонатная формация (скв. 390 и 392) погружена на значительную глубину.

Вертикальные перемещения разного знака доказаны [16] для прилегающих акваторий и

территорий (Карибско-Антильский регион, Мексиканский залив). Нет оснований предполагать, что их не было и в Северо-Американской синеклизе. Ими и обусловлено нынешнее глубоководное положение платформенного чехла. Что касается глубины отложения платформенных формаций, то тут предстоит вносить коррективы, основываясь и на континентальных, и на океанических данных. Хотелось бы обратить внимание на то, что в строгом смысле слова океаническими формациями мы можем называть лишь современные формации, глубину и условия накопления которых можно наблюдать непосредственно. Более древние же формации (погружены ли они в оке-

анские глубины или выведены на поверхность) находятся в равных условиях: среду и глубину седиментации для них мы реконструируем.

В заключение следует напомнить слова А. А. Пронина [13], призывавшего для решения проблем происхождения и развития океанов и материков в первую очередь изучать не гипотетические геофизические слои, а строение осадочной оболочки земной коры с позиций стратиграфии и исторической геотектоники, поскольку геология, как наука историческая, сформировалась на основе всестороннего изучения осадочных пород и содержащихся в них остатков организмов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
2. Безруков П. Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой.— Геотектоника, 1974, № 1.
3. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
4. Богданов Ю. А., Левиган М. А., Лисицын А. П. Осадочные формации ложа океана.— В кн.: Осад. форм. и их нефтегазоносность. Тез. докл. Изд-во МГУ, 1978.
5. Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефте-материнский потенциал.— Литол. и полез. ископ., 1973, № 5.
6. Гольберт А. В. Тектоно-седиментационные комплексы и формации платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.— Литол. и полез. ископ., 1968, № 5.
7. Конюхов А. И. Осадочные геотектонические формации на рифтогенных окраинах материков.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3.
8. Лавров В. М. Геология Срединно-Атлантического хребта. М.: Наука, 1979.
9. Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли (в пространстве и геологическом времени). М.: Недра, 1978.
10. Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975.
11. Мурдмаа И. О. Осадочные формации северо-западной части Атлантического океана.— В кн.: 1-й съезд советских океанологов. Вып. 3. Геол. морей и океанов. Тез. докладов. М.: Наука, 1977.
12. Мурдмаа И. О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение.— В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979.
13. Пронин А. А. Геологические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977.
14. Соловьев В. А. Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминов). Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1975.
15. Соловьев В. А., Кириллова Г. Л. Геология два океанов и проблемы теоретической тектоники.— Геол. и геофиз. 1978, № 7.
16. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971.
17. Цейслер В. М. Структурные этажи и основные этапы в истории формирования юго-западного Крыма.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 2.
18. Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977.
19. Чернышова В. И., Рудник Г. Б. О формационной принадлежности основных эффузивных, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.— ДАН СССР, 1970, т. 194, № 2.
20. Bernoulli D. North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison.— In: Initial Reports of the DSDP. Washington, U. S. Govern. Print. off., 1972, v. 11.
21. Bourbon M. Mesozoic evolution of the Western North Atlantic and north Tethyan margins: a comparison.— In: Initial Reports of the DSDP. Washington, U. S. Govern. Print. Off., 1978, v. 44.
22. Freeman T., Enos P. Petrology of Upper Jurassic—Lower Cretaceous limestones, Site 391.— In: Initial Reports of the DSDP. Washington, U. S. Govern. Print. Off., 1978, v. 44.
23. Ozima M., Saito K. a. o. Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of the opening of the Atlantic.— Tectonophysics, 1976, v. 31, N 1/2.
24. Sheridan R. E., Drake C. L. a. o. Seismic-refraction study of continental margin east of Florida.— Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 1966, N 9.

КРАТКИЕ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243(571.56—13)

Р. Ф. Черкасов

ДРЕВНЕЙШИЕ ФЕМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ КАК
КОНЦЕНТРАТОРЫ ОРУДЕНЕНИЯ

(На примере Алдано-Станового щита)

Рассматриваются средние по сложности фемические зоны нижнего архея, контролирующие размещение минерогенических районов разного возраста как в фундаментах, так и чехлах. Эти зоны соответствуют сквозным дислокациям Шатского, крупным глубинным разломам Пейве, рудоконцентрирующим структурам Томсона и Фаворской. Новым является выяснение древ-

нейшего возраста фемических зон, дизъюнктивная структура и характер которых в значительной мере наследуются при последующей эволюции, выявление первичной структуры фемических зон и их количественное ранжирование по наиболее достоверному параметру — ширине.

Нижний архей (алданий) состоит из фемических и салических зон нескольких рангов. Фемические зоны — тела, насыщенные основными и ультраосновными кристаллическими сланцами. Каждая зона состоит в поперечном сечении из 5 ± 2 фемических и салических зон предыдущего ранга [8].

В этом кратком сообщении рассматриваются средние по рангу сложности фемические зоны Алдано-Станового щита шириной 30—50 км (рис. 1), состоящие на 10—30% из основных сланцев. В салических зонах этих пород в 2—4 раза меньше. Пликативная структура фемических зон — синклиории, дизъюнктивная — древнейшие (раннеалданийские или, вероятнее всего, доархейские) разломы мощностью 30—50 км. В историческом аспекте эти зоны являются фациальными. Иными словами, салические зоны — это в определенном смысле инертные тектонические блоки, а фемические зоны — мобильные (в эпохи активизации) межблоковые образования. При диастрофизме (метаморфизм, магматизм, складчатость) фемические зоны утрачивают в той или иной мере разломную структуру (разломы нередко превращаются в свою противоположность — тектонические швы). В начальный период тектонической активизации разломы регенерируются.

В нижнем архее представлены фемические зоны нескольких направлений. Отчетливо выражены и господствуют субмеридиональные и субширотные зоны, образующие ортогональную сеть с шириной ячеей 70—100 км (см. рис. 1). Кроме того, в скрытом виде присутствуют диагональные зоны, образующие аналогичную сеть (на рис. 1 они не показаны).

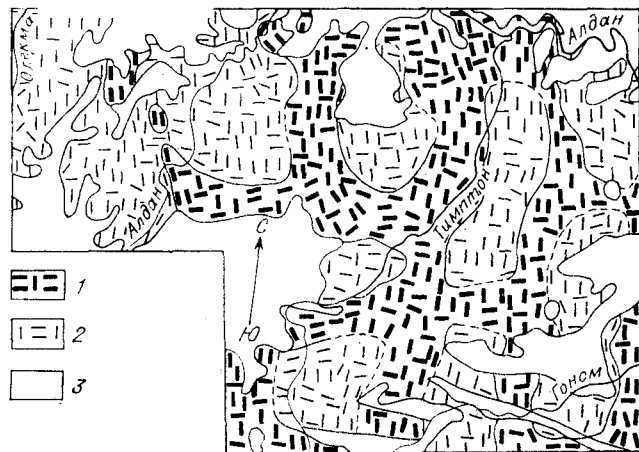


Рис. 1. Средние (по сложности и размеру) фемические и салические зоны нижнего архея центральной части Алданского щита.

1 — фемические зоны, 2 — салические зоны, 3 — постархейский чехол и крупные интрузивы. Ориентировка штрихов указывает преобладающее простирание слоев.

Фемические зоны, в отличие от салических, наиболее контрастны по вещественному составу и структуре. Изначальная их контрастность увеличена последующими наложениями. Например, позднеалданийские массивы гранитов, сиенитов, габбро, анортозитов, как и выходы верхнеархейского (субганского) суперкрупного комплекса, сконцентрированы, главным образом в ортогональной сети фемических зон; раннепротерозойские образования (гигантские рой даек диабазов, шириной 30—50 км, суперкрупные формации) сосредоточены преимущественно в диагональной сети; и т. д.

Фемические зоны среднего ранга являются

главными концентраторами оруденения. Они контролируют размещение рудоносных районов (шириной 30—50 км), а зоны подчиненных им рангов влияют на размещение подрайонов (7—10 км), полей (1—2 км), месторождений, участков и т. д. Наиболее рудонасыщенными являются узлы сетей.

Примеры локализации оруденения в указанных фемических зонах (или над ними в пост-алданских геосинклинальных толщах): нижнеархейские железорудные (магнетитовые кварциты Сутама, титано-магнетитовое оруденение в габброидах) и графитоносные районы; верхнеархейские флогопитоносные, бороносные и железорудные районы (магнетит-диопсидовые породы федоровской свиты; железистые кварциты субганского комплекса); нижнепротерозойские, частично верхнеархейские (?) апатитоносные, мусковитоносные и меденосные районы и т. д. Салические зоны среднего ранга несравненно беднее. Они включают, например, нижнепротерозойские (или верхнеархейские?) хрусталеносные районы Алдана: Верхне-Алданский, Верхне-Тимптонский, Чампулинский и Верхне-Чугинский.

Верхнепротерозойские и фанерозойские рудные районы также тяготеют к древнейшим фемическим зонам, размещаясь в них, над ними или рядом с ними в платформенном чехле. Например, мезозойские золотоносные районы размещены на сети древнейших зон с ячеей обычно 130—170 км, то есть активизирована каждая вторая зона среднего ранга. Другой усложняющий фактор — некоторое смещение мезозойских разломов с древнейших зон. Причем наиболее рудоносными являются части районов, размещающиеся над фемическими зонами, хотя по остальным признакам (состав и количество интрузий, мощность и состав чехла и т. д.) они практически не отличаются от других частей. Например, Центральнo-Алданский золотоносный район (рис. 2) располагается не только над сочленением широтной Якокутской и меридиональной Томмотской фемических зон (северо-западная, богатая часть района), но и частично над Верхне-Нимырской салической зоной (юго-восточная, бедная часть района).

Рассмотрим более детально Томмотскую зону (см. рис. 2), которая изучена лучше других. В пределах Алданского щита она заключает в местах пересечения с широтными фемическими зонами не менее 8 минерагенических районов разного возраста — от раннего архея до кайнозоя (последние являются россыпными, возникшими за счёт различных образований — от архейских до мезозойских). Южнее верховьев р. Тимптон Томмотская зона протягивается в меридиональном направлении через Становой регион и скрывается под Монголо-Охотской складчатой системой.

