

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

2

1984



**27-я сессия Международного
геологического конгресса 1984 г.
в Москве — крупнейший смотр
новейших достижений геологической
мысли на благо человечества**

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Шило, Р. Б. Умитбаев. О природе мезозойско-кайнозойских тектономагматогенных систем северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса	3
Е. В. Артюшков, М. А. Беэр. Механизм погружения континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. Статья 1. Верхояно-Колымская складчатая система	10
А. М. Городницкий. Аномальное магнитное поле северо-западной части Тихого океана и кинематика Тихоокеанской плиты	22
Н. Я. Куинн, Г. И. Семенова. Граничные скорости поверхности Мохоровичича и строение верхней мантии ложа Тихого океана	32
И. И. Берсенов, В. Л. Безверхний, Н. Г. Ващенко, М. Т. Гороя, И. Б. Цой. Стратиграфия миоцена Приморского шельфа и склона (Японское море)	38
Л. Е. Шустова. Глубинное строение земной коры и верхней мантии юга Восточной Сибири и Дальнего Востока по геолого-геофизическим данным	46
Л. И. Брянский. Гравитационные модели Сихотэ-Алиньской складчатой области	52
А. Д. Нехов, Ю. М. Бычков, С. В. Левашова, А. Н. Петров. Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья	62
И. М. Альперович, В. М. Никифоров. Электропроводность осадочной толщи о. Сахалин	67
В. В. Харахинов, С. Д. Гальцев-Безюк, А. А. Тещенков. Разломы Сахалина	77

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Н. П. Романовский, Э. Л. Рейнлиб. О мантийной природе зон разуплотнения притихоокеанских орогенных сооружений	87
К. Ф. Сергеев, Ким Чун Ун, О. Н. Романова. О соотношении сейсмичности Курильской островной системы с изостатическим состоянием ее земной коры	90
Ю. Ф. Мороз. Строение осадочно-вулканогенного чехла Восточной Камчатки по данным магнитотеллурического зондирования	93
В. В. Ревердатто, В. Н. Шаранов, Н. И. Волкова. Пироксены кислых пемз из района сочленения желобов Тонга и Кермадек с хребтом Луисвилль в Тихом океане	96
Н. Е. Аблесимов, Г. Н. Ковалев, В. Г. Липатов. Высокотемпературные фазовые изменения в базальтовых шлаках	100
Г. Л. Кириллова. Некоторые методологические аспекты изучения слоевых ассоциаций на континентах и в океанах	106

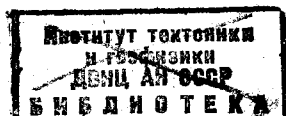
КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Г. И. Кузьменко. О модифицированной вихревой модели происхождения Солнечной системы	110
И. А. Резанов. К дискуссии о сходстве и различии строения литосферы континентов и океанов	116

ХРОНИКА

К. М. Худолей. Новейшие исследования юрской системы побережий Тихого океана	123
---	-----

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск



USSR ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST SCIENCE CENTRE
PACIFIC GEOLOGY

March — April

NOVOSIBIRSK

No 2, 1984

CONTENTS

N. A. Shilo, R. B. Umithaev. On the nature of Mesozoic — Cenozoic tectono — magmatic systems of the north — western Pacific Mobile Belt.	3
E. V. Artyushkov, M. A. Beer. Continental crust mechanism of subsidence in folded regions of the North Pacific frame. The first parer. Verkhoyano — Kolyma folded system.	10
A. M. Gorodnitsky. North — Western Pacific anomalous magnetic field and Pacific plate kinematics.	22
N. Ya. Kunin, G. I. Semenova. Velocities on Moho boundaries and upper mantle structure of the Pacific floor.	32
I. I. Bersenev, V. L. Bezverkhny, N. G. Vashchenkova, M. T. Gorovaya, I. B. Tsoy. Miocene Primorsky shelf and slope stratigraphy (the Sea of Japan).	38
L. E. Shustova. The Earth's crust and upper mantle deep structure at the south of the Eastern Siberia and Far East according to geology — geophysical data.	46
L. I. Bryansky. Sikhote — Alin folded area gravity models.	52
A. D. Chekhov, Yu. M. Bychkov, S. V. Levashova, A. N. Petrov. Upper Triassic in the Koryak Upland north — east.	62
I. M. Al'perovich, V. M. Nikiforov. Electroconductivity of Sakhalin sedimentary rock series.	67
V. V. Kharakhinov, <u>S. D. Gal'tsev — Bezyuk,</u> A. A. Tereshchenkov, Sakhalin faults.	77

BRIEF COMMUNICATIONS

N. P. Romanovsky, E. I. Reinfib. On unconsolidated zones mantle nature of Peri — Pacific orogenic structures.	87
K. F. Sergeev, Kim Chun Un, O. N. Romashova. On correlation of Kuril Island arc system seismicity with the Earth's crust isostatic state.	90
Yu. F. Moroz. The Eastern Kamchatka sedimentary — volcanogenic cover structure according to magnetotelluric sounding data.	93
V. V. Reverdatto, V. N. Sharapov, N. I. Volcova. Acid pumice pyroxenes in conjugated regions of Tonga and Kermadec trenches with Luiswill Ridge in the Pacific Ocean.	96
N. E. Ablesimov, G. N. Kovalev, V. G. Lipatov. High temperature phase changes in basaltic slags.	100
G. L. Kirillova. Some methodological aspects of beds associations on continents and in oceans.	106

CRITICISM AND DISCUSSIONS

G. I. Ruz'menko. On the origin of Solar System modified turbulent mode.	110
I. A. Rezanov. To the discussion on identity and difference in lithosphere structure of continents and oceans.	116

CHRONICLES

K. M. Khudoley. Modern investigations of the Pacific coasts Jurassic System.	123
--	-----

© Издательство «Наука»
«Тихоокеанская
геология», 1984 г.

«N A U K A»
SIBERIAN DEPARTMENT
Novosibirsk

Н. А. Шило, Р. Б. Умитбаев

О ПРИРОДЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ТЕКТОНОМАГМАТОГЕННЫХ СИСТЕМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА*

Вдоль континентальных окраин северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса синхронно с развитием позднемеозойско-кайнозойских эвгеосинклиналей широко проявились процессы тектоно-магматической активизации, приведшие к формированию тектономагматогенных систем, состоящих из вулканогенных поясов и перивулканических зон. Глубинный каркас этих систем определен наличием продольных на-

клонных швов — элементов палеосейсмофокальных зон, а также поперечных по отношению к ним разломов трансформного типа. Тектономагматогенные системы представляют собой дейтероорогенные сооружения, которые усложняют строение геотектонических областей с древней и новообразованной континентальными корами.

В настоящее время, однозначной трактовки природы вулканогенных поясов не существует. Их относят и к структурам особого класса или типа, и к орогенам, и к области тектономагматической активизации. В новой геосинклинальной теории они трактуются как «комплексы-показатели» становления континентальной коры [23]. По нашему мнению, почву для дискуссий в значительной мере дает обстоятельство, что все вулканогенные пояса, в том числе и проанализированные нами Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский, выделяются как геологические тела, ограниченные ареалами развития вулканитов в их современных границах. Такой подход к этим объектам в известной степени правомерен, хотя известно, что связанные с ними отдельные поля эффузивов и разновозрастные им интрузии встречаются в структурах обрамления вулканогенов на удалении 50—100 км и более от их внешнего края. Актуальной проблема «поясового» магматизма в «допоясовых» структурах стала, когда в связи с ним были выявлены проявления специфической вулканогенно-плутоногенной минерализации [40].

В результате анализа геологических, геоморфологических и геофизических данных на примере Северо-Востока СССР сформулированы представления об Охотско-Омолано-Чукотской

тектономагматогенной системе, состоящей из Охотско-Чукотского пояса и перивулканической зоны, которая охватывает районы мезозойского, испытывавшие тектономагматическую активизацию, по времени синхронную эпохе становления пояса [35—37]. Перивулканические зоны намечены в обрамлении Сихотэ-Алинского и Хонсю-Китайского вулканогенов [31, 37 и др.].

В данной статье обсуждаются два, на наш взгляд, наиболее важных теоретических вопроса, связанных с проблемой тектономагматогенных систем: а) о правомерности отождествления главных продольных магмоконтролирующих разломов со структурами типа современных зон Вадати — Заварицкого — Беньофа, поперечных — с разломами трансформного типа;

б) о тектонической природе тектономагматогенных систем. Для решения первого вопроса были проведены специальные полевые исследования в Северном Приохотье, а также выполнен анализ геологических и геофизических данных, второй рассматривается на основании обзора литературных источников.

ПАЛЕОСЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Идея связи Охотско-Чукотского пояса с палеозоной Беньофа не нова. С петролого-металлогенических позиций ее развивал Л. П. Зоненшайн с соавт. [13], поддерживал Г. А. Гринберг [9]. К этой идее, подкрепленной

* Статья представляет собой расширенный текст доклада, прочитанного на Международном совещании по геодинамике западной части Тихого океана (Южно-Сахалинск, 1981 г.).

Состав габброантонов и габбро Северного Прихотья

Компонент	Номер анализа																	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	44,24	41,38	42,34	44,18	44,50	45,26	49,94	42,30	44,30	43,68	41,90	42,68	43,02	44,80	39,54	43,30	43,92	41,44
TiO ₂	0,38	0,40	0,40	0,20	0,30	0,38	0,50	0,52	0,75	0,65	0,08	0,12	0,21	0,21	0,90	0,90	0,90	1,17
Al ₂ O ₃	12,20	23,45	19,21	22,39	17,23	15,72	17,22	9,94	9,54	9,90	29,07	20,40	11,05	9,47	10,07	9,05	9,92	7,67
Fe ₂ O ₃		3,12	5,28	2,28	3,18	3,97	4,04	6,27	6,19	7,37	2,51	1,79	2,16	0,65	5,27	11,25	1,09	2,77
FeO		3,42	5,09	3,85	3,40	5,68	5,67	7,96	10,17	5,39	-2,43	2,24	5,96	5,82	19,35	0,82	8,36	8,45
FeO+Fe ₂ O ₃	11,94																	
MnO		0,11	0,11	0,09	0,09	0,12	0,20	0,18	0,31	0,26	0,08	0,10	0,14	0,15	0,48	0,16	0,18	1,40
MgO	19,64	7,72	10,46	8,28	10,96	11,69	9,04	22,14	15,60	23,07	4,33	7,02	19,20	20,48	4,80	20,35	19,44	22,24
CaO	8,48	12,62	13,24	15,42	17,08	14,32	9,73	7,06	8,42	4,65	15,16	18,83	12,16	14,96	14,40	10,81	11,78	9,09
K ₂ O	0,14	He обн.	0,38	0,12	0,12	Сл.	0,26	0,12	0,12	0,10	0,03	0,42	0,10	0,03	0,67	0,91	0,34	0,66
Na ₂ O	0,83	0,90	0,75	1,00	0,50	0,58	1,70	0,50	0,40	0,40	4,03	0,56	0,58	0,52	0,67	0,97	1,04	1,21
P ₂ O ₅	0,02	0,13	0,14	0,13	0,12	0,01	0,14	0,18	0,18	0,16	0,03	0,01	He обн.	0,03	0,24	0,14	0,14	0,78
S _{общ.}															3,76			
H ₂ O ⁻						0,25				0,20	0,37	0,52	0,46	0,16	0,12			0,48
H ₂ O ⁺						1,95				4,40		4,99	0,44	1,91	1,88	1,42	2,24	
Сумма	99,99	100,17	100,20	100,36	100,38	99,93	100,00	100,15	99,64	100,33	99,95	99,93	99,98	99,65	100,25	100,08	100,40	99,95
П. п. п.	2,12	4,74	2,80	2,42	2,90	1,50	1,56	3,38	3,66		2,90				3,59	1,53	1,52	

Примечания: 1 — плагиоклазовый перидотит (обр. 4/5), 2, 3 — серпентинизированные плагиоклазовые перидотиты (обр. 5/4 и 6/12), 6, 7 — габбро (обр. кол. В. Н. Юдиной и 7/6), 8, 9 — горблендиты (обр. 4/4 и 4/4), 10 — роговообманковый перидотит (обр. 333а, кол. Е. Г. Пескова), 11, 14 — «на-рагабромиды», по Г. В. Пинусу, В. В. Велинскому и др. (обр. 111, 317/а, 155 и 560), 15-17 пикриты (обр. 284/9, 7, 8, кол. Е. Н. Андифорова, В. В. Ефимова и др.), 18 — рогово-обманковый перидотит (обр. 195, кол. М. В. Богдановой и В. Т. Матвеева). В этой колонке суммарное количество SO₃ + Cl + Sr₂O₃ + NiO + BaO + ZnO + CO₂ + V₂O₅ = 0,82. Анализы 1-5, 7-9 — из кол. автора статьи и О. В. Бабайцева. Анализ 1 выполнен на квантометре СВННИИ ДВНЦ АН СССР (аналитик В. Я. Бархтолев), остальные анализы — в хмлаборатории ВНИИ-1 (аналитик Г. Ф. Филимонова).

фактическим материалом, присоединился Р. Б. Умитбаев [33]. Интересные палеотектонические реконструкции, подтверждающие существование в Прихотском регионе позднепалеозойско-мезозойской палеосейсмофокальной зоны, выполнены Л. М. Парфеновым с соавт. [20-22]. Все перечисленные исследователи выделяют какую-то гипотетическую, «неовещественную» палеозону Беньюфа, находящуюся где-то в акватории Охотского моря. Мы полагаем, что ее выражением являются конкретные геологические объекты — Кони-Пьягинский, Челомджа-Ямский и подобные им глубинные разломы восточной Азии, рассматриваемые в качестве главных швов Монголо-Чукотской палеосейсмофокальной зоны [41]. Рассмотрим типоморфные признаки наиболее изученных швов.

Кони-Пьягинский шов представляет собой зону смятия и динамотермального метаморфизма мощностью 15-20 км, в которой юрские и раннемеловые терригенные и изверженные (базальты, андезитобазальты, габбро и габбро-диориты) породы превращены в blastsилонитовые сланцы, а порой — в гнейсы. Плоскости кристаллизационной сланцеватости в пределах зоны наклонены на север под углами 20-80° при наиболее обычных углах около 50°. Изучение микротектоники (смещение слоев, тектонические борозды и др.) позволило сделать вывод о наличии горизонтальной составляющей перемещения южных (лежащих) блоков в северном направлении, т. е. под палеоконтинент. Зоны динамотермального метаморфизма «запечатаны» гранодиорит-гранитными интрузиями с абсолютным возрастом около 100 млн. лет и на этом основании могут быть датированы концом раннего мела. Однако следует отметить, что в пределах Кони-Пьягинского шва имеются и молодые (неотектонические) пологие нарушения, в которых наблюдаются тектонические глины, причем эти нарушения также наклонены на север.

Кони-Пьягинский шов, скорее всего, продолжается далее на п-ов Тайгонос, где он известен как Южно-Тайгоносский надвиг. С ним связана мощная зона динамотермального метаморфизма, в которой присут-

ствуют глаукофановые сланцы [19]. По геофизическим данным [4], принадлежность этих разрывов к единой системе очевидна. В пределах Южно-Тайгоносского надвига известны альпинотипные гипербазиты [19].

Челомджа-Ямский шов впервые был выделен по геофизическим данным [6, 14]. От Кони-Пьягинского шва он отличается следующими особенностями.

1. В центральной части шва, на мысе Иретьском, выявлено габбро-перидотитовое тело (см. таблицу), претерпевшее интенсивный динамотермальный метаморфизм, в процессе которого оно большей частью переработано в полосчатые габбро-амфиболиты, амфиболиты и кристаллические сланцы, образующие порой изоклиналильные складки и плейки. Полосчатые габбро-амфиболиты очень напоминают «парагабброиды», детально изученные Г. В. Пинусом, В. В. Велинским и другими [24] в Корякском нагорье, которые считают, что эти породы сформировались по альпинотипным гипербазитам в результате воздействия на них молодых интрузий габбро. Приводимые этими исследователями признаки «парагабброидов» полностью отвечают свойствам габбро-амфиболитов мыса Иретьского, о чем свидетельствуют данные химического состава (см. таблицу). Поскольку «парагабброиды» в Корякском нагорье пока известны только в ассоциации с альпинотипными гипербазитами, к ним же, очевидно, принадлежали и изученные нами породы. Следует обратить внимание на то, что среди габбро-амфиболитов обнаружены неправильные линзовидные обособления оливиновых пироксенитов длиной до 1 м и мощностью 10—30 см. Эти обособления расположены поперек полосчатости габбро-амфиболитов, причем сами полосчатостью не затронуты. Наличие этих обособлений, как и изоклиналильных складок в габбро-амфиболитах, может свидетельствовать о достаточно высоких температурах и стрессовых давлениях [17] в процессе динамотермальных преобразований габбро-перидотитового комплекса.

2. Вдоль Челомджа-Ямского шва широко развиты субвулканические тела липарито-дацитов и липаритов, характеризующиеся повышенной калиево-натриевой и калиевой щелочностью.

3. Динамотермальные преобразования в пределах шва проявились и после внедрения гранодиорит-гранитных интрузий, которые на отдельных участках превращены в гнейсы и зеленые сланцы.

По геофизическим данным, разлом протягивается вдоль всего Охотско-Чукотского пояса; неясен вопрос лишь о северо-восточном его окончании.

Характерными чертами строения обоих швов являются: огромная протяженность (тысячи километров) и мощность 20—25 км; наклон в сторону континента под углом около 50° (геологические наблюдения), что иногда совпадает с расчетами степени калиевости пород по диаграмме Диккенсона и Хазертонна [16, 22]; наличие пластинообразных тел метаморфизованных, по-видимому, альпинотипных гипербазитов; свиты даек базальтов и андезитобазальтов, слагающие типичные полосчатые комплексы, в которых даек порой больше, чем вмещающих пород. От габбро-перидотитового комплекса мыса Иретьского этап внедрения даек отделен временем развальцевания; проявление стрессовых давлений, которые в одних случаях протекали в условиях низких (глаукофановые сланцы), а в других — высоких (линзы оливиновых пироксенитов в габбро-амфиболитах) температур; контроль мантийного вулканизма, а позднее — корового вулканизма — плутонизма.

Следует добавить, что вдоль системы разломов располагается цепочка рифтогенных неотектонических впадин, выходы термальных вод, а в Примагаданье — и пояс современной повышенной сейсмической активности. К сожалению, из-за недостаточной продолжительности наблюдений нельзя судить о закономерности размещения эпицентров по вертикали.

Мы понимаем, что для прямого отождествления изученных нами швов с современными зонами Беньюфа данных пока мало, и вызвано это в первую очередь отсутствием прямых сведений о веществе зон. Кроме того, современные зоны Беньюфа известны лишь в океанических бассейнах и на участках сочленения коры океанического и переходного или континентального типов, тогда как рассмотренные швы разграничивают также и геоблоки с «переходной» и «континентальной» корой, а порой и две континентальные плиты [41].

Тем не менее, на данном этапе исследований современные зоны Беньюфа и охарактеризованные структуры имеют больше сходных черт, чем различий. Заметим, что наши американские коллеги зачастую в качестве обоснования палеозон Беньюфа используют офиолитовые пояса и зоны глаукофанового метаморфизма, мы же, «обороняясь» от тектоники плит, сомневаемся в правомерности применения указанного термина даже там, где он сам напрашивается.

Следующий вопрос — нужно ли привлекать для объяснения возникновения и развития палеосейсмофокальных зон механизм субдукции? Мы отвечаем — нет, ибо горизонтальные перемещения по изученным швам не превышали первые километры, сами же зоны разломов занимали фиксированное положение на протяжении всего фанерозоя, а может быть, и докем-

брия [41 и др.]. Скорее всего, их развитие протекало в условиях попеременного проявления сжатия и растяжения [7, 15, 41 и др.].

РАЗЛОМЫ ТРАНСФОРМНОГО ТИПА

Сквозьструктурный характер трансформных разломов и их продолжение в пределы континентов теперь уже вполне очевидны, причем здесь им порой придается рудоконцентрирующее значение [31, 32 и др.]. На Северо-Востоке СССР к этому типу мы относим наиболее крупные межблоковые разломы северо-западного простирания, ограничивающие срединные массивы и миогеосинклинальные области, а также мио- и эвгеосинклинали: Асиберганский, Восточно-Охотский, Умарский, Омсукчанский, Тебаньинский, Березовский, Южно-Ануйский и др.

Судя по геологическим и геофизическим данным, упомянутые разломы квазивертикальные или крутонаклонные и достигают мантийных глубин Земли. С ними, в частности, иногда связаны гипербазитовые тела (роговообманковые перидотиты, пикриты, см. таблицу), для которых в ряде случаев надежно обосновано интрузивное залегание. Они отличаются от альпинотипных гипербазитов меньшей глиноземистостью и большим количеством K_2O (0,3—0,9%). Кроме того, среди аксессуаров в них присутствуют апатит и сфен — минералы, не характерные для альпинотипных гипербазитов.

Разломы трансформного типа контролировали границы структурно-формационных зон в верхнепалеозойских и мезозойских прогибах, положение поясов габброидных и гранитоидных пород с сопутствующей им минерализацией, а иногда — местоположение и конфигурацию орогенных и неотектонических впадин. К ним, наконец, приурочены долины некоторых водотоков. Все это свидетельствует о длительной и сложной истории рассматриваемых разломов. Есть основания полагать, что они, как и Монголо-Чукотская палеосейсмофокальная зона, возникли еще в докембрии и унаследованно развивались на протяжении всего фанерозоя.

Наиболее дискуссионным является вопрос о кинематике трансформных разломов. Обычно они рассматриваются как сбросо-сдвиги со сравнительно небольшой горизонтальной составляющей перемещения смежных блоков. Наиболее убедительно обоснован сдвиговый характер Омсукчанского разлома [25]. В последние годы сдвиговая компонента установлена для многих разломов Яно-Колымской области [1, 11]. Сдвиговый характер некоторых разломов, в частности Умарского, выявляется и при анализе геологической карты, на которой контакты разновозрастных толщ кажутся смещенными

на десятки километров. Проведенные нами исследования южной части Умарского разлома показали, что один из его швов наклонен на юго-запад под углом 50—60° и сопровождается развитием blastomylonitовых сланцев. Имеются сведения о наклонном залегании поверхности сместителя Восточно-Охотского (В. В. Литвинов, 1965 г.) и Тебаньинского [28] разломов. Изучавшиеся нами в береговых обнажениях полуостровов Кони и Пьягина отдельные элементы рассматриваемых разломов представляют собой крутые сбросо-сдвиги с возможной амплитудой горизонтальных перемещений 1—2 км.

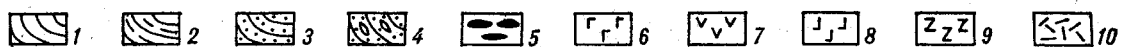
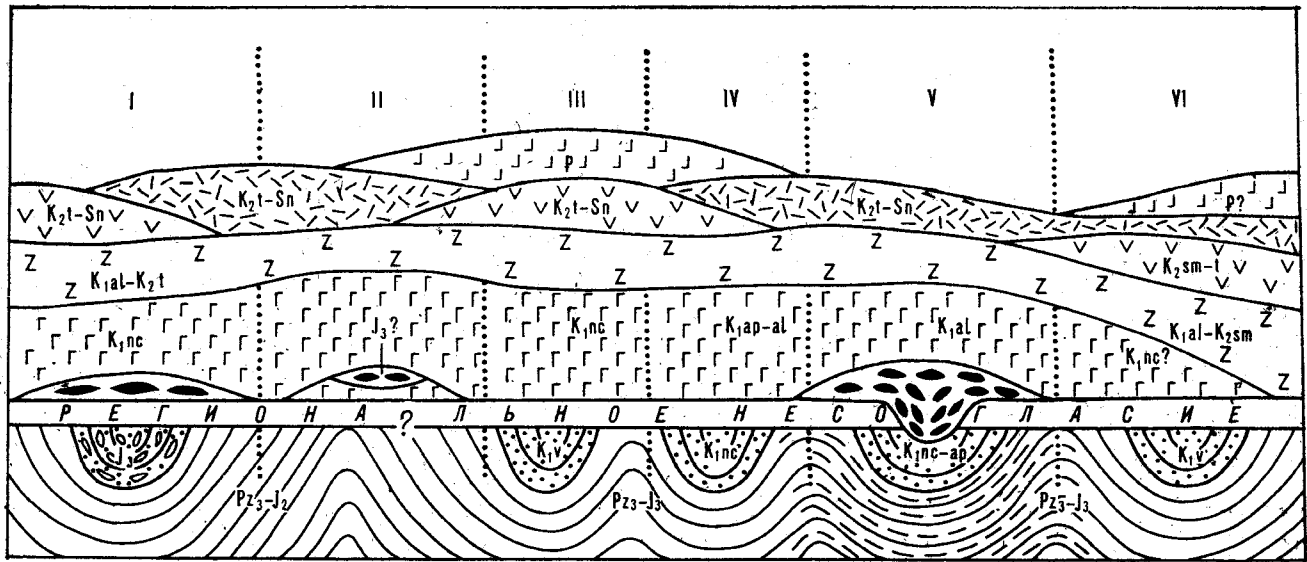
Приведенные данные, среди которых особенно важными являются факты о наклонном характере разломов, свидетельствуют о том, что, по крайней мере, в конце мезозоя — начале кайнозоя их развитие протекало в условиях тангенциального (северо-восточного) сжатия, а горизонтальные перемещения смежных блоков по ним если и имели место, то были весьма ограниченными по масштабам (первые километры).

Наиболее существенно роль разломов трансформного типа на мезозойско-кайнозойском этапе тектономагматического развития Северо-Восточного континента проявлена в том, что они «разбили» Монголо-Чукотскую палеосейсмофокальную зону на серию сегментов, каждый из которых развивался несколько обособленно и имел, вероятно, несколько отличный от других сегментов наклон. Заметим, что наклон отдельных звеньев современной Курило-Камчатской фокальной зоны также изменяется по латерали [8, 27].

Трансформные разломы предопределили границы главных структурных элементов Охотско-Омолонно-Чукотской тектономагматогенной системы — мегасводов, их ядер гранитизации, внутренних и внешних вулканогенных дуг и плутогенных поднятий.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕКТОНОМАГМАТОГЕННЫХ СИСТЕМ

В принципе вопрос о природе рассматриваемых систем решается просто, если исходить из сформулированного выше представления о том, что глубинный их каркас можно представить в виде модели «сейсмофокальная зона — разломы трансформного типа». Такие конструкции наиболее характерны для зон перехода от океана к континенту. Для Охотско-Чукотского пояса такую модель предсказывал Е. К. Устиев [38], связывавший его возникновение и развитие с эволюцией Корякско-Камчатских кайнозойд. Ранее ее поддерживали В. Ф. Белый и С. М. Тильман [3]. Признание указанной модели влечет за собой два вывода: 1 — принадлежность тектономагматогенной системы (и



Принципиальная схема соотношений геосинклинальных (и проторогенных) и дейтеророгенных формаций на Северо-Востоке СССР.

Формации мезозойд: 1, 2 — главного геосинклинального комплекса: 1 — терригенные, 2 — терригенно-вулканогенные; 3, 4 — орогенного комплекса; 3 — морские молассовые,

4 — континентальные молассовые; формации Охотско-Омолонно-Чукотской дейтеророгенной системы: 5 — континентальные молассовые, 6 — базальтовые и базальт-андезитовые, 7 — андезитовые, 8 — базальтовые, 9 — липарито-дацитовые, 10 — липаритовые и трахилларитовые. Районы: I — Охотский, II — Примагаданский, III — п-ов Кони и Пьягина, IV — п-ов Тайгонос, V — верховья р. Олой, VI — Центральная Чукотка.

вулканогена, как ее составной части) к структурам особого типа, 2 — непрерывная связь ее эволюции с историей развития сопредельной геосинклинали. А это значит, что рассматриваемая система представляет собой не что иное, как область сопряженной тектономагматической активизации, внешние границы которой могут быть установлены на основании выявления в прилегающих к вулканогенному поясу структурах более ранней консолидации следов «глубинного дыхания» палеосейсмофокальной зоны. Наличие таких «следов дыхания» мы и наблюдаем в пределах перивулканических зон как Охотско-Омолонно-Чукотской, так и Приморской тектономагматогенных систем, и выражены они, прежде всего, в проявлениях различного мезозойско-кайнозойского магматизма, сопровождавшегося сводо- и куполообразованием и, что очень важно, в развитии специфического оруденения, требующего нетрадиционного подхода при поисках и разведке.

Эту стройную, на наш взгляд, картину мезозойско-кайнозойской эволюции континентальных окраин востока Азии как будто бы нарушает одно обстоятельство: к моменту начала формирования тектономагматогенных систем на отдельных участках они представляли собой геосинклинальные бассейны на уровне нижней молассы, т. е. еще не имели зрелой континентальной коры. На северо-востоке это положение относится к Алазейско-Олойской и Кони-

Мургальской системам [30], справедливо оно в известной мере и для Сихотэ-Алиня [26]. Однако оно отнюдь не должно распространяться на миогеосинклинальные мезозойды, где к началу эпохи позднемезозойской активизации имела зрелая континентальная кора дорифейского возраста.

Наличие двух различных предысторий развития Охотско-Омолонно-Чукотской тектономагматогенной системы обусловило и два типа соотношений ее образований с геосинклинальными и орогенными комплексами мезозойд. В тех случаях, когда терригенно-вулканогенные комплексы ранних этапов развития системы налегают на эвгеосинклинальные сооружения, как, например, в Алазейско-Олойской зоне, во внутренних частях остаточных и орогенных впадин они связаны постепенными переходами и выступают в качестве верхних моласс. В качестве верхней молассы формально можно рассматривать альб-сеноманские образования вулканогенного пояса и на п-ове Тайгонос [12, 19]. В то же время в обширных областях миогеосинклиналией постоянно наблюдается резко несогласное налегание неокомовых вулканитов на все более древние толщи, в том числе и континентальную молассу (см. рисунок). Наиболее рельефно проявлено это несогласие на срединных массивах.

С. М. Тильман не придает значения указанным фактам и рассматривает весь Охотско-Чу-

котский пояс как «комплекс-показатель» становления мезозойской континентальной коры на Северо-Востоке СССР. Возраст этой коры считает альб-сеноманским, ибо так В. Ф. Белый в своих последних работах [2 и др.] датирует время формирования вулканогена.

Мы считаем, что в качестве «комплекса-показателя» пояс в известной мере можно рассматривать лишь в тех структурах, где к моменту его формирования отсутствовала зрелая континентальная кора, т. е. в эвгеосинклиналих. В остальных случаях он представляет собой активизационные образования, отвечающие этапу дальнейшего развития более древних кор.

Следует отметить, что мнение В. Ф. Белого об узком возрастном интервале формирования Охотско-Чукотского пояса не согласуется с имеющимися фактами. В Ульяновском прогибе доказано наличие неокомовых и туронских вулканитов [10], в Пенжинском отрезке — туронских и сенонских вулканитов [18, 39], в Эвенском районе в «поясовых» базальтах давно была известна палеогеновая флора [34].

Все это свидетельствует о том, что Охотско-Чукотский пояс, как составная часть тектономагматогенной системы, имеет длительную историю формирования, охватывающую интервал времени от неокома (а местами, возможно, и верхней юры) до палеогена, и поэтому рассматривать вулканоген в качестве «комплекса-показателя» становления мезозойской коры на Северо-Востоке СССР нет оснований. Можно говорить лишь о принадлежности к этому комплексу альб-сеноманских его фрагментов, локализованных в пределах эвгеосинклинальных зон.

В свое время С. М. Тильман справедливо подчеркивал: «Все преобразования, происшедшие (в мезозойдах Северо-Востока СССР.— Н. Ш. и Р. У.) на послегеосинклинальном этапе, не выходили за пределы качественных изменений континентальной коры, поэтому в парагенез послегеосинклинальных структур вошли наложенные континентальные впадины, наземные вулканические поля и пояса (курсив наш.— Н. Ш. и Р. У.), сводовые поднятия и горсты, и поэтому на данном этапе проявился субсекветный магматизм» [29, с. 32]. Весь этот набор тектонических элементов типоморфен для Охотско-Омолано-Чукотской тектономагматогенной системы.

На континентальных окраинах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса одновременно с развитием позднемезозойско-кайнозойских эвгеосинклиналей широко проявились процессы тектоно-магматической активизации смежных с ними геоблоков с уже сформированной континентальной корой. Активизация выразилась в образовании тектономагматогенных систем, состоящих из вулканогенных и вулканоплутоногенных поясов и примыкающих к ним со стороны континента привулканических зон.

Образование тектономагматогенных систем наиболее удовлетворительно объясняется с позиций геодинамической модели «палеосейсмофокальная зона — разломы трансформного типа» с привлечением основных положений астенолитной концепции. Имеющиеся данные по геологии палеосейсмофокальных зон указывают на то, что они, скорее всего, формировались в условиях попеременного сжатия и растяжения и, по-видимому, не сопровождалась значительными горизонтальными перемещениями геоблоков.

Тектономагматогенные системы представляют собой самостоятельные геоструктуры, которые в большинстве случаев усложняют строение геотектонических областей со зрелой континентальной корой, т. е. миогеосинклиналей. В эвгеосинклинальных зонах некоторые их формации иногда занимают место верхних моласс, и формально эти формации здесь можно считать «комплексами-показателями» становления континентальной коры. Однако есть основания рассматривать указанные факты лишь как следствие близко-одновременного завершения конструктивных геосинклинальных процессов и начала явлений тектономагматической активизации. Следует полагать, что эта активизация в эвгеосинклиналях практически «подавила» позднеорогенный этап.

По времени проявления и структурному положению, по набору осадочных и магматических формаций и, наконец, по особенностям металлогении тектономагматогенные системы соответствуют геоструктурам дейтероорогенного класса [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов Ю. В., Волкодав И. Г. и др. Надвиги западной части Вохояно-Чукотской складчатой области.— Геотектоника, 1981, № 2.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
3. Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Геотектоника, 1986, № 2.
4. Беляев И. В. Основные геологические результаты региональных геофизических работ.— В кн.: Геоло-

тия СССР, т. 30, кн. 2. М.: Недра, 1970.

5. *Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967.
6. *Вашилов Ю. Я.* Глубинные разломы юга Яно-Кольмской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным).— Сов. геол., 1963, № 4.
7. *Власов Г. М.* Островные дуги и новая глобальная тектоника.— Геотектоника, 1976, № 1.
8. *Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г. и др.* Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980.
9. *Гринберг Г. А.* Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
10. *Громов В. В., Лебедев Е. Л., Станцев А. Л.* Геологическое строение Ульяновского прогиба.— Сов. геол., 1980, № 3.
11. *Гусев Г. С., Третьяков Ф. Ф.* Верхояно-Чукотская область.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
12. *Заборовская Н. Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978.
13. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. и др.* Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.
14. *Измайлов Л. И., Юдин С. С.* Челомджа-Ямский глубинный разлом.— ДАН СССР, 1966, т. 166, № 5.
15. *Кузин И. П.* Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974.
16. *Моралев В. М., Григораш Г. Ф.* Геодинамическая обстановка и металлогения позднемелового вулканизма Пенжинского сектора Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
17. *Мурзау В.* Практическая петрография. М.: ИЛ, 1963.
18. *Невердинов Э. Б.* Новые данные о возрасте верхнемеловых вулканоогенных образований левобережья верховьев р. Анадырь.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан: Кн. изд-во, 1980.
19. *Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1976, вып. 280.
20. *Парфенов Л. М., Натальин Б. А.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое.— ДАН СССР, 1977, т. 235, № 3.
21. *Парфенов Л. М., Бердников Н. В. и др.* Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979.
22. *Парфенов Л. М., Натальин Б. А. и др.* Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления.— Геотектоника, 1984, № 1.
23. *Пейве А. В., Яншин А. Л. и др.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
24. *Пинус Г. В., Велинский В. В. и др.* Альпийские гипербазиты Анадырско-Коряжской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1973.
25. *Политов В. К.* Тектоническое развитие Балыгычано-Сугуйского прогиба.— В кн.: Локальн. прогнозир. в рудных р-нах Востока СССР. М.: Наука, 1972.
26. *Пушин И. К.* О возрасте складчатости в главном синклиналии Сихотэ-Алиня.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
27. *Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И.* Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского массива.— В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
28. *Терехов М. И.* Стратиграфия и тектоника южной части Омоловского массива. М.: Наука, 1979.
29. *Тильман С. М.* Особенности орогенного развития Тихоокеанских мезозоид.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1973.
30. *Тильман С. М.* Области раскрытия дорифейской континентальной коры с формированием новообразованной коры в середине мела.— В кн.: Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
31. *Томсон И. Н., Кочнева Н. Т. и др.* Орогенная структура и металлогения вулканических поясов Мексики и Сихотэ-Алиня.— В кн.: Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1982.
32. *Томсон И. Н., Фаворская М. А.* Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения.— Сов. геол., 1968, № 10.
33. *Умитбаев Р. Б.* Структурно-металлогеническое районирование и главные типы рудоконтролирующих структур Охотско-Чукотского вулканоогенного пояса.— В кн.: Геол.-геохим. особенности месторождений ископ. на Северо-Востоке СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1976.
34. *Умитбаев Р. Б.* К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканоогенного пояса.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
35. *Умитбаев Р. Б., Садовский А. И. и др.* Охотско-Омолондо-Чукотская тектоно-магматическая система и главные черты ее металлогении.— ДАН СССР, 1980, т. 251, № 1.
36. *Умитбаев Р. Б., Садовский А. И. и др.* Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области.— Сов. геол., 1984, № 9.
37. *Умитбаев Р. Б., Сидоров А. А.* Перивулканические зоны северо-западного обрамления Тихого океана и проблемы их металлогении.— В кн.: Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1982.
38. *Устиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
39. *Филатова Н. И., Дворянkin А. И. и др.* Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжины, Еропола, Анадыря).— Бюл. МОИП. Отд. геологии, т. 52, вып. 2, 1977.
40. *Шило Н. А.* Основы учения о россыях. М.: Наука, 1981.
41. *Шило Н. А., Умитбаев Р. Б.* Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона.— Геол. и геофиз., 1977, № 11.