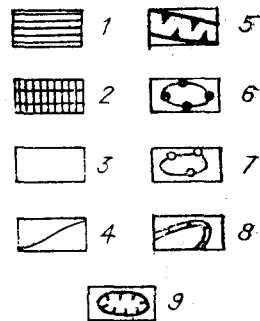
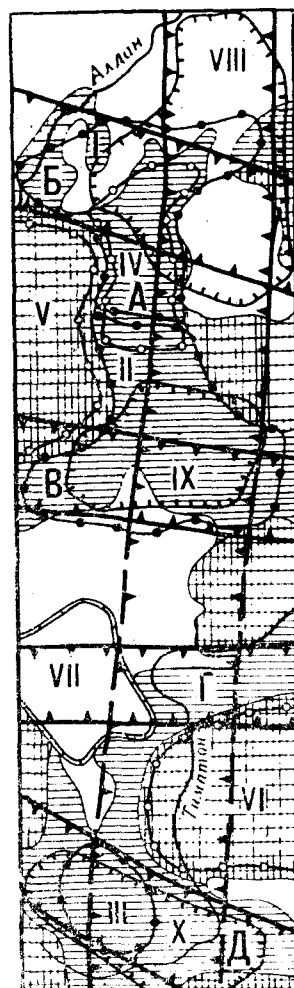


Рис. 2. Томмотская и сопряженные с ней фемические зоны как концентраторы оруденения. Нижний архей: 1 — фемические зоны (А — Томмотская, Б — Якокутская, В — Леглиерская, Г — Оюкманская, Д — Алгоминская); 2 — салические зоны; 3 — венд-фанерозойский платформенный чехол (мелкие выходы и интрузии не показаны); 4 — границы фемических зон, границы чехла; 5 — мезозойские разломы (зоны активизации). Минерагенические районы: 6 — архейские (I — Центральнo-Алданский), II — Леглиерский, III — Иенгрский), 7 — нижнепротерозойские или верхнеархейские? (IV — Центральнo-Алданский, V — Верхне-Алданский, VI — Верхне-Тимптонский), 8 — мезозойский (VII — Чульманский), 9 — мезокайнозойские (VIII — Центральнo-Алданский, IX — Эвотийский, X — Верхне-Тимптонский).

Из архейских минерагенических территорий Томмотской зоны наиболее богат и разнообразен Леглиерский район. Здесь сосредоточены многочисленные верхнеархейские месторождения железа, флогопита и бора (Таежное и др.), связанные с формацией магнезиальных скарпов; на некоторых железорудных месторождениях (например, Сивагли) имеется наложенное позднее медное оруденение. Кроме того, здесь же локализованы нижнеархейские месторождения флюсовых кальцитовых мраморов и железистых кварцитов (Гематитовое). Центральнo-Алданский район является флогопитоносным, а Иенгрский заключает в себе месторождения корунда и дистена (в том числе кайнозойскую дистен-корундовую россыпь), мусковита и железистых кварцитов. Часть оруденения принадлежит, возможно, нижнему протерозою. Нижнепротерозойский Центральнo-Алданский район (фосфатное сырье, редкие земли) известен своим гигантским Селигдарским месторождением апатита. Все мезокайнозойские районы яв-

ляются золотоносными. Наиболее разнообразное оруденение присуще Центрально-Алданскому району, где, кроме того, имеются месторождения аметистов, плавленого шпата; хромдиопсида, хромита, флогопита, вермикулита (Инагли), амфибол-асбеста; медное, молибденовое и другое оруденение. В Верхне-Тимптонском районе некоторые исследователи отмечали и золото, связанное с нижнепротерозойскими (или верхнеархейскими) хлоритовыми и серицитовыми диафторитами.

Фемические зоны оказывают влияние, по крайней мере, косвенное и на размещение минерогенических районов осадочного типа. Чульманский район (каменный уголь и др.) располагается над пересечением Томмотской и Оюмракской фемических зон (см. рис. 2).

В Томмотской зоне не выделены верхнепротерозойские и палеозойские минерогенические районы, так как они либо слабо выражены (Центрально-Алданский район содержит только ряд палеозойских месторождений флюсовых известняков и доломитов), либо возраст их не доказан. Ультрабазиты Инаглинского массива и часть связанных с ними полезных ископаемых являются, по некоторым данным, возможно, не мезозойскими, а верхнепротерозойскими. Во всяком случае на Алданском щите проявилась позднепротерозойская минерогеническая эпоха с внедрением в фемических зонах ультраосновных массивов центрального типа с карбонатами и разнообразным оруденением (Арбарастах и др.).

В целом можно указать следующие главные проявления тектонической эволюции фемических зон: а) некоторое смещение (неполное пространственное унаследование) зон активизации с раннеархейских фемических зон;

б) изменение размера ячейки сети активных зон (активизация каждой второй или третьей и т. д. древнейшей зоны);

в) изменение степени фемичности активных зон;

г) изменение соотношения ортогональной и диагональной сетей активных зон; в постархейской эволюции роль диагональной сети увеличивается и в некоторые эпохи она становится доминирующей; при равной активности ортогональной и диагональной сетей возрастает разнообразие формы ячеек за счёт различных комбинаций ортогональных и диагональных элементов.

Значительная степень пространственного унаследования фемических зон среднего ранга последующими зонами активизации и высокая рудоносность последних связаны с повышенной неоднородностью (ослабленностью, «хрупкостью») первых и, вероятно, с отсутствием при высокой мобильности явной инверсии в тектоническом режиме фемических зон среднего

ранга, с сохранением на основной территории их распространения негативной структуры (или с возрождением негативной структуры при активизациях). Раннеалданские прогибы превращены в позднеалданские синклинии, которые в местах наибольшей гранитизации испытали некоторое поднятие в связи с образованием «куполов гранитизации», однако не превратились в антиклинории [8]. Наибольшие перемещения в рассматриваемом регионе произошли во время кайнозойской активизации. Самые значительные горсты (Сунпагинский и др.) захватили главным образом некоторые салические зоны среднего ранга и периферию смежных с ними фемических зон, по которым образовались взбросы. Отдельные части фемических зон превратились в горсты меньшего размера (Эльконский и др.). Кроме того, образовались мелкие горсты по малым салическим зонам (и грабены по малым фемическим зонам) внутри фемических зон среднего ранга. Каких-либо месторождений полезных ископаемых, связанных с горстообразованием, не обнаружено.

Рассмотренные фемические зоны соответствуют, в первую очередь по своей дизъюнктивной структуре, «сквозным глубоким дислокациям (охватывающим платформы вместе со складчатыми зонами)» [9], крупным «глубинным разломам» [4], «рудоконцентрирующим структурам» [6] и т. д. Подтверждается и более раннее представление У. Хоббса, Р. Зондера, Г. Клооса и других о сетчатом (решетчатом) строении систем крупных дизъюнктивов. Новым является выяснение древнейшего возраста фемических зон, дизъюнктивная структура и негативный характер которых в значительной мере наследуются при тектонической эволюции, выявление первичной структуры фемических зон и их количественное ранжирование по ширине [8].

В последние десятилетия во многих геосинклиналино-складчатых областях и на смежных платформах выявлены крупные поперечные разломы, играющие важную роль в локализации оруденения [1, 2, 7 и др.]. Они не укладываются в традиционное представление о простой линейной структуре геосинклиналей. Проблема природы и возраста поперечных разломов является предметом дискуссии. В первом приближении это, на наш взгляд, активизированные древнейшие разломы — дизъюнктивные структуры нижнеархейских фемических зон. Причем часть сети фемических зон находит отражение в виде продольных разломов, придающих геосинклиналям ярко выраженную линейность. Другая часть отражается в виде неясных (скрытых) поперечных разломов.

Итак, фемические зоны определяют основы

геометрии геологического пространства. В фемических зонах среднего ранга и на них или рядом с ними размещаются полиминерагенические районы нескольких тектонических эпох (от раннего архея до кайнозоя). Салические зоны либо не заключают в себе рудные районы, либо в них размещаются мономинерагенические районы, представленные обычно одним полезным ископаемым. Разумеется, в них возможны и одиночные месторождения других полезных ископаемых, ибо салические зоны среднего ранга содержат малые фемические зоны.

Древнейшие фемические зоны и зоны активизации являются нередко весьма протяженными («линейными») минерагеническими зонами, наиболее богатые (промышленные, продуктивные) части которых — узлы сетей этих зон — выступают в качестве субизометричных минерагенических районов. Иными словами, непрерывные минерагенические зоны — это, прежде всего, серии дискретных минерагенических районов.

Концепция фемических и салических зон позволяет связать воедино представления о геологических телах, пликативных и дизъюнктив-

ных структурах, их эволюции и минерагении. В дальнейшем предполагается связать её с геофизическими полями. Судя по некоторым данным [3, 5 и др.], фемические зоны среднего ранга обычно достаточно отчетливо отражаются в магнитном, гравитационном и других полях. Поэтому одна из проблем — выявление фемических зон на крупных выходах древнейших толщ (щиты, массивы), изучение как геофизических и геохимических признаков этих зон, так и геологических признаков их эволюции (позднеархейские — кайнозойские зоны активизации). После решения прямой задачи можно будет переходить последовательно к решению обратной задачи: вначале проследивать по геологическим, геофизическим и геохимическим признакам продолжения известных фемических зон под маломощными чехлами на склонах щитов и массивов, а затем — и под мощными посталданскими образованиями. Другими проблемами являются классификация рассматриваемых зон по степени фемичности и выяснение влияния этого параметра на характер минерагении, выявление степени и закономерностей пространственного унаследования древнейших фемических зон зонами активизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афиногенова Л. Н. Поперечные структуры Памира и их рудоконцентрирующее значение.— Изв. АН Таджикской ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1973, № 3 (49).
2. Кашкай М. А., Тамразян Г. П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона, их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1967.
3. Малышев Ю. Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977.
4. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.
5. Районирование гравитационных и магнитных полей юга Дальнего Востока/Ахмадулин В. А., Малышев Ю. Ф., Мастюлин Л. А. и др. Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
6. Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения.— Сов. геология, 1968, № 10.
7. Фаворская М. А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники.— Сов. геология, 1971, № 11.
8. Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита.— М.: Наука, 1979.
9. Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника платформ. Ст. 4.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 сентября 1981 г.

УДК 551.24(265.4)

М. П. Антипов, В. Л. Безверхний, В. Я. Карп

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Излагаются результаты работ методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП), выполненного НИС «Борей» на полигонах, расположенных в области северного замыкания Центральной глубоководной котловины Японского моря. Изучена мощность осадочного чехла в пределах Западно-Япономорского прогиба, Южно-Татарской зоны поднятий и в приле-

гающих частях Центральной глубоководной котловины. Определена с помощью радиобуев средняя скорость в осадках прогиба (2,8 км/с). Выяснен характер сочленения осадочного чехла с акустическим фундаментом, намечены особенности геологического развития района в кайнозое.

Летом 1979 г. Тихоокеанским океанологическим институтом ДВНЦ АН СССР с борта НИС «Борей» в северной части Японского моря вы-

полнена площадная съемка методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) (рис. 1). Упругие колебания возбуждались пнев-

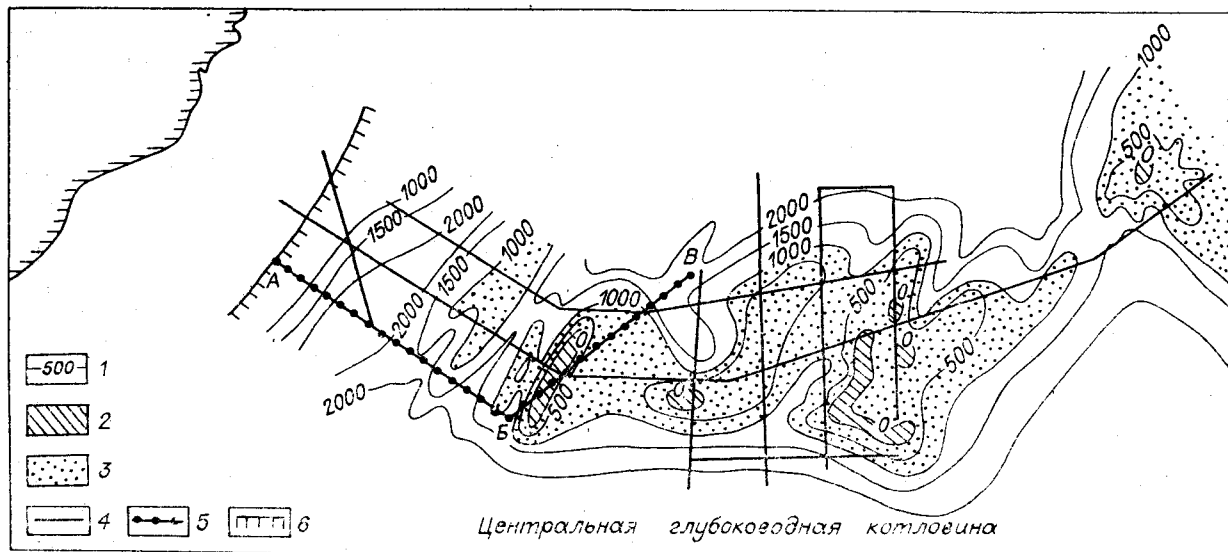


Рис. 1. Карта изопакит мощности осадочного чехла северной части Японского моря.

1 — изопакиты в м; 2 — зоны отсутствия осадочного чехла; 3 — области с мощностью осадков, меньшей 1000 м; 4 — линии профилей; 5 — линия профильного сечения, показанного на рис. 2; 6 — бровка шельфа.

моисточником объемом 2,5 дм³ из комплекта ПИ-4В. Регистрация осуществлялась на самописцы ФАК-П и РДД. Кроме работ НСП выполнены исследования с сейсмоакустическими радиобуями с целью определения скоростных характеристик разреза.

Район работ включает части разных морфоструктур севера Японского моря: приморского шельфа и материкового склона, Западно-Японского морского прогиба [4, 5, 7], Центральной глубоководной котловины, а также ряд возвышенностей Южно-Татарской зоны поднятий [1, 2]. Здесь исследователями Советского Союза, США и Японии отработана сеть гравиметрических и магнитометрических профилей, пройдено несколько региональных широтных профилей МОВ НСП, а на отдельных участках проведено драгирование и отбор проб донными трубками [4, 6—9].

По данным предыдущих сейсмических работ в строении дна изучаемой акватории установлены акустически проницаемая толща и акустический фундамент. На основе комплексной интерпретации аномального магнитного поля и поля остаточных аномалий силы тяжести [3, 4] предполагается, что кровля акустического фундамента на шельфе северного Приморья сложена позднемеловыми гранитоидными массивами приморской серии и образованиями Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканогенного пояса. Это подтверждается драгированием выходов акустического фундамента на материковом склоне, в результате которого были подняты обломки гранитоидов, а также туфы дацитов и липаритов, кварцевые порфиры и фельзиты, абсолютный возраст которых 64, 98 и 103 млн. лет. Состав и возраст пород акустического фунда-

мента Центральной глубоководной котловины не установлены.

Драгирование валлообразных возвышенностей южного обрамления Татарского пролива показало, что в состав акустического фундамента здесь входят филлиты, хлорит-эпидотовые сланцы, эффузивные и интрузивные породы кислого и среднего состава не выясненного возраста.

На материковом склоне в акустически проницаемой толще, соответствующей осадочному чехлу в полном его объеме, драгированием установлено наличие четырех горизонтов. Первый из них (мощностью до 150 м) представлен переслаиванием диатомитов, туфодиатомитов, песчаников и алевролитов с конгломератами в основании и включениями известковистых конкреций. По диатомовым, радиоляриевым и спорово-пыльцевым комплексам он отнесен к среднему миоцену. Второй горизонт (до 250 м) сложен в основном диатомитами с прослоями глинистых песчаников и карбонатных конкреций. Диатомовыми и радиоляриевыми комплексами он датируется поздним миоценом. Третий горизонт (до 300 м) состоит из известковистых песчаников и алевролитов с прослоями диатомитов, туффитов и конгломератов. Его возраст по малакофауне, диатомовым, радиоляриевым и спорово-пыльцевым комплексам определяется поздним миоценом — плиоценом. Самый верхний — четвертый горизонт (до 100 м) представлен песками, илами, гравием и галечником. Содержащиеся в нем диатомеи, споры и пыльца, а также результаты радиоуглеродных анализов позволяют датировать его квартером. Общая мощность осадочного чехла в районе бровки шельфа редко превышает 600 м.

По данным НСП акустически проницаемая

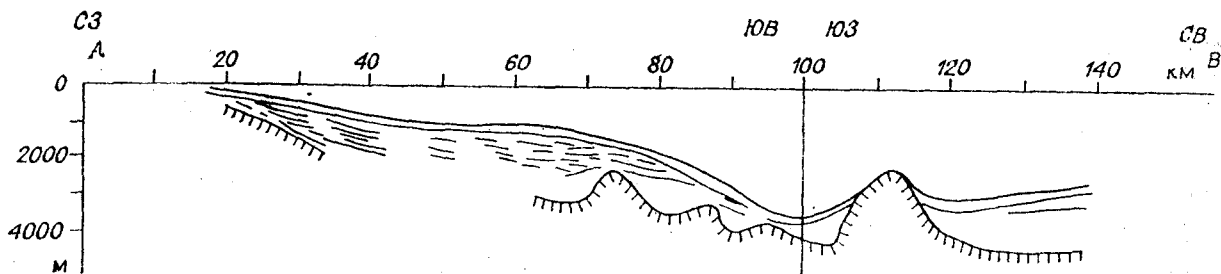


Рис. 2. Структурный разрез по данным НСП вдоль сечения А—Б—В. Сплошные линии — отражающие границы; линия со штриховкой — акустический фундамент.

толща исследованной акватории состоит из трех комплексов: нижнего акустически прозрачного, среднего слоистого и верхнего прозрачного. Работами методом отраженных волн с радиобуем в нижней части материкового склона (глубина моря 1875 м) получен следующий скоростной разрез акустически проницаемой толщи. Нижний (прозрачный) комплекс мощностью 1,17 км имеет скорость продольных сейсмических волн 4,0 км/с. Скорость в толще, включающей верхний прозрачный и стратифицированный комплексы, составляет 1,9 км/с при мощности 0,71 км. Средняя скорость во всей толще осадочного слоя равна 2,8 км/с.

В результате сопоставления геологических и сейсмоакустических данных установлено, что верхний и средний комплексы соответствуют среднемиоцен-четвертичным отложениям. Нижний (прозрачный) комплекс, прилегая к поверхности акустического фундамента на абсолютных отметках минус 2 км и глубже, не обнажается на материковом склоне и поэтому не опробован драгами. Скважины, пробуренные в Японском море с судна «Гломар Челленджер», также не достигли его кровли. Не исключено, что в составе этого комплекса принимают участие палеогеновые и верхнемезозойские отложения.

Описание рельефа поверхности акустического фундамента и структуры акустически проницаемой толщи северной части Японского моря приведено по двум профильным сечениям. Первое (А—Б) пересекает в юго-восточном направлении материковый склон и северную часть Центральной глубоководной котловины (рис. 2). Поверхность акустического фундамента под углом менее 5° погружается в юго-восточном направлении, залегая на абсолютных отметках минус 1 км на западе и минус 2—3 км на юго-востоке. У основания материкового склона поверхность акустического фундамента образует ряд валообразных поднятий, амплитуда которых достигает 1 км, а глубина ее залегания колеблется в пределах 1,5—3,0 км. Местами породы акустического фундамента выходят на поверхность дна моря.

Нижний (прозрачный) комплекс появляется в местах наибольшего погружения акустическо-

го фундамента. Его мощность в средней части склона превышает 1,5 км. В юго-восточном и северо-западном направлении он прислоняется к поверхности фундамента. У подножия материкового склона прозрачный комплекс вновь появляется и достигает мощности 1 км. Вверх по склону он трансгрессивно причленяется к поверхности акустического фундамента.

Средний (слоистый) комплекс прослеживается по всему сечению профиля, достигая наибольшей мощности (800 м) в средней части материкового склона (интервал глубин 1,0—1,2 км). Его слои в юго-восточной половине профиля полого (менее 2°) волнисто изогнуты согласно рельефу поверхности акустического фундамента. Они образуют широкие плоские конседиментационные синклинали и относительно узкие антиклиналы. К сводам антиклиналей слои утоняются от 800 до 250—300 м. Вверх по склону горизонты среднего комплекса постепенно утоняются и, воздымаясь под углом 1—2°, трансгрессивно прилегают к поверхности акустического фундамента. Лишь самые верхние горизонты прослеживаются на шельфе. В целом горизонты среднего комплекса образуют пологую синклиналиную структуру, погружающуюся в юго-восточном направлении. Она имеет более пологое юго-восточное крыло, осложненное конседиментационными складками.

Верхний комплекс с несогласием перекрывает подстилающие образования. Он выдержан по мощности, которая редко превышает 150 м, и только на крутых участках у основания материкового склона наблюдается ее сокращение.

Наибольшая общая мощность акустически проницаемой толщи по этому сечению (более 2,5 км) фиксируется в средней части материкового склона.

Второе профильное сечение (Б—В) ориентировано в северо-восточном направлении. Оно начинается в Центральной глубоководной котловине, пересекает безымянную подводную возвышенность и заканчивается в котловине Тартарского пролива (см. рис. 1, 2).

Поверхность акустического фундамента прослеживается на всем протяжении профиля. На

юго-западном его окончании она погружена до отметок минус 4 км. В северо-восточном направлении фундамент воздымается под углом около 25°. На глубинах минус 2,5 км породы фундамента выходят на поверхность дна моря, на северо-востоке участка поверхность акустического фундамента опускается до отметок минус 4,5 км, а углы ее наклона здесь достигают 20°. В северо-восточной половине профиля поверхность акустического фундамента залегает на отметках минус 4,2—4,5 км, имея пологий наклон (менее 2°) в юго-западном направлении, что совпадает с общим более крутым (до 4—5°) наклоном дна моря.