Президиум ДВНЦ АН СССР
Владивосток
СВННИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
5 октября 1983 г.

Е. В. Артюшков, М. А. Беэр

МЕХАНИЗМ ПОГРУЖЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА.

СТАТЬЯ 1. ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Формирование глубоких прогибов на континентальной коре часто объясняют сильным растяжением литосферы. Такое растяжение наблюдается в рифтовых зонах. Оно приводит там к большим деформациям осадочного чехла с образованием густой системы наклонных блоков. В Верхояно-Колымской складчатой системе глубокие прогибы на континентальной коре возникали на трех основных этапах — в раннем карбоне, в раннем триасе и в ранней юре. Как показывает анализ строения осадочного чехла рассматриваемого региона, данные погружения сопровождалось лишь слабыми деформациями осадочного чехла. Это указывает на то, что погружения происходили в отсутствие значитель-

ного растяжения литосферы. Указанные погружения развивались очень быстро — за несколько миллионов лет, что может быть обусловлено лишь процессом фазового перехода базальта в эклогит при контакте коры с водосодержащей аномальной мантией с умеренной температурой. После отрыва эклогита и его погружения в мантию мощность коры и литосферы оказалась сильно пониженной. В результате области быстрого погружения были в дальнейшем вовлечены в интенсивную складчатость. Осадочные бассейны, где быстрого погружения не происходило, испытали лишь слабое сжатие.

ВВЕДЕНИЕ

На основной части площади складчатых поясов распространены осадки крупных и глубоких прогибов, возникших на коре континентального типа. Большинство исследователей связывает образование таких прогибов с утонением континентальной коры при растяжении [29, 30, 33 и др.]. Согласно другой точке зрения, погружения крупных участков континентальной коры [27], в том числе в складчатых поясах [4, 5], могут происходить без значительного растяжения, в результате разрушения базальтового слоя вследствие эклогитизации.

Сильное растяжение коры наблюдается в ряде современных рифтовых впадин. Оно всегда сопровождается большими хрупкими деформациями в ее верхней части [21, 32 и др.]. В большинстве случаев верхняя часть коры мощностью ~ 10 км раскалывается на узкие блоки шириной в несколько километров. По мере вязкого растяжения более нагретой подстилающей части литосферы эти блоки испытывают вращение-наклон, все время покрывая расширяющуюся область (рис. 1). Наличие таких наклонных блоков рассматривается как основной признак значительного растяжения литосферы [29, 31 и др.].

Начальная глубина заполненного водой прогиба, образовавшегося при растяжении в β раз коры, поверхность которой располагалась вблизи уровня моря, равна [6]:

$$h_0^0 \approx 4,3(1 - 1/\beta) \text{ км.} \quad (1)$$

Для глубоких прогибов на континентальной коре $h_0^0 \sim 1-3$ км. В этом случае, как следует из формулы (1), для образования таких прогибов за счет растяжения его величина должна быть весьма значительной: $\beta \sim 1,3-3,3$. Угол наклона блоков θ (см. рис. 1) связан с величиной растяжения β и начальным углом падения

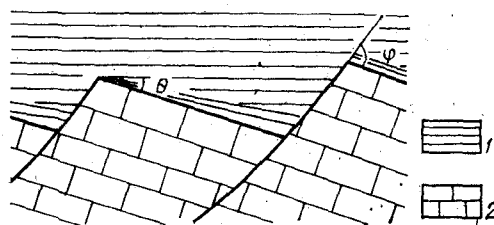


Рис. 1. Наклонные блоки, ограниченные сбросами, образующиеся при сильном растяжении литосферы.

Видны угловые несогласия растяжения на угол θ между мелководными отложениями (2), сформировавшимися до растяжения, и глубоководными осадками (1), образовавшимися после растяжения.

разломов ϕ следующим образом [29]:

$$\beta \approx \sin \phi / \sin (\phi - \theta). \quad (2)$$

Как следует из формул (1), (2), при глубине заполненных водой прогибов $h_0^0 \sim 1-3$ км и $\phi \sim 50^\circ$ угол наклона блоков в прогибах, образованных растяжением, $\theta \sim 15-35^\circ$.

В отложениях большинства прогибов имеет место быстрый переход вверх по разрезу (на расстоянии в среднем в несколько десятков метров) от мелководных отложений, сформировавшихся до погружения, к глубоководным осадкам, образовавшимся после погружения. Как видно из рис. 1, при растяжении, сопровождающемся наклоном блоков на величину $\theta \sim 15-35^\circ$, между мелководными и глубоководными отложениями возникает выраженная «пилообразная» граница, которая должна четко выявляться в разрезах, протяженность которых превышает ширину наклонных блоков.

Большинство обнажений, где наблюдается переход от мелководных отложений к глубоководным, имеет сравнительно небольшой размер: $\sim 10^2$ м, и поэтому для выявления наличия или отсутствия растяжения можно воспользоваться следующим обстоятельством: При вращении блоков слои мелководных осадков испытывают наклон вместе с блоками на угол θ (см. рис. 1). Глубоководные осадки, образующиеся после растяжения, отлагаются практически горизонтально. В результате возникает угловое несогласие на угол θ между слоями осадков, сформировавшихся до растяжения и после него [6].

Анализ строения осадочного чехла глубоких прогибов на континентальной коре в Альпийском поясе, на Урале, в Аппалачах и в Скандинавских каледонидах [6, 7] показал, что деформации, изображенные на рис. 1, в них встречаются очень редко. Как правило, слои мелководных отложений залегают параллельно глубоководным осадкам, и угловые несогласия между ними отсутствуют. Такая картина наблюдается как на многочисленных обнажениях относительно небольшого размера, так и в протяженных разрезах. Параллельное залегание слоев мелководных и глубоководных отложений хорошо прослеживается и на многочисленных детальных геологических профилях, построенных по данным бурения и сейсмического профилирования через оставшиеся несмятыми передовые прогибы и межгорные депрессии. Как следует из этих данных, погружение континентальной коры в рассмотренных складчатых поясах, как правило, не сопровождалось сильным растяжением литосферы с образованием наклонных блоков.

Образование наклонных блоков является преобладающим, но не единственным видом деформаций верхней части коры при сильном

растяжении [6, 34]. Однако в тех случаях, когда слои глубоководных и мелководных осадков везде залегают параллельно, можно утверждать, что погружение не сопровождалось и другими видами деформаций, характерными для растяжения. В рассмотренных складчатых поясах параллельное залегание указанных слоев в надвиговых пластинах, которые не слишком сильно деформированы последующей складчатостью, имеет место почти повсеместно. Отсюда следует, что погружения континентальной коры там также чаще всего не сопровождались сильным растяжением.

В рассмотренных складчатых поясах в ряде мест присутствуют комплексы близко расположенных параллельных даек, свидетельствующие о сильном локальном растяжении. Однако суммарная ширина даек обычно составляет не более нескольких процентов от общей ширины крупных прогибов на континентальной коре. Во время образования многих из этих прогибов в них возникали сбросы, также свидетельствующие о растяжении. Это растяжение обычно не превышало нескольких процентов и было много меньше того растяжения литосферы, которое необходимо, чтобы образовать прогиб большой глубины.

Таким образом, имеющаяся совокупность данных о строении Урала, Аппалачей, Скандинавских каледонид и Альпийского пояса указывает на то, что интенсивные погружения континентальной коры в их пределах, как правило, не были обусловлены растяжением литосферы. В таких условиях погружения могли быть связаны только с сильным уплотнением вещества в коре или мантии. Анализ развития погружений во времени показал, что они происходили очень быстро. В большинстве случаев глубоководные условия достигались за несколько миллионов лет, в некоторых случаях — за 10—15 млн. лет.

Единственным известным физическим механизмом, способным обеспечить столь быстрое погружение большой амплитуды, является фазовый переход базальта в эклогит [4, 27]. В большинстве случаев переход развивается при поступлении к холодной коре платформенных областей водосодержащей аномальной мантии с температурой $\sim 800^\circ\text{C}$. Плотность эклогита $\rho_e \sim 3,5-3,6$ г/см³ превышает плотность подстилающей аномальной мантии $\rho_{ам} \sim 3,25$ г/см³. Он отрывается от коры и погружается в мантию, что приводит к разрушению всего базальтового слоя или его значительной части за время от одного до нескольких миллионов лет. Утоненная кора в изостатически равновесном положении оказывается сильно погруженной с образованием глубокого прогиба. Так, при разрушении в платформенной области слоя базальтов в нижней части коры мощ-

ностью $h_0 \sim 10-20$ км начальная глубина заполненного водой прогиба $h_0' \sim 1-3$ км. Если такой прогиб в дальнейшем заполняется осадками, то мощность осадочного слоя, образовавшегося в нем после быстрого погружения, может достигать 5—12 км.

В эпохи подхода аномальной мантии к коре, утоненной предшествующей эклогитизацией, мощность литосферы сильно сокращается. Тонкая литосфера может быть легко сжата под влиянием горизонтальных движений литосферных плит [5]. Действительно, в рассмотренных поясах основная часть прогибов, образованных быстрой эклогитизацией, была в дальнейшем вовлечена в сильную складчатость. Напротив, ни один крупный блок с платформенной корой нормальной мощности в составе этих поясов не испытал сильного сжатия.

В настоящей работе мы рассмотрим историю развития и механизм погружений континентальной коры в двух крупных складчатых поясах северо-западного обрамления Тихого океана — Верхояно-Колымской складчатой системе и Северо-Американских Кордильерах. В первой статье рассматривается Верхояно-Колымская складчатая система. Основными признаками погружений большой амплитуды, связанных с эклогитизацией, будем считать большую скорость их развития и отсутствие сильного растяжения. Для установления отсутствия значительного растяжения будет использоваться параллельность залегания мелководных и глубоководных отложений на основной части площади прогибов.

РАЗВИТИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РИФЕЕ — СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Первое быстрое погружение рассматриваемой области произошло в середине раннего карбона. До этого в позднем докембрии — среднем палеозое в течение $\sim 700-1300$ млн. лет на месте Верхояно-Колымской складчатой системы (рис. 2) существовал мелководный бассейн шельфового типа [16, 20, 25]. Его можно назвать Верхояно-Колымским прогибом. Западная часть этого прогиба, отвечающая Верхоянскому мегантиклинорию и Яно-Охотской (или Эльги-Кулинской) зоне пологих дислокаций (см. зоны II и III, рис. 2), заложились на архейско-нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте в раннем — среднем рифее [9, 13, 22]. Восточная часть прогиба, соответствующая Адыча-Детринскому антиклинорию (IV), Иньяли-Дебинскому мегасинклинорию (V) и западной окраине Колымского массива (VI),

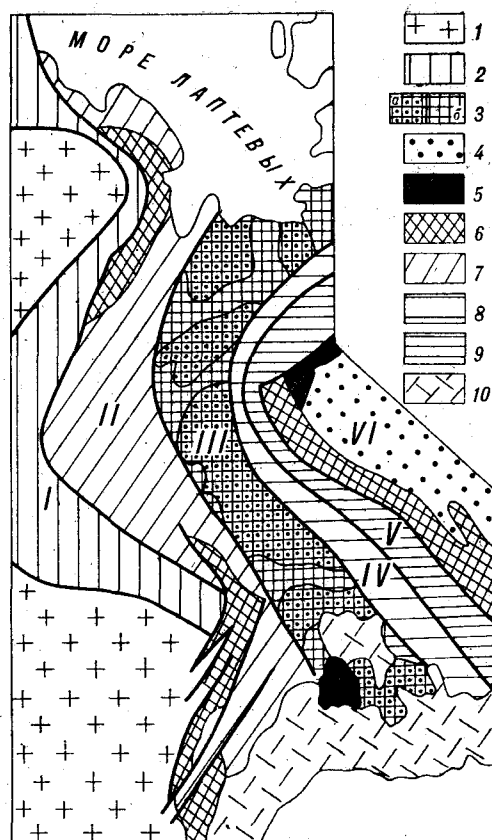


Рис. 2. Схема размещения в структуре Верхояно-Колымской складчатой системы отложений глубоких прогибов, образованных в результате быстрого погружения континентальной коры по данным [4, 8—11, 15, 17, 18, 23, 26].

I — Приверхойанский краевой прогиб, II — Верхоянский мегантиклинорий, возникший в результате сжатия одноименного глубокого прогиба, III — Яно-Охотская (или Эльги-Кулинская) зона пологих дислокаций, IV — Адыча-Детринский антиклинорий, сформированный за счет сжатия западной части Яно-Колымского глубокого прогиба, V — Иньяли-Дебинский мегасинклинорий, образованный вследствие сжатия одноименного глубокого прогиба, VI — Колымский средний массив. Рифейско-среднепалеозойский Верхояно-Колымский платформенный прогиб охватывал области II—V и западную окраину области VI.

1 — маломощные мелководные нижнепалеозойские и верхнемезозойские отложения чехла и выступы дорифейского фундамента восточной части Сибирской платформы; 2 — мелководные верхнемезозойские молассовые отложения Приверхойанского прогиба; 3 — мелководные верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения Яно-Охотской зоны; а — малой, б — большой мощности; 4 — мезо-кайнозойский вулканогенно-осадочный чехол Колымского массива; 5—6 — Верхояно-Колымский платформенный прогиб; 5 — выступы пород архейского и протерозойского кристаллического основания, 6 — мелководные рифейско-среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения осадочного чехла; 7—9 — терригенно-глинистые отложения глубоководных прогибов, сформированных быстрыми погружениями; 7 — Верхоянского прогиба, возникшего в раннем карбоне, 8 — Яно-Колымского прогиба, образованного в раннем триасе, 9 — Иньяли-Дебинского прогиба, сформированного двумя последовательными погружениями в раннем триасе и ранней юре; 10 — образования Охотско-Чукотского вулканического пояса.

по всей вероятности, сформировалась позднее, в среднем — позднем рифее, на верхнепротерозойском складчатом основании [11, 25].

Отложения прогиба выходят на поверхность по периферии области. Судя по этим выходам, мощность осадков сильно изменялась по пло-

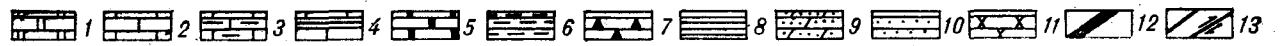
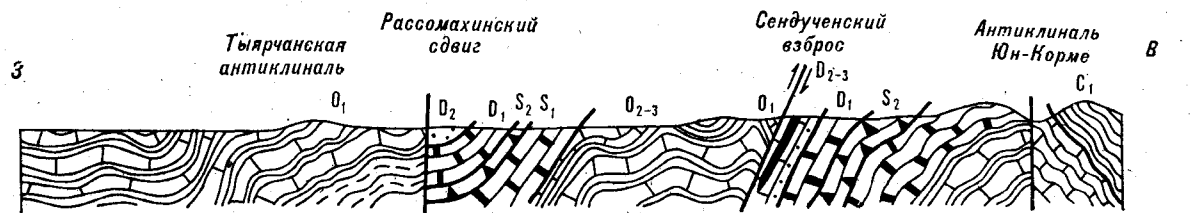
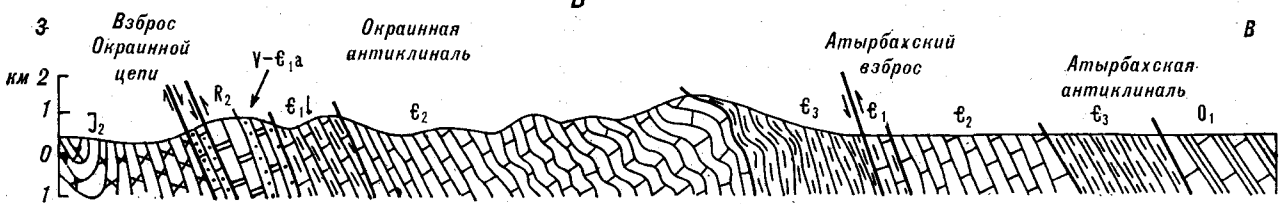
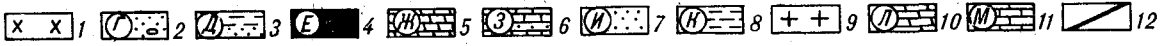
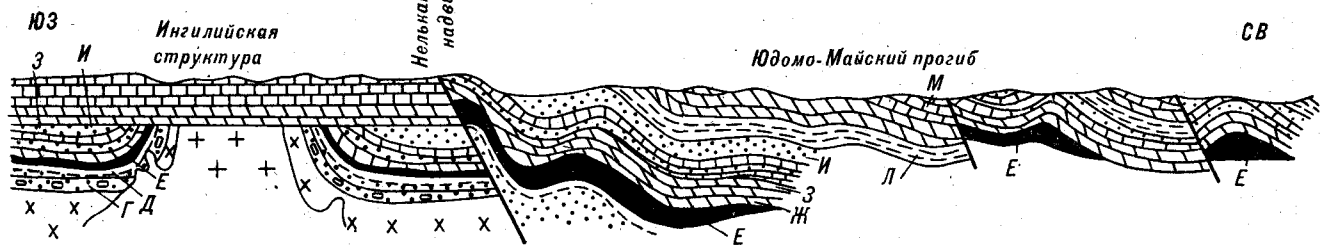


Рис. 3. Геологические профили западного крыла Южно-Верхоянского синклинория.

На профилях можно проследить параллельное залегание слоев и отсутствие угловых несогласий растяжения в многокилометровом разрезе рифейско-среднепалеозойского Верхояно-Колымского платформенного прогиба. А — схематический разрез Юдомо-Майского прогиба и юго-восточной окраины Сибирской платформы (по [8]); 1 — архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент, 2—8 — рифейские мелководные терригенно-карбонатные от-

ложения, 9 — верхнеархейские интрузивные породы щелочно-ультраосновного состава; мелководные карбонатные отложения венда (10) и нижнего кембрия (11), 12 — разломы. В — геологические разрезы через Сетге-Дабанский горст-антиклинорий (по [11]). На нижнем разрезе хорошо видно, что слои пород являются непрерывными на большом расстоянии ~ 5—10 км. В них не наблюдается густой системы сбросов, характерной для областей значительного растяжения. 1—7 — мелководные карбонатные породы, 8—9 — мелководные карбонатно-глинистые породы, 10 — кварциты, 11 — песчаники, 12 — покровы базальтов, 13 — разломы.

пади — от нескольких до 15—18 км. Погружение коры происходило медленно и неоднократно прерывалось небольшими поднятиями и кратковременными размывами. Наиболее значительными среди них были поднятия на рубеже позднего рифея — венда и в начале среднего девона [11, 15 и др.]. Они сопровождались региональными перерывами в осадконакоплении, щелочным и основным магматизмом, а в отдельных местах — образованием слабых угловых несогласий, неравномерными блоковыми движениями. Хотя основные перерывы в осадконакоплении происходили в глобальные эпохи складчатости — готской, гренвилльской, байкальской, салаирской и позднекаледонской (акадской), сам прогиб не испытывал при этом существенного сжатия. Скорость прогибания в це-

лом возрастала во времени, достигнув в раннем палеозое величины ~70 м/млн. лет. Комплекс осадков Верхояно-Колымского прогиба, ширина которого, вероятно, достигала ~800—1000 км, во многих местах вскрывается в непрерывном разрезе на расстоянии до нескольких десятков километров [11]. Консидиментационные разломы, с которыми были связаны скачкообразные изменения мощностей осадков, располагались в нем на расстоянии в несколько десятков километров друг от друга [13]. Между этими разломами, преобразованными впоследствии в надвиги, слои осадков залегают непрерывно, и на участках, не слишком сильно деформированных последующей складчатостью, параллельно (рис. 3, А, Б).

ОБРАЗОВАНИЕ ВЕРХОЯНСКОГО
ГЛУБОКОВОДНОГО ПРОГИБА
В РАННЕМ КАРБОНЕ

В середине раннего карбона на рубеже турнейского и визейского веков произошло новое поднятие поверхности коры выше уровня моря по краям Верхояно-Колымского прогиба и в прилегающих областях Сибирской платформы и Колымского массива. Поднятию было небольшим по амплитуде, кратковременным и местами сопровождалось кислым вулканизмом [9, 10, 15]. Вслед за этим в начале визейского века началось общее погружение Верхояно-Колымского прогиба, которое привело к накоплению мощного верхоянского комплекса терригенно-глинистых осадков.

Скорость погружения в визейское время сильно варьировала по площади. Быстрым оно было только в западной части рассматриваемой области — в Верхоянском прогибе (II) (см. рис. 2), в пределах будущего Верхоянского мегантиклинория. Ширина этого прогиба была, вероятно, ~300—400 км при длине ~1500 км. Погружение привело здесь к смене карбонатных пород турнейского возраста глинисто-кремнистыми осадками визейского яруса. Этот переход происходит на расстоянии в несколько десятков метров вверх по разрезу и часто сопровождается подводно-оползевыми горизонтами (рис. 4, II, III). Погружение произошло за время ~3—5 млн. лет. В глинисто-кремнистых осадках имеются прослой глинистых известняков. Следовательно, дно прогиба располагалось выше уровня компенсации карбоната кальция.

Переход от мелководных известняков нижнего карбона к осадкам верхоянского комплекса наблюдается в многочисленных разрезах, протяженность которых часто достигает нескольких километров и более [1]. Он практически повсеместно не сопровождается заметными угловыми несогласиями (рис. 5, А, В).

В позднем палеозое и мезозое область Верхояно-Колымской складчатой системы располагалась в высоких и средних широтах [28], где предельная глубина накопления карбоната кальция меньше, чем в тропиках. Поэтому сам по себе факт резкого изменения характера осадконакопления при образовании Верхоянского прогиба еще не может служить указанием на его значительную глубоководность. Существуют, однако, другие указания на большую начальную глубину прогиба. Предполагается, в частности, что от Сибирской платформы Верхоянский прогиб отделялся резким уступом [41, 19, 26]. В визейских осадках присутствуют многочисленные олистостромовые горизонты. Образование таких горизонтов связывается с оползанием блоков палеозойских пород в зонах значительного уклона дна вдоль сбросов, ограничивавших с запада Верхоянский прогиб [1]. Судя по тому, что ширина области распространения визейских олистостромов достигает нескольких десятков километров, начальная глубина прогиба могла быть весьма значительной.

На большую начальную глубину Верхоянского прогиба указывает также очень высокая мощность осадков — до 9—13 км, накопившихся в нем после погружения. Как показано ниже, в конце раннего карбона глубина прогиба h_0^0 могла достигать значения ~3—4 км.

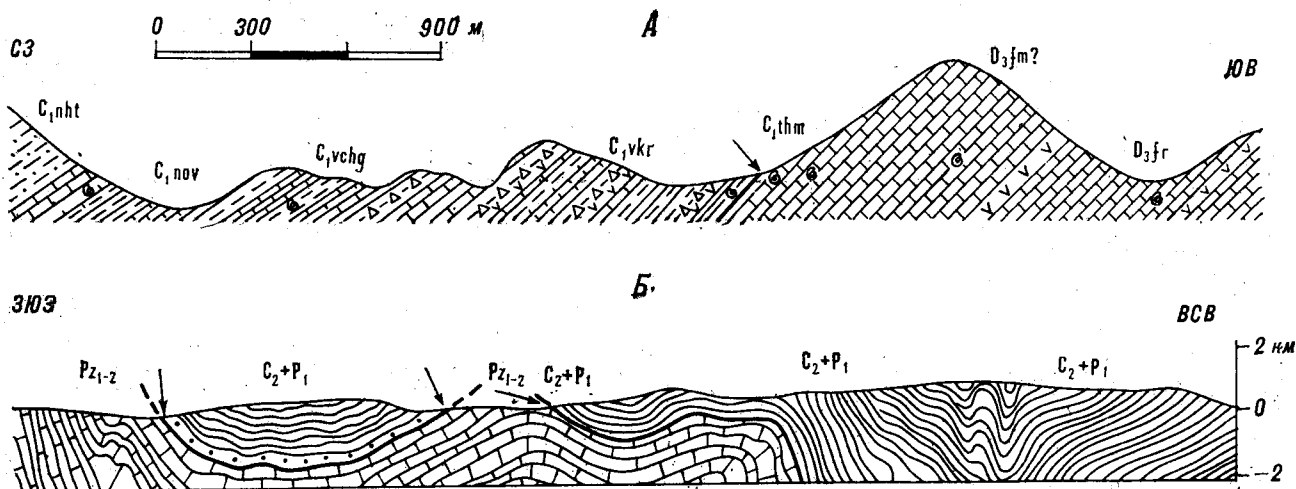


Рис. 5. Фрагменты геологических профилей южной части Верхоянского мегантиклинория (Сетте-Дабанского горст-антиклинория):

А — по [1], В — по [18]. Отчетливо видно отсутствие угловых несогласий

растяжения в основании относительно глубоководных отложений верхоянского комплекса, перекрывающих мелководные известняки верхнего девона — нижнего карбона (этот уровень обозначен стрелками).

ОБРАЗОВАНИЕ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ПРОГИБА В РАННЕМ ТРИАСЕ

В более восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы в Яно-Колымском (Яно-Индигирском) мегасинклинории (зоны III—V, см. рис. 2) позднепалеозойское погружение было незначительным [10, 15, 17]. Глубоководные прогибы здесь в это время не образовывались. В конце перми указанная область шириной ~500—600 км и длиной ~1500 км испытала слабое поднятие, сопровождавшееся небольшим размывом. После этого в начале триаса произошло быстрое погружение. В результате возник глубоководный Яно-Колымский прогиб шириной ~300—400 км (IV, см. рис. 2) [11, 12, 26]. Он охватывал центральную и восточную части Яно-Колымского мегасин-

клинория. В западной части мегасинклинория — в Яно-Охотской полосе пологих дислокаций шириной ~100—200 км (III) — сохранялись мелководные условия, и в дальнейшем в интенсивное погружение эта часть не вовлеклась [10] (см. рис. 4, IV).

Раннетриасовое погружение в различных частях Яно-Колымского прогиба произошло в индском веке за время в несколько миллионов лет. Оно привело к быстрой смене вверх по разрезу мелководных обломочных отложений верхней перми и низов индского яруса нижнего триаса глубоководными бескарбонатными алевроито-глинистыми кремнистыми отложениями индского и оленекского ярусов нижнего триаса (см. рис. 4, V). С эпохой поднятия и с началом последующего погружения были связаны слабые проявления среднего и основ-

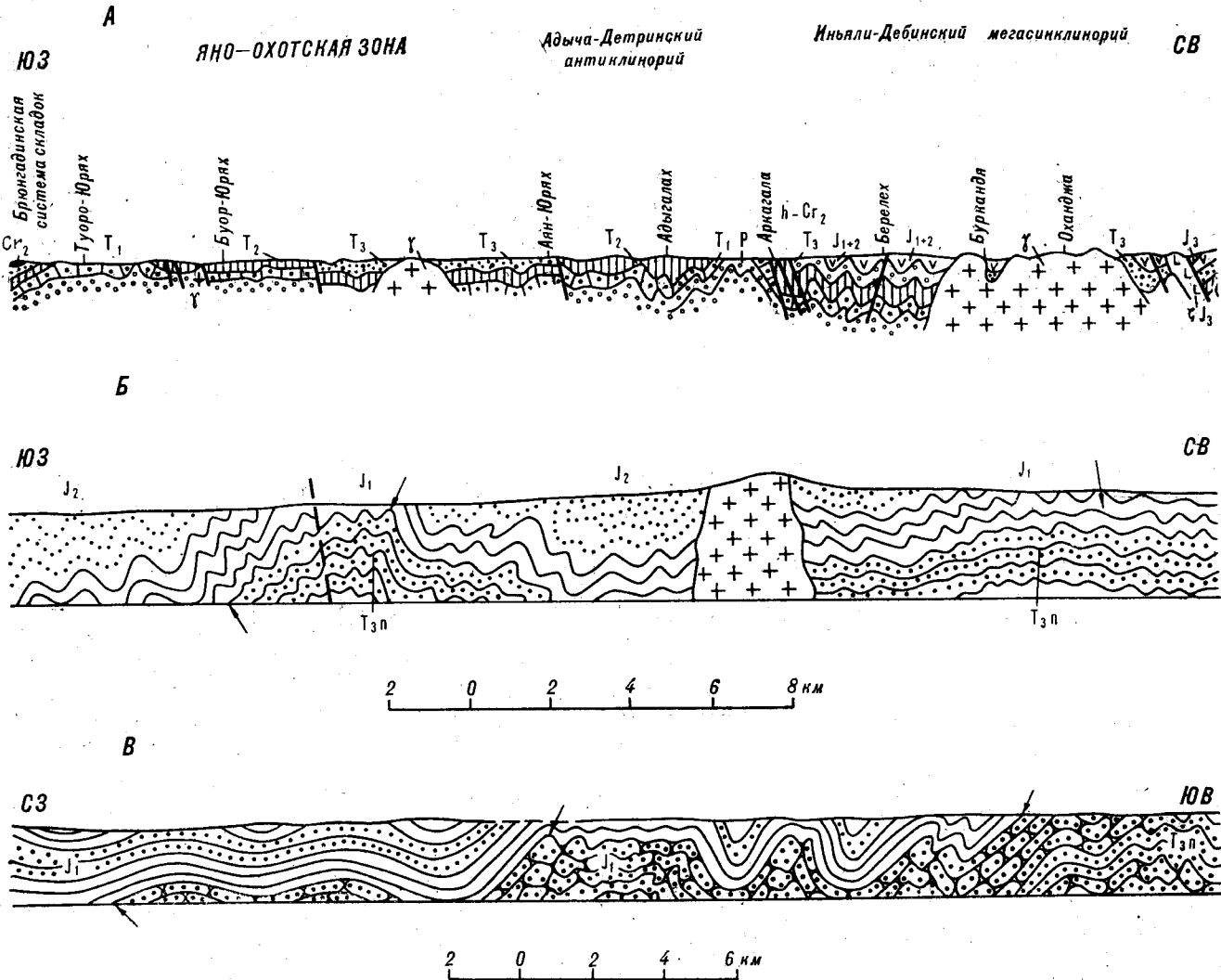


Рис. 6. Фрагменты геологических профилей Яно-Колымского (Яно-Индигирского) мегасинклинория. А — схематический разрез длиной ~200 км через Яно-Охотскую (Эльги-Кулиевскую) зону пологих дислокаций и сильно смятые отложения триаса и юры Яно-Колымского и Иньяли-Дебинского глубоководных прогибов (по [10]). Данный

разрез иллюстрирует различную интенсивность сжатия этих структур. Б, В — геологические профили центральной (Б) и северной (В) частей Иньяли-Дебинского мегасинклинория (по [18]). Отчетливо видно отсутствие угловых несогласий растяжения на обозначенной стрелками границе мелководных отложений верхов триаса (T_{3n}) и глубоководных глинистых сланцев нижней юры (J₁).

ного вулканизма — туфы, силлы, отдельные дайки.

Переход от мелководных отложений к глубоководным происходит на расстоянии от нескольких десятков до нескольких сотен метров вверх по разрезу. Этот переход хорошо виден в ряде крупных антиклинальных структур в области перехода от Яно-Охотской полосы пологих дислокаций (III, см. рис. 2) к Иньяли-Дебинскому мегасинклинию (V). Он не сопровождается заметными угловыми несогласиями (рис. 6, А).

Осадки описываемого прогиба, формировавшиеся с раннего до середины позднего триаса, по своему типу относятся к аспидной формации. Последняя большинством исследователей рассматривается как относительно глубоководная, характерная для начальных стадий развития геосинклинальных прогибов.

Во второй половине позднего триаса в Верхояно-Колымской складчатой системе началось воздымание коры, сопровождавшееся новой вспышкой среднего и основного вулканизма. В краевых частях Яно-Колымского прогиба оно привело к поднятию поверхности коры выше уровня моря и к ее слабому размыву. В осевой части прогиба, оставшейся погруженной, началось накопление турбидитов в связи с размывом в пределах Яно-Охотской зоны (III, см. рис. 2) и Колымского массива (VI). Флишевые отложения в крупных прогибах накапливаются обычно, когда их глубина оказывается $\geq 1-2$ км. Учитывая, что ко второй половине позднего триаса в прогибе уже накопилось 4—5 км глубоководных осадков аспидной формации, его начальную глубину h_0^0 в раннем триасе можно оценить ~ 3 км (см. ниже).

ОБРАЗОВАНИЕ ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКОГО ПРОГИБА В РАННЕЙ ЮРЕ

После поднятия в позднем триасе западная часть Яно-Колымского прогиба, отвечающая Адыча-Детринскому антиклинию (IV, см. рис. 2), в интенсивные погружения больше не вовлекалась. В восточной и центральной части Яно-Колымского прогиба — в области Иньяли-Дебинского мегасинклиория (V) — вслед за поднятием и обмелением последовало новое быстрое погружение [11, 26]. В результате флишеидные отложения верхов триаса местами с размывом были перекрыты глинисто-кремнистыми отложениями нижней юры (см. рис. 4, V). По времени погружение заняло ~ 1 млн. лет. Мощность переходных осадков, наблюдающихся в целом ряде протяженных разрезов складчато-надвиговых структур, варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров. Переход нигде не сопровождается уг-

ловыми несогласиями, так что слои триасовых и юрских пород на большом протяжении залегают параллельно (см. рис. 6, Б, В).

В результате погружения в рассматриваемой области в ранней юре восстановились глубоководные условия и образовался Иньяли-Дебинский прогиб (V, см. рис. 2) шириной $\sim 200-300$ км и длиной ~ 1500 км. В нем вновь началось накопление глинисто-кремнистых осадков аспидного типа, а в конце ранней юры они постепенно сменились типичным терригенным флишем. В начале верхней юры флишевые осадки перешли в мелководные отложения молассового типа. Суммарная мощность юрских отложений в Иньяли-Дебинском прогибе составляет 5—6 км. В конце средней и в начале поздней юры в прогибе имел место вулканизм от основного до кислого состава, интенсивность которого нарастала во времени. Как показано в следующем разделе, начальная глубина прогиба в ранней юре h_0^0 может быть оценена ~ 2 км, что хорошо согласуется с фациальным типом осадков.

В эпоху позднепалеозойских — раннемезозойских погружений континентальной коры в Верхоянском, Яно-Колымском и Иньяли-Дебинском прогибах к востоку от них на западной окраине Тихого океана существовала островная дуга [25]. Между этой дугой и указанными прогибами располагалась обширная континентальная область преимущественно с мелководными условиями осадконакопления — Колымо-Омолонский массив шириной ~ 1000 км. В таких условиях данные прогибы следует рассматривать как внутренние моря.

В поздней юре — раннем мелу в Верхояно-Колымской системе проявилась интенсивная складчатость. Она распространялась с востока на запад, захватив в средней юре западную окраину Колымского массива, а в конце раннего мела — Верхоянский прогиб. Сильное сжатие в 1,5—2 раза с образованием линейных складок и надвигов имело место в западной и восточной частях системы — в Верхоянском мегантиклиории (II) и в Иньяли-Дебинском мегасинклиории (V). В центральной части системы — в Яно-Охотской полосе пологих дислокаций (III) — сжатие в целом было слабым и проявилось в основном в узких приразломных зонах. Восточнее, в Адыча-Детринском антиклиории, который был захвачен быстрым погружением в раннем триасе, интенсивность деформаций заметно возрастает.

Существенной особенностью Верхояно-Колымской системы по сравнению с другими складчатыми поясами является отсутствие крупных блоков океанической литосферы с характерным для нее строением. Лишь в восточной части системы — в Иньяли-Дебинском мегасинклиории среди сильно дислоцированных

осадочных пород верхоянского комплекса встречаются отдельные тектонические блоки ультраосновных пород, ограниченные поверхностями скола [24]. Происхождение этих блоков остается неясным. Возможно, они представляют собой тектонические клинья докембрийской океанической коры, вошедшей после складчатости в состав фундамента восточной части Верхояно-Колымского прогиба и вновь вовлеченной в надвиговые дислокации в поздней юре.

ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА БЫСТРЫХ ПОГРУЖЕНИЙ

Как следует из вышеизложенного, в Верхояно-Колымской складчатой системе в фанерозойское время имели место три быстрых погружения континентальной коры большой амплитуды. Первое из них привело к образованию Верхоянского прогиба в раннем карбоне. Второе погружение в начале триаса образовало Яно-Колымский прогиб. Его центральная и восточная части вновь погрузились в ранней юре с образованием Иньяли-Дебинского прогиба.

В описанных прогибах глубокоководные осадки ложатся на мелкоководные отложения без существенных угловых несогласий, т. е. их слои залегают параллельно друг другу. Отсюда следует, что погружения не сопровождались сильным растяжением коры. Во всех трех случаях они развивались быстро — за время ~1—5 млн. лет. Столь быстрые погружения могли быть связаны только с эклогитизацией базальтового слоя. В Иньяли-Дебинском прогибе эклогитизация произошла в две последовательные стадии.