Акустически проницаемая толща в этом сечении имеется лишь на противоположных его концах. На юго-западном окончании нижний комплекс мощностью менее 500 м прилегает к поверхности акустического фундамента. Слой среднего трехсотметрового комплекса воздымаются под углом около 10° в сторону подводной возвышенности, выклиниваясь снизу вверх. Верхний комплекс имеет мощность 100—150 м. Повторяя рельеф дна моря, он поднимается в северо-восточном направлении, постепенно утоняется и выклинивается. Общая мощность акустически проницаемой толщи на этом участке не превышает 1 км. В северо-восточной половине сечения прозрачный комплекс средней мощностью около 1 км причленяется к поверхности акустического фундамента. Средний (слоистый) комплекс залегает с небольшим наклоном в юго-западном направлении, утоняясь от 750 м на северо-востоке до 250 м на юго-западе. Верхний комплекс мощностью до 150 м залегает параллельно дну моря. Максимальная мощность акустически проницаемой толщи по второму профилю до 1,5—2,0 км.

Полученные сейсмические материалы позволяют уточнить некоторые особенности строения рассматриваемого района.

В пределах Западно-Япономорского прогиба [4, 7] акустический фундамент прослежен лишь у его бортов, где он полого воздымается от абсолютных отметок минус 3—4 км до минус 1—2 км. В осевой части прогиба мощность акустически проницаемой толщи превышает 2 км, а общая мощность осадочного чехла по данным МОГГ ТЭ ВМНПО СоюзМОРГЕО достигает 6—8 км (сообщение И. И. Хведчука). К бортам прогиба мощность чехла уменьшается за счет его трансгрессивного прилегания к поверхности фундамента. На западном борту прогиба слои чехла слагают моноклиналь, осложненную в ряде случаев пологими складками осадочного облекания. В восточной части прогиба имеются и конседиментационные складки, генетически связанные с развитием смежной Южно-Татарской зоны поднятий. Восточный

борт прогиба расположен на 1,5—2,0 км глубже западного, чем обусловлен наклон слоев чехла в сторону материкового подножия.

Основную часть осадочного чехла прогиба составляют досреднемиоценовые образования, выклинивающиеся у его бортов на абсолютных отметках глубже минус 2 км. Среднемиоценовые четвертичные отложения проходят на шельф, где залегают на поверхности докайнозойского фундамента по типу краевого трансгрессивного прилегания.

Южно-Татарская зона поднятий [2] в рельефе дна моря выражена подводной возвышенностью Витязя и расположенными западнее отдельными подводными горами, где поверхность акустического фундамента залегает на отметках минус 1,2—2,0 км. Зона поднятий образована валообразными в плане положительными структурами, вытянутыми в северо-восточном направлении. Ширина этих «валов» 15 км, а протяженность около 30 км. Осадочный чехол развит в основном на склонах поднятий. Мало мощные горизонтально залегающие осадочные отложения заполняют иногда плоские изометричные понижения рельефа поверхности акустического фундамента, где мощность не превышает 200 м.

В пределах Центральной глубоководной котловины поверхность акустического фундамента расположена на абсолютных отметках минус 4—4,5 км, а южнее, за границей исследуемого района, до минус 6 км. В северном направлении она воздымается сначала полого, затем под углами до 20—25° в сторону Южно-Татарской зоны поднятий.

Осадочные образования среднемиоцен-четвертичного возраста и, по-видимому, более древние конседиментационно утоняются, а иногда и выклиниваются на склонах глубоководной котловины. Непосредственный переход слоев осадочного чехла Западно-Япономорского прогиба в зоне сочленения Татарского пролива и Центральной глубоководной котловины не изучен.

Приведенные геолого-геофизические материалы позволяют наметить некоторые особенности кайнозойского геологического развития района. В раннем кайнозое на юго-восточной окраине мезозойд Сихотэ-Алиня параллельно с Прибрежным вулканогенным поясом развивался Западно-Япономорский прогиб. Центральная глубоководная котловина была образована до среднего миоцена и переуглублена в раннем — среднем миоцене. Одновременно морская трансгрессия распространилась в пределы современного шельфа. Глубоководный рельеф Татарского пролива был сформирован, по-видимому, в результате позднечетвертичных вертикальных движений.

1. Антипов М. П., Ковылин В. М., Филатьев В. П. Осадочный чехол Татарского пролива и северной части Японского моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, вып. 5.
2. Антипов М. П., Маргулис Л. С., Филатьев В. П. Строение Южно-Татарской зоны поднятий в Японском море.— Геотектоника, 1980, № 4.
3. Безвержий В. Л., Леликов Е. П., Терехов Е. П., Филатьев В. П. Геологическое строение докайнозойского фундамента Япономорского шельфа у берегов Приморья.— В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
4. Безвержий В. Л. Некоторые особенности тектоники зоны перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю.— В кн.: Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
5. Берсенев И. И., Берсенев Ю. И., Липкин Ю. С.

- О происхождении и развитии рельефа материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья.— В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
6. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
 7. Журавлев А. В. Особенности тектоники и распространения мощностей осадочных образований Япономорской глубоководной котловины.— Тр. СахКНИИ, вып. 37. Геофизический сборник, № 5. Южно-Сахалинск, 1975.
 8. Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido, Cruise Rept, 1978, Geol. Survey, Japan, N 11.
 9. Murauchi S. Seismic prospecting of the Japan Sea floor. Circular "Nihonkai", 1972.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
4 сентября 1981 г.

УДК 551.242.11 (571.64)

В. К. Захаров, Н. Ф. Василенко, Н. В. Наумов

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ОСТРОВАХ САХАЛИН И ШИКОТАН

В статье излагаются результаты изучения геодезическими методами горизонтальных движений земной поверхности с целью поисков предвестников землетрясений на трех геодинамических полигонах, два из ко-

торых расположены на юге о. Сахалин и один на о. Шикотан. Дается оценка эффективности примененных методов.

Для изучения современных горизонтальных движений земной коры и поиска предвестников землетрясений в Сахалино-Курильском регионе созданы три геодинамических полигона, из которых два расположены на юге Сахалина, в зоне самого крупного на острове Центрально-Сахалинского глубинного разлома и один — на о. Шикотан, ближайшем к эпицентральной зоне сильных курильских землетрясений. В 1974—1980 гг. на этих полигонах выполнен комплекс повторных светодальномерных и угловых измерений [1—3]. Точность их по результатам уравнивания характеризуется средней квадратической ошибкой 0,3 для углов и относительной ошибкой $5-6 \cdot 10^{-7}$ для сторон длиной от 2 до 10 км.

Схема векторов горизонтальных смещений пунктов Тепловодского полигона, находящегося на Сахалине, представлена на рис. 1. Анализ смещений подвижных пунктов указывает на сложный характер современных горизонтальных движений. В зоне Центрально-Сахалинского разлома за период 1975—1977 гг. выявлен правосторонний сдвиг со скоростью 16 мм/год [1]. Направление сдвига согласуется с горизонтальными движениями, установленными по данным геологических исследований

[4, 5]. Пункты, расположенные на восточном крыле Центрально-Сахалинского разлома, отделенные от неподвижных опережающим разломом, в период 1974—1977 гг. смещались со скоростью 4 мм/год в направлении, почти перпендикулярном к разлому.

Аномальные смещения пунктов по величине и направлению получены в период 1977—1979 гг. Векторы смещений указывают на изменение направления движений на противоположные, при этом годовые скорости увеличились от 1,5 до 5 раз по сравнению с периодом 1975—1977 гг. Максимальные смещения — левосторонний сдвиг порядка 50 мм — зафиксированы в зоне Центрально-Сахалинского разлома. Смещения по опережающему разлому также имели характер левостороннего сдвига величиной около 30 мм. В этот же период в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома фиксировались изменения знаков скоростей вертикальных движений.

Аномальные горизонтальные движения не находят объяснения в сейсмических событиях. Анализ результатов геодезических измерений с позиций теории деформаций, выполненный совместно с Н. П. Есиковым, С. И. Гисельма-

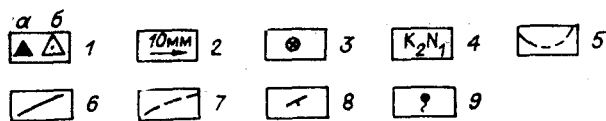
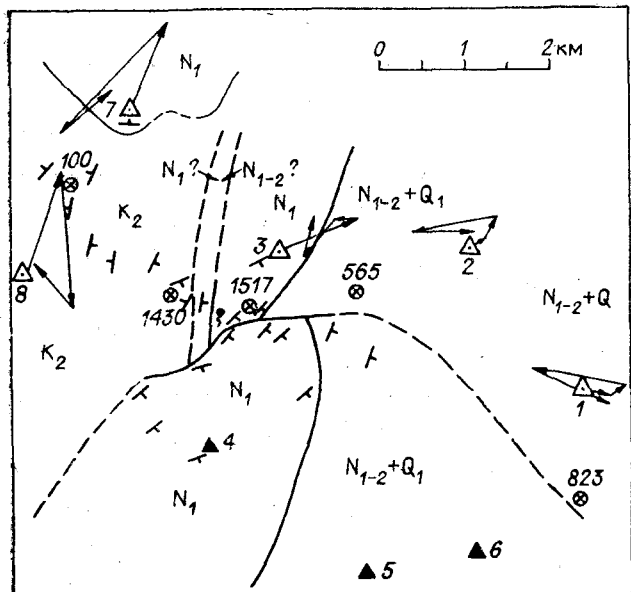


Рис. 1. Схема горизонтальных смещений пунктов геодезического полигона «Тепловодский» за 1974—75—77—79—80 гг. (Наблюдения на пунктах 7, 8 начаты в 1975 г.).

1: а — неподвижные и б — подвижные пункты; 2 — вектор смещения и его масштаб; 3 — репер нивелирной сети; 4 — возрастные индексы пород; 5 — геологическая граница; 6 — установленные и 7 — предполагаемые разломы; 8 — направление падения пород; 9 — минеральный мышьяковистый источник.

ном и В. П. Семакиным, показывает, что территория сети из фазы слабого растяжения (азимут главной оси растяжения равен 103°) со скоростями $+1 \cdot 10^{-6}$ и $+1,5 \cdot 10^{-6}$ в период 1974—1975 гг. соответственно перешла в фазу довольно интенсивного всестороннего сжатия со скоростью $-4,6 \cdot 10^{-6}$ в период 1977—1979 гг. (азимут оси сжатия 146°).

Последнее обстоятельство согласуется с результатами пьезометрических наблюдений на скважинах региона, где изучается реакция подземных вод на подготовку землетрясений. В марте—апреле 1979 г. в этих скважинах зарегистрированы аномальные изменения уровня воды (до 50 см), которые не сопровождались сильными землетрясениями. Одновременно на о. Шикотан деформографом отмечено значительное сжатие (до $1 \cdot 10^{-6}$). По-видимому, этот региональный субгоризонтальный стресс был снят медленными криповыми деформациями при взаимодействии литосферных блоков региона, которые и выразились в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома аномальными горизонтальными движениями и сменой знаков вертикальных движений. Факт

проявления деформаций сжатия подтверждается извержениями Южно-Сахалинского грязевого вулкана в октябре 1979 г., расположенного в 10 км от полигона и бездействовавшего с 1959 г. Энергия рассмотренного явления выше или сопоставима с самым сильным на Сахалине Монеронским землетрясением 1971 г. с $M = 7,2$ [6].

В период 1979—1980 гг. (см. рис. 1) на полигоне наблюдалось некоторое восстановление положения пунктов к состоянию, предшествующему крипу. По величине дилатации в 1980 г. район полигона примерно эквивалентен состоянию на 1975 год.

На Петропавловском полигоне, расположенном в 35 км от Тепловодского (см. рис. 1) до 1978 г., также фиксируется правосторонний сдвиг по Центрально-Сахалинскому разлому со скоростью 7,4 мм/год, осложненный происшедшей здесь в 1978 г. серией из трех слабых коровых землетрясений с $M = 2,6-3,6$. При этом в зоне разлома наблюдалось расширение порядка 5 мм/год. Смещения за период 1978—1980 гг. находятся в пределах 6—12 мм, не выходящих за пределы ошибок измерений. Малая величина смещений за последний период также свидетельствует об эквивалентности состояния зоны Центрально-Сахалинского глубинного разлома за 8 месяцев до и 16 месяцев спустя после рассмотренного выше регионального стресса. Однако из-за отсутствия наблюдений 1979 г. сами криповые движения на этом полигоне полностью пропущены.

Измерения на Шикотанском полигоне выполнялись осенью 1976 и 1978 гг., причем повторно измерялась только восточная часть полигона (рис. 2). Разлом, проходящий по б. Отрадной, в рассматриваемый период был малоактивен, смещения по нему не превышают 8 мм. По разлому, проходящему по б. Малокурильской, фиксируется левосторонний сдвиг со скоростью 7,1 мм/год, имеющий унаследованный характер от более древних сдвигов [7]. Характер смещений по нему сохранился в 1979—1980 гг.

Период между измерениями на полигоне характеризуется мощной серией из семи мартовских землетрясений 1978 г. с $M = 7,1-8,0$, удаленных от острова на 180 км. Несомненно, эти землетрясения влияли на характер горизонтальных и вертикальных (до 4 мм/год) движений. Однако их суммарное влияние представляется незначительным в силу небольших величин измеренных остаточных деформаций. В этом смысле блоковую систему северо-восточной части о. Шикотан можно представить системой с упругими свойствами, возвращающейся в исходное состояние после разрядки напряжений землетрясением. Этот же факт подтверждается на отдельных профилях ха-

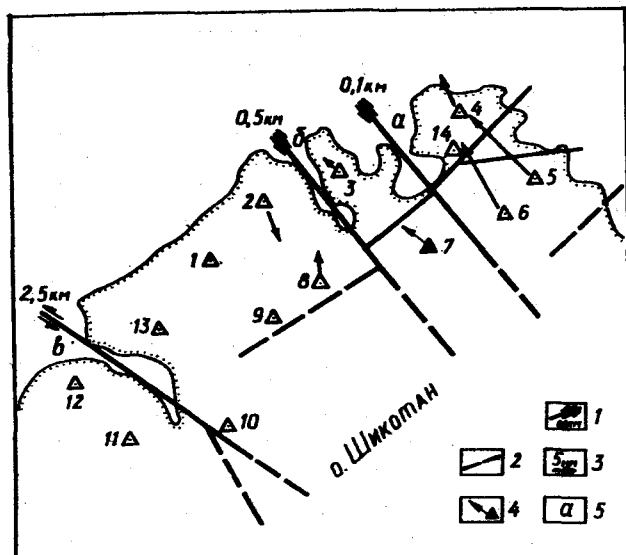


Рис. 2. Схема векторов горизонтальных смещений пунктов геодинамического полигона «Шикотан» за 1976–1978 гг.

1 — разломы, величины и направления горизонтальных перемещений, установленные по геолого-геоморфологическим данным; 2 — предполагаемые разломы; 3 — вектор смещения и его масштаб; 4 — исходный пункт и исходное направление; 5: а — бухта Малокурильская, б — бухта Отрадная, в — бухта Крабовая.

рактором горизонтальных деформаций, предшествующих более слабым землетрясениям.

С целью поиска краткосрочных предвестников землетрясений на Шикотанском полигоне в 1979 и 1980 гг. проводились режимные светодальномерные наблюдения на трех линиях, пересекающих разломы земной коры в районе б. Малокурильской. Измерения выполнялись не менее двух раз в сутки на каждой линии.

На рис. 3 представлены графики изменений длин линий 14–3 и 14–7 с 19 августа по 25 сентября 1979 г. Вертикальными стрелками обозначены моменты наиболее ощутимых землетрясений. Ход деформации по линиям 14–3

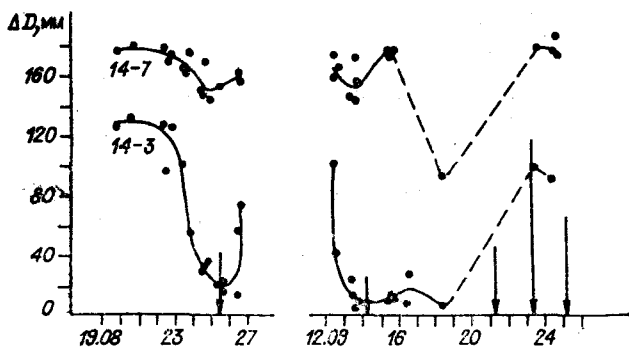


Рис. 3. График изменения длин линий 14–3 и 14–7 за период август–сентябрь 1979 г. (моменты землетрясений обозначены вертикальными стрелками; точками проставлены средние арифметические из 80–160 единичных замеров).

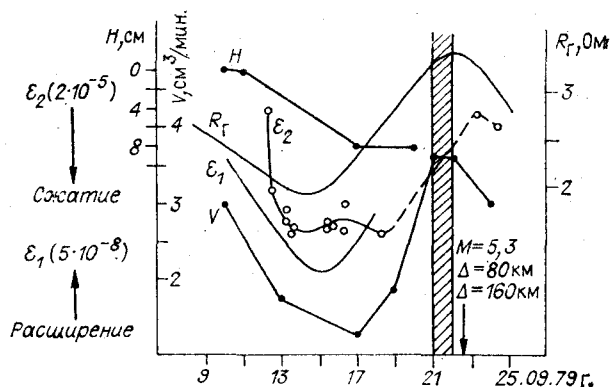


Рис. 4. Предвестники землетрясения 23.09.79 г.

H , R_r , V — уровень воды в скважинах, электрическое сопротивление горных пород (по горизонтальному профилю) и дебит газа на о. Кунашир. ϵ_1 и ϵ_2 — горизонтальная деформация на о. Шикотан по измерениям кварцевым деформографом (восток — запад) и светодальномером (по профилю 14–3).

Штриховкой показана зона сейсмического шума.

и 14–7 подобен, но амплитуда изменения первой иногда в три раза больше, чем второй. Например, максимальная амплитуда в период с 19 по 27 августа на линии 14–7 — 26 мм ($1,2 \cdot 10^{-5}$), а 14–3 — 100 мм ($3,4 \cdot 10^{-5}$). В период с 12 по 25 сентября на обеих линиях максимальная величина деформации составляет $3 \cdot 10^{-5}$. При сопоставлении с сейсмичностью видно, что моменты землетрясений приходятся на фазу растяжения.

В момент землетрясения 25 августа производились измерения линии 14–3, однако деформаций более чем $1,8 \cdot 10^{-6}$ не зарегистрировано. В практике наших наблюдений имеются три подобных случая.

Аномальные деформации, предшествующие землетрясениям, подтверждаются наблюдениями за уровнем воды в скважинах, изменениями электросопротивления горных пород и дебита газа на о. Кунашир [8] (рис. 4). На этом рисунке показаны данные по деформации земной поверхности, полученные кварцевым деформографом, установленным в штольне на о. Шикотан. Аномальный эффект проявился во всех методах, следовательно, он связан с землетрясением 23 сентября. Однако не все наблюдения согласуются между собой даже качественно. Например, деформация по линии 14–3, имеющая простирание восток — запад, не совпадает по знаку с соответствующей компонентой деформографа и на два порядка больше ее. Различие в величине деформации говорит о локализации основной деформации в зоне разлома. С другой стороны, следует отметить хорошее качественное согласие между результатами светодальномерных измерений и дебитом газа, несмотря на то, что наблюдения выполнялись на разных островах [8].

Полученные разногласия в результатах наблюдений различными методами в настоящее время не находят однозначного объяснения и требуют совершенствования физической модели формирования краткосрочных предвестников землетрясений, а также продолжения непрерывных наблюдений за деформациями на геодинамических полигонах.

В заключение необходимо отметить, что геодезический метод изучения деформаций зем-

ной поверхности с целью поиска краткосрочных землетрясений является наиболее эффективным в зонах разломов земной коры, установленных детальными геологическими исследованиями. В период разрядки напряжений в земной коре посредством крипа деформации могут быть зафиксированы уверенно, по-видимому, только геодезическими измерениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Василенко Н. Ф., Семакин В. П., Якушко Г. Г.* Современные горизонтальные движения в южной части Центрально-Сахалинского разлома.— В кн.: *Современные движения земной коры на геодинамических полигонах.* М.: Радио и связь, 1981.
2. *Захаров В. К., Белоусов В. А., Василенко Н. Ф., Семакин В. П., Якушко Г. Г.* Современные движения земной коры Приморья и Сахалина.— В кн.: *Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов (по материалам III советско-японского симпозиума по геодинамике и вулканизму).* Владивосток, 1978.
3. *Василенко Н. Ф., Якушко Г. Г.* Изучение горизонтальных движений земной коры на о. Шикотан в 1973—1976 гг.— В кн.: *Обработка сейсмологических наблюдений и поиск предвестников землетрясений на Дальнем Востоке.* Владивосток, 1978.
4. *Занюков В. Н.* Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 4.
5. *Рождественский В. С.* О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин.— ДАН СССР, 1976, т. 230, № 3.
6. *Косыгин Ю. А., Сергеев К. Ф., Сапрыгин С. М., Василенко Н. Ф.* Взаимодействие литосферных блоков на Центрально-Сахалинском разломе 7—13 апреля 1979 г.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 3.
7. *Стрельцов М. И.* Дислокация южной части Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1976.
8. *Монахов Ф. И.* Некоторые аспекты проблемы прогноза землетрясений.— Южно-Сахалинск, препринт СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
12 августа 1981 г.