Всем трем погружениям предшествовали поднятия коры небольшой амплитуды, сопровождавшиеся вулканизмом относительно небольшой интенсивности. Эти явления можно связать с подходом к подошве литосферы, а затем к коре аномальной мантии с умеренной температурой. Напомним, что такие же явления имели место и перед большинством быстрых погружений в платформенных областях в раннее рассмотренных складчатых поясах [6, 7].

Верхоянский прогиб, образованный быстрым погружением большой амплитуды, и Иньяли-Дебинский прогиб, в котором дважды имело место быстрое погружение, были затем сжаты в 1,5—2 раза в процессе развития киммерийской складчатости. Сильное сжатие оказалось возможным благодаря резкому сокращению мощности коры и литосферы после разрушения базальтового слоя вследствие эклогитизации.

В западной части Яно-Колымского прогиба (в Адыча-Детринском антиклинории), где быстрое погружение произошло только один раз — в раннем триасе, интенсивность сжатия меньше, чем в Иньяли-Дебинском прогибе. В Яно-Охотской зоне пологих дислокаций, расположенной между Верхоянским и Яно-Колымским прогибами, осадочный чехол в целом испытал лишь слабое сжатие. Хотя в этой области в позднем палеозое и в раннем мезозое накопилось ~5 км осадков верхоянского комплекса [10], стадию быстрого погружения она не проходила. Поэтому литосфера сохранила здесь большую мощность и не испытала сильного сжатия (см. рис. 6, А). Таким образом, в Верхояно-Колымской складчатой системе наблюдается закономерность, характерная и для других ранее рассмотренных поясов — в интенсивную складчатость вовлекаются только те области с корой континентального типа, где проявилась быстрая эклогитизация [6, 7].

Характерной особенностью прогибов, образованных эклогитизацией в Верхояно-Колымской складчатой системе, являлась высокая скорость осадконакопления. В результате они вовлекались в складчатость уже после заполнения мощной толщей осадков. Мощностью осадков, накопившихся в прогибах, можно воспользоваться для оценки начальной глубины заполненных водой прогибов после эклогитизации. Обозначим h_0 — глубину морского бассейна, образовавшегося в результате эклогитизации, а ρ_0 — плотность воды. Пусть плотность и мощность осадков, накопившихся в прогибе после погружения, равны соответственно $\rho_{ос}$, $h_{ос}$. Обозначим $\rho_{а.м}$, $h_{а.м}$ — плотность и мощность расположенного под корой слоя аномальной мантии с пониженной плотностью. Плотность нормальной астеносферы, расположенной под аномальной мантией, обозначим $\rho_м$. Эта величина близка к плотности нормальной мантии в литосфере в стабильных областях [3]. Если эклогитизация произошла в платформенной области, то используя условие изостатического равновесия, находим

$$h_0^0 - h_0 = \frac{\rho_м - \rho_{ос}}{\rho_м - \rho_0} h_{ос} + \Delta h_0 - \Delta h_0^0, \quad (3)$$

где

$$\Delta h_0 = \frac{\rho_м - \rho_{а.м}}{\rho_м - \rho_0} h_{а.м}, \quad \Delta h_0^0 = \frac{\rho_м - \rho_{а.м}}{\rho_м - \rho_0} h_{а.м}^0. \quad (4)$$

Верхним индексом 0 отмечены значения величин в начальный момент времени, сразу же после окончания эклогитизации.

Величина Δh_0 представляет собой добавочное поднятие коры, связанное с наличием под ней слоя аномальной мантии. Максимальное значение $\Delta h_0 \sim 2,5$ км характерно для осевых

вон срединно-океанических хребтов, под которыми расположена сильно разуплотненная аномальная мантия с очень высокой температурой ($\sim 1300^\circ\text{C}$). Эклогитизация происходит при значительно более низкой температуре аномальной мантии ($\sim 800^\circ\text{C}$), при которой аномальная мантия имеет более высокую плотность. Поэтому можно полагать, что добавочное поднятие дна прогиба в этом случае должно быть в несколько раз меньше: $\Delta h_0 \sim 0,5-1$ км. Действительно, поднятия коры в платформенных областях, предшествовавшие быстрой эклогитизации, развивавшейся за короткое время порядка нескольких миллионов лет, во всех рассмотренных складчатых поясах были невелики. Поверхность коры при этом обычно поднималась от уровня шельфа глубиной $\sim 100-200$ м до высоты в несколько сотен метров над уровнем моря.

Компенсация осадками Верхоянского прогиба в конце перми произошла после накопления в нем до 9—13 км осадков. В эту эпоху в окружающих областях имело место слабое поднятие коры, вероятно, связанное с подходом к ней аномальной мантии. Величина поднятия была примерно такой же, как и перед погружением в раннем карбоне. Поэтому в формуле (3) можно положить $\Delta h_0 \approx \Delta h_0^0$. В конце перми морской прогиб был заполнен осадками. Об этом свидетельствует появление угленосных отложений (см. рис. 4, II, III). В результате глубина заполненной водой прогиба стала равной нулю: $h_0 = 0$. Положим плотность мантии $\rho_m = 3,35$ г/см³, плотность и мощность слоя осадков $\rho_{oc} = 2,55$ г/см³, $h_{oc} \sim 9-13$ км, плотность морской воды $\rho_0 = 1,03$ г/см³. Тогда для начальной глубины прогиба в раннем карбоне из (3) находим

$$h_0^0 \sim 3,1 \div 4,3 \text{ км.} \quad (5)$$

Это значение примерно соответствует глубине некоторых недавно образовавшихся прогибов внутренних и краевых морей с сильно утоненной корой. Так, глубина ≈ 3 км характерна, например, для центральной части Тирренского моря и Алжиро-Прованского бассейна.

Выражение (5) дает максимальную возможную начальную глубину прогиба при условии, что вся эклогитизация развилась во время быстрого погружения в раннем карбоне. Если

же эклогитизация продолжала развиваться и в дальнейшем, то начальная глубина прогиба была меньше значения, вычисленного по (5).

В Яно-Колымском прогибе в результате первого погружения к середине позднего триаса накопилось 4—5 км глубоководных глинистых осадков. В конце триаса здесь имело место поднятие такого же масштаба, как и перед погружением, так что можно положить $\Delta h_0 \approx \Delta h_0^0$. В прогибе во второй половине позднего триаса накапливался флиш, т. е. его глубина h_0 была ≥ 1 км. Используя эти данные вместе с принятыми выше значениями остальных параметров, для максимальной начальной глубины прогиба в раннем триасе из (3) находим:

$$h_0^0 \geq 3 \text{ км.} \quad (6)$$

После второго погружения в пределах Яно-Колымского прогиба в ранней юре в сформировавшемся Иньяли-Дебинском прогибе накопилось еще 5—6 км осадков флишевого и молассового типа. Затем в эпоху нового поднятия в конце средней — начале поздней юры прогиб обмелел ($h_0 = 0$) и был впоследствии смят. Это позволяет оценить его начальную глубину после погружения в ранней юре как

$$h_0^0 \sim 1,7 \div 2,1 \text{ км.} \quad (7)$$

В Верхояно-Колымской складчатой системе до быстрых погружений имели место медленные погружения континентальной коры, происходившие в платформенных условиях. Благодаря большой длительности развития, они привели к образованию глубокого платформенного осадочного бассейна — Верхояно-Колымского прогиба. Механизм его образования представляет самостоятельный интерес. В Северо-Американских Кордильерах, которые будут рассмотрены в следующей статье, погружения континентальной коры развивались достаточно сходным образом. Вначале в платформенных условиях в них происходили медленные компенсированные погружения, которые приводили к образованию глубоких осадочных бассейнов, а затем начинались быстрые погружения. Поэтому механизм медленных погружений большой амплитуды будет рассмотрен в следующей статье с использованием большего количества фактического материала.

ПРИЛОЖЕНИЕ

СТРУКТУРЫ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ ПРИ СРЫВЕ КРУПНЫХ БЛОКОВ С ВЯЗКО РАСТЯГИВАЮЩЕЙСЯ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Рассмотрим характерные особенности структур, возникающих при срыве с вязко растягивающейся нижней части литосферы крупных блоков, в дальнейшем не испытывающих вращения (рис. 7). В этом случае на поверхности блоков глубоководные осадки

отлагаются без угловых несогласий — параллельно слоям мелководных отложений. Между блоками при сильном растяжении возникают широкие промежутки, которые покрывают порядка половины площади прогиба. В этих промежутках глубоководные осадки мо-

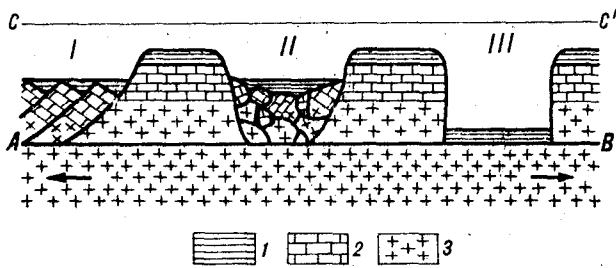


Рис. 7. Основные типы структур, возникающих при растяжении литосферы, связанном с образованием широких блоков, испытывающих скольжение без вращения вдоль поверхности срыва АВ.

1 — слой глубоководных осадков, 2 — слой мелководных осадков, 3 — кристаллические породы, СС' — уровень моря.

гут перекрывать сильно наклонившиеся узкие блоки (область I) или меланж обломков пород неправильной формы (область II). Кроме того, глубоководные осадки могут ложиться непосредственно на поверхность срыва (область III).

Структуры, показанные в области I на рис. 7, относятся к тому же типу, что и структуры на рис. 1. Единственное отличие состоит в том, что при срыве с фундамента широких блоков узкие наклонные блоки покрывают только часть прогиба. Их наклон должен компенсировать, однако, растяжение коры по всей его площади. Поэтому угловые несогласия оказываются еще более значительными, чем при растяжении по схеме рис. 1.

Во втором случае (область II) слои мелководных отложений в глыбах пород между блоками оказываются наклоненными под различными углами, в среднем составляющими $\sim 45^\circ$. Это также создает большие несогласия между мелководными и глубоководными осадками.

В третьем случае, когда глубоководные осадки между блоками ложатся непосредственно на поверхность срыва, они перекрывают там гораздо более древние породы. При этом на блоках и между блоками (в области III) глубоководные осадки оказываются залегающими на существование различных пород.

Структуры типа изображенных в областях II, III на рис. 7 могут быть легко выявлены при наличии до-

статочного количества разрезов, в которых вскрывается переход от глубоководных осадков к подстилающим породам. В действительности, в складчатых поясах такие структуры наблюдаются лишь в отдельных исключительных случаях и на небольших участках. Поэтому растяжение по этим схемам не играет существенной роли в образовании крупных глубоких прогибов на континентальной коре.

Предлагалась еще одна возможная схема растяжения, не сопровождающегося образованием наклонных блоков. Она связана с формированием сбросов с очень малым углом падения порядка 5° , вдоль которых происходит смещение удаляющихся друг от друга жестких блоков литосферы [34]. При растяжении литосферы максимальные напряжения сдвига возникают в плоскости, ориентированной под углом $\sim 45^\circ$ к горизонтальной плоскости. Поэтому большинство сбросов имеет угол падения, близкий к этому значению. На плоскости, ориентированные под малыми углами к горизонтальной плоскости, действуют малые сдвиговые напряжения. Поэтому очень трудно образовать в литосфере сбросы с малыми углами падения без формирования разломов с обычными углами падения $\sim 40-50^\circ$.

Здесь не будем обсуждать этот механизм с физической точки зрения. Достаточно сказать, что при наличии сбросов с малыми углами падения молодые породы будут налегать на древние с выпадением из разреза некоторых его частей [34]. Для большинства глубоких прогибов на континентальной коре в складчатых поясах характерны практически непрерывные по возрасту последовательности осадочных слоев. Выпадение слоев обычно наблюдается в связи с региональными разрывами, в частности, перед быстрым погружением. Разрыв в основании глубоководных осадков имеет отчетливо выраженный эрозионный характер. Он всегда может быть легко отличен от тектонических смещений блоков вдоль сбросов с малыми углами падения.

Параллельное расположение всех слоев в осадочном чехле может быть сохранено только при растяжении вязкого слоя, полностью однородного в горизонтальной плоскости. В складчатых поясах мелководные породы обычно представлены известняками, песчаниками и алевролитами. Эти породы неспособны к однородному вязкому растяжению большой величины. В таких случаях они раскалываются на отдельные блоки, что сопровождается выраженным будиномжем.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов Б. С.* Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана (Южное Верхоянье). М.: Наука, 1970.
2. *Абрамов Б. С.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. Новосибирск. Наука, 1979.
3. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979.
4. *Артюшков Е. В., Беэр М. А. и др.* Механизм образования геосинклинальных поясов.— Сов. геол., 1982, № 1.
5. *Артюшков Е. В., Беэр М. А. и др.* Механизм образования складчатых поясов.— Сов. геол., 1982, № 9.
6. *Артюшков Е. В., Беэр М. А.* О роли вертикальных и горизонтальных движений в образовании прогибов на континентальной коре в складчатых поясах.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1983, № 9.
7. *Артюшков Е. В., Беэр М. А.* Механизм образования глубоких прогибов на континентальной коре Урала, Аппалачей и Скандинавских каледонид.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1984, № 4.
8. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. М.: Недра, 1966.
9. Геология СССР. Т. 18. Западная часть Якутской АССР. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1970, 1971.
10. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1970.
11. *Гусев Г. С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979.
12. *Дагис А. С., Артюшков Ю. В., Бычков Ю. М.* Стратиграфия триасовой системы северо-востока Азии. М.: Наука, 1979.
13. *Константиновский А. А.* Строение и история развития Южно-Верхоянской складчатой области. Автореф. канд. дис. М., 1969.
14. *Константиновский А. А.* К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений хр. Черского.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 8.
15. *Коростелев В. И.* Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982.
16. *Косыгин Ю. А.* Тектоника, М.: Недра, 1969.

17. Мерляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омурского поднятия (Северо-Восток СССР). М.: Наука, 1971.
18. Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964.
19. Путеводитель экскурсии 13 сессии Научного совета СО АН СССР по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск, 1980.
20. Пуцаровский Ю. М. Приверхоанский прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1960.
21. Райт Л., Троксел Б. Строение Провинции Бассейнов и Хребтов как результат неглубоких разрывов (юго-западная часть Большого Бассейна).— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
22. Семизатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974.
23. Тильман С. М. Тектоника и металлогения Северо-Востока СССР.— Сов. геол., 1982, № 1.
24. Тильман С. М., Бялобжеский С. Г. и др. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
25. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979.
26. Чехов А. Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синкли-
 норья.— В кн.: Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
27. Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— ДАН СССР, 1977, т. 234, № 5.
28. Irving E. Drift of the major continental blocks since the Devonian.— Nature, 1977, v. 270, N 5635.
29. Le Pichon X., Subuet J. C. Passive margins: a model of formation.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, N B5.
30. McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins.— Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, N 1.
31. McKenzie D. Active tectonics of the Alpine — Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions.— Geophys. J. R. Astron. Soc., 1978, v. 55, N 1.
32. Morton W. H., Black R. Crustal attenuation in Afar.— In: Afar Depression of Ethiopia, ed. by A. Pilger and A. Rösler, Stuttgart, 1975.
33. Sclater J. G., Royden L. et al. The formation of the Intra — Carpathian basins as determined from subsidence data.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1980, v. 51.
34. Wernicke B., Burchfiel B. C. Modes of extensional tectonics.— J. of Structural Geology, 1982, v. 4, N 2.

Институт физики Земли АН СССР
 Москва

Поступила в редакцию
 23 августа 1983 г.

А. М. Городницкий

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И КИНЕМАТИКА ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ

Изложены результаты экспериментальных геомагнитных исследований, выполненных в последние годы в северо-западной части Тихого океана судами Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. Приведены новые данные о структуре аномального магнит-

Северо-западная часть Тихого океана, представляющая собой один из важнейших для геологического изучения регионов Мирового океана, до последнего времени в геомагнитном отношении была исследована крайне неравномерно. Относительно хорошо в региональном плане были изучены области островных дуг и прилегающих глубоководных желобов, а также Северо-Западная котловина. Вместе с тем такие важные морфотектонические структуры, как возвышенность Шатского, возвышенность Хесса, Императорский разлом, значительная часть Императорского хребта, а также системы подводных вулканов на океаническом ложе, оставались слабо изученными.

Совместные японские и американские геомагнитные исследования, проведенные в 60-е гг. в Северо-Западной котловине Тихого океана, выявили здесь системы линейных магнитных аномалий. Изучение геохронологической природы этих аномалий и данные глубоководного бурения позволили установить, что возраст их меняется от 108 почти до 160 млн. лет. Съёмки дали возможность продолжить магнитогеохронологическую шкалу на поздний мезозой и создать основу для идентификации наблюдаемых аномалий.

Детальные полигонные геомагнитные съёмки в районе возвышенности Шатского и примыкающей части Северо-Западной котловины с измерением модуля полного вектора геомагнитного поля были выполнены в 56-м рейсе НИС «Витязь», 12-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [6], а также в 21-м и 23-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев» [2] (рис. 1). Геомагнитные съёмки производились с помощью квантового буксируемого магнитометра КМ-2 и протонного буксируемого магнитометра МПМ-5 по сети галсов, координирование ко-

ного поля в районах возвышенностей Шатского и Хесса, Императорского разлома, а также результаты палеомагнитного изучения подводных гор. На основе палеомагнитного моделирования исследуется кинематика Тихоокеанской плиты в позднем мезозое и кайнозое.

торых осуществлялось с использованием спутников. Средняя квадратичная погрешность съёмки не превышала 10—12 нТ. По результатам проведенных полигонных съёмок составлена сводная карта аномального магнитного поля T_a для района Северо-Западной котловины, примыкающей к возвышенности Шатского (рис. 2). Анализ карты свидетельствует, что в пределах изученной площади развиты отчетливо прослеживающиеся линейные аномалии магнитного поля. Подножие возвышенности Шатского отмечается широкой полосой отрицательных значений поля (см. рис. 2).

С целью идентификации линейных магнитных аномалий рассчитана модель от прямо и обратно намагниченных блоков магнитоактивного слоя океанической коры для одного из профилей, проходящего в пределах площади съёмки и ориентированного вкrest простирающейся системы линейных аномалий [2]. Для расчетов использована инверсионная магнитогеохронологическая шкала Р. Ларсена и Т. Хилде для интервала времени 122—133 млн. лет. Было принято, что мощность магнитоактивного слоя составляет 0,5 км, глубина его кровли 5 км, наклонение намагничения 15° , азимут 120° , шаг между расчетными точками 0,5 км. Рассчитанная инверсионная модель позволила идентифицировать линейные магнитные аномалии на площади съёмки от аномалии М-10 до М-13 (рис. 3). Это дает возможность датировать возраст дна района 122—130 млн. лет.

Анализ карты изодинамы T_a позволяет установить, что на фоне линейной структуры аномального магнитного поля в котловине отмечаются ее нарушения, ортогональные основному северо-восточному простираению системы линейных аномалий, а также отдельные изометричные аномалии. Это указывает на гете-

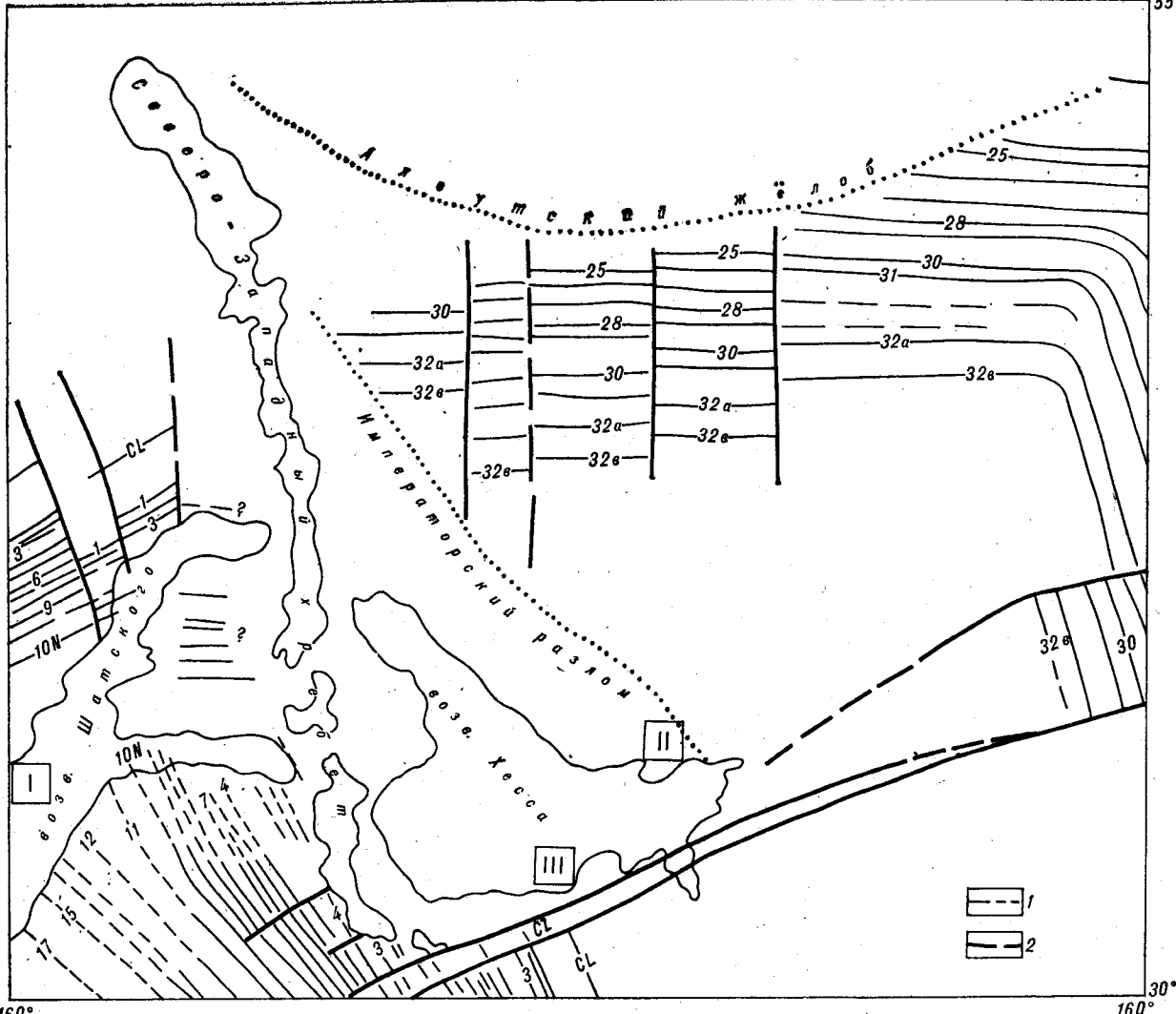


Рис. 1. Схема расположения линейных магнитных аномалий и полигонов детальной геомагнитной съемки, выполненной НИС «Дмитрий Менделеев» в северной части Тихого океана.

I — полигон на возвышенности Шатского, II — полигон на участке Императорского разлома, III — полигон на возвышенности Хесса. Цифрами и буквами показаны номера идентифицированных магнитных аномалий; 1 — оси магнитных аномалий; 2 — трансформные разломы.

рогенную структуру верхней части магнитоактивного слоя, которая проявляется лишь при детальном изучении тонкой структуры поля. По морфологии магнитного поля можно наметить ряд дизъюнктивных нарушений, субпараллельных выделенным ранее трансформным разломам (см. рис. 2).

Наряду с детальной модельной геомагнитной съемкой в 21-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в пределах полигона была проведена также компонентная магнитная съемка с магнитометром КМ-3 [1], по результатам которой построены карты вертикальной и горизонтальной компонент геомагнитного поля (рис. 4).

В пределах изученной части западного склона возвышенности Шатского характер аномального магнитного поля меняется. Здесь выявлены кулисообразные аномалии интенсив-

ностью 200—500 нТ. При этом у подножия северного склона зарегистрированы отрицательные аномалии до -600 нТ. В целом система аномалий в зоне перехода от Северо-Западной котловины к возвышенности Шатского несогласна по отношению к системе линейных аномалий котловины. Выявленная интенсивная отрицательная аномалия маркирует, по-видимому, положение тектонического шва и приурочена к отчетливо выраженному в рельефе подножию уступа (рис. 5), который ограничивает с севера и запада центральный купол возвышенности.

Для выяснения природы этой аномалии было предпринято моделирование аномального магнитного поля окраинной части возвышенности Шатского. Геологический разрез при этом аппроксимировался серией вертикальных призм

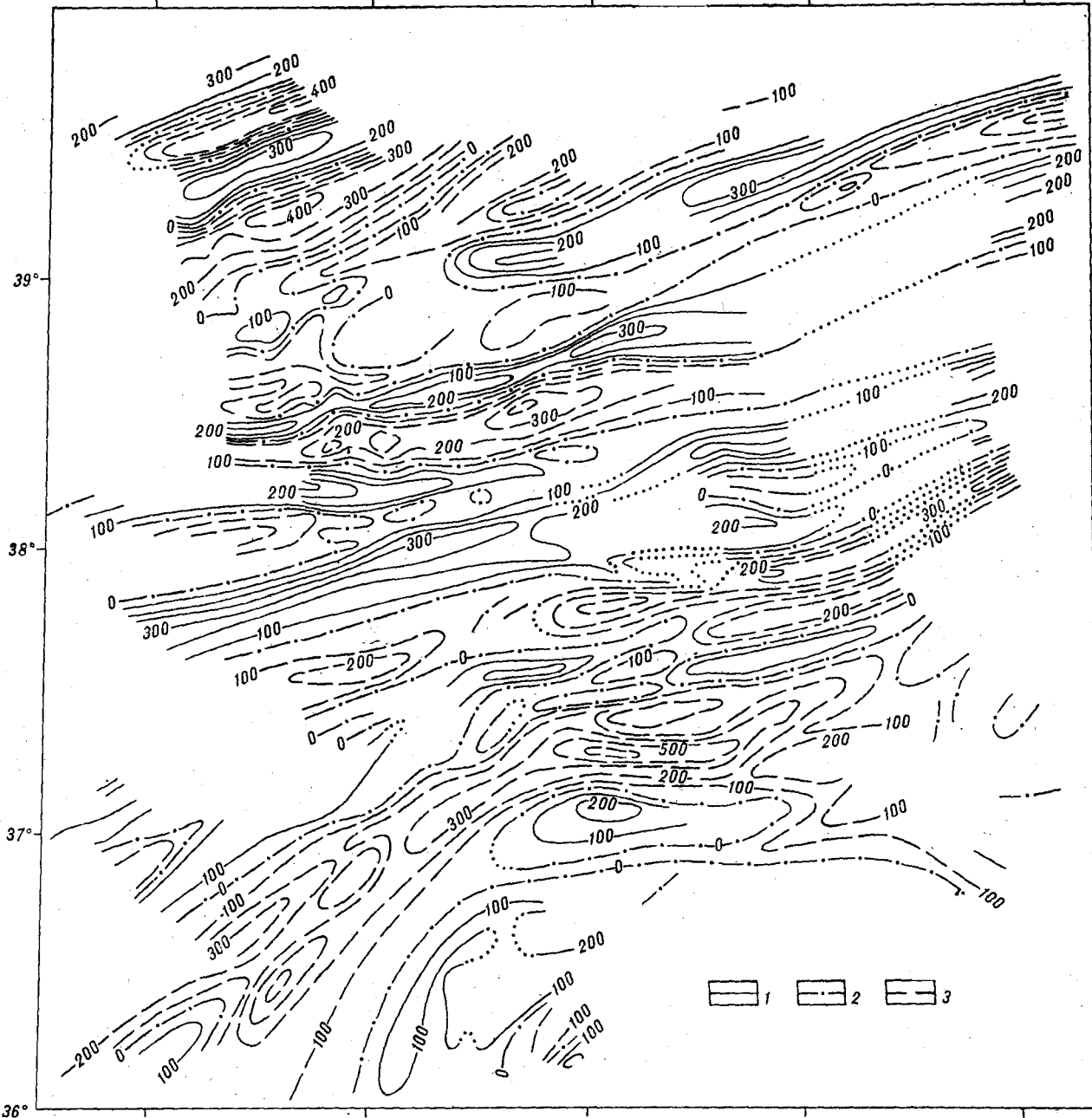


Рис. 2. Карта изодинам аномального магнитного поля для района Северо-Западной котловины Тихого океана, при-
мыкающей к возвышенности Шатского [2].

1 — изодинамы положительных значений T_a , 2 — нулевая линия, 3 — изодинамы отрицательных значений T_a в нТ. Сечение изодинамы 100 нТ.

с различной интенсивностью и знаком намагничивания. Положение расчетного профиля и схема магнитного моделирования приведены на рис. 5. Решение прямой задачи показало, что рельеф дна не дает существенного вклада в аномальное магнитное поле (см. рис. 5). Поэтому дальнейшие расчеты велись на основе предположения о тектонической неоднородности магнитоактивного слоя. При этом перво-

начально была подобрана модель по полю T_a при условии, что возвышенность Шатского образовалась в месте ее современного положения. Однако проверка такой модели по вертикальной компоненте магнитного поля Z не подтвердила предположения. Тогда была просчитана серия модельных кривых по T_a и Z_a при последовательном изменении значений угла магнитного наклона вектора с интервалом 5°

до их наилучшего совпадения с наблюдаемыми кривыми. Как показали расчеты, наилучшее совпадение модельных кривых с экспериментальными имеет место при палеомагнитной широте -15° .

Полученные данные, таким образом, свидетельствуют о близэкваториальном образовании возвышенности Шатского и о ее перемещении с эпохи образования до настоящего времени в северном направлении на угловое расстояние около 35° [2]. Такая миграция возвышенности Шатского коррелируется с данными драгирования, проведенного в 21-м и 23-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев», указывающими на приповерхностный или субаэральный характер базальтовых излияний на возвышенности. Количественные оценки показывают, что вертикальное опускание возвышенности Шатского от уровня воды до современной глубины хорошо согласуется с ее горизонтальным перемещением в северо-западном направлении.

Результаты магнитного моделирования указывают также, что возвышенность Шатского в пределах изученной площади имеет сложное тектоническое строение и сложена породами, различными по намагниченности.

В 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» была проведена детальная геомагнитная съемка в общем комплексе геолого-геофизических исследований на полигоне в юго-восточной части возвышенности Хесса (см. рис. 1), представляющей собой одну из наиболее интересных и в то же время наименее изученных морфоструктур в северо-западной части Тихого океана. До настоящего времени в геомагнитном отношении район возвышенности Хесса изучен довольно слабо. Геомагнитные измерения проводились здесь научно-исследовательскими судами США «Кана-Кеоки» и «Гломар Челленджер» только по отдельным маршрутам. Полигонная геомагнитная съемка в 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» была проведена в юго-восточной части возвышенности Хесса в зоне ее перехода к Северо-Восточной котловине. Анализ составленной в результате съемки схематической карты аномального магнитного поля (рис. 6) показывает, что структура его характеризуется здесь изометрическими аномалиями с размахом отдельных до 800 нТ и горизонтальными градиентами поля более 100 нТ/км при периоде аномалий от 10 до 70 км. Сопоставление с данными геоморфологической съемки свидетельствует о том, что короткопериодная часть спектра аномалий связана с локальными поднятиями и дизъюнктивными нарушениями. Расчет глубин залегания верхних кромок магнитовозмущающих объектов показывает, что они соизмеримы с глубинами дна. Это может служить косвенным указанием на отсутствие на возвышенности Хесса

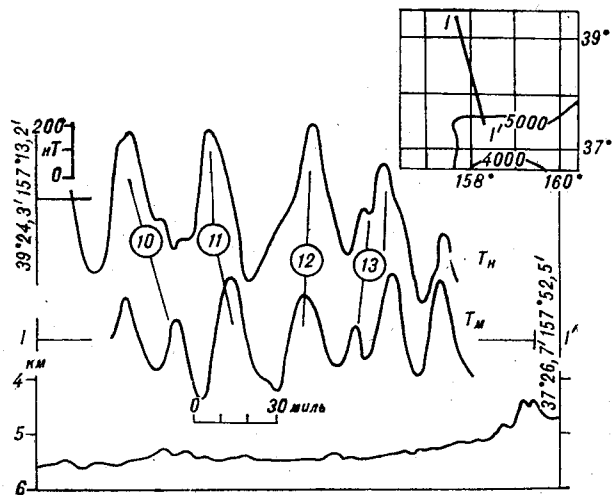


Рис. 3. Сопоставление экспериментальных (T_n) и модельных (T_m) идентифицированных аномалий магнитного поля по профилю в районе Северо-Западной котловины, примыкающей к возвышенности Шатского. Скорость спрединга 1 см/год. Положение профиля указано на врезке. Цифры в кружках — номера идентифицированных аномалий.

рыхлых отложений значительной мощности. Величина расчетной намагниченности $10 \div 20$ А/м позволяет предположить вулканическую природу возвышенности Хесса. Наиболее интенсивные аномалии магнитного поля с размахом более $600-700$ нТ отмечены над западными и юго-восточными склонами возвышенности Хесса, а также над четко выраженными депрессиями в рельефе. Большие амплитуды этих аномалий и характер расположения позволяют предположить их тектоническую природу. Для юго-восточной части возвышенности Хесса, как видно из карты изодинам аномального магнитного поля (см. рис. 6), отмечается преобладающее простирание линеаментов поля с северо-востока на юго-запад. К нижней части юго-восточного склона приурочена интенсивная положительная аномалия. Сама возвышенность Хесса в пределах полигона характеризуется отрицательными значениями поля. Отрицательная аномалия в центральной части полигона связана с депрессией в акустическом фундаменте, засыпанной осадками. Спектральный анализ магнитных аномалий и оценка глубины залегания верхних кромок магнитных объектов позволяет выделить два уровня их глубин. Это дает возможность предполагать, что структура аномального магнитного поля в изученной части возвышенности Хесса определяется суперпозицией аномальных полей от современной поверхности магнитоактивного слоя (подводные горы, поверхность базальтового слоя) и от глубинных магнитных объектов (вулканические корни, магнитный материал в разломах). По данным магнитной съемки мож-

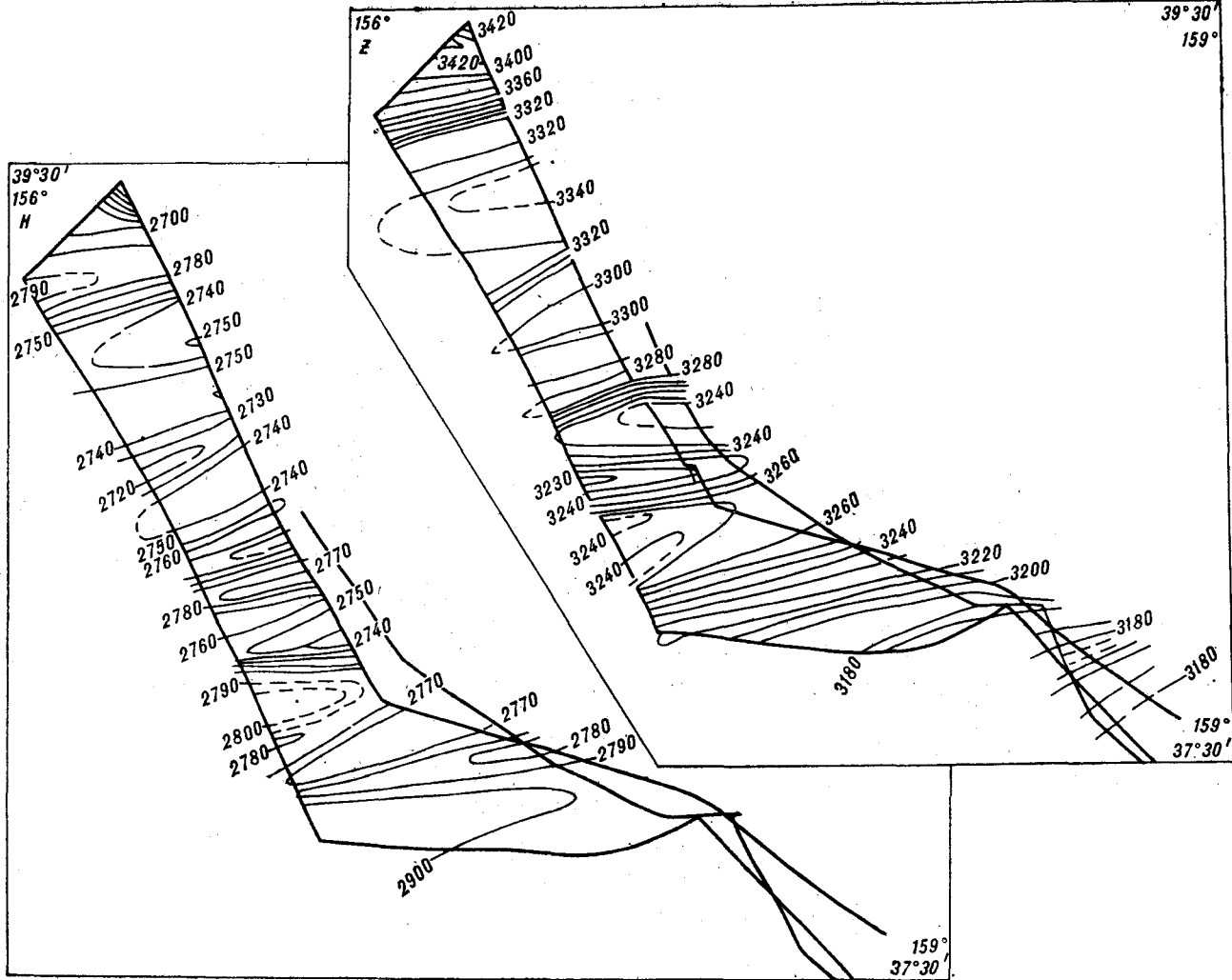


Рис. 4. Карты изодинам Z и H (в нТ) по данным компонентной съемки.

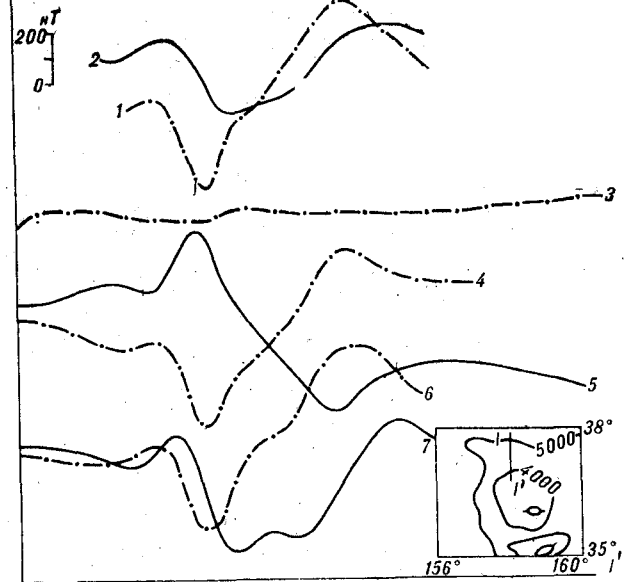
но наметить два основных простирания дизъюнктивных нарушений: северо-восточное и северо-западное.

Сравнение структуры аномального магнитного поля для возвышенностей Хесса и Шатского указывает на их некоторое различие: 1) интенсивность аномалий в пределах изученной части возвышенности Хесса, где размах аномалий достигает 600 нТ, значительно больше, чем на возвышенности Шатского; 2) на возвышенности Хесса отмечаются локальные короткопериодные аномалии, связанные, по-видимому, с вулканическими постройками, в то время как аномальное поле на возвышенности Шатского имеет сглаженный характер, и короткопериодные аномалии над подводными горами не отмечаются; 3) над нижней частью склона, ограничивающего возвышенность Хесса, отмечается положительная аномалия, связанная предположительно с тектоническим швом. Над аналогичной структурой у подно-

жья возвышенности Шатского зарегистрирована отрицательная аномалия.

В целом, анализ результатов геомагнитной съемки в районе возвышенности Хесса дает возможность предполагать, что она представляет собой вулканический массив, осложненный системами разрывных нарушений. Магнитная геохронология этого района затруднена ввиду отсутствия здесь идентифицированных магнитных аномалий.

Одной из наименее изученных в геомагнитном отношении дизъюнктивных структур Тихого океана является Императорский разлом, прослеживающийся с северо-запада на юго-восток от северного окончания Императорского хребта до трансформного разлома Мендосино. Императорский разлом располагается в пределах так называемой «зоны спокойного магнитного поля», которая в настоящее время изучена недостаточно. В соответствии с магнитной геохронологической шкалой эта зона занимает



Модель строения магнитоактивного слоя

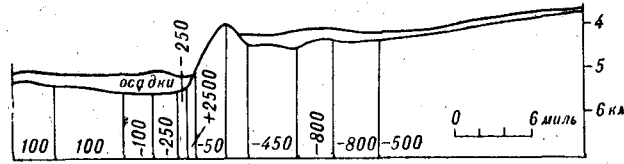


Рис. 5. Моделирование аномального магнитного поля над северным склоном возвышенности Шатского. Положение профиля показано на врезке.

1 — наблюдаемое поле T_a ; 2 — наблюдаемое поле Z_a ; 3 — модельное поле T_a от рельефа дна при условии однородной намагниченности; 4, 5 — модельные поля T_a и Z_a при неоднородной намагниченности на современной широте, 6, 7 — то же при неоднородной намагниченности на широте 15° . Цифрами на модели показаны принятые значения намагниченности, в А/м.

хронологический интервал между аномалиями 33 и 34 (82—86 млн. лет) и аномалиями мезозойской системы (от 107 млн. лет). Этот интервал, приходящийся на поздний мел и характеризующийся отсутствием инверсий геомагнитного поля, трудно поддается магнитному геохронологическому анализу. В своей северной части Императорский разлом соприкасается с идентифицированными линейными аномалиями 32А и 32В, имеющими субширотное простирание (см. рис. 1). К западу от северной части разлома за пределами Императорского хребта прослежены мезозойские аномалии М-0, М-1 и М-3. Сведения об аномальном магнитном поле в зоне Императорского разлома в литературе отсутствовали.

В 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» была произведена детальная геомагнитная съемка совместно с геоморфологической и геофизической съемкой в юго-западной части Императорского разлома, на полигоне $37^\circ 00' - 38^\circ 20'$ с. ш. и $175^\circ 30' - 177^\circ 30'$ з. д. (см. рис. 1).

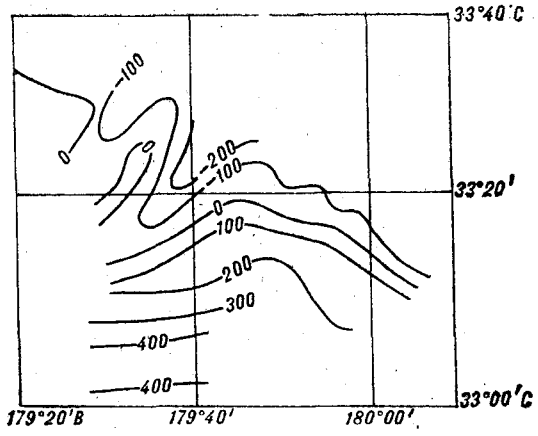


Рис. 6. Карта изодинам T_a для участка возвышенности Хесса в нТ.

Геомагнитная съемка выполнялась по сети галсов, ориентированных вкрест простирания Императорского разлома, а также по продольным галсам на северо-восточном и юго-западном бортах разлома. Среднее расстояние между галсами 7 миль. По результатам геомагнитной съемки на полигоне, квадратичная погрешность которой составила около 10 нТ, построена первая карта аномального магнитного поля в районе Императорского разлома (рис. 7).

Как показывает анализ карты, структура аномального магнитного поля в юго-западной части Императорского разлома характеризуется интенсивными положительными и отрицательными аномалиями с размахом более 400 нТ при горизонтальном градиенте поля более 100 нТ/км. При этом наблюдается общая закономерность в изменении характера аномального магнитного поля вкрест простирания разлома. Над юго-восточным бортом разлома, ограниченным изобатой 5000 м, зарегистрирована зона отрицательных аномалий, которые коррелируют по соседним профилям. К юго-западному крутому склону ущелья приурочена небольшая положительная аномалия. Ось разлома характеризуется пониженными значениями поля с амплитудами не более 50 нТ. Далее при переходе к северо-восточному склону наблюдается смена знака аномалий от отрицательного к положительному. Над северо-восточным бортом разлома отмечается положительная аномалия интенсивностью 100—200 нТ. На этом фоне выделяется зона отрицательных аномалий субширотного простирания в центральной части полигона, к которой приурочена подводная гора высотой 1230 м. Возможно, эта аномалия связана с субширотной дизъюнктивной зоной, пересекающей Императорский разлом.

Общее простирание зон магнитных аномалий с северо-запада на юго-восток примерно соот-

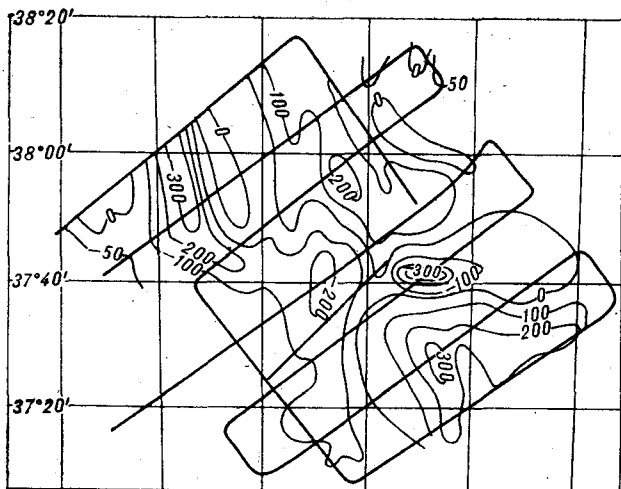


Рис. 7. Карта изодинам T_a для полигона в зоне Императорского разлома в НТ.

ветствует простиранию Императорского разлома. Это дает основание предполагать, что описанные аномалии зоны имеют тектоническую природу. Вместе с тем сопоставление простирания субмеридиональных аномалий с генеральным простиранием систем магнитных аномалий в Северо-Восточной и Северо-Западной котловинах указывает на то, что не исключена возможность отождествления этих аномалий с общей системой линейных аномалий.

При сопоставлении геомагнитных данных с рельефом акустического фундамента по НСП отмечается высокая степень их корреляции. Так, описанная выше широтная полоса отрицательных аномалий приурочена к зоне тектонической раздробленности, отмеченной на профилях НСП. Обращает на себя внимание то, что указанная широтная зона расположена на продолжении трансформного разлома Сервейер.

Для исследования кинематики Тихоокеанской плиты в мезозое и кайнозое большое значение имеет палеомагнитное изучение магнитных объектов в северо-западной части Тихого океана и прежде всего подводных гор вулканического происхождения. Их широкое распространение в пределах северо-западной части Тихого океана, большой диапазон возрастов — от мелового до современного, а также наличие независимых данных для корреляции результатов определения положения палеомагнитных полюсов создают условия, благоприятные для использования палеомагнитного анализа подводных гор с целью изучения движения Тихоокеанской плиты.

Нами была предпринята попытка совместно палеомагнитного анализа результатов геомагнитных и геоморфологических съемок, выполненных в 21-м и 23-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев» на участках нескольких под-

водных гор в северо-западной части Тихого океана. В число обследованных подводных гор вошли подводная гора Менделеева, открытая в 21-м рейсе, подводные горы Исакова и Майко, расположенные в Северо-Западной котловине, а также гайоты Коко и Оджин, входящие в южную часть цепи гор Императорского хребта. На рис. 8 представлены карты аномального магнитного поля T_a и его компонент, составленные в результате детальной съемки на подводной горе Менделеева.

Для вычисления величины и направления вектора намагниченности подводной горы Менделеева и других обследованных гор по данным батиметрической и геомагнитной съемок была составлена и реализована на ЭВМ НР-9603 программа «Симаунт», в соответствии с которой объем трехмерной коры, заданной значениями глубин на прямоугольной сетке, аппроксимировался набором прямоугольных призм. При расчете использовались формулы для вертикально намагниченной прямоугольной призмы, которые для случая произвольного направления намагниченности близки к формулам для расчета вторых производных гравитационного потенциала от прямоугольной призмы [4]. Программа «Симаунт» рассчитывает суммарное поле для точек произвольного профиля. Затем для площадной геомагнитной съемки рассчитывается поле по серии парал-

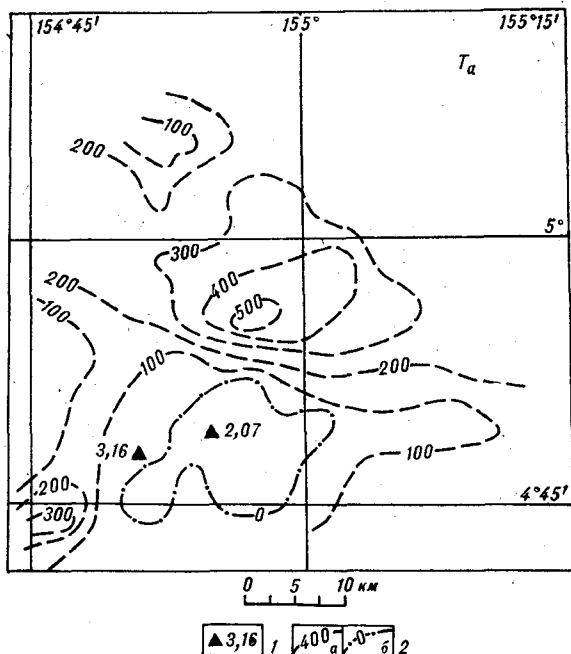


Рис. 8. Карта изодинам аномального магнитного поля T_a и тепловой поток на подводной горе Менделеева по данным 21-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев».

1 — измеренные значения теплового потока в $\text{мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$,
2 — изодинамы магнитного поля в НТ: а — положительные, б — нулевые.

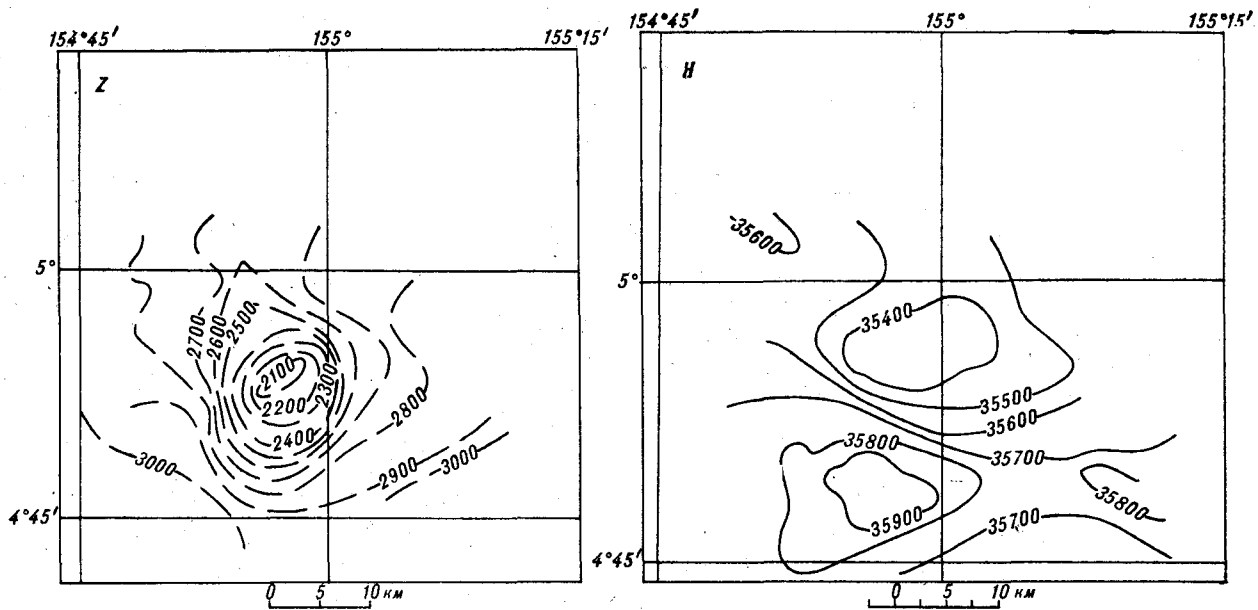


Рис. 9. Карты наблюдаемых значений H и Z (в нТ) для подводной горы Менделеева по данным компонентной геомагнитной съемки, выполненной в 21-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев».

тельных профилей над горой, и далее, с помощью специальной программы строится модельная карта изодинам. Подбор производится по наилучшему соответствию расчетных и наблюдаемых графиков и карт. Подбор модельного поля в изодинамах $(\Delta T)_a$ и Z_a показал, что по $(\Delta T)_a$ наилучшее соответствие наблюдается при $I = 3,2$ А/м, $D = 200^\circ$ и $J = 50^\circ$, по Z_a — при $I = 2,9$ А/м, $D = 200^\circ$, $J = 50^\circ$ (рис. 9, 10). Полученные значения параметров вектора намагниченности позволили рассчитать значения палеомагнитной широты для подводной горы Менделеева ($\varphi_m = 40^\circ$ ю. ш.), а также координаты северного виртуального геомаг-

Сечение изодинам 100 нТ $J_n = 2900$ А/м, $D = 200^\circ$, $I = 60^\circ$

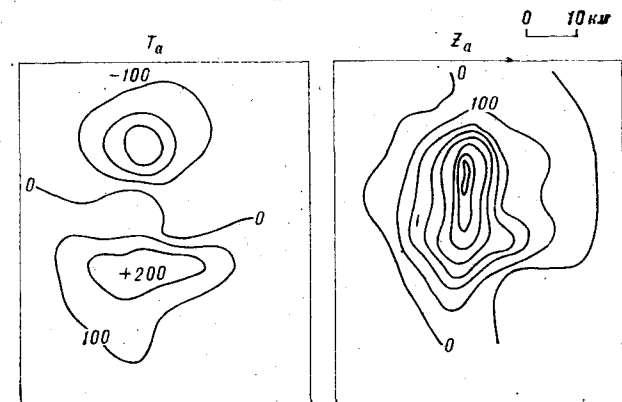


Рис. 10. Модельные карты изодинам T_a и Z_a для подводной горы Менделеева, наилучшим образом соответствующие экспериментальным данным (см. рис. 9), в нТ.

Вверху показаны принятые значения параметров вектора намагниченности.

нитного полюса: $\Phi = 40^\circ$ с. ш., $\Lambda = 355^\circ$ в. д.

В соответствии с описанной методикой был проведен также палеомагнитный анализ геомагнитных и батиметрических данных по результатам съемок над подводными горами Японской группы — Исакова, Майко и гайотами Оджин и Коко, входящими в состав южной части Императорского хребта [2]. Результаты палеомагнитного изучения подводных гор северо-западной части Тихого океана приведены в табл. 1 вместе с данными о их возрасте и геоморфологии. В этой же таблице для сопоставления представлены результаты палеомагнитного изучения некоторых других подводных гор, входящих в те же провинции [8, 10], и приведены данные о возрасте окружающего дна, полученные по идентифицированным магнитным аномалиям и по результатам глубоководного бурения. В последней графе табл. 1 показан угол поворота для каждой горы вдоль меридиана, определяемый как разность палеомагнитной и современной широты горы.

По данным, представленным в табл. 1, была проведена оценка средней величины угла поворота по обеим группам Японских гор и по горе Менделеева вдоль меридиана от позднего мела до настоящего времени. По 12 горам с имеющимися сведениями о возрасте поворот в северном направлении от 90 млн. лет составил в среднем $\sim 35^\circ$ (3900 км). Определенное по горам Оджин и Коко угловое расстояние со времени эоцена (~ 50 млн. лет) составляет $\sim 20^\circ$ (~ 2300 км). Это позволяет оценить среднюю скорость движения Тихоокеанской плиты в северном направлении от 90 млн. лет до на-

Результаты палеомагнитного изучения подводных гор северо-западной части Тихого океана

Название горы	Координаты		Высота горы, км	Возраст го- ры, млн. лет	Метод определения	Возраст ок- ружающего дна, млн. лет	I, А/м	J	D	Координаты вирт. полюса		Палеомаг- нитная ши- рота	Угол поворо- та, град
	с. ш.	в. д.								Φ _п	Λ _п		
Менделеева	4,9	154,9	2,9			150	0,25	-55	200	54	315	-35	40
Исакова (юя)	1,6	151,1	3,6	80	К-Ач	146	0,48	-30	10	43	344	-16	47
Майко (ся)	34,0	145,9	4,1	22	»	134	1,32	-11	350	50	330	-5,5	40
Оджин (и)	38,0	171,0	3,2	55	»	80	0,8	-28	194	60	323	15	23
Коко (и)	35,3	171,7	3,5	47	Палеонт.	80	1,52	30	-5	71	339	16	19
Сысоев (ся)	40,9	144,9	2,3	80	К-Ач	121	0,083	22	341	56	359	11	30
А (ся)	41,3	146,0				121	0,125	2,5	353	49	337	1	40
Риофу (ся)	38,0	146,0	2,5	72	К-Ач	123	0,48	2,8	344	50	352	2	37
Дайкинишима (ся)	36,0	143,0	2,8	66	»	128	0,665	7	320	41	22	3,5	33
4-4 (юя)	28,0	147,6		20	»	150	0,240	1	11	60	306	0,5	27
4-2 (юя)	28,4	148,2	3,8	72	»	150	0,335	5	28	53	280	2,5	26
4-3 (юя)	27,0	148,7	4,6	87-96	»	150	0,516	-13	16	53	302	-7	34
Макарова (юя)	29,5	153,5	4,2	87-100	Палеонт.	153	0,670	6,5	1	64	331	3	27

Примечание. Усл. обозн. для групп гор: ся — Северо-Японские, юя — Южно-Японские, и — Императорские.

стоящего времени величиной не менее 4—5 см/год. Близкие результаты о повороте Тихоокеанской плиты были получены Р. Ларсеном и К. Чейзом на основе палеомагнитного анализа мезозойских линейных магнитных аномалий Японской и Гавайской систем и системы Феникс в северо-западной части Тихого океана. По данным их расчетов поворот к северу Тихоокеанской плиты со времени раннего мела (120 млн. лет) составил ~40° (4500 км) [11].

В табл. 2 представлены средние расчетные палеомагнитные полюса для Тихоокеанской плиты, определенные нами и другими авторами для раннего мела, позднего мела и эоцена, и приведены результаты определения положения палеомагнитного полюса Тихоокеанской

плиты по линейным магнитным аномалиям мезозойского возраста [11]. Здесь же показаны результаты расчетов положения палеомагнитного полюса Тихоокеанской плиты для позднего мела по материалам глубоководного бурения [12], а также результаты комплексной оценки положения палеомагнитного полюса по данным изучения подводных гор, линейных магнитных аномалий и изменения в осадках [7, 9].

Палеомагнитные полюса Тихоокеанской плиты для позднего мела, рассчитанные различными методами, в первом приближении обнаруживают хорошую сходимость (см. табл. 2). Если положение Антарктической плиты во времени позднего мела не изменилось, то смещение Тихоокеанской плиты по долготе за тот

Таблица 2

Средние палеомагнитные полюсы для Тихоокеанской плиты, определенные различными способами

Способ определения	Координаты полюса			Возраст	Литерат. источник
	с. ш.	в. д.	A ₉₅		
П/м изучение 26 гор (без Южно-Японских)	58,3	350,3	5	Поздний мел (80 млн. лет)	[10]
П/м изучение пяти Северо-Японских гор	51,0	352,1	14	То же	Наст. работа
П/м изучение пяти Южно-Японских гор	59,2	303,5	14	»	»
Изучение мезозойских линейных аномалий	58,2	352,0		Ранний мел (120 млн. лет)	[11]
Анализ данных по горам и материалам бурения	59,0	335,0		Поздний мел (80 млн. лет)	[7]
П/м анализ данных глубоководного бурения	61,0	315,0		То же	[12]
П/м анализ данных по горам и материалам бурения	56,4	353,5	6	»	[9]
П/м изучение двух Императорских гор	65,0	330,0		Эоцен (50 млн. лет)	Наст. работа
П/м анализ данных глубоководного бурения и данных по горам Калифорнии	73,0	3,0	5	Олигоцен (30 млн. лет)	[8]
П/м анализ гор Трайпод	87	90,4	5	Позднетретичный	[8]

же период времени должно было составить $\sim 20^\circ$. Полученные данные о долготном и широтном смещении Тихоокеанской плиты со времени позднего мела дают возможность оценить среднюю скорость ее движения величиной порядка 10–12 см/год.

На основе палеомагнитного изучения подводных гор северо-западной части Тихого океана и описанного выше магнитного моделирования в районе возвышенности Шатского совместно с определением по линейным магнитным аномалиям и системам трансформных разломов полюсов и углов вращения Тихоокеанской плиты нами составлена реконструкция положения Тихоокеанской плиты для позднего мела (рис. 11) [2].

Как показывают результаты магнитного моделирования, в эпоху поздней юры, соответствующую времени формирования возвышенности Шатского (~ 140 млн. лет назад), широтное положение ее Центрального купола составляло около -15° . При средней скорости меридионального дрейфа 4–5 см/год в эпоху позднего мела (80 млн. лет) палеоширота Центрального купола должна была равняться $10-12^\circ$. Примерно таким же должно быть широтное положение раннемеловых магнитных аномалий М-10 — М-13.

Сопоставление этой реконструкции с палеобатиметрической картой Тихого океана на эпоху позднего мела, составленной на основе совместного анализа линейных магнитных аномалий трансформных разломов и материалов палеоклиматического изучения (5), указывает на их удовлетворительную корреляцию.

Показанное на реконструкции приэкваториальное положение возвышенности Шатского в позднемеловое время хорошо подтверждается материалами Х. М. Саидовой, согласно кото-

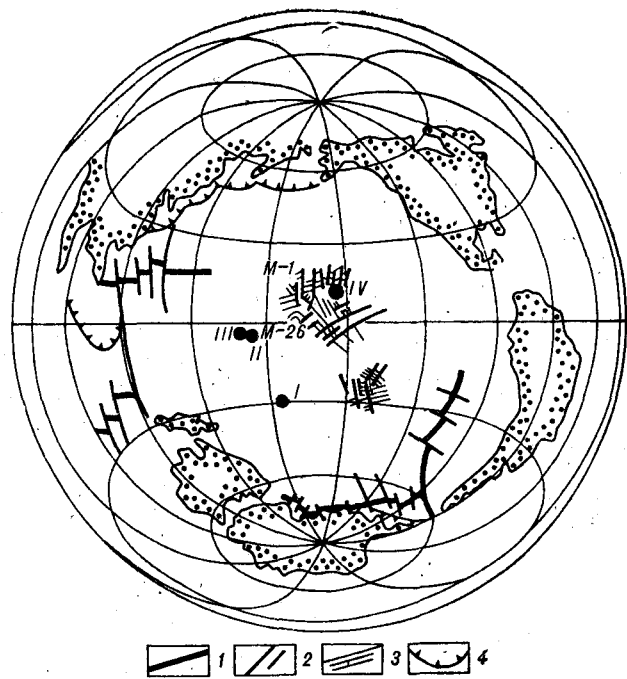


Рис. 11. Реконструкция положения Тихоокеанской плиты на эпоху позднего мела (~ 80 миллионов лет назад).

I — гора Менделеева, II — гора Исакова, III — гора Майно, IV — возвышенность Шатского. 1 — спрединговые зоны, 2 — трансформные разломы, 3 — оси магнитных аномалий, 4 — островодужные системы.

рым позднемеловая приэкваториальная зона высокой продуктивности относится к полосе наибольшего содержания фораминифер в позднемеловых осадках, протягивающейся вдоль южного склона возвышенности Шатского [5]. Составленная реконструкция позволяет таким образом оценить средние кинематические характеристики Тихоокеанской плиты в позднем мезозое и кайнозое.

ЛИТЕРАТУРА

- Белая И. И., Перфилов В. И. и др. Компонентная магнитная съемка в северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН СССР, 1980.
- Городницкий А. М., Лукьянов С. В., Сузюмов А. Е. Аномальное магнитное поле северо-западной части Тихого океана и его связь с тектоническим развитием региона.— В кн.: Проблемы морских электромагнитных исследований. М.: ИЗМИРАН СССР, 1980.
- Городницкий А. М. Палеомагнетизм подводных гор и мезо-кайнозойская динамика плит.— В кн.: Всесоюзный съезд «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Тез. докл. Тбилиси: Изд-во Тбилисского ун-та, 1981.
- Деженицкая Р. М., Городницкий А. М. и др. Подводные горы (проблемы геофизического изучения). Л.: Недра, 1978.
- Савостин Л. А., Волокитина Л. П. и др. Палеобатиметрия Тихого океана в позднем мелу.— Океанология, 1980, т. 20, вып. 5.
- Сузюмов А. Е., Мирлин Е. Г. и др. Новые данные о рельефе дна и магнитном поле района возвышенности Шатского (Тихий океан).— ДАН СССР, 1975, т. 233, № 4.
- Cox A. A new method for obtaining poles from oceanic plates.— EOS, 1974, 56.
- Francheteau J., Harrison S. J. A. et al. Magnetization of Pacific Seamounts: a preliminary polar curve for the Northeastern Pacific.— J. Geophys. Res., 1970, 75.
- Gordon R., Cox A. Calculating paleomagnetic poles for oceanic plates.— Geophys. J. R. Astr. Soc., 1980, v. 63.
- Harrison C. G. A., Jarrard R. D. et al. Paleomagnetism of Cretaceous Pacific Seamounts.— Geophys. J. R. Astr. Soc., 1975, 42.
- Larson R., Chase C. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83.
- Pierce I. W. Assessing the Reliability of DSDP Paleolatitudes.— Journ. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 23.

УДК 551.1 : 550.83(265)

Н. Я. Кунин, Г. И. Семенова

ГРАНИЧНЫЕ СКОРОСТИ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА

В результате обобщения опубликованных данных глубинных сейсмических исследований ложа Тихого океана установлены отдельные крупные участки с преобладанием повышенных или пониженных значений граничной скорости поверхности Мохоровичича. Латеральные изменения скоростной характеристики границы М значительно превышают изменения, кото-

рые могут быть вызваны анизотропией скорости, и связаны, видимо, со степенью тектонической активности отдельных областей региона и с состоянием и составом вещества верхней мантии. Предполагается, что установленные латеральные скоростные неоднородности верхней мантии охватывают глубины не менее нескольких десятков километров.

При изучении особенностей глубинного строения литосферы океанов важное значение имеет скоростная характеристика поверхности Мохоровичича (М), которая используется для оценки вещественного состава, плотности и других параметров верхней мантии. С середины 50-х гг. в Тихом океане проведено около 350 глубинных сейсмических зондирований и выполнены исследования на нескольких протяженных профилях [3, 4, 7—10, 13, 15—21, 23—25, 27, 28]. Значения граничной скорости вдоль поверхности М определены примерно в 250 пунктах, причем эти определения довольно равномерно распределены по всему ложу океана, за исключением его южной части.

Технические достижения последнего десятилетия (невзрывные источники, автономные буйковые и донные станции и пр.) позволяют за счет более плотных систем наблюдения (использования большого числа пунктов возбуждения и уменьшения расстояний между точками регистрации) повысить точность определения граничных скоростей преломленных волн, оцениваемых по совокупности прямых, встречных и нагоняющих годографов. Подобные данные составляют, однако, пока небольшую (около 20%) часть от всей имеющейся информации. Они получены на отдельных профилях в зонах, где ранее проведены сейсмические зондирования, а также в ряде других районов (котловины Центральная, Восточно-Каролинская, Перуанская). Данные по профильным наблюдениям согласуются с результатами зондирований, что позволяет рассматривать все эти материалы как однотипные и использовать их совместно при проведении обобщений.

Рассматриваемые значения граничных скоростей получены в основном по годографам длиной 40—60 км, число точек на годографах волны P^M в среднем равнялось 7—10 с шагом 3—5 км, иногда больше; годографы одиночные (порядка 60%), встречные (порядка 40%).

По результатам проведенного обобщения данных глубинных сейсмических исследований на начало 80-х гг. [3, 7—10, 13, 15—21, 23—25, 27, 28 и др.] составлены схема распределения значений граничной скорости вдоль поверхности М (V_G^M) на ложе Тихого океана (рис. 1) и графики распределений V_G^M для ложа океана в целом и для различных структур ложа (рис. 2). Пределы колебаний значений V_G^M для ложа океана в целом составляют 7,5—9,0 км/с (см. рис. 2, А, кривая 1), около 70% значений V_G^M сосредоточено в интервале 8,0—8,4 км/с.

Из схемы и графиков видно, что распределение значений V_G^M не является случайным и не подчиняется закону нормального распределения. Наиболее близким к нормальному является распределение значений V_G^M по всему ложу океана. Графики распределения по крупным регионам, выделенным ранее [5], или по группам структур второго порядка, несмотря на достаточную представительность использованных для их составления выборок, отличаются плосковершинностью, асимметрией, что свидетельствует о детерминированных неоднородностях V_G^M в выборках.

Ориентируясь на суммарный график распределения значений V_G^M по всему ложу океана, нами выделены три группы значений гранич-

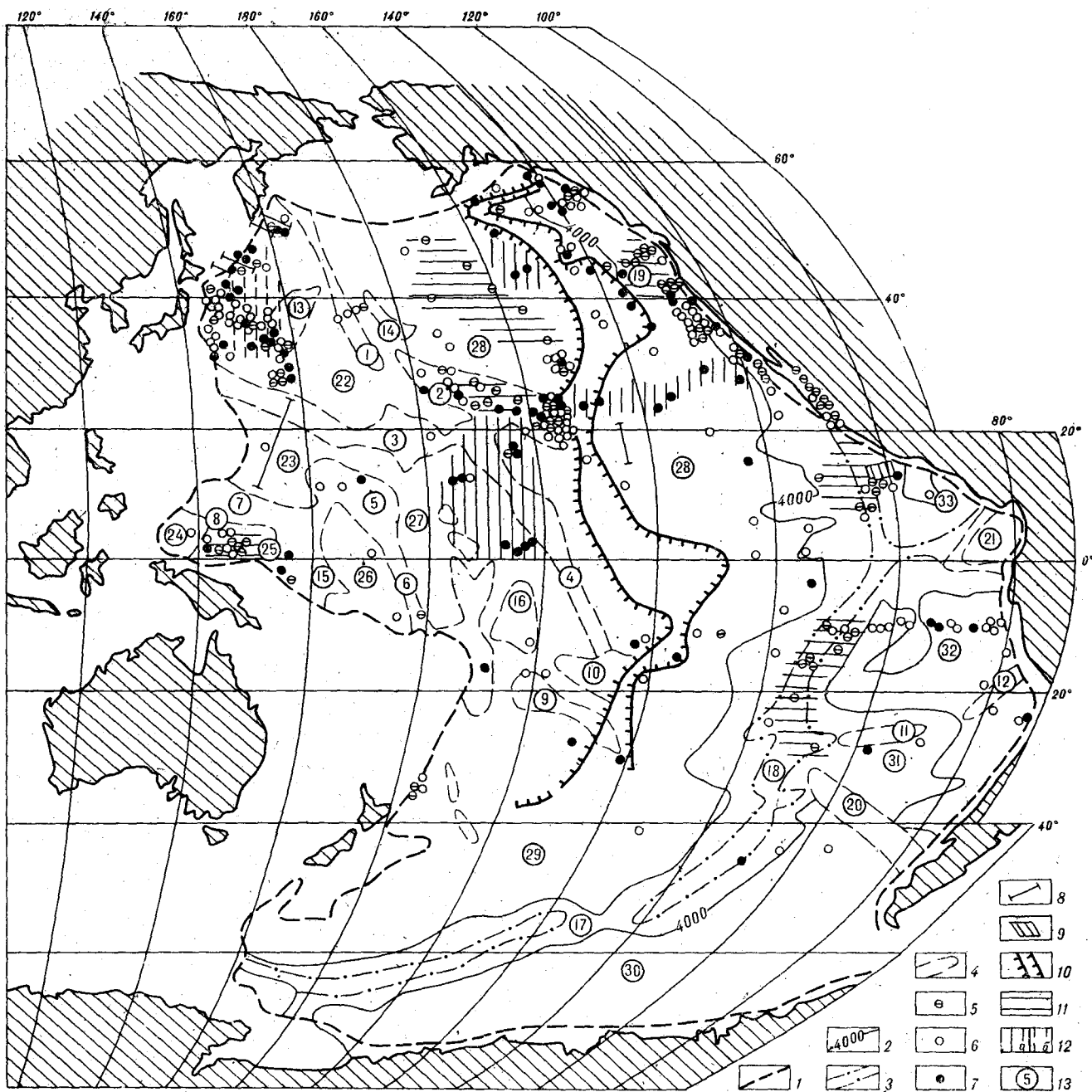


Рис. 1. Схема распределения значений V_{Γ}^M на ложе Тихого океана.

1 — граница ложа океана; 2—4 — контуры структур: срединно-океанического хребта по изобате 4000 м, 3 — осевой зоны хребта по осредненной изобате 3000 м, 4 — других поднятий океанского ложа по осредненным изобатам 4000—5000 м; 5—7 — значения граничной скорости в точках сейсмических зондирований: 5 — 7,9 км/с и менее, 6 — 8,0—8,3 км/с, 7 — 8,4 км/с и более, 8 — профильные глубинные сейсмические исследования по данным [3, 10, 13, 24], 9 — районы работ с большой плотностью сейсмических зондирований [27], 10 — Центрально-Тихоокеанская флексура в рельефе поверхности М [5]; 11—12 — участки ложа с преобладанием значений: 11 — 7,9 км/с и менее, 12 — 8,4 км/с и более (а); и область изменчивых значений V_{Γ}^M с повышенной долей скоростей

8,4 км/с и более (б); 13 — геоморфологические структуры дна на ложе океана: 1—16 — поднятия и хребты сводовые, вулканические, глыбовые: 1 — Северо-Западный (Императорские горы), 2 — Гавайское, 3 — Маркус-Неккер, 4 — Лайн, 5 — Маршалловых островов, 6 — Гильберта-Тувалу, 7 — Каролинское, 8 — Заурилик, 9 — Тубуаи-Кука (Южное), 10 — Туамоту-Общества, 11 — Сала-и-Гомес, 12 — Паска, 13 — Шатского, 14 — Хесса, 15 — Онтонг-Джава, 16 — Манитихи; 17—19 — срединно-океанические хребты: 17 — Южно-Тихоокеанский, 18 — Восточно-Тихоокеанский, 19 — Хуан-де-Фука — Горда; 20 — Западно-Чилийское поднятие, 21 — Галапагосский рифт; 22—33 — океанические котловины: 22 — Северо-Западная, 23 — Восточно-Марианская; 24 — Западно-Каролинская, 25 — Восточно-Каролинская, 26 — Меланезийская, 27 — Центральная, 28 — Северо-Восточная, 29 — Южная, 30 — Беллинсгаузена, 31 — Чилийская, 32 — Перуанская, 33 — Гватемальская.