УДК 55(265) : 550.834 : 551.462

В. Л. Ломтев, В. Н. Патрикеев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

В работе изложены некоторые результаты интерпретации временных разрезов МОВ по Курило-Камчатскому желобу. Показано, что желоб можно рассматривать как впадину, возможно типа односторонней рампы, образованную выступами акустического фундамента тихоокеанского континентального склона Ку-

рило-Камчатской дуги и внешнего борта желоба. Выступы акустического фундамента в свою очередь представляют собой пакеты надвиговых пластин или чешуй, имеющих противоположное (встречное) в сторону дуги и краевого вала падение.

МОДЕЛИ ЖЕЛОБОВ

Со времени первой публикации Ф. Венинг-Мейнеса в 1930 г. о механизме впаивания литосферы в Зондском желобе, объяснявшем природу открытой им крупной отрицательной аномалии силы тяжести, появилось немало различных моделей желобов, в большинстве своем основанных на геофизических данных. В принципе представляется возможным объединить их в две большие группы сбросовых и сбросо-надвиговых моделей.

Первая группа моделей описывает желоба как структуры растяжения типа грабена или даже рифта, оба борта которых осложнены нормальными сбросами и оползнями, плоскости смещения которых падают в основном субвертикально или к оси желоба [1, 3, 4, 9].

Во второй группе моделей желоба рассматриваются как структуры сжатия, однако строение их склонов существенно различно. Считается, что внешний борт образован нормальными сбросами, в основном падающими к оси желоба (формальная аналогия с моделями пер-

вой группы). И напротив, внутренний борт имеет надвиговую структуру с падением разломов в сторону суши [17]. Таким образом в рамках сбросовой и сбросо-надвиговой моделей одинаково трактуется структура внешнего и по-разному — внутреннего бортов глубоководных желобов.

Среди других моделей можно отметить представления [10] об оползневом строении тихоокеанского континентального склона (ТКС) Курило-Камчатской дуги с наклоном плоскостей скольжения в сторону дуги, представления о взбросо-надвиговом строении внешнего склона с падением разломов к оси желоба (5) и рамповую модель желоба Кайман [6].

В настоящей работе рассматривается структура Курило-Камчатского глубоководного желоба по материалам НСП и МОГТ (модификации МОВ), полученным в 1976—1979 гг. СахкНИИ ДВНЦ АН СССР и ТЭ ВНПО «Союзморгео».

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Волновое поле в исследуемом районе отличается высокой сложностью, которая обусловлена в основном особенностями строения акустических фундаментов тихоокеанского континентального склона дуги и внешнего борта желоба (АФ ТКС и ВБ). Главным фактором, определяющим характер волнового поля, является сочетание больших глубин залегания отражающих границ с их сложным рельефом (расчлененностью, крутыми углами падения, малыми радиусами кривизны). Такое строение отражающих площадок приводит к образованию теней в сейсмическом волновом поле, а следовательно, и к перерывам в прослеживании границ, сейсмическому сносу, т. е. смещению границ на временном разрезе относительно их истинного положения, достигающему для условий глубоководных желобов нескольких километров. Естественно, что традиционно используемый способ интерпретации временных разрезов (способ t^0 [15]), разработанный для плоских горизонтальных границ, неприемлем для глубоководных желобов, особенно если стоит задача по выяснению характера разломной тектоники, для решения которой необходимо обеспечить точность взаимного положения отражающих границ не хуже $\pm 50 \div 100$ м. Учитывая это, мы использовали способ построения глубинных разрезов по огибающим фронтов волн в варианте совмещенного источника и приемника. Способ позволяет исключить влияние сейсмического сноса и достаточно точно определить положение и форму криволинейных границ с

радиусом кривизны, превышающим первые километры; для криволинейных границ с малым радиусом кривизны и малой протяженности определить их точное положение, а при анализе динамики волн и их минимальные размеры.

Однако на ряде участков протяженности отражающих границ и перерывов между ними оказались соизмеримыми, что сделало неоднозначной их геологическую интерпретацию. Перерывы в прослеживании отражающих границ наблюдаются при разновысотном и разновысотном положении соседних отражающих площадок. В самом общем виде появление на разрезах этих перерывов можно объяснить наличием крутого ($> 25^\circ$) прямого или обратного уступа или наличием V-образной депрессии с крутыми бортами, один из которых может иметь прямое или обратное падение. Допускается ступенчатый профиль уступа с высотой ступеней не менее нескольких десятков метров при их ширине не более $100 \div 200$ м. В этом случае амплитуды волн, отраженных от них, не превышают уровня шумов и, следовательно, не выделяются на временных разрезах, образуя перерыв в кровле АФ. Для непрерывного прослеживания расчлененных границ необходимо проводить придонное профилирование МОВ.

Узловым моментом интерпретации временных разрезов МОВ является идентификация АФ в пределах внутреннего борта желоба. Для решения этой задачи проведен анализ кинематических и динамических особенностей волнового поля. На сейсмограммах кровля АФ ВБ представлена в основном отдельными, четко выраженными и практически не интерферирующими в своей вершине годографами дифрагированных волн. И напротив, кровля АФ ТКС — системой интерферирующих годографов, приводящей к «мозаичному» строению границы на временных разрезах. Кроме того, волны, отраженные от кровли АФ ВБ, отличаются в основном более низкочастотным составом и в $1,5 \div 2$ раза большими амплитудами. Эти различия позволяют не только достаточно четко идентифицировать АФ ТКС и ВБ по временным разрезам, но и сделать вывод о более интенсивной расчлененности кровли АФ ТКС, чем ВБ, особенно на участках «мозаичного» строения, где возможно лишь построение осредненного положения отражающей границы.

Методика геологической интерпретации данных МОВ в известной степени традиционна [15]. Так, тип разломов определяется по высоте и взаимному положению крыльев относительно плоскости разлома. Активным условно принято относительно приподнятое крыло, а пассивным — опущенное, поскольку опреде-

лить истинное смещение крыльев по рельефу кровли АФ ВВ и ТКС не представляется возможным. Вытекающая из этого терминология разломов (см. ниже) удобна для описания и, главное, объективного понимания генезиса надвиговой, а не сбросо-подвиговой (активное крыло — опущенное) структуры глубоководного желоба как структуры сжатия, а не растяжения.

СТРУКТУРА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА

В работах [1, 3] дается достаточно полное представление о рельефе, геологии и геофизике, истории и методике исследований Курило-Камчатского желоба, поэтому остановимся на некоторых новых результатах интерпретации разрезов МОВ [7].

В отношении структуры ТКС и ВВ желоба можно отметить два момента. Первый из них касается характера сочленения выступа АФ ТКС в его средней части и аккреционной призмы в нижней части ТКС (внутренний борт желоба), залегающей на АФ ВВ; второй — структуры самого выступа АФ ТКС.

Сочленение выступа АФ ТКС и аккреционной призмы, залегающей на АФ ВВ, представляет собой, вероятно, довольно пологий (5 ÷ 7) региональный надвиг (шарьяж), в котором активным крылом является континентальное. Его видимая амплитуда достигает 1 ÷ 2 км по вертикали и не менее 1 ÷ 4 км по горизонтали. Однако последнее значение представляется заниженным в силу небольшой мощности источников возбуждения при проведении сейсмических работ. Морфология и морфометрия этого фронтального по своему положению шарьяжа не выдержана по простиранию ТКС. Он не монолитен и состоит из более мелких чешуй, различная амплитуда смещений которых приводит к заметному усложнению рельефа АФ ТКС и к различной морфологии шарьяжа на отдельных разрезах. Отчасти это может быть связано и с характером шарьирования. Последнее происходит по кровле АФ ВВ, осадочному чехлу ТКС, включая и аккреционную призму и, как видно, на разрезах МОГТ даже по предварительно шарьированной маломощной пластине АФ ТКС. Однако в любом случае поверхность смещения имеет тенденцию приближаться к поверхности ТКС (ПР 1 ÷ 1). Это имеет важное геоморфологическое следствие: развитие надвигов приводит к формированию ступенчатого профиля средней части континентального склона с наклоном площадок ступеней навстречу наклону склона (см., например, ПР 1 ÷ 2).

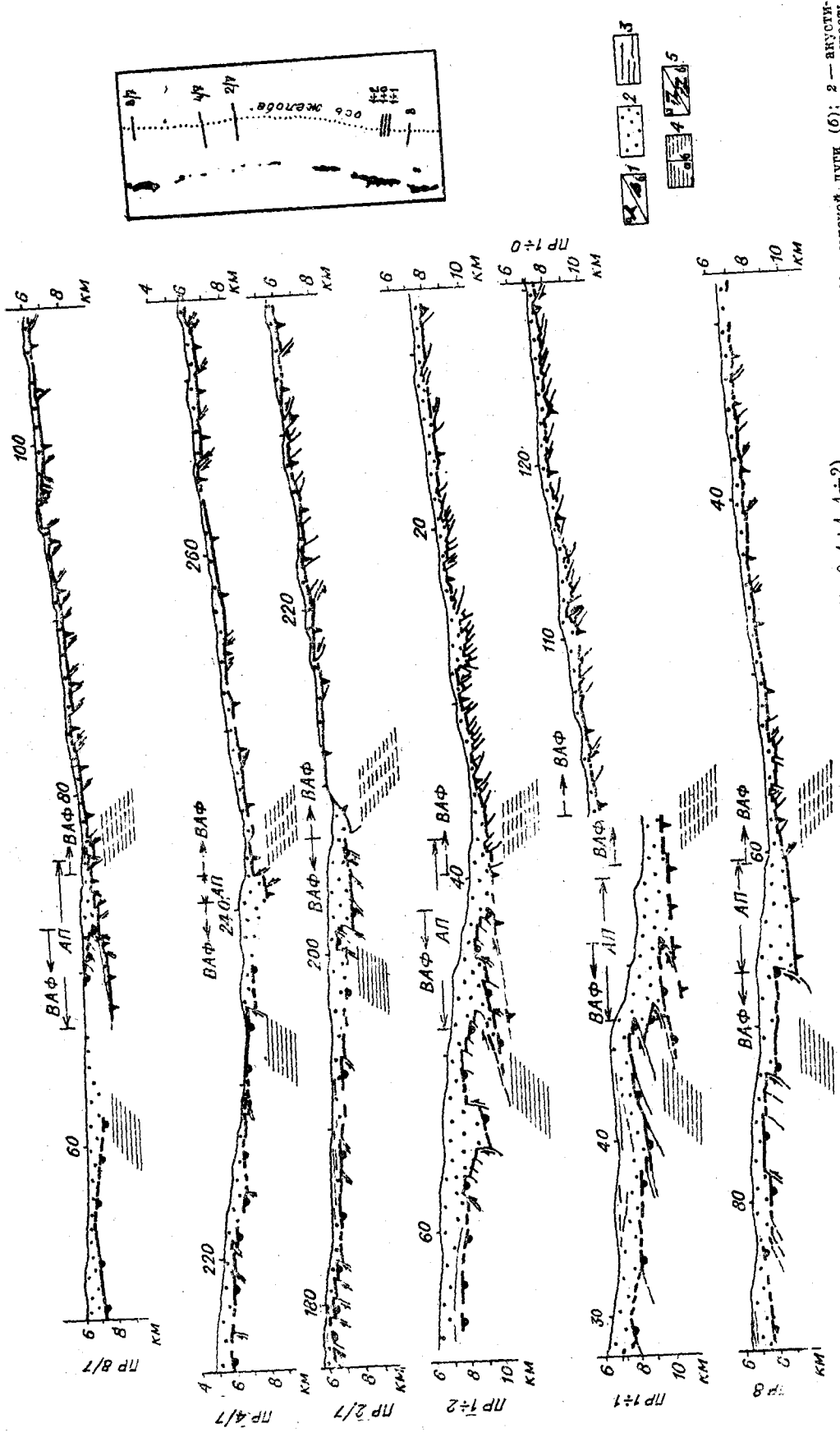
И наконец, развитие регионального надвига в средней части ТКС, вероятно, тесно связано

с тектоникой зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа. Об этом, в частности, свидетельствует удовлетворительное совпадение в плане его фронтальной пластины с выходом нижней кромки этой зоны на глубине 7,0 ÷ 7,5 км [8].