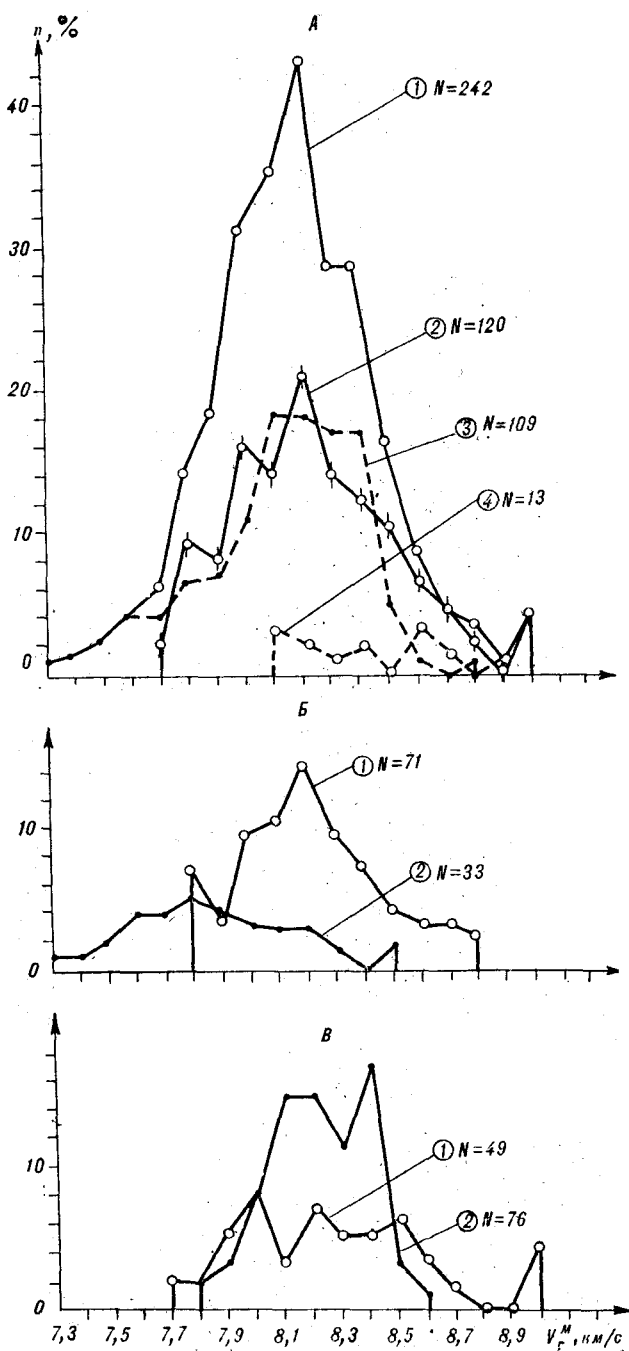


Рис. 2. Графики распределения значений V_T^M для ложа Тихого океана и отдельных его структур:

А — ложа океана в целом (1), Западно-Тихоокеанской депрессии поверхности верхней мантии [5] (2), Восточно-Тихоокеанского поднятия поверхности верхней мантии (3) и Центрально-Тихоокеанской флексуры (4), Б — поднятия в рельефе дна в пределах Западно-Тихоокеанской депрессии поверхности верхней мантии (1) и Восточно-Тихоокеанского поднятия поверхности верхней мантии (срединно-океанические хребты) (2), В — котловин в пределах Западно-Тихоокеанской депрессии верхней мантии (1) и Восточно-Тихоокеанского поднятия верхней мантии (2). N — общее число определений V_T^M в пределах указанных структур, n — частота встречаемости.

ной скорости поверхности верхней мантии: $V_T^M = 8,0 - 8,3$ км/с рассматриваются как типичные близомодальные, а $V_T^M = 7,3 - 7,9$ км/с и $V_T^M = 8,4 - 9,0$ км/с приняты соответственно как пониженные и повышенные.

Пониженные значения V_T^M в диапазоне 7,3—7,6 км/с приурочены к срединно-океаническим хребтам, повышенные — (около 20% данных) характерны для всех типов структур океанического ложа, кроме срединно-океанических хребтов, что отчетливо определяет последние как специфические структуры океанической литосферы.

Графики распределения V_T^M позволяют обнаружить существенные различия свойств верхней мантии в крупнейших структурах ложа Тихого океана. Геоморфологические поднятия Западно-Тихоокеанской депрессии верхней мантии по распределению V_T^M весьма близки котловинам дна Восточно-Тихоокеанского выступа поверхности мантии. Для этих групп структур характерен диапазон изменений V_T^M от 7,8 до 8,6—8,8 км/с, причем к интервалу типичных величин 8,0—8,4 км/с принадлежит в обеих выборках более 70% значений V_T^M . Распределение значений V_T^M по котловинам Западно-Тихоокеанской депрессии верхней мантии относительно равномерно в диапазоне 7,7—8,7 км/с. Равномерным распределением характеризуется и малочисленная выборка (13 значений) по Центрально-Тихоокеанской флексуре верхней мантии (см. рис. 2, А), где значения V_T^M варьируют от 8,1 до 8,9 км/с, образуя самую высокоскоростную группу величин V_T^M со средним значением около 8,5 км/с.

На схеме распределения V_T^M для ложа океана можно при современной степени изученности выделить отдельные структуры с преобладанием увеличенных или уменьшенных значений, хотя полная характеристика V_T^M для каждой из геоморфологических структур ложа океана, указанных на рис. 1, еще невозможна, и при анализе материалов мы вынуждены были обобщать данные по однотипным структурам. Зоны пониженных величин V_T^M , кроме срединно-океанических хребтов, намечаются также в северо-западной части Северо-Восточной котловины, в средней части Гавайского поднятия и в Восточно-Каролинской котловине.

Зоны с преобладанием повышенных значений V_T^M (8,4 км/с и более) намечаются в центральном районе ложа. Полоса повышенных значений протягивается от Гавайев к Калифорнии. Общим повышением V_T^M характеризуется северо-западная часть Северо-Западной котловины.

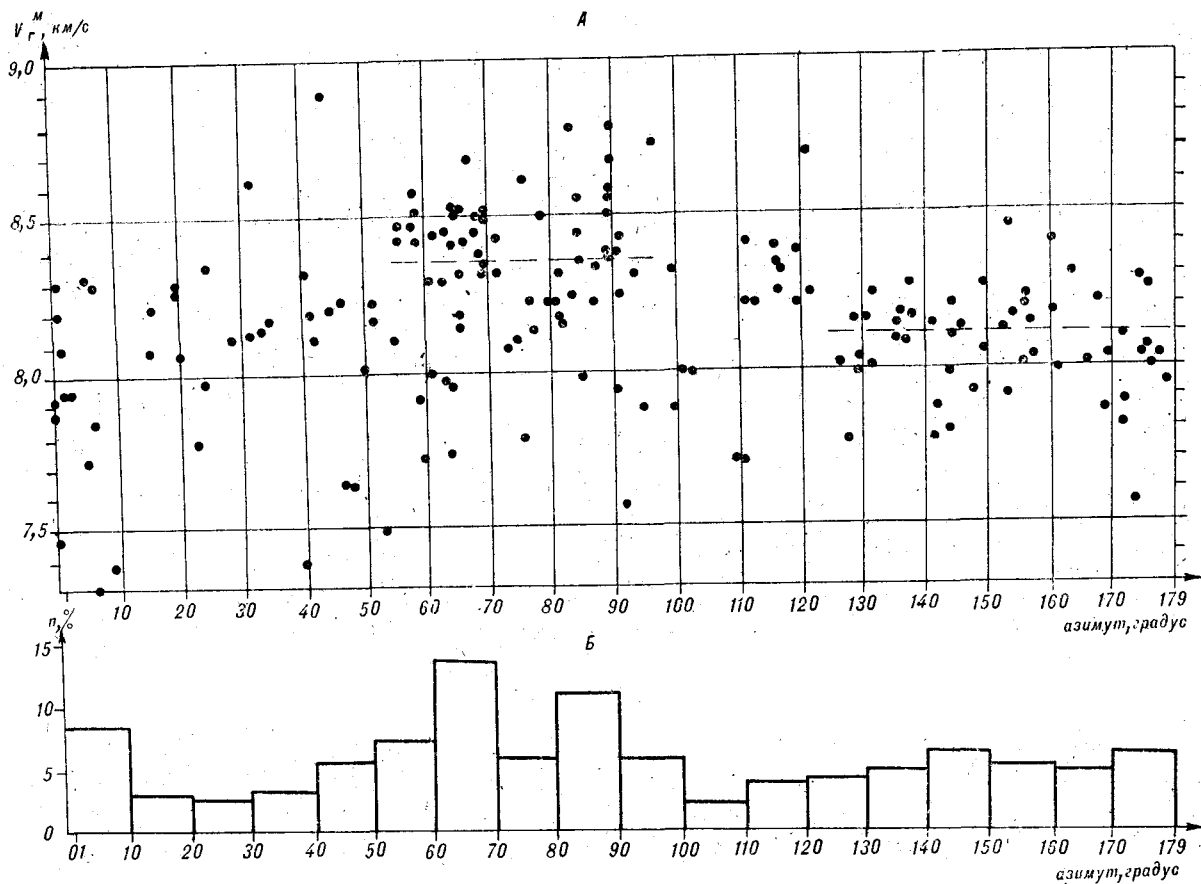


Рис. 3. А — распределение величин V_T^M в зависимости от азимута наблюдений, Б — распределение азимутов профилей наблюдений при глубинных сейсмических зондированиях на ложе Тихого океана. Число учтенных наблюдений $N=180$, n — частота встречаемости.

Полученные данные о V_T^M несомненно недостаточны для оценки латеральных неоднородностей верхней мантии Тихого океана, однако они позволяют вполне обоснованно ставить вопрос о наличии таких неоднородностей и необходимости их изучения при проведении дальнейших глубинных сейсмических исследований ложа океанов.

Определенный интерес представляет изучение возможного влияния анизотропии скоростей верхней мантии [14, 27 и др.] на выявленные закономерности изменения V_T^M . Нами изучено распределение величин граничной скорости в зависимости от азимута простирающихся профилей наблюдения (рис. 3). Намечается некоторое повышение значений V_T^M до 8,35 км/с при азимутах профилей наблюдений 55–90° и относительное понижение в среднем 8,1 км/с при 130–180°. Следовательно, имеющиеся данные позволяют допускать влияние анизотропии на изменения значений V_T^M до 0,25 км/с, т. е. на 2–3%. Но наблюдающийся разброс V_T^M по каждому азимуту достаточно высок. Из

рис. 3, б следует, что распределение азимутов профилей проведенных наблюдений близко к равномерному и, следовательно, условия для проявления анизотропии скорости были крайне незначительными. Возможная анизотропия скорости определяет изменения ее в 3–4 раза меньше, чем наблюдающиеся латеральные вариации V_T^M .

Рассмотрение схемы значений V_T^M совместно со схемой распределения по площади ложа океана азимутов профилей наблюдений показывает, что имеется 18 случаев резкого (0,3 км/с и более) различия значений скоростей в соседних точках зондирований. При этом в 16 случаях изменения скорости наблюдаются при зондированиях с близкими значениями азимута наблюдений. Наблюдения в приосевой зоне срединно-океанических хребтов, примерно на 15° ю. ш. [27], показали, что анизотропия скорости наблюдалась на фоне общего уменьшения скорости к осевой зоне срединного хребта.

Таким образом, анализ возможности влия-

ния анизотропии позволяет заключить, что отмечающиеся закономерности распределения значений V_{Γ}^M по различным структурам ложа Тихого океана обусловлены главным образом не анизотропией скорости, а определяются латеральными изменениями свойств верхней мантии. Приуроченность к определенным районам повышенных (8,4 км/с и более), пониженных (7,9 км/с и менее) или нормальных (8,0—8,3 км/с) значений граничной скорости отражает существование скоростной латеральной неоднородности верхней мантии, возможная природа которой рассматривается ниже.

Полученные результаты заслуживают обсуждения, прежде всего, в двух аспектах: каковы возможные причины латеральных изменений V_{Γ}^M и насколько характерны скорости в верхах мантии для ее более глубоких зон.

Согласно современным представлениям [6, 11, 12 и др.], значения граничной скорости поверхности М отражают фазовый и петрологический состав, а также структуру вещества, слагающего верхнюю часть верхней мантии и (или) термобарические условия в верхах мантии. Состав и структура вещества может зависеть от характера поля напряжений [2]. Наблюдения показывают, что более молодые, активные тектонические зоны характеризуются высокими значениями теплового потока и пониженными V_{Γ}^M , а более древние стабильные — низкими значениями теплового потока и повышенными V_{Γ}^M .

На ложе Тихого океана современная тектоническая активность наблюдается в осевых частях срединно-океанических хребтов (сейсмичность, гидротермальная деятельность), на Гавайском поднятии (вулканизм, сейсмичность), в Императорском разломе (сейсмичность), на островах Общества, Туамоту (сейсмичность). На схеме величин граничных скоростей эти районы, кроме последнего, где наблюдений крайне мало, характеризуются пониженными значениями V_{Γ}^M , что, видимо, носит неслучайный характер.

Низкие значения скоростей в осевых частях срединно-океанических хребтов, приуроченные к зонам повышенной температуры и электрической проводимости (по данным магнитотеллурических зондирований), объясняются частичным плавлением здесь вещества верхней мантии [22]. Большинство же регионов, где зафиксированы латеральные изменения V_{Γ}^M , имеют нормальные тепловые потоки. Поверхность М и верхи мантии характеризуются здесь температурой и давлением, явно недостаточными для частичного плавления или фазовых переходов. В этих условиях главным фактором, влияющим на вариации V_{Γ}^M может явиться, по-видимому, только изменение состава по-

род верхней мантии. Для ультраосновных пород, которыми согласно общепринятым представлениям сложена верхняя мантия, рост V_{Γ}^M вероятнее всего, обусловлен относительным повышением основности пород. Менее вероятной, но возможной причиной может явиться также относительное повышение V_{Γ}^M в породах, практически идентичных по составу, но более древних. В связи с этим зоны относительно высоких V_{Γ}^M следует связывать с развитием относительно более основных или (и) более древних комплексов верхней мантии.

Можно полагать, что высокоскоростные районы центральной части ложа Тихого океана (Центральная котловина и прилегающие районы с севера) отражают распространение здесь гипербазитовых комплексов либо повышенной основности, либо относительно более древних.

Восточно-Каролинская котловина с преобладанием пониженных значений V_{Γ}^M по глубинным условиям, видимо, близка к окраинным котловинам переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту.

Некоторые исследователи [1], отвергая принятый большинством ученых подход к выделению на океанах границы М, указывают, что 30% определений граничной скорости для этой поверхности в океанах составляют низкие значения (7,0—7,8 км/с).

Анализ всех определений V_{Γ}^M на ложе Тихого океана показал, что значения менее 7,7 км/с (за исключением небольшой площади осевых частей срединно-океанических хребтов) вообще не зарегистрированы. Значения 7,7 и 7,8 км/с зарегистрированы в 11 точках, что по отношению ко всему рассмотренному количеству измерений (214) составляет 5%.

В осевых районах срединно-океанических хребтов значения граничной скорости для подошвы третьего слоя (принимаемой за границу М), равные 7,3—7,8 км/с, составляют 51,5% от всех измерений (17 из 33). При этом значений менее 7,3 км/с не зарегистрировано, а значения 7,5 км/с и менее составляют 12% от всего количества измерений (4 из 33). Следовательно, и в пределах срединных хребтов на ложе Тихого океана 88% измерений V_{Γ}^M дают значения 7,6 км/с и более.

Таким образом, мы видим, что вышеуказанное заключение Н. К. Булина к основной части ложа Тихого океана отнесено быть не может.

Проведенные в последние годы исследования с длинными годографами [3, 15] показали, что высокие кажущиеся скорости в первых вступлениях, появляющиеся на ложе океана с расстояний 30—40 км, прослежены с некоторым общим нарастанием вплоть до 1500—2000 км. Последнее свидетельствует, что поверхность М на ложе Тихого океана, отмечаемая на глубинах в среднем 10—20 км и характеризующая-

ся значениями граничной скорости в основном $8,2 \pm 0,2$ км/с, является поверхностью мощной в целом высокоскоростной толщи, простирающейся на глубину 50—60 км и более. Эта толщина, как показали исследования, является латерально неоднородной. Наряду с узкими осевыми зонами срединных хребтов, где преобладают пониженные граничные скорости, выявляются районы с преобладанием как повышенных, так и пониженных значений.

В настоящее время имеются лишь крайне малочисленные данные о степени распространения этих различий на глубины верхней мантии. Отдельные данные сейсмологии [26, 29, 30 и др.] позволяют делать заключения о более высоких, в целом, скоростях распространения волн в западных областях ложа Тихого океана до 150—200 км. Латеральные неоднородности верхней мантии, оцененные по V_{Γ}^M , могут, видимо, рассматриваться как основные признаки различий толщи до глубин на мно-

гие десятки или первые сотни километров.

Вместе с тем тенденция некоторого повышения с глубиной скорости продольных волн непосредственно под поверхностью М на ложе Тихого океана является надежно установленной. Поэтому латеральные различия V_{Γ}^M при условии учета влияния или незначительных изменений температур и давлений, по-видимому, могут рассматриваться как некоторые признаки уровня глубинности мантийных комплексов, выходящих к поверхности мантии. Рассмотрение под таким углом схемы V_{Γ}^M позволяет предположить, что картирование этого параметра при введении определенного его редуцирования за термобарический режим и общие региональные особенности состава открывает путь для выделения вероятных положительных (с относительно высокими V_{Γ}^M) и отрицательных (с относительно низкими V_{Γ}^M) тектонических структур верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н. К. К обоснованию новой сейсмической модели земной коры океанов.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
2. Гершафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977.
3. Зверев С. М., Капустян Н. К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980.
4. Косминская И. П., Капустян Н. К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа.— Физика Земли, 1975, № 2.
5. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Районирование земной коры ложа Тихого океана.— ДАН СССР, 1982, т. 265, № 3.
6. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
7. Малахов А., Хассонг Д. и др. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан).— Океанология, 1977, т. 17, вып. 6.
8. Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанического дна. М.: Наука, 1979.
9. Симamura Х., Асада Т. и др. Советско-японский сейсмический эксперимент на плато Эаурипик в 1971 году.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977.
10. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
11. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Разимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наукова думка, 1968.
12. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
13. Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974.
14. Чесноков Е. М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977.
15. Asada T., Shimamura H. Long-range refraction research in deep ocean.— Tectonophysics, 1979, v. 56, № 1—2.
16. Den N., Ludwig W. J. et al. Seismic refraction measurements in the northwest Pacific basin.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, № 6.
17. Den N., Ludwig W. J. et al. Sediments and structure of the Eauripik—New Guinea Rise.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 20.
18. Furumoto A. S., Wiebenga W. A. et al. Crustal structure of the Hawaiian archipelago, northern Melanesia and the central Pacific basin by seismic refraction methods.— Tectonophysics, 1973, v. 20, № 1—4.
19. Houtz R., Windsch C., Murauchi S. Changes in the crust and upper mantle near the Japan—Bonin trench.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, № 1.
20. Hussong D. M. Detailed structural interpretation of Pacific oceanic crust using ASPER and ocean—bottom seismometer methods. Dissertation. Univ. Hawaii, 1972.
21. Murauchi S., Ludwig W. J. et al. Seismic refraction measurements on the Ontong Java plateau northeast of New Ireland.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 35.
22. Oldenburg D. W. Conductivity structure of oceanic upper mantle beneath the Pacific plate.— Geophys. J. Roul. Astron. Soc., 1984, v. 65, № 2.
23. Orcutt J. A., Kennett B. L. N., Dorman L. M. Structure of the East Pacific Rise from the ocean bottom seismometer survey.— Geophys. J. Astron. Soc., 1976, v. 45, № 2.
24. Rosendahl B. R., Raitt R. W. et al. Evolution of oceanic crust. I. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 29.
25. Shor G. G., Menard H. W., Raitt R. W. Structure of the Pacific basin.— The Sea, 1970, v. 4, part II.
26. Shimamura H., Asada T., Kumazawa N. High shear velocity layer in the upper mantle of the Western Pacific.— Nature, 1977, v. 269, № 5630.
27. Shydsman W. E., Lewis B. T. R., Clain J. Mc. Upper mantle velocities on the northern Cocos plate.— Earth and Planetary Science Letters, 1975, v. 28, № 1.
28. Woollard G. P. The interrelationships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific.— Reviews of Geophysics and Space Physics, 1975, v. 13, № 1.
29. Yoshida M. Group velocity distributions of Rayleigh waves and two upper mantle models in the Pacific ocean.— Bull. of the Earthquake Res. Instit., Univ. of Tokyo, 1978, v. 53, part 2.
30. Yu Guey-Kuen, Mitchell B. J. Regionalized shear velocity models of the Pacific upper mantle from observed Love and Rayleigh wave dispersion.— Geophysical J. Roul. Astron. Soc., 1979, v. 57.

УДК 551.728+550.834(265.54)

*И. И. Берсенева, В. Л. Безверхний, Н. Г. Ващенко,
М. Т. Горвая, И. Б. Цой*

СТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕНА ПРИМОРСКОГО ШЕЛЬФА И СКЛОНА (Японское море)

На основе сопоставления геологических и сейсмоакустических данных проведено расчленение кайнозойского осадочного чехла. Выделены олигоцен-нижнемиоценовая (?) аргиллитовая толща и средне-верхнемиоценовая валентиновская свита. Описан состав пород и содержащиеся в них комплексы флоры и фауны.

Изучение подводных морфоструктур ведется, как правило, на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Роль геофизических материалов при этом возрастает в связи со сложностью геологического опробования подводных объектов. В предлагаемой статье изучение осадочного чехла Приморской материковой ступени выполнено на основе данных драгирования склона и сейсмостратиграфических материалов.

Методика сейсмоакустических исследований. В 1971—1974 гг. Тихоокеанская экспедиция ЮжМорГео Мингео СССР провела комплексные работы (НСП, магнитометрия, гравиметрия) под руководством В. Л. Безверхнего на шельфе от о. Аскольд до зал. Рында. В этом районе ею пройдено более 4500 км профилей НСП, ориентированных вдоль (через 1,5—3 мили) и поперек (через 10—15 миль) общего простирания шельфа и склона. Привязка осуществлялась методами визуального пеленгования и радиолокационных определений. Максимальная среднеквадратичная ошибка привязки составила до ± 500 м. Применялся геолокатор с электрогидравлическим источником упругих колебаний. Полученные записи позволили построить разрезы осадочного чехла мощностью до 600 м при глубине моря до 500 м. Разрешающая способность составила 10—15 м. Выделение на эхограммах полезных отражений производилось в следующем порядке: коррелировались визуально прослеживаемые оси синфазности отраженных волн; выделялись кратные и неполнократные волны и волны, соответствующие реальным границам разреза; определялись глубины залегания отражающих горизонтов. При

на основе анализа литолого-фациальных изменений вертикального разреза чехла внешнего шельфа и склона, мощности, перерывов и несогласий выявлены особенности развития Приморской материковой ступени в миоценовое время.

этом средняя скорость распространения упругих колебаний в осадочной толще принималась 2000 м/с [15], в воде — 1500 м/с [9]. На профилях, пройденных над крутыми участками склона, вводилась поправка на сейсмический снос по методу Б. Я. Карпа и В. Г. Прокудина [10].

Методика геологических исследований. Методика отбора образцов горных пород была разработана в 1971 г. в 10-м рейсе НИС «Первенец» [2]. Судно было оснащено радиолокатором «Дон», эхолотом «Кельвин-Хьюз» с усилителем и записью на приборе ФАК-II, траловой лебедкой и лебедкой «Лерок». Суть методики заключается в поинтервальном драгировании крутых ($>15^\circ$) склонов подводных долин, прорезающих материковый склон и внешнюю часть шельфа. Участки драгирования выбирались по батиметрическим картам крупного масштаба. Карты составлялись по данным эхолотных промеров по галсам, пройденным примерно через 1 милю. Галсы привязывались к заякоренным буям. Плановая привязка буев осуществлялась с помощью радиолокационных определений по береговым ориентирам. Среднеквадратичная ошибка привязки буев не превышала ± 200 —400 м, привязки галсов к буям ± 30 —40. Драгирование выполнялось преимущественно по профилям. Драга опускалась на заданную глубину опробования при глубине до дна, превышающую заданную. Затем с помощью дрейфа или движения судна малым ходом драга укладывалась на дно с отклонением ± 20 м. Время соприкосновения драги с грунтом определялось по степени натяжения троса, глубина — по данным эхолота. После стравливания

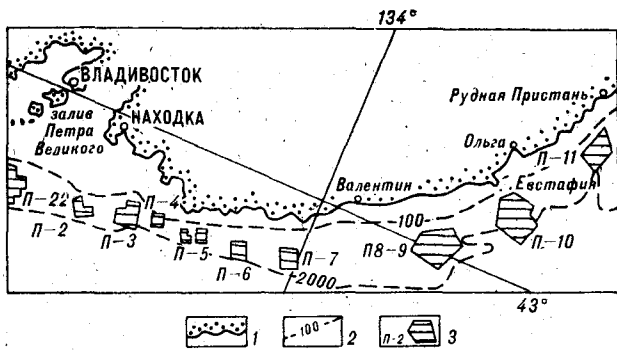


Рис. 1. Обзорная схема изученности района.

1 — береговая линия, 2 — изобаты, 3 — полигоны драгирования и их номера.

дополнительно 20—25% длины троса судно ложилось на курс вверх по склону. Движение осуществлялось короткими толчками: 3 мин самого малого хода — 5 мин дрейфа. Интервал драгирования варьировал в пределах 0—100 м в зависимости от времени «зацепа», как правило, фиксирующего отрыв образцов от коренных выходов. Если «зацеп» следовал сразу после начала движения драги, подъем ее осуществлялся немедленно. Породы, поднятые из коренных обнажений, обычно отличаются от свалов глыб и щебня наличием свежих изломов.

На материковом склоне драгирование проведено на 11 полигонах, из них основной объем работ выполнен на 6 опорных: 1, 2, 22, 8—9, 10 и 11 (рис. 1). Ряд станций драгирования расположен между полигонами. Всего здесь проведено 377 драгировок, которые выполнялись под руководством И. И. Берсенева, Е. П. Леликова и И. К. Пуцина.

Литологию неогеновых отложений на начальном этапе изучала М. И. Липкина, а в дальнейшем Н. Г. Ващенко. Отбор образцов на различные виды анализов производился преимущественно на борту судна. Палеоген-неогеновые породы изучались в лабораторных условиях под микроскопом в шлифах, которых описано более 500. Гранулометрический анализ выполнен из 90 образцов. Микропалеонтологическое изучение горных пород преимущественно выполнялось на образцах, отобранных на материковом склоне из коренных обнажений. Диатомовые водоросли сначала изучала Е. И. Царько, затем В. П. Болдырева и Л. М. Долматова и в основном И. Б. Цой (всего около 500 анализов). Палинологические исследования неогеновых отложений выполняла М. Т. Горовая, а на первом этапе — Т. И. Шустова. Всего выполнено более 200 анализов. Моллюски определял В. О. Савицкий.

Расчленение осадочного чехла проведено на основе сопоставления геологических и сейсмоакустических данных [1]. В результате анализа особенностей отражающих сейсмоакустических

границ (распространения, рельефа и соотношения с выше- и нижележащими отражениями) на блок-диаграммах выделены поверхности напластования, субаэрального и подводного размыва и др. Наибольшее значение при интерполяции данных между драгированными полигонами имеют границы, устойчиво прослеживающиеся на расстоянии более 100 км вдоль шельфа и более 20 км в поперечном направлении. По-видимому, они соответствуют поверхностям, разделяющим структурно-седиментационные ритмы (или циклы), и не могут пересекать биостратиграфические уровни. Аналогичные выводы получены при исследовании юго-западного шельфа о. Сахалин [12].

Для определения возраста толщ осадочного чехла на шельфе соответствующие сейсмоакустические комплексы с помощью глубинных разрезов, полученных с использованием пневмопушки, прослежены до драгированных участков материкового склона. Возраст пород определялся в основном по микропалеонтологическим данным. При затруднении с определением характера залегания поднятых образцов принимались во внимание наиболее древние датировки по станции. Если станции драгирования не попадали на линию разреза, экстраполяция осуществлялась с учетом рельефа дна полигона, наклона отражающих границ и возможных дизъюнктивов. На блок-диаграммах с определенной степенью условности выделены отражающие границы, соответствующие поверхностям раздела миоценовых, плиоценовых и четвертичных отложений. С помощью блок-диаграмм корреляции отражающих сейсмоакустических границ выполнен анализ мощности и соотношения выделенных толщ. Угловые несогласия выявлялись по изменению углов наклона отражающих границ на контакте подстилающей и перекрывающей толщ, азимутальные — в тех случаях, когда изменяется и направление падения пластов. Если угол наклона контактирующих толщ не меняется, но имеются надежные признаки размыва подстилающих отложений (плиоценовые конгломераты с галькой миоценовых алевродиаомитов, реликты субаэрального палеорельефа и др.), выделялись стратиграфические несогласия. Разрывные нарушения осадочного чехла выявлялись в основном по сейсмоакустическим данным и соответствуют коррелирующимся по серии параллельных профилей разрывам сплошности отражающих границ. В ряде случаев разломы подтверждены геологическими материалами — поднятыми при драгировании склона зеркалами скольжения и тектоническими брекчиями.

В изученном интервале глубин (0—2000 м) акустический фундамент и осадочный чехол разделены, как правило, поверхностью структурного несогласия. Опробованная драгировани-

ем и бурением часть чехла сложена палеоген(?)-четвертичными прибрежно-морскими и континентальными отложениями. Доминируют слаболифитифицированные породы, плохо сортированные, неслоистые в образцах [11]. Все толщи осадочного чехла имеют единый структурный план. Перекрывая размытую поверхность акустического фундамента по типу краевого трансгрессивного прилегания, они погружаются в сторону открытого моря. Углы падения толщ на шельфе обычно не превышают первые десятки минут, на склоне — первые градусы. Более древние слои обладают большим наклоном, что свидетельствует о рассеянном угловом или дисперсном, по В. Е. Хайну [16], несогласии. Мощность толщ в целом увеличивается к бровке шельфа. На крутых участках материкового склона и по направлению к берегу чехол выклинивается, причем молодые толщи выклиниваются ближе к берегу, чем древние. Зона максимальных мощностей по простиранию шельфа разделена на отдельные звенья изгольями каньонов. Выявленные дизъюнктивные дислокации представлены в основном сбросами, пликативные — пологими складками облекания, уплотнения и надразломными флексурами. В нижней части склона установлены гравитационные складки.

Дочетвертичные осадочные отложения кайнозойского возраста района подразделяются на олигоцен — нижний миоцен, средний — верхний миоцен, нижний — средний плиоцен и верхний плиоцен (эоплейстоцен). Из них средне-верхнемиоценовые и ниже-среднеплиоценовые отложения выделены в качестве свит. Предлагаемые наименования свит — валентиновская и гамовская — заимствованы от географических названий: пос. Валентин и мыса Гамова, на траверзах которых расположены полигоны, где изучались неогеновые отложения.

ОЛИГОЦЕН — НИЖНИЙ МИОЦЕН. АРГИЛЛИТОВАЯ ТОЛЩА

Низы осадочного чехла на склоне представлены существенно аргиллитовой толщей, установленной на материковом склоне зал. Петра Великого на полигоне 22 (рис. 2). Толща залегает с резким угловым несогласием на мезозойских отложениях и позднемеловых гранитах и перекрыта средним миоценом.

Базальные слои толщи мощностью в несколько метров сложены мелкообломочными конгломератами. Они оторваны от коренных обнажений на станциях 1126 (1500—1580) и 1132 (1350—1420) и состоят из остроугольных и полуокатанных обломков (40—70%) докайнозойских песчаников, алевролитов, гранитов и эффузивов среднего и основного состава [14].

Обломки заключены в разноразмерный полимиктовый песчаник.

Вышележащая толща мощностью до 150—200 м сложена аргиллитами, поднятыми из коренных выходов на семи станциях с глубины от 700 до 1550 м. Аргиллиты серые и темносерые, массивные, имеют раковистый излом. По В. Б. Курносову, глинистые минералы в них представлены монтмориллонитом и гидрослюдой. Он считает, что основную массу глинистых частиц следует отнести к терригенным образованиям и отмечает, что чистые смешанно-слоистые минералы почти без примеси кварца и полевых шпатов, характеризующиеся идентичностью состава фракции 0,001 и 0,001—0,01 мм, присущи гидротермальным образованиям. Алевролитовая и песчанистая фракция составляет до 15% объема породы. В составе обломочных зерен преобладает кварц, меньше интенсивно цеолитизированного полевого шпата и гидратизированного биотита, незначительная примесь вулканогенного материала в виде мелких осколков кварца, угловатых обломков плагиоклаза и слабо хлоритизированного вулканического стекла. В ряде случаев аргиллиты интенсивно катклазированы, причем трещинки иногда заполнены сульфидами.

В аргиллитах органических остатков не обнаружено. И. К. Пущин с соавт. [14], основываясь на стратиграфическом положении толщи и ее литологических особенностях, предположил ее палеоген-раннемиоценовый возраст. Он указал на возможность постепенного перехода между толщей аргиллитов и среднемиоценовыми отложениями, что обосновал наличием пород, поднятых на западном склоне долины Елиашевича из зоны контакта (1100—1300 м), по составу и структуре переходных между типичными среднемиоценовыми диатомитами и аргиллитами.

На материке широко распространена толща аргиллитов олигоценного возраста, типичным представителем которой вдоль берегов зал. Петра Великого является надеждинская свита [4, 7], на побережье с размывом и несогласием перекрытая усть-давыдовской свитой миоценового возраста. По-видимому, аргиллитовая толща является преимущественно возрастным аналогом надеждинской свиты. Однако это не исключает возможности непрерывной седиментации в нижней и средней частях материкового склона в течение олигоцена и миоцена.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ МИОЦЕН. ВАЛЕНТИНОВСКАЯ СВИТА

Рассматриваемая свита биостратиграфическими методами подразделяется на две подсвиты. Среднемиоценовые отложения нижневален-

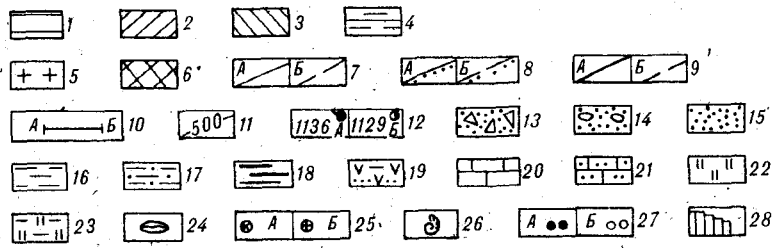
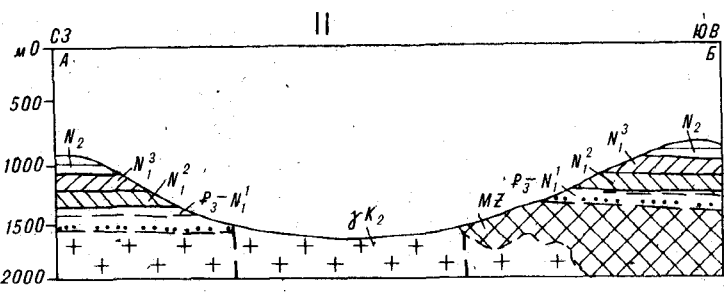
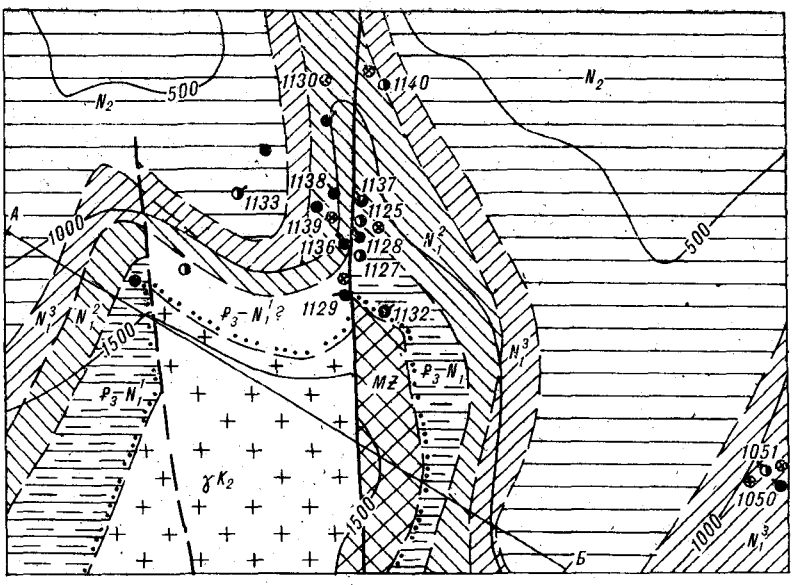


Рис. 2. Фрагмент геологической карты полигона 22 (I) и схематический геологический разрез по линии АБ (II).

1 — N_2 — плиоцен неразделенный, гамовская свита, 2—3 — миоцен: 2 — N_1^3 — верхний подотдел, 3 — N_1^2 — средний подотдел, 4 — $P_3 - N_1^1$ — олигоцен — нижний миоцен, аргиллитовая толща, 5 — γK_2 — позднемиоценовые гранитоиды, 6 — МЗ — мезозойский складчатый комплекс, 7 — стратиграфически согласная и активная интрузивная граница: А — установленная, Б — предполагаемая, 8 — граница несогласного залегания: А — установленная, Б — предполагаемая; 9 — тектоническая граница: А — установленная, Б — предполагаемая

тиновской подсытки почти сплошным чехлом покрывают породы либо докайнозойского фундамента, либо палеогеновые или нижнемиоценовые базальтоиды*. На небольшом участке (полигон 22) 200—300 км² они, возможно, со-

* Авторы статьи базальтоиды не изучали, и поэтому их характеристика не приводится.

ГРУППА СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДОТДЕЛ	СВИТА ТОЛЩА	ПОДСВИТА	ИНДЕКС	ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ		МОЩНОСТЬ, м	
						ШЕЛЬФ	СКЛОН		
НЕОГЕНОВАЯ	МИОЦЕН	ВЕРХНИЙ			N_2^{3ep}			20-30	
		НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ	ПЛОЩИН		N_2^{1-2}			100-200	
		ГАМОВСКАЯ							
	ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ОЛИГОЦЕН	ВЕРХНИЙ			N_1^3			100-200
			СРЕДНИЙ	ВАЛЕНТИНОВСКАЯ		N_1^2			150-200
			НИЖНИЙ	НИЖНЯЯ		N_1^1			150-200
МЕЗОЗОИЧЕСКАЯ	ПАЛЕОГЕНОВАЯ				P_3				
					МЗ				

мая; 10 — линия геологического разреза; 11 — изобаты; 12 — станции драгирования; А — из обнажений, Б — из свалов.

Схематическая стратиграфическая колонка (III).

13 — брекчии, 14 — галечники и гравий с песчаным заполнителем, 15 — песчаники, 16 — алевролиты, 17 — алевролитистые песчаники и песчаные алевролиты, 18 — аргиллиты, 19 — туфоалевролиты, туфодиациты и туфопесчаники, 20 — известняки, 21 — песчаные известняки и известковистые песчаники, 22 — диатомиты, 23 — песчано-алевритовые диатомиты, 24 — карбонатные конкреции, 25 — диатомеи: А — из обнажений, Б — из свалов, 26 — моллюски, 27 — палинокомплексы: А — из обнажений, Б — из свалов, 28 — перерыв, в осадконакоплении.

гласно залегают на олигоцен-нижнемиоценовых отложениях, однако отсутствуют на внутреннем шельфе и в подводных долинах, прорезающих осадочный чехол до фундамента. Максимальную мощность 200—300 м подсытка имеет на материковом склоне, хотя местами мощность сокращается до выклинивания в районе полигона 6. На шельфе ее максимальная мощность

150 м установлена на траверзе бух. Пластун.

В основании подсветы залегает базальный слой небольшой (вероятно, первые метры) мощности, сложенный песчаниками с гравием и галькой, реже конгломератами и конглобрекчиями. Галька и гравий имеют различную окатанность и, как и щебень, представлены породами докайнозойского фундамента. Цементом служит разнозернистый полимиктовый песчаный материал, пропитанный гидроокислами железа.

Подсвету слагают преимущественно измененные диатомиты с прослоями и линзами песчаников, туфопесчаников, алевритовых песчаников, алевролитов, туфоалевролитов, алевритовых «диатомитов»,* «туфодиатомитов», туффитов и в редких случаях песчаных туфогенных известняков.

«Диатомиты» с поверхности обычно пронизаны многочисленными ходами илоедов, образующими цилиндрические отверстия диаметром от 0,5 до 3—5 см, заполненные четвертичными осадками. Это светлосерые породы с массивной, иногда пятнистой текстурой. В их составе доминируют панцири диатомей (до 70% объема породы), сцементированные криптокристаллическим кремнеземом или пелитовой кремнисто-глинистой массой. Постоянно присутствуют в небольшом количестве скелеты радиолярий и спикулы губок. От типичных диатомитов они отличаются очень низким содержанием или отсутствием аморфного кремнезема, преобладающим в криптокристаллическую модификацию и, вероятно, частично ушедшего при образовании минералов гальмиролиза, например, глауконита [11]. В подсвете преобладают песчано-алевритовые разновидности диатомитов, содержащие 15—25% терригенных частиц, представленных кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, реже биотитом, роговой обманкой и эффузивами кислого и среднего состава. В некоторых образцах установлены пирокластические частицы, представленные кварцем, свежим кислым плагиоклазом и кислым стеклом. Встречается глауконит и реже марказит.

Песчаники серые и зеленовато-серые, массивные, содержат до 60—70% обломочной фракции. В большом количестве присутствуют в разной степени окатанные обломки пород, представленные эффузивами кислого, реже среднего состава, гранитоидами и осадочными породами. Цементом служит глинистое вещество с обломками панцирей диатомей. Встречены песчаники и алевролиты, содержащие пирокластический материал в виде вулканических стекол кислого состава. На полигонах 3, 7 и другие

некоторые образцы содержат до 10—15% пирокластических частиц, что позволяет отнести их к туфопесчаникам и туфоалевролитам.

Алевролиты характеризуются невысоким содержанием обломочных зерен (около 50%). В их составе преобладает кварц (30—60%). Реже встречается гидратизированный биотит, слабо серицитизированный или свежий альбит. В незначительном количестве присутствуют амфиболиты, пироксены и минералы эпидот-ципитовой группы. Обломки пород в алевролитах обычно не превышают 10—30% всех обломочных зерен. Обычно это эффузивы кислого состава, гранитоиды, кремнистые породы, реже эффузивы среднего и основного состава, в единичных зернах — осадочные и метаморфические породы. Цемент базальный и порово-базальный, состоит преимущественно из крошки панцирей диатомей и глинистого вещества. Характерна примесь такого же, как и в описанных диатомитах, пирокластического материала.

Туффиты состоят из алеврито-пелитового туфогенного материала существенно хлоритового состава. В него погружены многочисленные (до 50—60%) обломки (0,01—0,3 мм) кристаллов кварца с корродированными гранями, обломки кристаллов плагиоклаза, рогульчатое вулканическое стекло, кусочки биотита, скопления идингсита и хлорита, зерна глауконита, остатки диатомей, радиолярий и фораминифер [6]. Песчаные туфогенные пелитоморфные известняки, по данным тех же авторов, состоят из мельчайших зерен кальцита, с включениями оскольчатых зерен кварца, плагиоклаза, вулканического стекла, хлорита и биотита, а также остатков диатомей.

Возраст подсветы, как и других стратиграфических подразделений неогена, определен на основании изучения остатков диатомей. При этом использована зональная биостратиграфическая схема Коизуми [17]. Диатомовая флора подсветы представлена преимущественно морскими планктонными формами. Она подразделяется на два комплекса, близких по доминирующим и субдоминирующим видам, но отличающихся по сопутствующим.

Доминанты: *Actinocyclus ingens* Ratray, *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, первый вид часто достигает породообразующего значения.

Субдоминанты: *Goniothecium tenue* Brun, *Stephanogonia hanzawae* Kanaya.

Прочие: *Synedra jouseana* Sheshuk., *Stephanopyxis corona* (Ehr.) Grun., *S. cf. ferox* (Grev.) Ralfs sensu Koizumi, *Coscinodiscus endoi* Kanaya, *C. vetustissimus* Pant., *C. yabei* Kanaya, *Hemiaulus polymorphus* Grun., *Triceratium condecorum* Bright, *Goniothecium odontella* Ehr.

Специфические для комплекса I: *Kisseleviella carina* Sheshuk., *Mediaria splendida* Sheshuk., *Stictodiscus kittonianus* Grev., *Denticulopsis lau-*

* Здесь и ниже для краткости измененные диатомиты и сходные с ними породы обозначены «диатомитами».

ta (Bail) Simonsen, а также единичные *Coscinodiscus lewisianus* Grev., *C. sp.* (*C. gracilis* Dolm. in coll.), *Rouxia naviculoides* Schrader, *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehr., *Rhizosolenia miocenica* Schrader, *Biddulphia*(?) *sp.* (*B. etolona* Dolm. in coll.), *Denticulopsis miocenica* (Schrader) Simonsen, *D. punctata* (Schrader) Simonsen, *D. nicobarica* (Grun.) Simonsen.

Специфические для комплекса II: *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen, который является постоянным компонентом этого комплекса, а также спорадически встречающиеся виды: *Denticulopsis praedimorpha* (Akiba ex Barron) Barron, *D. dimorpha* (Schrader) Simonsen, *D. hyalina* (Schrader) Simonsen, *D. lauta* (Bail.) Simonsen, *Rouxia californica* Perag., *Coscinodiscus temperei* Brun, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Thalassiosira manifesta* Sheshuk. Большинство этих видов получают развитие в следующем комплексе, характеризующем более молодые отложения.

Комплекс I, установленный на полигонах 4; 2, 22, а также между полигонами 22 и 3; 10, хорошо сопоставляется со среднемиоценовой зоной *Denticulopsis lauta* по присутствию зонального вида и общему видовому составу. Комплекс II содержится в пробах с тех же полигонов, а также на полигонах 7, 11. Он сопоставляется с зоной *Denticulopsis lauta* — *D. hustedtii*, имеющей диапазон от среднего миоцена до низов верхнего миоцена.

Из туффитов и туфогенных известняков Т. И. Демидова определила палинокомплекс, сходный, по ее мнению, со спектром верхней части усть-давыдовской свиты [6]: пыльца голосеменных растений составляет до 77,2% спектра, в котором встречены *Tsuga canadensis* (L.) Garr., *T. diversifolia* (M.) Mast, *Picea* sect. *Omorica* и *P.* sect. *Eupicea*, *Abies* sp., *Larix* sp., сем. *Cupressaceae*, единично — *Cedrus*, *Podocarpus*. Из пыльцы покрыто-семенных растений преобладают семейства: *Fagaceae* (*Fagus japonica* Maxim., *Quercus* sp., *Castanea* sp., *C. crenata* S. et Z.), *Betulaceae* (*Carpinus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp.), *Juglandaceae* (*Juglans* sp., *Carya* sp., *Carya ovaliformis* Bolotnicova, *Pterocarya convexipora* Bolotnicova, *P. huphenensis* Scan.), *Ulmaceae* *Ulmus* sp., единично *Planera*, *Celtis*).

Отмечены *Engelhardtia*, *Moraceae*, *Aralia*, *Liquidambar*, *Tilia*, *Tapa*, *Nyssa* и пыльца травянистых растений *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Onagraceae*, *Leguminosae*, *Violaceae*.

Верхневалентиновская подсвита (верхний миоцен) согласно залегает на нижней или трансгрессивно на породах фундамента. Она обнаружена на всех полигонах. Мощность подсвиты на шельфе и склоне колеблется от 100 до 250 м. Состав слагающих свиту пород практически аналогичен нижней подсвите.

Несколько возрастает роль «диатомитов» и песчаных известняков. Появляются линзы(?) известняков. В «диатомитах» уменьшается примесь терригенного материала (обычно 3—5%).

Диатомей, изученные в различных литологических разностях пород подсвиты, также подразделяются на два комплекса — III и IV. Комплекс III обнаружен в различных по составу породах, поднятых на полигонах 8—11 и ст. 1050 вне полигонов. Доминанты комплексов I и II здесь практически исчезают, за исключением *Actinocyclus ingens* Rattray.

Доминируют: *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen, *Gonothecium tenue* Brun. Постоянно присутствуют: *Rouxia californica* Perag., *Coscinodiscus temperei* Brun, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Thalassiosira manifesta* Sheshuk. Возрастает роль рода *Thalassiosira*: *T. antiqua* (Grun.) A. Cl., *T. decipiens* (Grun.) Jorg.? sensu Sheshuk., *T. nidulus* (Temp. et Brun) Jousè, *T. excentrica* (Ehr.) Cl. Спорадически встречаются виды, широко распространенные в комплексах I, II: *Actinocyclus ingens* Rattray, *Stephanogonia hanzawaе* Kanaya, *Synedra jouseana* Sheshuk. В целом, комплекс III является аналогом позднемиоценовой зоны *Denticulopsis hustedtii*.

Диатомей комплекса IV обнаружены в различных породах с полигонов 2, 7, 10. Их состав сходен с составом комплекса III по наличию типичных миоценовых видов, достигающих иногда высокой численности: *Rouxia californica* Perag., *Gonothecium tenue* Brun, *Coscinodiscus temperei* Brun; доминирует *Thalassiosira decipiens* (Grun.) Jorg.? sensu Sheshuk. Число представителей этого рода увеличилось. Кроме указанных видов, в комплексе III присутствуют: *T. gravida* f. *fossilis* Jousè, *T. zabelinae* Jousè, *T. nativa* Sheshuk. Исчез зональный вид предыдущего комплекса *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen. Спорадически встречаются: *Rhizosolenia barboi* Brun, *Actinocyclus ochotensis* Jousè, *A. divisus* (Grun.) Hust., *Nitzschia* cf. *jouseae* Burckle, *N. rolandii* Schrader, *Denticulopsis kamtschatica* (Zabelinae) Simonsen, *Thalassionema hirosakiensis* (Kanaya) Schrader, *Coscinodiscus pustulatus* Mann, *Cosmodiscus intersectus* Jousè. Корреляция этого комплекса с зонами Коизуми затруднена вследствие отсутствия в нем *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kan.) Simonsen и лишь единичными *D. kamtschatica* (Zabel.) Simonsen. Подобный комплекс описал Х. Харпер [18] из формаций Трбецу и Мораи (северо-запад о. Хоккайдо), соответствующих верхней части верхнего миоцена. В палинокомплексе описываемых отложений преобладают голосеменные. Среди них наиболее многочисленны умеренно теплолюбивые *Picea* sp. и *Tsuga* sp., представленные несколь-

кими видами; *Pinus* sp., *Abies* sp. — в небольших количествах. Из покрытосеменных широко распространены *Betulaceae* (*Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*). Подчиненное значение имеют *Juglandaceae* (*Carya* sp., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp.), *Fagaceae* (*Fagus* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp.); отмечены: *Ulmus* sp., *Zelkova* sp., *Tilia* sp. Отмечены споры и пыльца травянистых растений: *Polypodiaceae*, *Lycopodium* sp., *Osmunda* sp., *Artemisia* sp., сем. *Chenopodiaceae*. Палиноспектр отражает умеренно теплолюбивую флору позднего миоцена.

Для установления основных особенностей развития шельфа и склона Приморья в миоцене использован анализ литолого-фациальных изменений вертикального разреза внешнего шельфа, перерывов и несогласий, а также мощности осадочных толщ.

К началу миоцена тектоническая активность зоны перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю существенно снизилась. В раннем миоцене продолжалось выравнивание низких гор и холмов Сихотэ-Алиня, во впадинах накапливались существенно терригенные отложения усть-давыдовской свиты. Климат умеренно теплый гумидный постепенно становился теплее на протяжении всего нижнего миоцена [3]. Суша распространялась несколько южнее бровки современного шельфа. Далее к югу и юго-востоку в прибрежной зоне нормально-соленого праяпономорского бассейна накапливались нижнемиоценовые аргиллиты и, возможно, «диатомиты» [8]. Трансгрессивное залегание этих отложений на фундаменте материкового склона связано в основном с повышением уровня Мирового океана, вызванным потеплением климата. Кроме того, бассейн седиментации, по-видимому, несколько расширился за счет опускания материковой окраины. На рубеже раннего и среднего миоцена наступил климатический оптимум, и эвстатическая трансгрессия достигла максимума. Море затопило край материка, и образовался шельф.

С начала среднего миоцена до эоплейстоцена включительно происходило похолодание [8]. Дальнейшее повышение уровня Мирового океана обеспечивалось выделением ювенильной воды, накоплением осадков и действием ряда других факторов [5]. Продолжался тектонический «перекос» материковой окраины. Пространство возможного осадконакопления на шельфе и склоне образовывалось в основном в ре-

зультате их прогибания, значительно более интенсивного к северо-востоку от Центрального разлома. Формирование в осадочном чехле расчлененного углового несогласия связано с увеличением амплитуды прогибания в сторону открытого моря. Опускание фундамента материкового подножия значительно превышало прогибание внешнего шельфа. Контрастность рельефа материкового склона увеличивалась. На некоторых участках склона седиментация прекратилась, поскольку угол наклона его поверхности превысил угол естественного откоса обводненного грунта. В каньонах, большая часть которых была сформирована до среднего миоцена [13], происходила активная эрозия материкового склона.

В среднем миоцене в изолированных тектонических впадинах суши продолжали накапливаться отложения усть-давыдовской свиты, в разрезе которой в ряде случаев имеются галечники и конгломераты. Преимущественно в прибрежной зоне в наземных и подводных условиях формировались базальты и андезитобазальты. На материковом склоне накапливались отложения с существенным содержанием пирокластических частиц. На шельфе отложения аналогичного состава, но с базальными конгломератами трансгрессивно перекрыли размытую поверхность акустического фундамента. Более грубозернистый состав среднемиоценовых пород по сравнению с нижнемиоценовыми следует, по-видимому, связывать с некоторой активизацией воодымания Сихотэ-Алиня. В конце среднего миоцена произошло опускание блока фундамента внешнего шельфа и склона на траверзе зал. Владимира. В результате изменения структурно-седиментационных условий в северо-восточном борту Владимирского каньона было сформировано местное азимутальное несогласие между средне- и верхнемиоценовыми отложениями.

В позднем миоцене вследствие уменьшения контрастности рельефа прибрежной суши снизилась интенсивность субаэральной эрозии и уменьшился поток терригенного материала. На побережье продолжались вулканические процессы. Наряду с излияниями лав основного состава при некоторых извержениях происходили выбросы пеплов кислого состава [7]. На шельфе и склоне в условиях интенсивного погружения формировалась преимущественно «диатомитовая» толща.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безвержний В. Д., Ващенко Н. Г. и др. О стратиграфии неогеновых отложений шельфа и материкового склона Юго-Восточного Приморья (по сейсмоакустическим данным). — В кн.: Геофизика дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

2. Берсеев И. И. Опыт геологической съемки материкового склона в пределах акватории залива Петра Великого (Японское море). — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.

3. Богданов Ю. А., Николаев С. Д. Изменение климата

- бассейна Тихого океана в мезо-кайнозой.— В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978.
4. Варнаевский В. Г. Геология и полезные ископаемые кайнозойских осадочных бассейнов юга материковой части Дальнего Востока. Автореф. докт. дис. Хабаровск, 1981.
 5. Васильковский Н. П. Непостоянство уровня Мирового океана в геологическом прошлом.— Океанология, 1973, т. 13, вып. 6.
 6. Васильев В. И., Марков Ю. Д. и др. О геологическом строении континентального склона залива Петра Великого (Японское море).— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.
 7. Геология СССР, т. 32. Приморский край. Геологическое описание. М.: Недра, 1969.
 8. Долматова Л. М. Диатомовая флора позднего кайнозоя Камчатки и ее стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1980.
 9. Зверев С. М. Сейсмические исследования на море. М.: МГУ, 1964.
 10. Карп Б. Я., Прокудин В. Г. Определение форм рельефа морского дна при непрерывном сейсмическом профилировании.— В кн.: Геофизические исследования переходной зоны от континента к океану в области Японского моря. Владивосток, 1977.
 11. Липкина М. И. Типы пород неогеновых отложений материкового склона Японского моря у берегов южного Приморья.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
 12. Маргулис Л. С., Шпегаленко М. А. и др. Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений присахалинского района Татарского пролива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 7.
 13. Пуцин И. К., Берсенева И. И. и др. Неогеновые отложения материкового склона Приморья.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
 14. Пуцин И. К., Болдырева В. И. и др. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья.— В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 15. Филатьев В. П. Скорости упругих колебаний в осадках залива Петра Великого по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования.— В кн.: Геофизические исследования переходной зоны от континента к океану в области Японского моря. Владивосток, 1977.
 16. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
 17. Koizumi I. Diatom Biostratigraphy in the North Pacific Region.— In: Proceedings of the 1-st Intern. Congress on Pacific Neogene Stratigraphy. Tokyo, 1977.
 18. Ujiie H., Saito T. et al. Biostratigraphy, Paleomagnetism and Sedimentology of Late Cenozoic Sediments in Northwest Hokkaido, Japan.— Bull. Nat. Sci. Mus., Ser C (Geol.), 1977, N 3 (2).

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
1 августа 1983 г.

УДК 551.24(571.5+571.6)+550.3(571.5+571.6)

Л. Е. Шустова

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В результате анализа комплекса геофизических данных построен глубинный разрез земной коры и верхней мантии вдоль профилей, пересекающих юг Восточной Сибири и Дальнего Востока. Установлено, что разновозрастным геологическим структурам соответствуют блоки, различающиеся строением от поверхности Земли до глубины 500—600 км. Однородные по плотности блоки соответствуют древней докембрийской Восточно-Сибирской платформе и Тихому океану, неоднородные — Байкальской складчатой системе и зоне перехода от Азиатского континента к океану. Существенное влияние на глубинное строение

Байкальского блока оказывает разуплотнение мантии, которое на больших глубинах распространяется от Байкала на запад и далеко на восток, вплоть до берега Охотского моря. Из сравнения средних значений плотности древних ксенолитов и расчетной плотности современной мантии можно предположить, что разуплотнение мантии под Восточно-Сибирской платформой началось сравнительно недавно. Разуплотнение под Байкальским блоком, приведшее к образованию рифтовой зоны, является продолжением процесса, начавшегося в более древние геологические эпохи.

В основу выполненных глубинных построений положены результаты интерпретации гравиметрических наблюдений, дополненные данными сейсмологии, сейсмометрии, магнитометрии, геоэлектротометрии и геотермометрии.

Профили глубинных исследований охватывают комплекс разновозрастных геологических структур юга Восточной Сибири и Дальнего Востока от докембрия Восточно-Сибирской платформы до современной зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Протяженность профилей составляет более 4500 км. Они начинаются у Енисейского кряжа, пересекают северную окраину Байкальской рифтовой зоны, Алданский массив, Приморье, Японское море, о. Хоккайдо, глубоководный желоб и заканчиваются в Тихом океане (рис. 1).

Гравитационное поле по профилям исследований было обработано по способу В. М. Березкина [1], что позволило выделить на разрезе различные по интенсивности и глубине залегания точки максимумов нормированного градиента силы тяжести (особые точки), разделенные обширными зонами минимумов градиента. Максимумы градиента принадлежат центрам тяжести локальных масс с аномальной (положительной или отрицательной) плотностью либо границам раздела обширных масс с различной плотностью. Области устойчивого сохранения минимальных значений нормированного градиента силы тяжести рассматриваются как зоны

размещения преимущественно однородных гравитационных масс.

По распределению максимумов и минимумов нормированного градиента с учетом их интенсивности выделено шесть крупных глубинных блоков земной коры и верхней мантии (рис. 2). Каждый блок имеет протяженность в несколько сот километров по профилю и простирается на глубину до 500—600 км. Границы блоков установлены в одних случаях по субвертикальным зонам концентрации особых точек на глубинном разрезе, в других — по резкому изменению характера распределения экстремальных значений градиента.

Построенные разрезы земной коры и верхней мантии юга Восточной Сибири и Дальнего Востока согласуются с существующими представлениями о геологическом строении региона [Зуб и др.], при этом разновозрастным геологическим структурам соответствуют на глубине крупные коромантийные блоки, обладающие различными геофизическими характеристиками.

Первый блок объединяет структуры Енисейского кряжа и Тасеевского массива Иркутского амфитеатра Восточно-Сибирской платформы. Западная граница блока (глубинный разлом) совпадает с пограничной зоной между Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской платформами. На глубине пограничная зона отмечается скоплением особых точек нормированного градиента силы тяжести. Ось зоны уходит под Запад-

но-Сибирскую плиту и прослеживается до глубины 300 км. На существование здесь глубинного разлома, рассекающего всю толщу земной коры, указывают также данные сейсморазведки [6]. Внутри рассматриваемого блока отсутствуют существенные плотностные неоднородности, о чем свидетельствуют интенсивные минимумы нормированного градиента силы тяжести, наблюдаемые по всему объему блока до глубины 500—600 км.

Второй глубинный блок включает Байкальскую складчатую область и докембрийские структуры Восточно-Сибирской платформы: Олотскую и Анабарскую на западе и Олѣкминскую на востоке. В качестве западной границы блока может быть принят разлом между Тасевским массивом и Олотской складчатой системой. Глубинное продолжение этого разлома определяется нами по изменению характера поля нормированного градиента силы тяжести. Восточная граница блока совпадает с зоной разломов, разделяющей Олѣкминскую складчатую систему и Алданский массив, которая прослеживается в виде цепочки интенсивных особых точек на глубину более 200 км. Восточная пограничная зона разломов наклонена под Алданский массив. Байкальский блок характеризуется значительной концентрацией особых точек высокой интенсивности, заполняющих всю центральную часть блока до глубины 600 км, что является признаком присутствия значительных плотностных неоднородностей. Судя по знаку и величине региональной гравитационной аномалии, а также по данным сейсмологических наблюдений [8, 9], неоднородность мантии в Байкальском блоке выражается в разуплотнении вещества. Существование и границы областей аномальной мантии, предполагаемые по данным метода полного нормированного градиента (см. рис. 2), подтверждены решением прямой задачи гравитационного потенциала и сопоставлением рассчитанного и наблюдаемого гравитационного поля (рис. 3). Максимальный объем аномальной мантии находится под Байкальской рифтовой зоной. Положение экстремальных точек нормированного градиента силы тяжести позволяет допустить в этом блоке чередование (слоистость) нормального и аномального вещества мантии на глубине от 100 до 500 км и более (см. рис. 2). Причем область разуплотненной мантии на глубине 300—400 км имеет, по-видимому, продолжение далеко на запад под Иркутский амфитеатр и на восток

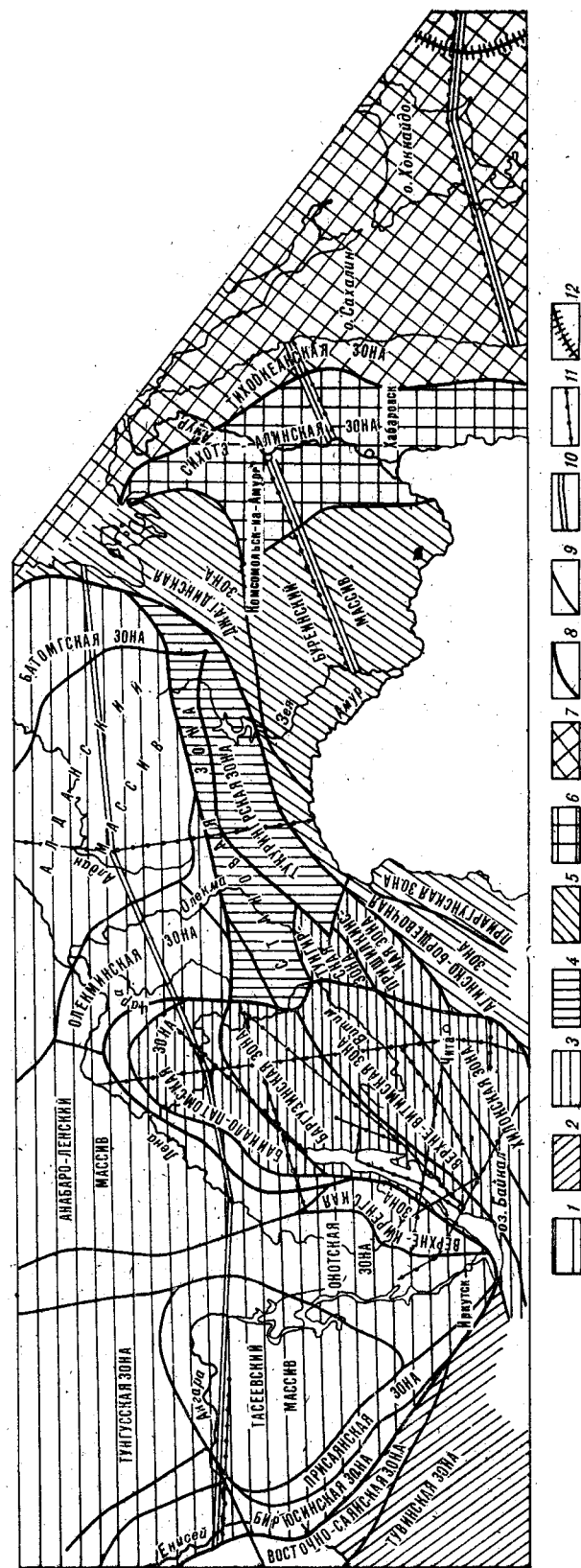


Рис. 1. Схема структурного районирования юга Восточной Сибири и Дальнего Востока (по А. Н. Неелову [3]).
 1 — Сибирская платформа; складчатые области: 2 — Алтай-Саянская, 3 — Байкальская, 4 — Джугджуро-Становая, 5 — Монголо-Охотская, 6 — Сихоте-Алинская, 7 — Тихоокеанская; зоны глубинных разломов, разделяющие: 8 — складчатые области, 9 — складчатые зоны; 10 — профили исследования, 11 — профили ГСЗ, 12 — глубоководный желоб.

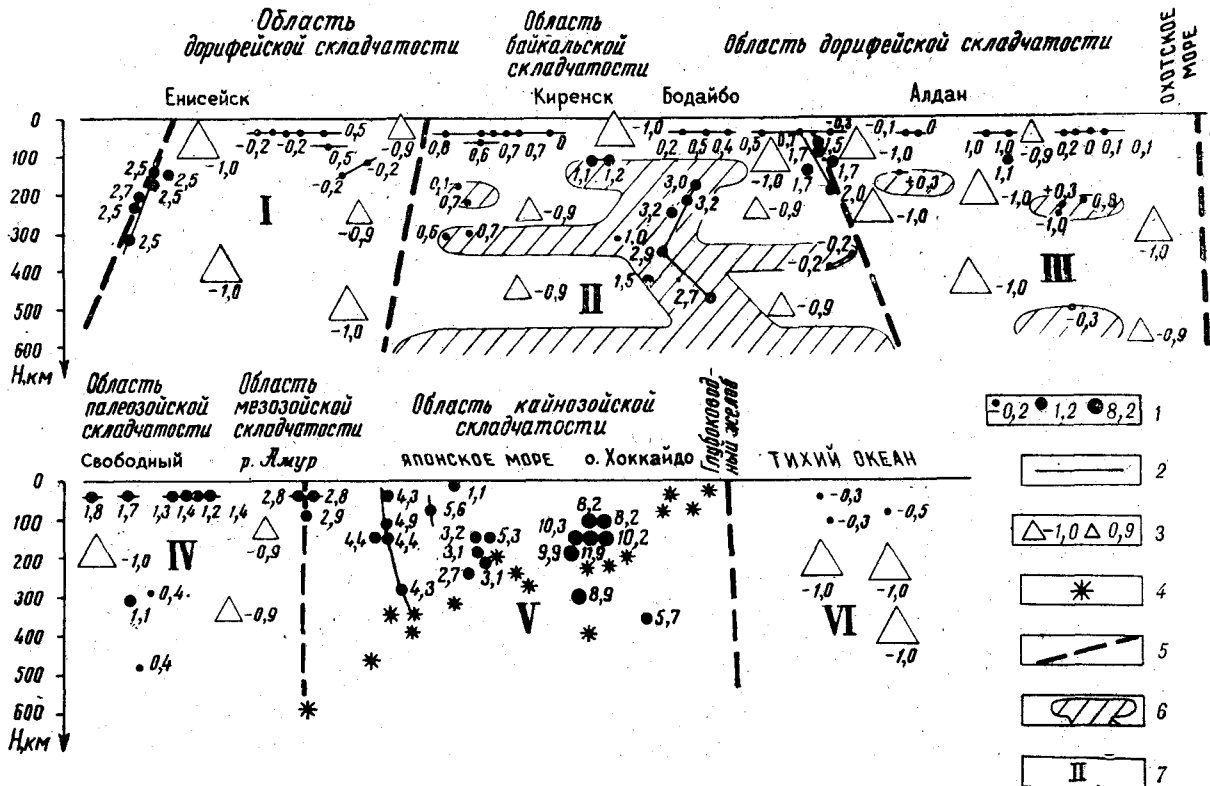


Рис. 2. Схематические разрезы земной коры и верхней мантии юга Восточной Сибири и Дальнего Востока по гравиметрическим данным.

1 — относительные максимумы нормированного градиента силы тяжести различной интенсивности (в условных единицах), 2 — границы раздела масс с различной плотностью, 3 — минимумы нормированного градиента силы тяжести различной интенсивности (в условных единицах), 4 — гипотендры землетрясений с магнитудой более 5 баллов; 5 — глубинные разломы, 6 — зоны аномальной (разуплотненной) мантии, 7 — крупные блоки земной коры и мантии: I — Иркутский, II — Байкальский, III — Алданский, IV — Приморский, V — Переходный от континента к океану, VI — Тихоокеанский.

под Олёкминскую складчатую систему, а на глубине 500 км и более, возможно, и под Алданский массив, вплоть до побережья Охотского моря.

Третий глубинный блок соответствует докембрийским структурам Алданского массива и Батомгской складчатой системы. Присутствие глубоких минимумов градиента силы тяжести указывает на однородное строение блока в целом. Отдельные особые точки на глубине 100, 200 и 500 км приурочены, по-видимому, к областям разуплотнения вещества мантии и, как было показано ранее, могут быть связаны с обширной зоной разуплотнения мантии в Байкальском блоке.

Четвертый, Приморский, блок выделен на втором из рассмотренных профилей и включает в себя Буреинский массив и западную часть Сихотэ-Алинской складчатой системы. Глубина залегания минимумов градиента силы тяжести в Приморском блоке относительно меньше, чем в первом и третьем, на основании чего можно допустить, что в Приморском блоке нижняя часть верхней мантии более неоднородна.

Пятый блок относится к области перехода от континента к океану. Граница между переход-

ным и Приморским блоками проходит по разлому, выделенному на поверхности по геологическим данным [3, 4]. До глубины около 100 км указанный разлом может быть проведен по особым точкам градиента силы тяжести, далее до глубины 400—500 км может быть продолжен вплоть до наиболее глубоких очагов землетрясений. Присутствие гипотендров глубинных землетрясений в мантии является отличительной чертой пятого блока. Здесь наблюдается также концентрация большого числа интенсивных особых точек и отсутствие глубоких минимумов градиента силы тяжести, что свидетельствует о высокой плотностной неоднородности блока в целом. В пределах блока широко развит вулканизм и наблюдаются повышенные тепловые потоки. Гипоцентры глубоких землетрясений группируются в ограниченной, так называемой сейсмофокальной плоскости, погружающейся с востока на запад. Основная масса особых точек градиента силы тяжести сосредоточена выше сейсмофокальной плоскости. Вместе с тем ниже сейсмофокальной плоскости также отсутствуют интенсивные минимумы градиента и присутствуют отдельные особые точки, что свидетельствует о продолжении на глубину плот-

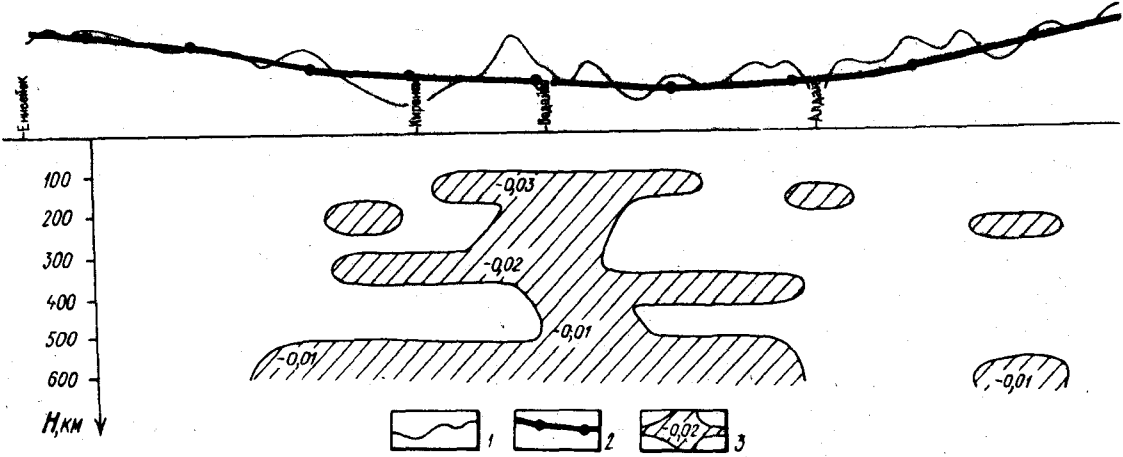


Рис. 3. Плотностная модель мантии Восточной Сибири и Дальнего Востока.