В отношении структуры выступа АФ ТКС в его средней части можно отметить следующее. Выступ, как известно, имеет ступенчатый профиль дна и кровли АФ ТКС (см., например, ПР 4/7, 2/7). Интерпретация данных МОВ позволяет заключить, что эти ступени в основном представляют собой результат надвигообразования. Падение надвигов в сторону дуги здесь, по-видимому, возрастает по сравнению с фронтальным надвигом и возможно близко к наклону зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа (40 ÷ 50°). Среди них преобладают надвиги сжатия или просто надвиги с активным висячим крылом. Надвиги растяжения с активным лежащим крылом (сбросы отставания по [11]) встречаются реже, в основном в тылу крупных, в том числе фронтальной, надвиговых пластин (58-й км на ПР 1 ÷ 1; 78-й км на ПР 8; 54-й км на ПР 1 ÷ 2).

Изложенные данные позволяют рассматривать выступ АФ ТКС как региональный надвиг, с развитием которого, видимо, связано формирование аккреционной призмы перед его фронтом.

Что касается внешнего борта желоба, то он имеет ступенчатый профиль практически на всем своем протяжении [9], а на некоторых участках (ПР 2/7, 4/7) и более сложный клавишно-ступенчатый профиль. Анализ разрезов МОВ позволил установить тот факт, что такой профиль внешнего борта желоба образован в основном надвигами, падающими в сторону краевого океанического вала Зенкевича. Разломы, падающие в том же направлении, выделялись здесь и ранее [2, 4] однако они не интерпретировались как надвиги. Разломы внешнего борта также можно классифицировать как надвиги сжатия и растяжения. При анализе отдельных участков борта, например, приподнятых блоков (на 96-м км ПР 8/7; 274-м км ПР 4/7; 222-м км ПР 2/7; 11-м и 22-м км ПР 1 ÷ 0 и др.), становится очевидной связь между ними: склон блока, обращенный к желобу, контролируется надвигом (ами) сжатия, а противоположный — надвигом (ами) растяжения. Первые обычно имеют более пологое падение по сравнению со вторыми. Видимая амплитуда смещений по надвигам в целом невелика и не превышает 0,3 ÷ 0,5 км по вертикали и 0,5 ÷ 0,7 км по горизонтали. Можно предполагать и более значительные смещения по надвигам, но их амплитуда заведомо будет меньше амплитуд смещения фронтального надвига на противоположном склоне желоба.



1 — акустический фундамент внешнего борта Курило-Камчатского желоба (а) и тихоокеанского континентального склона Курило-Камчатской дуги (б); 2 — акустически прозрачный слой (осадочный чехол); 3 — линзы слончатых отложений возможно типа турбидитов (по Ф. Кюену); 4 — предполагаемые (а) и установленные (б) и предполагаемые (в) и установленные (г) и предполагаемые (д).
 для нижних трюмок сейсмофокальных зон Вадати — Заварицкого — Веньюфа (а) и Тарканова (б); 5 — разломы; установленные (а) и предполагаемые (б).
 Буквенные обозначения: АП — аккреционная пръзма, ВАФ — выступ акустического фундамента. Положения разрезов см. на врезке.

По простиранию склона отмечаются признаки преимущественного развития одной из систем надвигов и вариации в амплитуде смещений, однако подробнее этот вопрос предполагается рассмотреть в отдельной работе.

Касаясь связи между надвигами внешнего борта и его сейсмичностью, можно отметить, что она во многом, по-видимому, аналогична связи между выступом АФ ТКС и зоной Вада-ти-Заварицкого — Беньофа, когда первый выступает в качестве ее геологического эквивалента. Под внешними склонами Японского, а затем и Курило-Камчатского желобов была намечена неглубокого заложения сейсмофокальная зона, наклонная в сторону краевого вала. По предложению П. Н. Кропоткина, она получила название зоны Тараканова.

Учитывая изложенное, есть основания и на внешнем склоне выделять выступ АФ ВВ, который можно рассматривать в качестве гео-

логического эквивалента зоны Тараканова, в тылу которого располагаются практически все известные подводные горы краевого вала.

Изложенные данные можно резюмировать следующим образом:

Структуру Курило-Камчатского желоба, вероятно, определяют выступы акустического фундамента ТКС и ВВ, состоящие в основном из надвиговых пластин (чешуй) противоположного (встречного) падения. В плане они тяготеют к выходу сейсмофокальных зон также противоположного (встречного) падения.

Курило-Камчатский желоб можно рассматривать как своеобразную надвиговую (рамповую) структуру, возможно, типа одностороннего рампа, возникающую в условиях сдавливания литосферы. Выяснение механизма формирования такой структуры требует дополнительных исследований

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б. И. Геол. строение юго-западной части курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979.
2. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978.
3. Гнибиденко Г. С. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980.
4. Зверев С. М., Л. Р. Мерклин. Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. — Геотектоника, 1966, № 5.
5. Зоненшайн Л. П., Б. В. Баранов, В. А. Леглер и др. Глубоководные желоба как структуры сжатия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6.
6. Ирдли А. Дж. Тектоническая связь Северной и Южной Америки. — В кн.: Вопросы совр. зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960.
7. Ломтев В. Л., В. Н. Патрикеев. Новые данные о структуре Курило-Камчатского желоба. — В кн.: Тез. докл. межд. совещ. по геодинамике зап. части Тих. океана, 1981, вып. 1.
8. Тараканов Р. З., Ч. У. Ким, Р. И. Сухомлинова. Особенности строения фокальной зоны Курило-Камчатского и Японского региона. В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
9. Удинцев Г. Б. Новые данные о рельефе Курило-Камчатской впадины. — ДАН СССР, 1954, № 2.
10. Уркин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980.
11. Хиллс Е. Очерки структ. геологии. М.: ИЛ, 1967.
12. Belknap G. E. Deep sea soundings in the North Pacific Ocean, obtained by U. S. S. "Tuscarora". — Hydrograph. Office Bull., 1874, v. 54.
13. Elliot D. The motion of thrust sheets. — J. Geophys. Res., 1976, v. 81.
14. Kuenen Ph. H. Geological interpretation of the bathymetrical results. — The Shellius Expedition, 1935, v. 5, pt. 1.
15. Ludwig W. J., J. Ewing, M. Ewing et al. Sediment and structure of the Japan trench. — J. Geophys. Res., 1966, v. 71, p. 2121—2137.
16. Pichon Le X., J. Francheteau, J. Bonnin. Plate tectonics. Amsterdam, Elsevier, 1973. 300 p.
17. Scholl D. W., R. von Huene, T. L. Vallier, D. G. Howell. Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. — Geology, 1980, v. 8, p. 564—568.

СазКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
21 сентября 1981 г.

УДК 550.382.3

Ремизовский В. И.

О ХАРАКТЕРЕ КРИВЫХ \tilde{H} -РАЗМАГНИЧИВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В статье приводятся характерные кривые \tilde{H} -размагничивания сильновязких сероцветных пород Южного Сахалина. Построены модели кривых для различных вариантов соотношения величин и жесткостей состав-

ляющих вектора намагничивания. Показано, что в определенных условиях на графиках \tilde{H} -размагничивания нет характерного «горба».

Кривые \tilde{H} -размагничивания неогеновых осадочных пород Южного Сахалина имеют ряд характерных особенностей:

1) разрушение вторичных, более мягких компонент происходит в полях 50—200 Эрстед;

2) модуль стабильной части вектора естественной остаточной намагничивности (I_n), выделяемой в результате \tilde{H} -чистки, составляет 10—20%, а иногда и менее 10% модуля вектора I_n ;

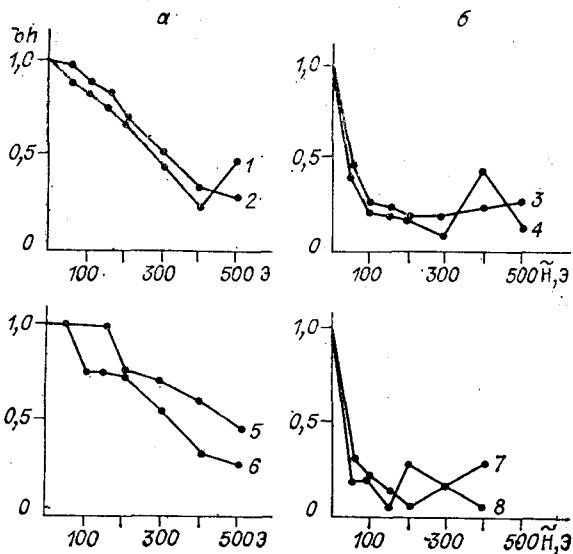


Рис. 1. Графики \tilde{H} -размагничивания образцов маруямской свиты (верхний миоцен — плиоцен):

верхние графики — прямонамагниченные образцы, нижние графики — обратномагниченные образцы, 1—8 — номера образцов разреза р. М. Такой,

$$a - |I_{rv}| < |I_{r0}|; \quad б - |I_{rv}| > |I_{r0}| \quad bh = \frac{|I_n|H}{|I_{n0}|}$$

3) кривые \tilde{H} -размагничивания прямонамагниченных образцов (N -образцы) лежат на графиках, как правило, несколько выше аналогичных кривых обратномагниченных образцов (R -образцы) (рис. 1);

4) отсутствие на кривых \tilde{H} -чистки R -образцов характерного «горба», возникающего в результате разрушения вязкой составляющей вектора I_n [1—3].