1 — кривая силы тяжести, 2 — расчетные точки и подобранная кривая гравитационного влияния мантии, 3 — зоны аномальной (разуплотненной) мантии, цифры указывают дефект плотности в мантии.

ностных неоднородностей и, вероятно, о значительном вертикальном диапазоне современных процессов активного преобразования мантии. В западной части блока особые точки группируются в субвертикальную зону, выходящую на поверхность в районе Сихотэ-Алинского вулканического пояса и уходящую на глубину 300 км. Следующая к востоку группа особых точек в виде некоторого сгущения на глубине 150—250 км наблюдается под глубоководной впадиной Японского моря. Возможно, что на указанной глубине сосредоточена область разогрева пород мантии, являющаяся источником интенсивного теплового потока, регистрируемого в этой части Японского моря. Следующая группа особых точек под западной частью о. Хоккайдо сосредоточена на глубине 100—150 км непосредственно под действующими вулканами. Можно предположить, что здесь плотностная неоднородность обусловлена существованием магматического резервуара.

В шестом глубинном блоке, относящемся к Тихому океану, вновь присутствуют глубокие минимумы нормированного градиента силы тяжести, свидетельствующие о плотностной однородности этого блока. Граница между пятым и шестым блоками проходит по глубоководному желобу. На глубину эта граница может быть продолжена условно вдоль зоны изменения характера поля градиента силы тяжести.

Путем вычитания из исходных значений гравитационного поля региональной составляющей были получены локальные аномалии поля, которые интерпретировались по методу подбора плотностью разреза с учетом измеренных значений плотности горных пород (9—11 и др.). Следует отметить, что наилучшее совпадение расчетных значений плотности с измеренными по образцам горных пород достигалось в случаях, когда средние значения плотности породных

комплексов, привязанные к геологическим структурам, распространялись на всю верхнюю толщу земной коры до глубины 5—10 км (рис. 4). Аналогичные результаты были получены и ранее при изучении глубинного строения Восточно-Европейской платформы [12].

Граница раздела земной коры и мантии, четко отмечаемая по данным сейсмических наблюдений как граница М, проявляется в поле нормированного градиента силы тяжести горизонтальным размещением особых точек на глубине 30—70 км, которое отмечается в пределах отдельных участков профилей в первых четырех континентальных блоках (см. рис. 2). Различную интенсивность указанных особых точек на различных участках профиля и наличие разрывов в прослеживании этой гравиметрической границы можно рассматривать как признак дифференцированности средней плотности вещества земной коры и верхней мантии вдоль рассматриваемых профилей. Сопоставление плотностного разреза верхней части земной коры с полем нормированного градиента силы тяжести позволяет установить, что особые точки нормированного градиента сосредотачиваются на глубине 30—70 км на тех участках профилей, где отмечаются относительно более низкие значения плотности горных пород в верхней части земной коры. В западной части Тасеевского массива и в Ойотской складчатой системе низкая плотность в верхней части коры обусловлена присутствием рыхлых осадочных пород. В восточной части Олёмкинской зоны, на отдельных участках Алданского щита и Буреинского массива низкая плотность пород верхней части земной коры связана с широким развитием в фундаменте пород гранито-гнейсового состава. По-видимому, на указанных участках средняя плотность земной коры существенно понижается в сравнении с другими

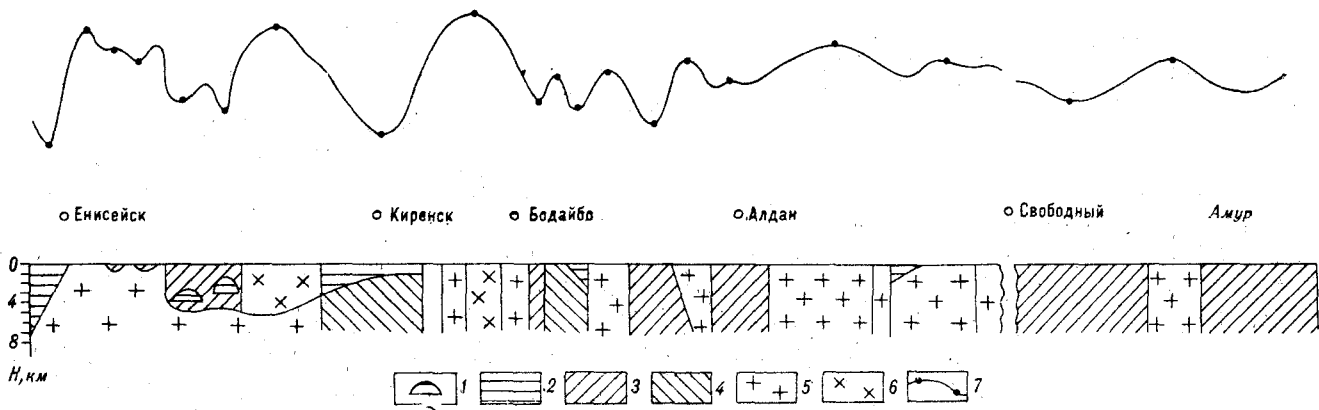


Рис. 4. Плотностная модель верхней части земной коры по расчетам локальных гравитационных аномалий. Плотность горных пород в г/см³: 1 — 2,15—2,20; 2 — 2,50—2,60; 3 — 2,60—2,65; 4 — 2,65—2,70; 5 — 2,70—2,75; 6 — 2,75—2,80; 7 — кривая локальных гравитационных аномалий и расчетные точки.

участками, где земная кора представлена преимущественно плотными осадочно-метаморфизованными и магматическими горными породами, а степень дифференциации пород земной коры и верхней мантии по плотности значительно слабее.

Представленные глубинные разрезы по геофизическим данным характеризуют современное состояние главных элементов структуры земной коры и верхней мантии юга Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Некоторое представление о древней структуре глубинных пород коры и верхней мантии можно получить на основании исследования состава глубинных ксенолитов, которые для Восточной Сибири хорошо изучены в кимберлитовых трубках древних платформ и частично в вулканических аппаратах щелочно-базальтоидной магмы складчатых поясов. Среди глубинных ксенолитов преобладают породы ультраосновного и основного состава. Разные условия образования обуславливают различные минеральные ассоциации и типов пород. Отличие в наборе и составе ксенолитов интерпретируется как проявление дифференциации верхней мантии [13, 14 и др.], что позволило построить кар-

ту типов верхней мантии для территории СССР и сопредельных стран.

Количество исследованных ксенолитов вблизи выбранных нами профилей невелико. На территории докембрийской Восточно-Сибирской платформы изучены глубинные ксенолиты в палеозойских базальтоидах и кимберлитах, а в районах палеозойских мезозойских структур исследованы ксенолиты в кайнозойских базальтоидах. По составу ксенолитов нами была оценена средняя плотность «палеомантии», которая оказалась равной 3,30 г/см³ для блоков Восточно-Сибирской платформы (I и III) и несколько меньше — 3,15—3,20 г/см³ для Байкальского (II) и Приморского (IV) блоков.

Сравнение средних значений плотности древней мантии, вычисленных по составу глубинных ксенолитов, с результатами интерпретации современных физических полей подтверждает наш вывод о сравнительно недавно начавшемся разуплотнении верхней мантии под древней Восточно-Сибирской платформой. Вместе с тем разуплотнение мантии под Байкальским блоком, приведшее к образованию рифтовой зоны, является продолжением процессов, начатых в более древние геологические эпохи развития Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Елисеева И. С., Березкин В. М., Богомазова Т. А. Изучение глубинного строения земной коры с помощью метода полного нормированного градиента силы тяжести.— Прикладная геофизика, 1973, вып. 70.
2. Тектоника Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000). М.: Наука, 1966.
3. Неелов А. Н., Милькевич Р. И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. Л.: Наука, 1979.
4. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980.
5. Фотиади Э. Э., Колмогорова П. П. и др. Современные вертикальные движения, изостазия и плотностная неоднородность литосферы Южной Сибири.— В кн.: Современные движения земной коры (теория, методы, прогноз). М.: Наука, 1980.
6. Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М.: Наука, 1970.
7. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979.

8. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981.
9. Лобачевский И. В., Ломтадзе В. В. Об одном способе оценки эффективной плотности гравитирующих тел.— Геол. и геофиз., 1981, № 7.
10. Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др. Плотностные неоднородности земной коры юга Дальнего Востока.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
11. Письменный В. М. Роль гравиразведки в изучении

*Институт геологии
и геохронологии докембрия
АН СССР
Ленинград*

- осадочной толщии Иркутского амфитеатра.— В кн.: Методика и результаты геофизических исследований Восточной Сибири. Иркутск, 1979.
12. Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований.— Сов. геол., 1966, № 5.
 13. Луц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
 14. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 456).

*Поступила в редакцию
6 мая 1983 г.*

УДК 550.83.053(571.63/64)

Л. И. Брянский

ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Предложен новый методический подход моделирования глубинного строения земной коры по гравиметрическим данным, названный методом стандартных моделей. Разработаны способы оценки гравитационного эффекта сложных блоковых градиентно-плотностных моделей. Установлено, что при определенных ус-

ловиях возможно вычисление градиентов плотности верхней части земной коры до уровня ее консолидации по геофизическим данным. Метод реализован при построении моделей глубинного строения Сихотэ-Алинской складчатой области.

В настоящее время в Сихотэ-Алинской складчатой области интерпретация гравиметрических данных неоднозначна, в частности, противоречивы опорные плотностные модели на имеющиеся профили ГСЗ. Трудность моделирования глубинных разрезов определяется недостаточностью информации о характере распределения плотности в земной коре и верхней мантии. Данные ГСЗ [2] не обеспечивают возможность построения детальных скоростных разрезов, которые можно было бы трансформировать в плотностные. Слабо изучены эмпирические зависимости между скоростью сейсмических волн и плотностью, особенно для условий больших глубин.

Пути решения проблемы построения гравитационных (плотностных) моделей земной коры, по нашему мнению, могут быть найдены на основе выявления стандартных закономерностей распределения плотности земной коры в целом или общих в пределах отдельных регионов.

К сожалению, в настоящее время такие закономерности пока не установлены. Если опираться на данные детальных сейсмических исследований, полученных в последние годы [5, 7], то следует допустить, что закономерное распределение плотности нужно искать в средних и нижних частях земной коры ниже поверхности консолидированной коры, где плотность различных пород выравнивается и изменяется плавно, в то время как верхняя часть земной коры характеризуется относительно более высокими градиентами и скачками плотности по латерали на границах тектонических блоков.

Допустив универсальность законов распределения плотности в средних и нижних частях

земной коры, можно говорить о стандартных плотностных моделях.

Наиболее вероятны два варианта стандартных моделей. В первом вертикальный градиент плотности постоянен в любой точке рассматриваемого слоя земной коры, в другом он меняется по латерали. В любом случае, принимая априорно тот или иной закон распределения плотности в земной коре, процесс моделирования становится подчиненным определенным (стандартным) правилам, обеспечивающим получение однозначного результата в рамках выбранных граничных условий.

Рассмотрим пример блоково-слоистой среды. При этом, учитывая степень достоверности выделения сейсмогеологических границ, для построения стандартной модели будем использовать лишь две границы: консолидированной коры (КК) и Мохоровичича (М). Введение промежуточных границ сделало бы задачу более неопределенной. Будем считать, что скачки плотности на промежуточных границах и смена градиентов существенно не искажают общий закон изменения плотности с глубиной. Таким образом, рассматривается трехслойная плотностная модель. Будем полагать, что верхний слой является ответственным за локальную составляющую поля силы тяжести, средний и нижний (верхняя мантия) — за региональную. Нижний слой (для расчетов) ограничим плоскостью на глубине 60 км.

Закрепим следующие петрофизические граничные условия. Для двух верхних плотностных слоев земной коры рассматривается градиентно-плотностная модель, для верхней мантии плотность принята постоянной, равной $3,2 \text{ г/см}^3$. Земная кора разбита на блоки разломами.

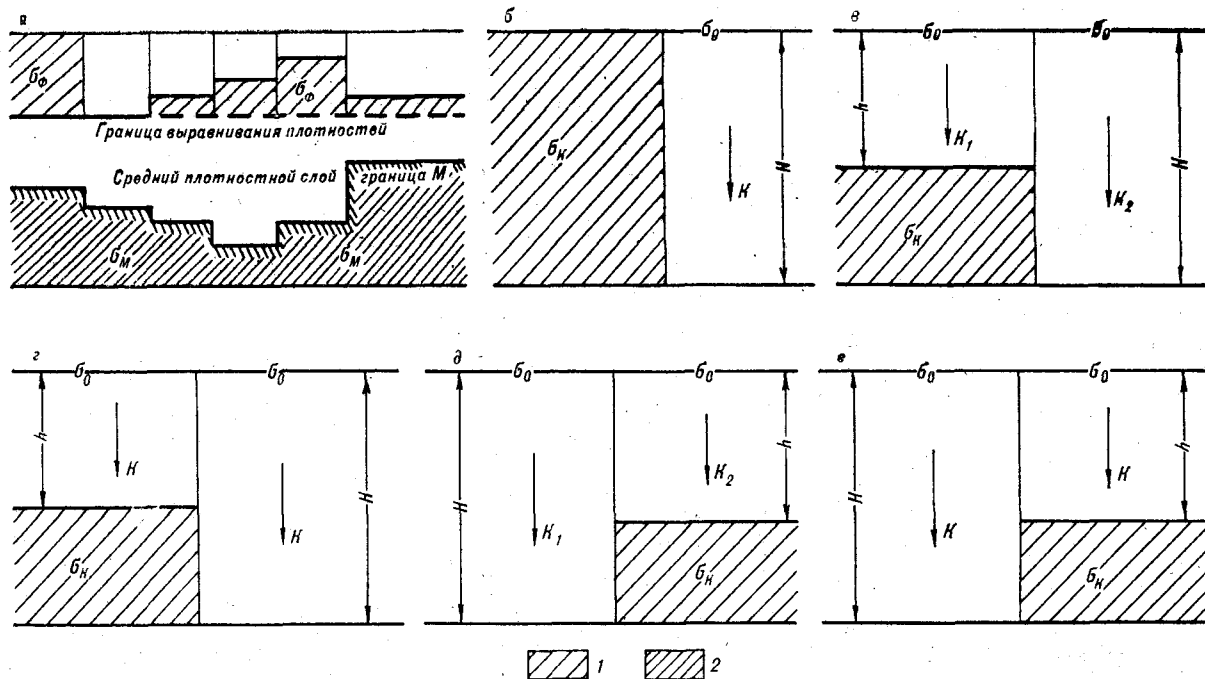


Рис. 1. Расчетный элемент плотностной модели с горизонтальной границей между верхним и средним слоями:

а — принципиальная плотностная модель Сихотэ-Алиинской

Смещение границ плотностных слоев по ним принято по данным ГСЗ, плотность на поверхности блоков взята по данным денситометрии. Сделано допущение, что в каждом блоке плотность изменяется с глубиной по линейному закону.

Таким образом, принятые граничные условия закреплены для верхнего и нижнего плотностных слоев и однозначно определяют их гравитационный эффект. Для среднего слоя принимается априорно стандартная плотностная модель — закон изменения плотности в этом слое. Методика моделирования заключается в переборе вариантов стандартных моделей.

В данной работе изучалась гравитационная модель Сихотэ-Алиинской складчатой области по профилю ГСЗ Спасск-Дальний-Зеркальная [2]. Этот профиль пересекает Приморский край с запада на восток, включая следующие структурные элементы: Ханкайский срединный массив, Арсеньевский прогиб, Главный антиклинорий, Главный синклинорий, Прибрежный антиклинорий, которые формируют внешнюю, континентальную часть переходной зоны «континент — океан».

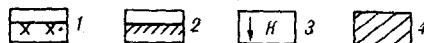
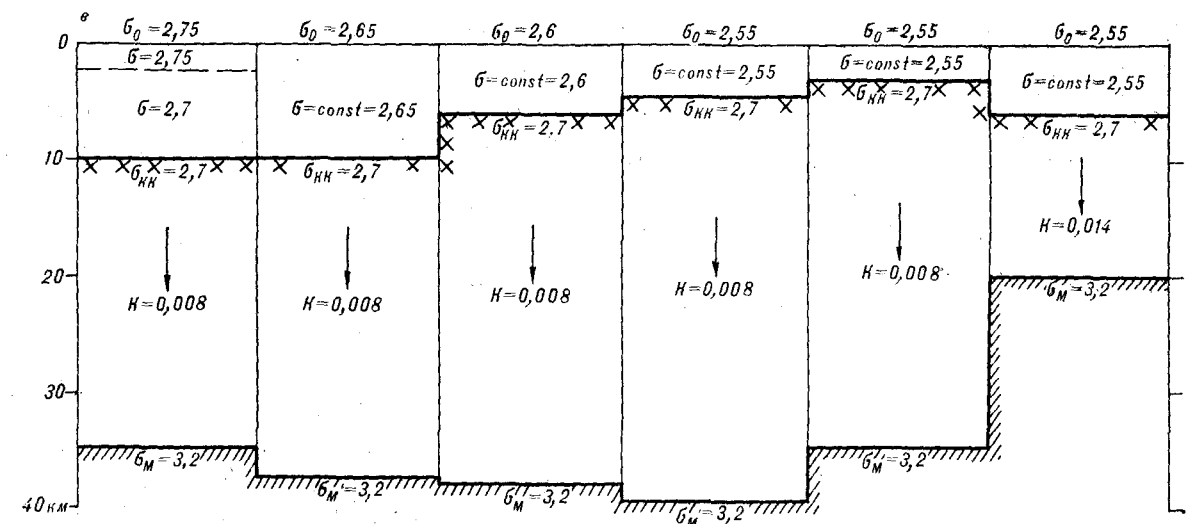
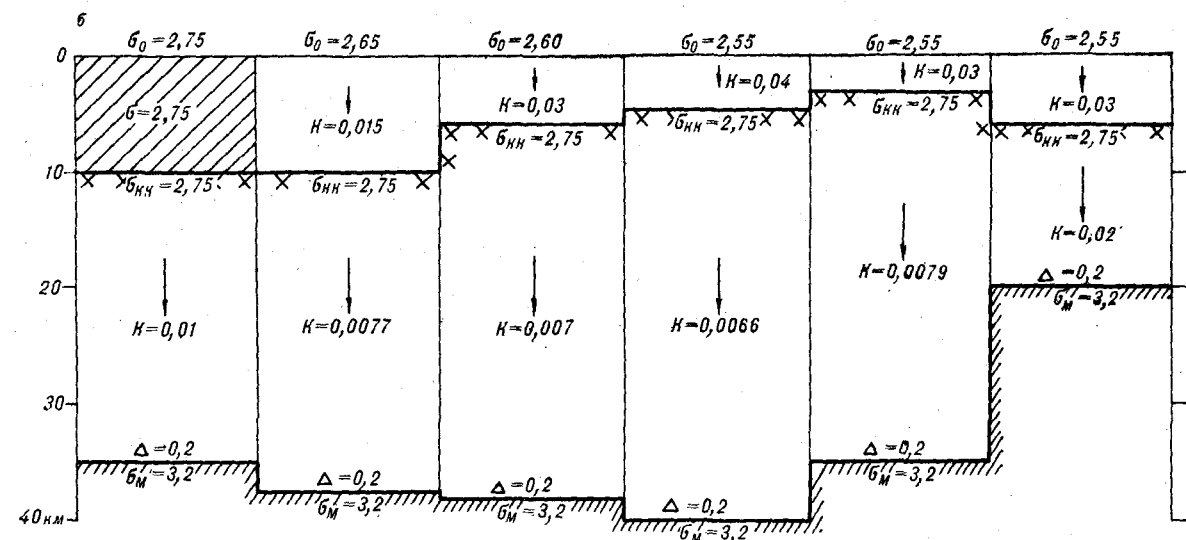
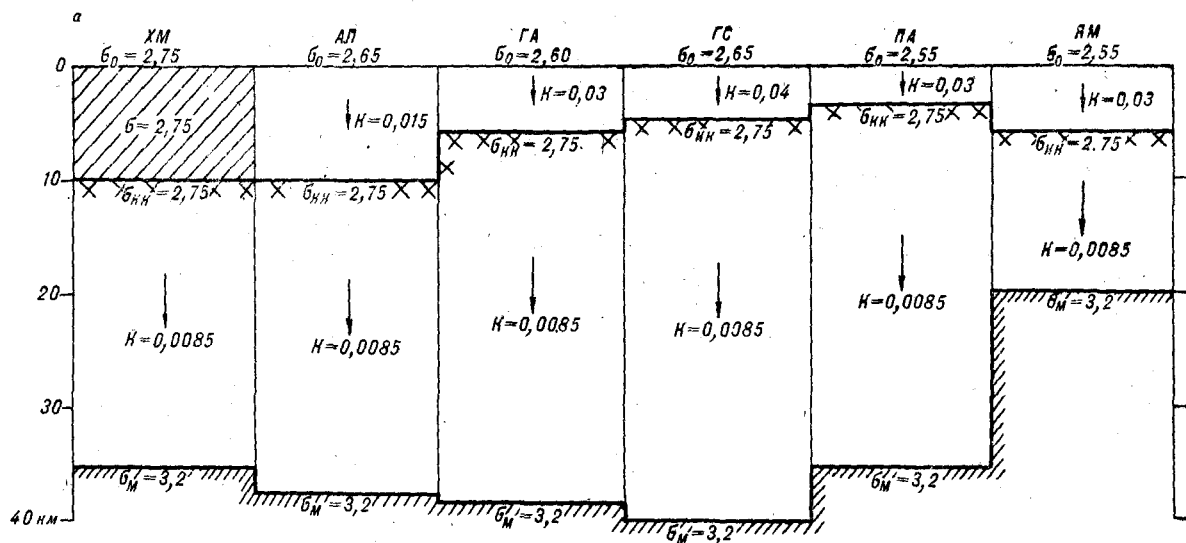
ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕГО ПЛОТНОСТНОГО СЛОЯ

В пределах Сихотэ-Алиинской области сейсмические данные уверенно фиксируют границу консолидированной коры по граничной скоро-

сти $V_r = 6,2$ км/с с западного конца профиля до Центрального шва. Далее исследователи выделяют две границы с граничными скоростями 6,0 и 6,2 км/с. Эти границы отражают существование двух этажей фундамента либо геосинклинальных комплексов.

Расчеты центров гравитирующих масс, выполненные по методике А. М. Петрищевского [8, 9], позволяют выделять гравитивную границу, которая совпадает с верхней сейсмической границей. С этой же границей совпадает верхняя кромка магнитоактивного слоя, определенная по логарифмическим спектрам [8]. Согласно выполненным расчетам, верхний плотностной слой представляет собой ступенчатую моноклинал [8], погружающуюся с востока на запад.

На западе, в пределах Ханкайского массива, граница между верхним и средним плотностными слоями проводится по нижней кромке главного блока массива [3, 4], которая находится на глубине около 10 км, где предполагается существование границы выравнивания плотностей в верхнем плотностном слое. Главные блоки Ханкайского массива — стабильные и слабо измененные выступы древних метаморфических пород, останцы фундамента Китайской платформы [4]. Плотность метаморфических пород Ханкайского массива, по данным автора, в среднем составляет $2,75$ г/см³. В восточной части массива, по данным выполненных расчетов, предполагается блок разуплотнения ($\sigma = 2,7$ г/см³),



который ступенчато погружается на запад под массив. В основании блоков за счет выравнивания плотность предполагается одинаковой, равной $2,75 \text{ г/см}^3$ — плотности образований Ханкайского массива.

Рассмотрим принципиальный вариант элемента плотностной модели (рис. 1), представляющий собой сложный уступ. Поскольку принято, что плотность в пределах показанных блоков увеличивается с глубиной по линейному закону, то можно преобразовать формулу для плоскопараллельного слоя и получить выражения для определения градиента K_2 во втором блоке, если известны H и h по сейсмическим данным и градиент плотности в первом K_1 . Преобразование выполняется путем подстановки в формулу для плоскопараллельного слоя средневзвешенной плотности по блоку [3].

Для случая *в* (см. рис. 1) значение K_2 имеет вид

$$K_2 = \left(\frac{h}{H}\right)^2 K_1 + \frac{2\sigma_K(H-h)}{H^2} + \frac{2h}{H^2} \sigma_{01} - \frac{2}{H} \sigma_{02} - \frac{\pi f \Delta g}{H^2}, \quad (1)$$

для случая *б*:

$$K_2 = \left(\frac{H}{h}\right)^2 K_1 - \frac{2\sigma_K(H-h)}{h^2} + \frac{2H}{h^2} \sigma_{01} - \frac{2}{h} \sigma_{02} - \frac{\pi f \Delta g}{h^2}, \quad (2)$$

где K_1, K_2 — градиенты плотности в соответствующих блоках, σ_{01}, σ_{02} — плотности на их верхней кромке, σ_K — постоянная плотность основания и одного из блоков сложной ступени согласно рис. 1, Δg — гравитационная ступень на границе блоков, f — гравитационная постоянная.

Для верхнего плотностного слоя σ_{01} и σ_{02} — измеренные плотности на дневной поверхности блоков, а $\sigma_K = \sigma_\Phi$ — плотность консолидированного основания — фундамента геосинклинальных образований.

Можно заметить, что в широком интервале значений $H, h, \sigma_{01}, \sigma_{02}$ последний член равенств (1), (2) имеет малую величину в сравнении с другими и им можно пренебречь при довольно широком диапазоне Δg .

Кроме того, результат вычислений слабо зависит от существенных колебаний параметра

σ_Φ , следовательно, градиент может вычисляться при достаточно общих представлениях о плотности консолидированного основания. При изменении на моделях σ_Φ от 2,7 до 2,8 г/см^3 величина изменения градиента не превысила 10%.

Для вычисления градиента плотности K_2 необходимо знать величину K_1 . В пределах Арсеньевского прогиба K_1 может быть определена по формуле (в предположении, что для Ханкайского массива $K = \text{const}$)

$$K = \frac{2\Delta\sigma_0}{H} - \frac{\Delta g}{\pi f H^2}, \quad \Delta\sigma_0 = \sigma_\Phi - \sigma_0, \quad (3)$$

которая соответствует модели, показанной на рис. 1, б. $\Delta\sigma_0 = 2,75 - 2,65 = 0,1 \text{ г/см}^3$, $H = 10 \text{ км}$, $\Delta g \approx 20 \text{ мГл}$. Для указанных условий расчет по формуле (3) дает величину градиента плотности пород Арсеньевской зоны $0,015 \text{ г/(см}^3 \cdot \text{км)}$. Далее, последовательно для каждой пары блоков в направлении с запада на восток были рассчитаны градиенты во всех блоках верхнего плотностного слоя Сихотэ-Алинской складчатой области. Для каждой пары оказывалась величина K_1 предварительно вычисленной, начиная с градиента плотности образований Арсеньевской зоны. Результаты расчетов показаны на рис. 2.

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ СРЕДНЕГО ПЛОТНОСТНОГО СЛОЯ

Ранее было условлено, что в среднем слое плотность изменяется с глубиной по линейному закону, и в каждом блоке градиент является постоянной величиной. В связи с этим удобно перейти от изучения распределения плотности по глубине и латерали в среднем слое к рассмотрению распределения градиента плотности, который изменяется только по латерали и не зависит от глубины (при наложенных ограничениях). Рассмотрим две стандартные плотностные модели среднего слоя.

Наиболее просто допустить, что градиенты одинаковы во всех блоках, т. е. по латерали поле градиентов плотности не меняется (см. рис. 2, а). В этом случае в блоках разной мощности величина перепада плотности (Δ) на границе Мохо (M) будет различной. Обозначим такую модель I-Г (градиентная, 1-й вариант).

Рассмотрим элемент такой модели (см. рис. 1, в-е), когда глубина верхних кромок блоков одинакова и $\sigma_{01} = \sigma_{02}$. Для гравитационной модели среднего плотностного слоя параметр σ_K (см. рис. 1) будет соответствовать плотности образований верхней мантии (σ_M), а параметр σ_0 — плотности консолидированной коры (σ_Φ). Тогда выражение (1) можно привести к виду

$$\Delta g = \pi f [2(H-h)(\sigma_M - \sigma_\Phi) + (h^2 K_1 - H^2 K_2)], \quad (4)$$

Рис. 2. Стандартные градиентно-плотностные модели Сихотэ-Алинской складчатой области:

а — I-Г, б — II-Г, в — I-Г с безградиентным верхним плотностным слоем, 1 — граница консолидированной коры, 2 — граница M , 3 — направление градиента плотности и его величина ($\text{г/(см}^3 \cdot \text{км)}$), 4 — блоки с постоянной плотностью консолидированной коры; ХМ — Ханкайский массив, АП — Арсеньевский прогиб, ГА — Главный антиклинорий, ГС — Главный синклинорий, ПА — Прибрежный антиклинорий, ЯМ — Японское море (другие буквенные обозн. в тексте).

где $\sigma_m = 3,2 \text{ г/см}^3$ — плотность образований верхней мантии.

$$K_1 = \frac{\sigma_m - \Delta_1 - \sigma_\Phi}{h}, \quad (5)$$

$$K_2 = \frac{\sigma_m - \Delta_2 - \sigma_K}{H}, \quad (6)$$

Поскольку $K_1 = K_2 = K$ (см. рис. 1, г, е), то

$$Kh = \sigma_m - \Delta_1 - \sigma_\Phi, \quad (7)$$

$$KH = \sigma_m - \Delta_2 - \sigma_\Phi. \quad (8)$$

Подставляя полученные выражения (7) и (8) в формулу (4), получаем

$$\Delta g = \pi f \Delta H (\Delta_2 + \Delta_1)$$

или

$$\Delta g = 2\pi f \Delta H \cdot \Delta_{\text{ср}}, \quad (9)$$

где $\Delta H = H - h$ — перепад глубины M на границе блоков, Δ_1, Δ_2 — перепад плотности на границе M для соответствующих блоков, $\Delta_{\text{ср}} = \frac{\Delta_1 + \Delta_2}{2}$ — средний перепад плотности для этих блоков. Решая систему уравнений (7), (8), можно определить, что в рамках заданной модели $\Delta_{i+1} = \Delta_i + K\Delta H$ — уравнение для расчета элемента модели I-Г, если граница между верхним и средним слоями горизонтальна.

Вторая модель II-Г (см. рис. 2, б) может быть получена из условия постоянства перепада плотностей в разноподнятых блоках на границе M . Для элементарной модели с горизонтальной верхней кромкой (см. рис. 1, е, д) $\Delta_1 = \Delta_2 = \Delta$, $K_1 \neq K_2$. Упрощая уравнение (4) путем подстановки $K_1 h$ и $K_2 H$ из формул (7), (8), получаем

$$\Delta g = (\sigma_m - \sigma_\Phi + \Delta) \pi f \Delta H. \quad (10)$$

Кроме того, можно получить выражение $K_1 h = K_2 H$ — условие расчета модели типа II-Г — для случая, когда граница между верхним и средним слоями горизонтальна. Можно легко показать, что для указанного случая средне-взвешенные плотности во всех блоках равны между собой.

Выведем условия эквивалентности элемента (пары блоков) моделей I-Г и II-Г.

$$K_2 H^2 - K_1 h^2 = K(h + H) \Delta H$$

или

$$K = \frac{K_2 H^2 - K_1 h^2}{H^2 - h^2},$$

где K_1 и K_2 — градиенты плотности для модели II-Г, а K — градиент плотности для модели I-Г при использовании формул (9), (10) $\sigma_m - \sigma_\Phi + \Delta = \Delta_2 + \Delta_1$. В нашем случае $3,2 - 2,75 + \Delta = \Delta_2 + \Delta_1$, $0,45 + \Delta = \Delta_2 + \Delta_1$. Для модели II-Г принято $\Delta = 0,2 \text{ г/см}^3$. Тогда условие эквивалентности будет $\Delta_2 + \Delta_1 = 0,65$, $\Delta_{\text{ср}} = 0,325$. Можно оценить относительный перепад поля

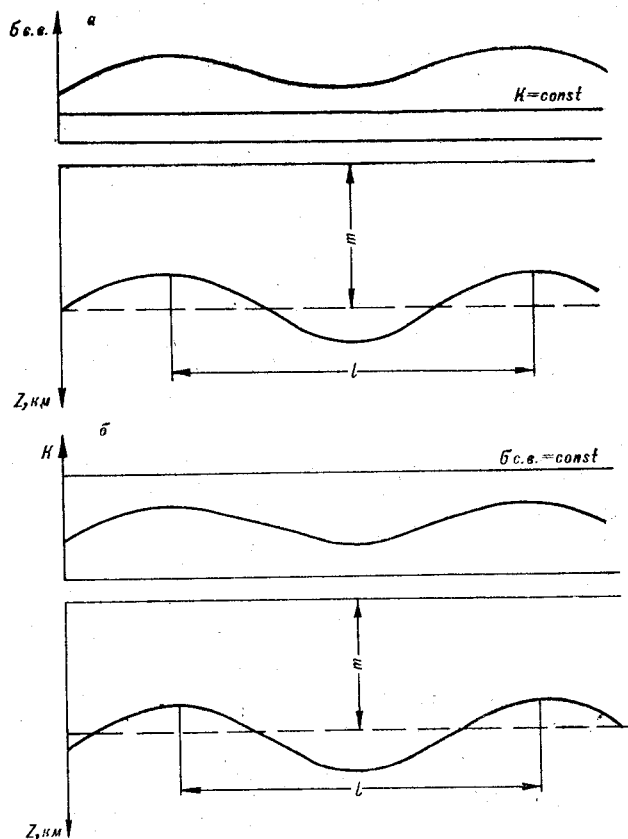


Рис. 3. Градиентно-плотностной слой с плавно меняющейся нижней границей раздела (а — модель I-Г, б — модель II-Г).

на исследуемом профиле между участками Ханкайского массива и Главного синклиория, который характеризует относительную аномалию поля силы тяжести Сихотэ-Алинской складчатой области на этом профиле. Оценка по формуле (9) показывает, что в рамках принятой модели I-Г $\Delta_{\text{ср}}$ всегда меньше $0,325 \text{ г/см}^3$. Следовательно, для модели I-Г указанная аномалия всегда меньше, чем для модели II-Г, что было подтверждено прямыми расчетами. Очевидно, что установленные соотношения справедливы и для модели горизонтального пласта с плавно меняющейся нижней границей раздела (рис. 3). В пределах этого пласта градиент плотности изменяется по латерали без скачков на границах блоков. Такая модель кажется более реальной для среднего плотностного слоя.

Если допустить, что верхняя кромка слоя — плоскость, а нижняя граница раздела представлена круговой гармонической функцией, то в соответствии с решением, полученным для контактной поверхности такого вида [1], будем иметь для модели I-Г

$$\Delta g = 2\pi f \Delta_{\text{ср}} e^{-\frac{2\pi t}{l}} (z_1 - z_2), \quad (11)$$

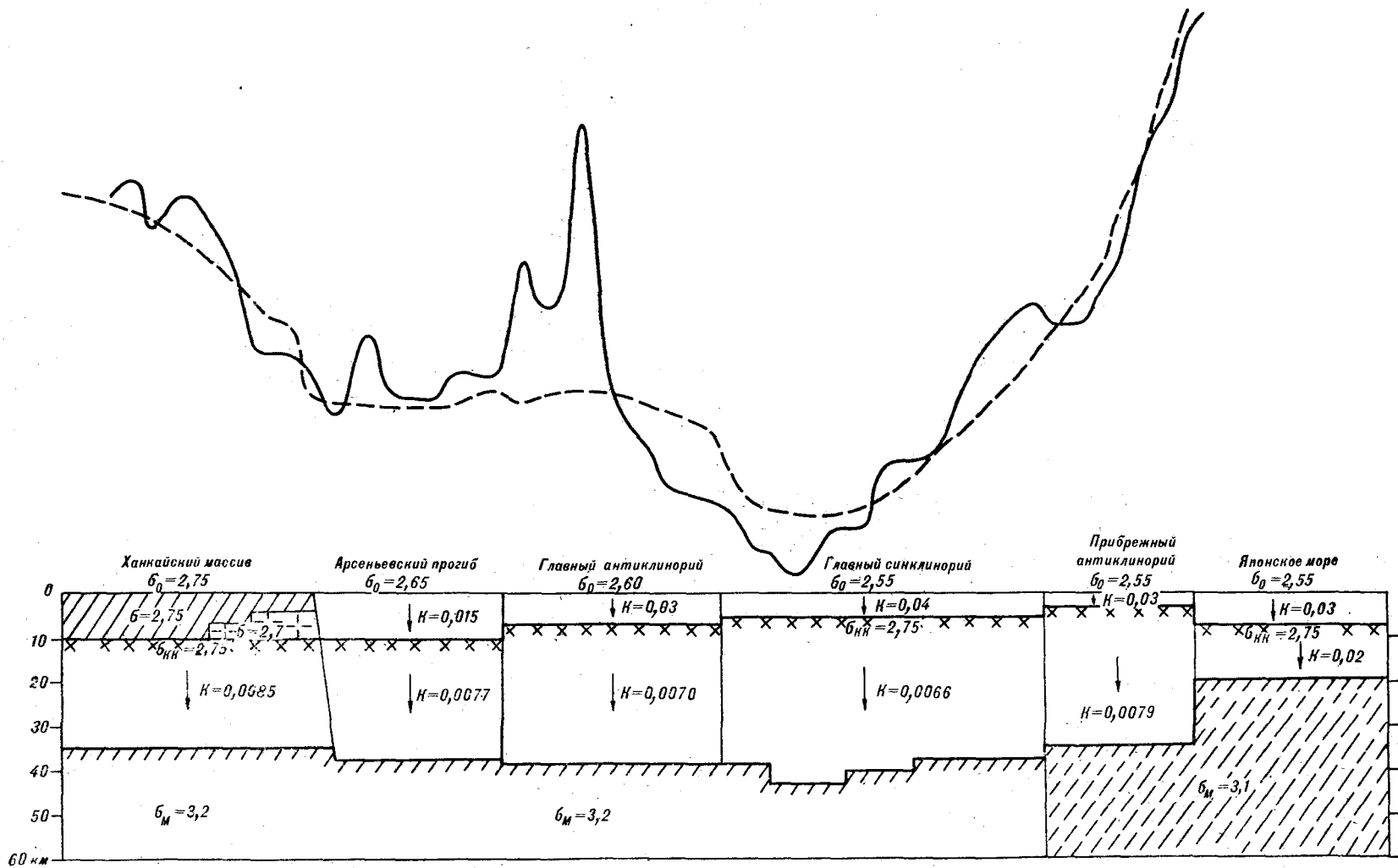


Рис. 5. Гравитационная модель первого приближения, рассчитанная на основе стандартной плотностной модели П-Г (усл. обозн. на рис. 4)

где $\Delta_{с.р.} = \sigma_m - \sigma_\phi - \frac{K}{2}(H + h)$,

а для модели II-Г

$$\Delta g = 2\pi f \Delta \sigma_{с.в.} e^{-\frac{2\pi m}{l}} (z_1 - z_2), \quad (12)$$

где $\Delta \sigma_{с.в.} = \frac{\sigma_m - \sigma_\phi + \Delta}{2} = \text{const}$, m — средняя

глубина до границы, l — период кривой сечения рельефа границы (см. рис. 3).