Указанные особенности графиков \tilde{H} -размагничивания не дают возможности отличать N -образцы от R -образцов по характеру кривых размагничивания переменным магнитным полем. Происходит на первый взгляд противоречивое явление: разрушение вязкой компоненты приводит к более резкому уменьшению модуля вектора I_n у R -образцов по сравнению с N -образцами. Вероятно, это явление не вызывало бы удивления, если бы вектор I_n имел многокомпонентный состав. Однако, как показал комплекс лабораторных исследований (различные виды чисток, термомагнитный анализ, опыты по переосаждению), изученные отложения в большинстве случаев имеют двухкомпонентную I_n — вязкой и первично ориентационной природы [4]. Для выяснения причины указанного явления рассмотрим две группы величин:

ЛИТЕРАТУРА

1. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965.
2. Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М.: Наука, 1961.
3. Храмов А. Н., Шолло Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР,
Магадан

модули $|I_{rv}|$ и $|I_{r0}|$ составляющих вектора I_n ; жесткости или устойчивости по отношению к воздействию переменным магнитным полем составляющих вектора I_n , которые обозначим через h_v и h_0 .

Характер кривых \tilde{H} -размагничивания неогеновых отложений определяется следующими соотношениями:

$$I_n = I_{r0} + I_{rv}; \quad |I_{rv}| = k_1 \cdot |I_{r0}|;$$

$$h_v = k_2 \cdot h_0.$$

При этом существенно, что составляющие вектора I_n (ориентационная и вязкая намагниченности) будут либо параллельны, либо антипараллельны друг другу. Подбирая соответствующие значения для k_1 и k_2 , можно смоделировать практически любую кривую размагничивания образцов с двухкомпонентным вектором намагниченности. Некоторые из таких моделей для ряда дискретных значений k_1 и k_2 приведены на рис. 2 (стр. 128). Как видно, вариации взаимного расположения кривых размагничивания N - и R -образцов могут быть самые разные.

Классическому виду кривых размагничивания с характерным «горбом» для R -образцов соответствуют варианты при $k_1 = 0,33—0,50$ и $k_2 = 0,26—0,33$.

В пределах Южного Сахалина были изучены отложения верхнеудуйской, сертунайской, курапейской и маруямской свит в Макаровском, Анивском и Долинском районах. Преимущественно это сероцветные отложения и характеризуются слабой намагниченностью и значительной вязкостью. Так, для неогеновых отложений, развитых в Макаровском районе, средняя величина намагниченности колеблется в пределах $(1,06—2,49) \times 10^{-6}$ ед. СГС. Вязкая составляющая, определяемая по результатам лабораторных исследований, составила 50% и более величины вектора I_n .

Графики кривых \tilde{H} -размагничивания этих отложений наиболее близки к моделям, которые получаются при $k_1 = 2—3$ и $k_2 = 0,33—0,50$.

Таким образом, вид кривых \tilde{H} -размагничивания разнополярных образцов определяется соотношением как модулей составляющих вектора I_n , так и их жесткостей по отношению к воздействию переменным магнитным полем. С другой стороны, возможно решение и обратной задачи: по виду кривых размагничивания N - и R -образцов можно судить о соотношении модулей и жесткостей составляющих вектора I_n в случае двухкомпонентного состава.

4. Ремизовский В. И. Палеомагнитно-стратиграфические исследования неогеновых отложений Макаровского района о. Сахалин. — В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан: ДВНЦ, 1981.

Поступила в редакцию
25 августа 1981 г.

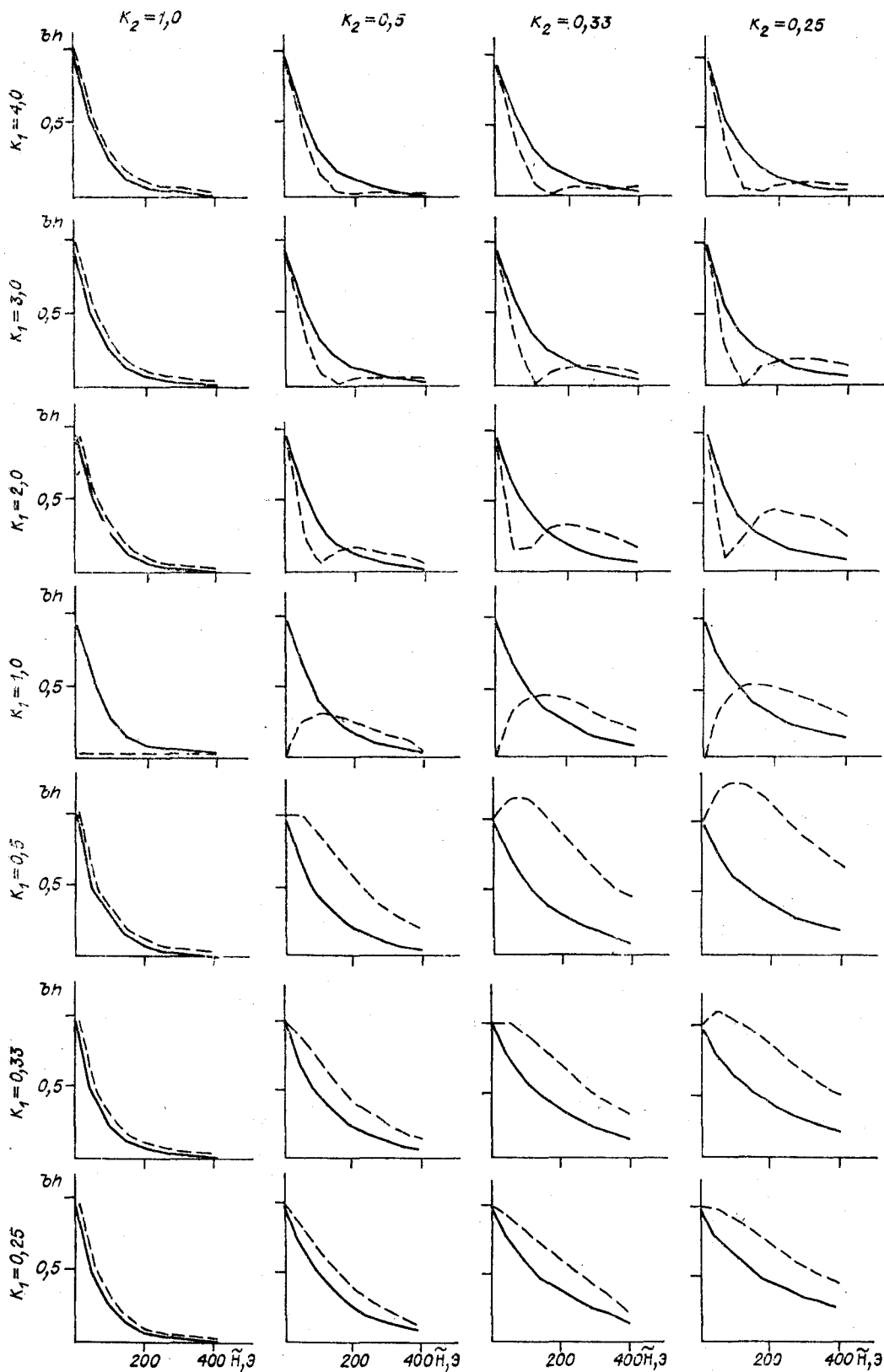


Рис. 2. Модели графиков \tilde{H} -размагничивания:

k_1 — коэффициент взаимоотношения модулей составляющих вектора I_n ; k_2 — коэффициент взаимоотношения жесткостей составляющих вектора I_n по отношению к воздействию переменным магнитным полем. Сплошная линия — N -образцы, пунктирная линия — R -образцы.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

(несоблюдение правил подготовки рукописи задерживает публикацию статьи)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографию.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, а также в высших учебных заведениях.

3. Объем присылаемых статей не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение руководителя организации, на средства которой проводилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимы разрешения.

5. Статья представляется в двух экземплярах (один из них обязательно должен быть первым). Вся рукопись, в том числе приложения, примечания, список литературы, должна быть напечатана на машинке на одной стороне листа через два интервала (27 строк на страницу, 60 знаков в строке).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами.

Корректурa представляется авторам лишь для контроля. Стилистическая правка, дополнения, сокращения и вообще переработка текста в корректуре не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны быть приведены в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общеупотребляемых (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускаются.

10. Все упомянутые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать

стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны или вписаны от руки четко и ясно. Во избежание ошибок необходимо соблюдать строгое различие между прописными (большими) и строчными (малыми) буквами, имеющими сходное начертание (например, К и к, О и о, С и с и другие), подчеркивая двумя черточками заглавные буквы снизу, строчные — сверху, а также буквами, похожими одна на другую: g и q, l и e, n и u и т. д. Латинскую букву I следует писать как римскую единицу в отличие от буквы J (йота). Индексы и степени должны быть написаны строго ниже и строго выше символов, к которым они относятся, и соответственно отмечены простым карандашом дугой \frown или \smile ; штрихи необходимо четко отличать от единицы, а в нижних индексах — единицу от запятой. Буквы латинского шрифта нужно подчеркивать простым карандашом волнистой чертой, греческие буквы — красным карандашом, готические — синим, рукописные — желтым. Векторы обозначаются буквами полужирного начертания, для этого их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях рукописи пометить «п/ж» (надбуквенная стрелка не употребляется).

12. Цифровые таблицы, например, химических, минералогических и иных анализов должны визироваться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

13. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковой нумерацией. В тексте ссылки на литературные источники обозначаются соответственной порядковой цифрой в квадратных скобках.

14. Список литературы оформляется в следующем порядке: для книг указываются фамилия и инициалы автора, точное и полное название статьи, издания, номер тома, части, выпуска, город, издательство и год издания, количество страниц (например, 328 с.); для журналов — фамилия и инициалы автора, название статьи, название журнала, год, номер журнала (в соответствующих случаях — номер тома и выпуска), количество страниц (например, с. 28—42).

15. Иллюстрирование статей картами, раз-

резами и микрофотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для уяснения излагаемых автором фактов (общее количество иллюстраций — не более пяти; наклейки не принимаются).

16. Иллюстрационный материал, выполненный согласно требованиям издательства «Наука» с учетом размеров журнальной полосы, прилагается к рукописи в особом конверте в двух экземплярах, один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими, рисунки — пронумеро-

ваны и снабжены напечатанным через два интервала отдельным списком подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи. На чертежах, картах должно быть указано минимальное соответствующее тексту количество буквенных и цифровых обозначений, объяснение которых обязательно дается в подписи к рисунку. На полях рукописи необходимо указать место расположения рисунков и таблиц.

17. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), почтовые домашние и служебные адреса, телефоны.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