Гравитационное действие модели II-Г (см. рис. 2, б) эквивалентно влиянию слоя с постоянной плотностью, равной средневзвешенной плотности градиентной модели.

Полученные выражения (9)–(12) позволяют оценить гравитационный эффект для разных вариантов моделей и в общем прогнозировать поведение кривой Δg на различных участках профиля.

Методика моделирования разреза Сихотэ-Алинской складчатой области заключалась в следующем.

1. Строились структурные плотностные модели (см. рис. 2), где сейсмическая граница КК принята за границу выравнивания плотностей. Поскольку глубина ее не являлась постоянной, градиенты в блоках среднего слоя модели II-Г вычислялись по формуле

$$K_i = \frac{\sigma_m - \Delta - \sigma_\phi}{h_i},$$

где K_i — градиент плотности i -го блока, а h_i — его мощность.

Градиент плотности среднего слоя модели I-Г вычислялся путем последовательного перебора моделей с разными градиентами, что подробнее будет рассмотрено в дальнейшем.

По формулам (9)–(12) производилась грубая оценка гравитационного эффекта, от моделей, чтобы исключить явно неудачные варианты.

2. Вычисление гравитационных эффектов от стандартных моделей (см. рис. 2) выполнялось на ЭВМ ЕС по программе [6], модернизированной П. П. Лойтером.

3. Осуществлялась оценка сходимости расчетной кривой Δg от стандартной модели с исходной (рис. 4, 5).

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ результатов решения прямой задачи показал, что сходимость расчетной кривой Δg и исходной достигается при некоторых корректировках стандартной модели. Выбор вариантов корректировки расчетной стандартной модели выполнялся на основании расчетов по формулам (9)–(12), затем повторялось решение прямой задачи на ЭВМ. Корректировки не затро-

нули стандартную плотностную модель II-Г, собственно Сихотэ-Алинской области, но оказались необходимыми для Ханкайского массива и рассматриваемой прибрежной части Японского моря (см. рис. 5). Для Ханкайского массива рассчитанный градиент плотности среднего слоя (0,01 г/(см³·км)) оказался слишком большим. Наилучшая сходимость достигается при градиенте 0,0085. В зоне перехода от континента к океану такая сходимость получается при введении разуплотнения верхней мантии (третий плотностный слой) на величину порядка 0,1 г/см³. Пониженная скорость поперечных волн верхней мантии и повышенный тепловой поток в прибрежной части Японского моря [10] подтверждают возможность разуплотнения мантии.

Локальные аномалии, остающиеся после исключения результатов расчетов из исходного поля, связаны: положительная в Арсеньевском прогибе с интрузиями и вулканитами среднего и основного состава, отрицательная в Главном синклинории с гранитоидными интрузиями мелового возраста.

В данной работе приводятся модели только первого приближения, и полный подбор локальных неоднородностей под остаточное поле не выполнялся.

Стандартная модель I-Г (см. рис. 2, а) рассматривалась для нескольких градиентов среднего слоя. Наилучшая сходимость с исходным полем достигается при $K = 0,0085$ г/(см³·км) во всех блоках, кроме Япономорского, где $K = 0,014$ г/(см³·км) (см. рис. 4).

Как и для модели II-Г, в стандартной модели I-Г не учтено влияние пород среднего и основного состава в зоне Арсеньевского разлома и гранитоидов Центральной синклинория. Однако величина отрицательной остаточной аномалии Центральной синклинория очень велика и может быть объяснена влиянием не только батолита верхнемеловых гранитоидов, но дополнительно разуплотнением нижней части земной коры и, возможно, верхней мантии.

Таким образом, в данной работе обсуждаются две стандартные градиентно-плотностные модели. Эти модели вместе с дополняющими их локальными плотностными неоднородностями являются в известном смысле эквивалентными, так как создают одинаковый гравитационный эффект. Важно подчеркнуть жесткость граничных условий, определяемых в первую очередь сейсмическими данными, которые распространяются на плотностную модель верхнего и нижнего слоев. На границе верхнего и среднего слоев предполагается выравнивание плотностей и резкое изменение градиентов плотности. Сделано допущение, что в среднем слое существует закономерное распределение плотностей, описываемое стандартной моделью, которое

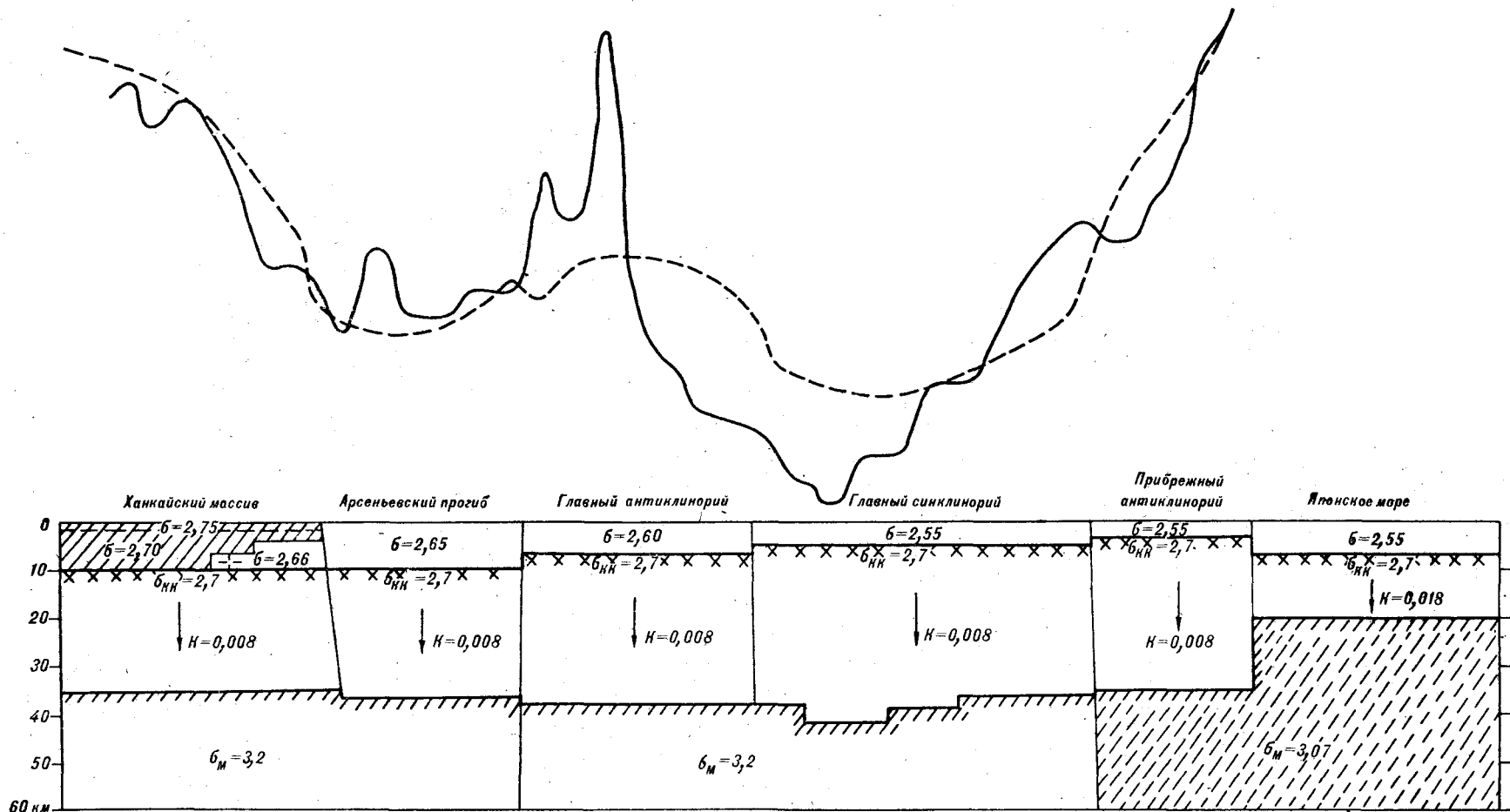


Рис. 6. Гравитационная модель первого приближения, рассчитанная на основе стандартной модели I-Г с постоянной плотностью в блоках верхнего плотностного слоя (усл. обозн. на рис. 4).

объясняет основные элементы регионального поля. Предложенный метод заключается в проверке априорно заданных стандартных моделей. В ходе проверки модель либо отклоняется, либо принимается при минимальных изменениях. В рамках рассчитанных моделей, по-видимому, можно осуществлять выбор лучших вариантов. В частности, мы варьировали величину градиента среднего слоя в модели I-Г для выбора наиболее подходящей. Можно таким же образом изучить влияние изменения плотности образований верхней мантии.

Интересны, на наш взгляд, результаты корректировки стандартных моделей. Уменьшение градиента плотности среднего слоя против стандартного в Ханкайском блоке может быть интерпретировано более высокой степенью консолидации здесь земной коры на всю ее мощность по сравнению с Сихотэ-Алинской складчатой областью. Более того, мы предполагаем, что Ханкайский массив характеризуется собственной стандартной моделью, специфичной для жестких массивов. Арсеньевская зона — границная для двух различных стандартных моделей. Вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Исследовался вопрос о возможности представления верхнего слоя в виде однородно-плотностного в каждом блоке (см. рис. 2, в). Расчеты показали, что такой вариант возможен только в рамках модели I-Г (рис. 6). При этом сходимость с исходным полем достигается при условии $\sigma_{\phi} = 2,7 \text{ г/см}^3$. Поскольку плотность образований Ханкайского массива на поверхности составляет $2,75 \text{ г/см}^3$, следует допустить в рамках разрабатываемой модели (см. рис. 6) небольшую мощность метаморфических пород с такой плотностью в верхней части разреза и разуплотнение пород (возможно, гранитизацию) более глубоких горизонтов.

Необходимо отметить, что предложенный способ имеет ту положительную сторону, что стандартные модели можно строить при самых об-

щих предположениях о распределении плотности в глубоких частях земной коры. Граничные условия могут не зависеть от существующих генетических концепций, которые обычно при интерпретации методом подбора определяют конечный результат. Напротив, полученная модель может быть использована для выработки тектонических представлений о регионе. Мы видим, например, что модель II-Г не допускает разуплотнение мантии в Центральном синклинории в отличие от модели I-Г. Недостатком метода стандартных моделей в настоящем виде является определенная искусственность получаемых моделей, обусловленная небольшой пока экспериментальной базой. В будущем стандартные модели необходимо проверить на фактическом материале по возможно большему числу регионов, чтобы ограничить число вариантов и определить наиболее универсальные.

Особенно важно попытаться выявить закономерности распределения градиентов плотности на материалах детальных сейсмических работ. В рамках принятой гипотезы о границе выравнивания плотностей важны разработки о закономерностях ее пространственного расположения. Необходимо также изучить поведение градиентов плотности (малых величин) в высоких *PT*-условиях. В настоящее время при таких термодинамических условиях изучается поведение только плотности пород. Нужно объяснить «нормальные» геодинамические условия, при которых формируются стандартные градиентные плотностные модели, а также факторы их искажения. Искажения стандартных моделей можно рассматривать в качестве информации о глубинных преобразованиях земной коры.

Идея метода стандартных моделей нам представляется достаточно конструктивной и пока, возможно, единственным способом построения градиентных плотностных моделей в условиях отсутствия детальных сейсмических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1965.
2. Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С. и др. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
3. Брянский Л. И. Блоково-слоистая структура земной коры Ханкайского массива. — В кн.: Принципы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
4. Брянский Л. И. Блоковая структура Ханкайского массива. — Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
5. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1979.
6. Заворотко А. Н., Старостенко В. И. Методика и комплекс программ решения обратной линейной

задачи гравиметрии на ЭВМ «Минск-22». Киев: Наукова думка, 1976.

7. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наукова думка, 1981.
8. Мальшев Ю. Ф., Брянский Л. И. и др. Глубинное строение срединных массивов северо-востока Азии и их роль в формировании тихоокеанской окраины. — Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
9. Петрищевский А. М. Методика исследования глубинных структур по распределениям центров масс. — Прикладная геофизика, 1982, вып. 104.
10. Родников А. Г., Гайнанов А. Г. и др. Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан. М., 1982.

А. Д. Чехов, Ю. М. Бычков, С. В. Левашова, А. Н. Петров

ВЕРХНИЙ ТРИАС В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Приведены сведения о новых находках триасовой макро- и микрофауны в северо-восточной части Корякского нагорья; показано более широкое, чем считалось ранее, распространение триасовых отложений и их фа-

циальное разнообразие, что позволяет по-новому интерпретировать палеотектоническую обстановку этого времени.

Долгое время на востоке Корякского нагорья были известны лишь три фрагментарных выхода верхнетриасовых отложений: наиболее крупный в хр. Кэнкэрэн и два небольших в Чирынайских горах и на правобережье р. Хатырки, вблизи горы Ржавой [6, 7]. Такая скудность информации и обусловила существование резко различных мнений о режиме развития региона в триасе (орогенный, квазиплатформенный или геосинклинальный). В результате исследований

последних лет были повторно изучены уже известные и открыты новые места выходов верхнетриасовых пород, в частности, в верхнем течении р. Мал. Научерынай, в бассейне р. Хатырки и вблизи оз. Пекульнейского (рис. 1). Полученный материал, кратко излагающийся ниже, позволяет в значительной мере дополнить и уточнить представления об истории развития региона в раннем мезозое.

Хр. Кэнкэрэн. Вскрывающийся здесь в водораздельной части хребта (вблизи Нутэкинского перевала) наиболее крупный и представительный выход верхнетриасовых пород в настоящее время достаточно детально изучен и уже частично описан [3, 4, 9]. Он представлен двумя толщами.

Нижняя, нутэкинская, толща (мощностью 450—500 м) представлена известковистыми алевролитами и аргиллитами со слоями известняков, туфопесчаников и тефроидов кислого состава. В средней части толщи многочисленны остатки позднекариийских — ранненорийских *Halobia ex gr. ornatissima* Smith, *H. ex gr. austriaca* Mojs., встречаются плохой сохранности тропитиды (*Discotropites?*, *Anatropites?*, *Paratropites?*), юванитиды, нукулиды, белемноидеи. В верхах толщи присутствуют остатки брахиопод, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, амmonoидей, наутилоидей, криноидей, мшанок, склерактиний, фораминифер, багряных водорослей, гидроидов. Особенно обильны ядра двустворчатых моллюсков, представленных в основном тетигическими родами: *Cassianella*, *Costatoria*, *Palaecardita*, *Pteria*, *Limatula*, *Megalodon*, *Septocardia*, *Gruenewaldia* и др. Аммоноидеи относятся к ранненорийским *Gonionotites cf. haugi* Gemm., *G. aff. belli* (McLearn), *Yuvavites sp.*, *Pinacoseras ex gr. metternichi* (Hauer). Среди кораллов Г. К. Мельникова определила *Astraeomorpha cf. minor* Frech, *A. ex gr. reimani* Meln.,

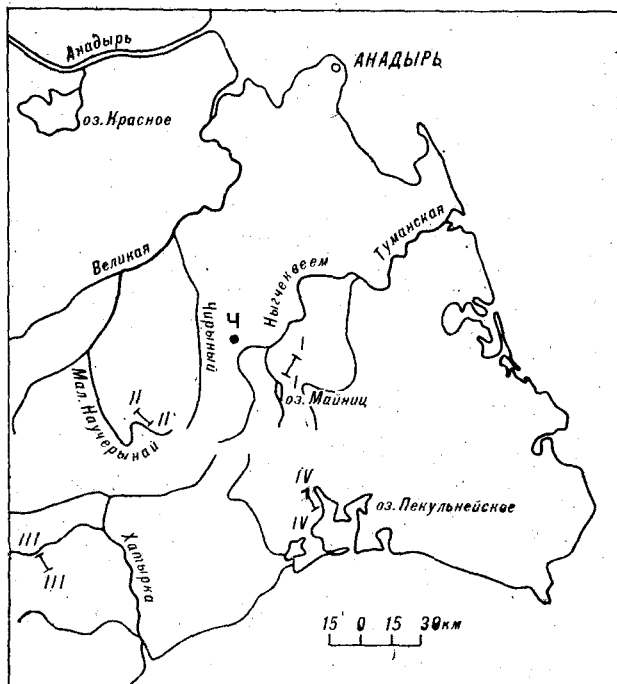


Рис. 1. Местоположения основных выходов триасовых отложений в северо-восточной части Корякского нагорья (римскими цифрами показано расположение разрезов, приведенных на рис. 2, буквой «ч» — выход верхнего триаса в Чирынайских горах).

Корякского нагорья, возможно, непрерывного разреза от триаса вплоть до волжско-валанджинских (бухивых) слоев, поскольку между туфовой толщей и волжско-валанджинской пекульнейской свитой нами (к югу от истоков руч. Триасового) наблюдалась своеобразная флороносная кремнисто-туфотерригенная пачка, для которой вероятен ранне-средненорийский возраст.

Чирынайские горы. К западу от хр. Кэнкэрэн на северных отрогах Чирынайских гор известны находки фауны, послужившие основой для выделения небольшого блока триаса в поле развития нижнемеловых отложений. В 1979 и 1981 гг. мы повторили сборы многочисленных *Halobia* sp. indet. (*H. ex gr. austriaca* Mojs.), по заключению Ю. М. Бычкова, скорее всего ранненорийского облика. Нами установлено, что остатки галобий содержатся в темно-серых тонкооскольчатых глинистых сланцах и алевролитах, иногда тонкопереслаивающихся с мелкозернистыми песчаниками. Эти породы распространены на участке не более чем 120 × 50 м, среди поля кремнисто-терригенно-вулканогенных отложений, содержащих многочисленные интрузии и дайки от основного до кислого состава. Возраст этих отложений условно принамаляется готервиским. Однако, по аналогии с хр. Кэнкэрэн, можно предположить их принадлежность к норийскому ярусу.

Верховья р. Мал. Научерынай. Новая находка верхнетриасовой фауны сделана нами в верхнем течении р. Мал. Научерынай (см. рис. 2, разрез II—II). Здесь в правых обрывах реки, сложенных алевролитовой толщей с бухиями валанджина, уже давно [1] известны многочисленные глыбовидные тела известняков со средне-позднепалеозойскими ископаемыми, а также чужеродные обломки кремней, вулканитов и других пород. Некоторые из глыб известняков и известковистых песчаников, как установлено нами, включают обильные окаменелости, определенные Ю. М. Бычковым как *Halobia ex gr. fallax* Mojs., *H. ex gr. austriaca* Mojs., *Meleagrinnella* sp. indet., *Lima?* sp. indet., *Eopecten?* sp., *Chlamys aff. chegarperahensis* Tamura, *Cassianella* sp. indet., *Spondylospira cf. alia* (Hall et Whitfield) ранне-средненорийского возраста.

Таким образом, в данном случае триасовые породы наряду с палеозойскими представляют собой, по-видимому, олистолиты среди валанджинской олистостромы, и можно лишь предполагать, что в прошлом они составляли единый верхнепалеозойско-нижнемезозойский кремнисто-вулканогенный с известняками комплекс, ныне фрагментированный и переотложенный. Будущими исследованиями, возможно, удастся выявить более крупные фрагменты этого разреза в тектонических пластинах и блоках внутри серпентинитовых меланжей Майницкой зоны.

Правобережье р. Хатырки близ горы Ржавой. Этот выход карнийских пород, вскрывающийся на правобережье р. Йомраутваам в 2,5 км к юго-западу от горы Ржавой в обрывах ручья, названного нами Русаковским*, открыт давно [7]. Позднее он был подвергнут ревизии, в результате которой первоначальная мощность разреза, определявшаяся в 200 м, сокращена до 7 м, а сам выход, представленный только терригенными породами, стал рассматриваться в виде небольшого тектонического блока среди верхнемеловых вулканитов [8]. При полевых работах в 1974 и 1977 гг. было установлено, что выходы фаунистически охарактеризованных верхнетриасовых пород в обрывах этого ручья не единичны, но имеют сложное структурное положение в связи с приуроченностью к мощной полосе Четкинваямского серпентинитового меланжа (см. рис. 2, разрез III—III).

Помимо давней находки *Halobia ex gr. superba* Mojs., сделанной А. М. Трухалевым в слоистой песчано-алевролитовой пачке, в том же обнажении, но в линзовидном просле (?) кремнистых известняков среди туфоконгломератового пласта удалось собрать многочисленные плохой сохранности *Halobia* sp. indet., сходные, по мнению Ю. М. Бычкова, с *H. subcomata* Kittl (поздний ладин) или *H. tropitum* Kittl (поздний карний). Н. Ю. Брагиным из этих же известняков были выделены и определены поздне-триасовые радиолярии: *Carpuchospaera cf. mexicana* Pessagno, *Archaeospongoprunum japonicum* Nakaseko, *A. sp. indet.*, *Loffa* sp., *Spongosaturnalis* sp.

Более обильные и разнообразные сборы окаменелостей сделаны нами в обнажении, расположенном в 60 м выше по течению от предыдущего. Здесь среди пачки туфоалевролитов (мощностью около 8 м) и в линзовидных их включениях среди туфов риолитов и туфоконгломератов собраны многочисленные, по определениям Ю. М. Бычкова, позднекарнийские — ранненорийские *Halobia ex gr. charlyana* Mojs., *H. ex gr. austriaca* Mojs., *H. cf. ornatissima* Smith, *H. cf. omkutchanica* Polub., *H. ex gr. superba* Mojs., *H. cf. salinarum* Bronn (?), *H. cf. molukkana* Wanner (?), *Juvavites* (?) sp. indet.

Но и эти дополнительные находки поздне-триасовой макро- и микрофауны не рассеяли полностью сомнений в принадлежности к единому разрезу как включающих фауну терригенных и карбонатных пород, так и вмещающих их вулканогенных образований. Действительно, на прилегающих зарисовках (см. рис. 2, разрез III—IIIa) хорошо видно, что линзовидное тело кремнистых известняков среди туфоконгломератов в первом обнажении и такие же линзовидные и округлые тела алевролитов с галобиями среди туфового прослоя во втором впол-

* Правый приток р. Змейки.

не могут быть приняты и за переотложенные фрагменты триасового карбонатно-терригенного разреза. Вместе с тем постоянное наличие в гальках конгломератов, помимо терригенных пород, также лав и туфолав базальтов, кварцевых кератофиров и альбитофиров и других пород (вплоть до гипербазитов) прямо указывает на то, что размывавшийся и переотлагавшийся комплекс отложений имел не только терригенный, но и существенно вулканогенный (спилито-кератофировый) состав. Более того, все эти присутствующие в гальках конгломератов характерные вулканические породы образуют в непосредственной близости от обнажений с фауной достаточно крупные и монолитные пластины и блоки среди меланжа с видимой мощностью разреза в них более 200 м и иногда с отчетливыми признаками излияния этих лав непосредственно на гипербазиты.

Таким образом, вполне справедливым представляется вывод о наличии в обрывах руч. Русаковского достаточно мощного существенно вулканогенного спилито-кератофирового разреза триаса, в современной структуре тектонически сильно фрагментированного и, кроме того, несущего признаки перемыва и переотложения. Косвенным доводом существования такого разреза являются новые данные о триасовом возрасте кремнистых толщ, слагающих гору Ржавую и смежные с ней районы. Ранее по ископаемым остаткам, отобранным из линзовидных тел известняков, они считались средне-верхнепалеозойскими, но, как выясняется, включают конодонты и радиолярии триаса [2].

Устанавливающееся на правобережье р. Хатырки наличие двух разнотипных и разнофациальных триасовых разрезов (спилито-кератофирового, вероятно, островодужного и вулканогенно-кремнистого — более глубоководного, возможно, трогового), ранее отвечавших существенно различным структурно-формационным зонам, а в современной структуре тесно сближенных и местами перекрывающих друг друга, хорошо подтверждается наблюдениями и в крайней северо-восточной оконечности Эконайской зоны, вблизи оз. Пекульнейского.

В пределах водораздельного хребта между р. Рыннатамельгин и заливом Каканаут оз. Пекульнейского геологическая ситуация в целом похожа на таковую по руч. Русаковскому (см. рис. 2, разрез IV—IV). С севера на юг в этом районе картируются три различные тектонические пластины, разделенные между собой узкими полосами серпентинитовых меланжей. В крайней южной пластине (как и в районе горы Ржавой) вскрыт существенно кремнисто-яшмовый с базальтами разрез, имеющий по конодонтам и радиоляриям широкий стратиграфический диапазон от нижнего карбона до норийского яруса включительно [2].

В северной части района (бассейн руч. Бумеранг) вскрыт преимущественно туфотерригенный разрез, охарактеризованный окаменелостями от волжского века до маастрихта. Причем следует отметить, что разрез пекульнейской волжско-валанжинской свиты, по нашим наблюдениям, в обрывах руч. Бумеранг, в своей самой нижней части (под волжскими слоями) нарастается мощной немой существенно туфовой толщей, для которой вероятным представляется поздне триасово-среднеюрский возраст.

Наконец, центральная пластина, отделенная от двух предыдущих узкими крутопадающими к северу полосами серпентинитового меланжа, сложена существенно вулканогенной толщей с резким преобладанием андезито-базальтов, базальтов, их туфов и гналокластитов и менее распространенными телами кератофиров и альбитофиров. Вулканиды часто пронизаны жилами и пластовыми телами плагиогранитов, в их разрезе встречаются многочисленные линзовидные слои известняков, а также отдельные прослои флорозных аргилитов и песчаников. Раньше этой толще приписывался меловой (маастрихтский) возраст. Нами в известняках среди базальтов обнаружены остатки *Nalobia sp. indet.*, указывающие, по мнению Ю. М. Бычкова, на поздне триасовый возраст вулканидов.

Приведенный новый фактический материал по триасовым отложениям северо-восточной части Корякского нагорья свидетельствует о гораздо более широком их площадном развитии, чем считалось ранее, и о значительном фациальном разнообразии, указывающем на существование в это время достаточно сложной палеотектонической обстановки. Последняя определялась наличием различных типов островодужных систем, находящихся как в зрелой (хр. Кэнкэрэн), так и в эмбриональной стадии их развития (бассейн р. Хатырки), а также разделяющих их междуговых бассейнов и смежных глубоководных трогов с преимущественно кремнистым осадконакоплением. Ясно, что такая сложная дифференцированная обстановка раннемезозойского времени является типично геосинклинальной и отражает различные стадии становления гранитно-метаморфического слоя региона [5].

В заключение следует отметить, что находки в Корякском нагорье триасовой фауны тетического облика являются важным фактом для палеогеографических реконструкций. С их появлением, в частности, отпадает необходимость прибегать к искусственным построениям, предполагающие существование экваториального Тихоокеанского течения [10], связывавшего Британскую Колумбию с тетической провинцией. Новые находки позволяют дать более простую интерпретацию палеогеографической обстановки, предполагающую миграцию альпийской фауны вдоль Тихоокеанского побережья.

не могут быть приняты и за переотложенные фрагменты триасового карбонатно-терригенного разреза. Вместе с тем постоянное наличие в гальках конгломератов, помимо терригенных пород, также лав и туфолав базальтов, кварцевых кератофигов и альбитофигов и других пород (вплоть до гипербазитов) прямо указывает на то, что размывавшийся и переотлагавшийся комплекс отложений имел не только терригенный, но и существенно вулканогенный (спилито-кератофировый) состав. Более того, все эти присутствующие в гальках конгломератов характерные вулканические породы образуют в непосредственной близости от обнажений с фауной достаточно крупные и монолитные пластины и блоки среди меланжа с видимой мощностью разреза в них более 200 м и иногда с отчетливыми признаками излияния этих лав непосредственно на гипербазиты.

Таким образом, вполне справедливым представляется вывод о наличии в обрывах руч. Русаковского достаточно мощного существенно вулканогенного спилито-кератофирового разреза триаса, в современной структуре тектонически сильно фрагментированного и, кроме того, несущего признаки перемыва и переотложения. Косвенным доводом существования такого разреза являются новые данные о триасовом возрасте кремнистых толщ, слагающих гору Ржавую и смежные с ней районы. Ранее по ископаемым остаткам, отобраным из линзовидных тел известняков, они считались средне-верхнепалеозойскими, но, как выясняется, включают конодонты и радиолярии триаса [2].

Устанавливающееся на правобережье р. Хатырки наличие двух разнотипных и разнофациальных триасовых разрезов (спилито-кератофирового, вероятно, островодужного и вулканогенно-кремнистого — более глубоководного, возможно, трогового), ранее отвечавших существенно различным структурно-формационным зонам, а в современной структуре тесно сближенных и местами перекрывающих друг друга, хорошо подтверждается наблюдениями и в крайней северо-восточной оконечности Эконайской зоны, вблизи оз. Пекульнейского.

В пределах водораздельного хребта между р. Рыннатамельгин и заливом Каканаут оз. Пекульнейского геологическая ситуация в целом похожа на таковую по руч. Русаковскому (см. рис. 2, разрез IV—IV). С севера на юг в этом районе картируются три различные тектонические пластины, разделенные между собой узкими полосами серпентинитовых меланжей. В крайней южной пластине (как и в районе горы Ржавой) вскрыт существенно кремнисто-яшмовый с базальтами разрез, имеющий по конодонтам и радиоляриям широкий стратиграфический диапазон от нижнего карбона до норийского яруса включительно [2].

В северной части района (бассейн руч. Бумеранг) вскрыт преимущественно туфотерригенный разрез, охарактеризованный окаменелостями от волжского века до маастрихта. Причем следует отметить, что разрез пекульнейской волжско-валацжинской свиты, по нашим наблюдениям, в обрывах руч. Бумеранг, в своей самой нижней части (под волжскими слоями) нарастается мощной немой существенно туфовой толщей, для которой вероятным представляется поздне триасово-среднеюрский возраст.

Наконец, центральная пластина, отделенная от двух предыдущих узкими крутопадающими к северу полосами серпентинитового меланжа, сложена существенно вулканогенной толщей с резким преобладанием андезито-базальтов, базальтов, их туфов и гялокластитов и менее распространенными телами кератофигов и альбитофигов. Вулканиды часто пронизаны жилами и пластовыми телами плагиогранитов, в их разрезе встречаются многочисленные линзовидные слои известняков, а также отдельные прослои флороносных аргиллитов и песчаников. Раньше этой толще приписывался меловой (маастрихтский) возраст. Нами в известняках среди базальтов обнаружены остатки *Halobia* sp. indet., указывающие, по мнению Ю. М. Бычкова, на поздне триасовый возраст вулканидов.

Приведенный новый фактический материал по триасовым отложениям северо-восточной части Корякского нагорья свидетельствует о гораздо более широком их площадном развитии, чем считалось ранее, и о значительном фациальном разнообразии, указывающем на существование в это время достаточно сложной палеотектонической обстановки. Последняя определялась наличием различных типов островодужных систем, находящихся как в зрелой (хр. Кэнкарэн), так и в эмбриональной стадии их развития (бассейн р. Хатырки), а также разделяющих их междуговых бассейнов и смежных глубоководных трогов с преимущественно кремнистым осадконакоплением. Ясно, что такая сложная дифференцированная обстановка раннемезозойского времени является типично геосинклинальной и отражает различные стадии становления гранитно-метаморфического слоя региона [5].

В заключение следует отметить, что находки в Корякском нагорье триасовой фауны тетического облика являются важным фактом для палеогеографических реконструкций. С их появлением, в частности, отпадает необходимость прибегать к искусственным построениям, предполагающим существование экваториального Тихоокеанского течения [10], связывавшего Британскую Колумбию с тетической провинцией. Новые находки позволяют дать более простую интерпретацию палеогеографической обстановки, предполагающую миграцию альпийской фауны вдоль Тихоокеанского побережья.

1. Александров А. А., Богданов Н. А. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья.— Геотектоника, 1975, № 5.
2. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья.— ДАН СССР, 1982, т. 265, № 1.
3. Бычков Ю. М., Чехов А. Д. Находка триасовых тектонических амmonoидей в Корякском нагорье.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 3.
4. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981.
5. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
6. Розенблюм И. С. Новые данные о триасовых отложениях северо-восточной части Корякского нагорья.— Ученые записки НИИГА. Рег. геол., вып. 8. Л., 1966.
7. Русаков И. М., Трухалев А. И. Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение.— ДАН СССР, 1962, т. 145, № 2.
8. Середа Л. И. О базальных конгломератах карнийских отложений бассейна р. Хатырки.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 20. Магадан: Кн. изд-во, 1972.
9. Чехов А. Д., Бычков Ю. М. Новые данные о триасовых отложениях хребта Кэнкэрэн (Корякское нагорье).— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан: Кн. изд-во, 1980.
10. Kristan-Tollmann E., Tollman A. Die Entwicklung der Tethystrias und Herkunft ihrer Fauna.— Geol. Rdsch., 1982, v. 71, N 3.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
 ПГО Севостгеология
 Магадан

Поступила в редакцию
 20 июня 1983 г.

УДК 550.837 : 550.372(571.64)

И. М. Альперович, В. М. Никифоров

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ О. САХАЛИН

Приводятся сведения об электропроводности осадочной толщи Сахалина. Рассматривается влияние состава и строения осадочных пород на электропроводность. Отмечается наличие анизотропии сопротивлений в низах осадочного комплекса, связанной с раз-

витием трещиноватости пород. В осадочной толще выделены крупные электрические горизонты, соответствующие литологическим комплексам пород. Проведено районирование Сахалина по особенностям геоэлектрического разреза осадочной толщи.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ПОРОД НА ИХ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ

В строении осадочной толщи Сахалина участвуют верхнемеловые и кайнозойские песчано-глинистые и вулканогенно-осадочные отложения. Относительно низкие удельные сопротивления этих отложений (10^{-1} — 10^2 Ом·м) обусловлены главным образом ионной проводимостью, которая зависит от степени минерализации подземных вод, их температуры и характера межскелетного пространства.

По данным О. В. Равдоникас [2], на Сахалине отмечается зональное изменение минерализации и состава подземных вод по площади и в вертикальном разрезе. В верхней части разреза минерализация изменяется в широких пределах (от 1—3 до 35 г/л). Особенно резкие изменения приурочены к прибрежным участкам северо-восточной и юго-западной частей острова. В этих условиях гидрогеологический фактор является определяющим для абсолютных значений удельных электрических сопротивлений пород.

В нижней части разреза, включающей породы в возрастном диапазоне от верхнего мела до миоцена, минерализация подземных вод относительно устойчива и составляет 10—20 г/л. В вертикальной плоскости минерализация повсеместно возрастает сверху вниз. Эта общая гидрогеологическая закономерность нарушается в основном из-за влияния разрывных нарушений и проникновения морских вод в песчаные пласты плиоцен-верхнемеловых отложений.

На удельное электрическое сопротивление песчано-глинистых пород существенное влияние оказывает температура недр. Геотермическая ступень не зависит от литологии и возраста по-

род и варьирует в пределах 28—34 м/град, иногда уменьшаясь до 18 м/град, в связи с чем температура на глубинах 2500—3000 м составляет 90—100°C. До этих глубин электрическое сопротивление пород, независимо от минерализации подземных вод, уменьшается приблизительно на 2% на каждую геотермическую ступень. Дальнейшее повышение температуры сказывается на электрическом сопротивлении пород различно, в зависимости от геологического строения низов разреза. В зонах крупных нарушений, где существуют условия для свободного перемещения флюидов, рост температуры приводит к высушиванию пород и потере ионной проводимости. В условиях ненарушенного залегания песчано-глинистых пластов происходит дальнейшее увеличение проводимости.

Таким образом, характер минерализации подземных вод и температурного режима недр предопределяет региональное уменьшение с глубиной электрического сопротивления песчано-глинистых образований, содержащих то или иное количество влаги, наличие которой в породе зависит от типа межскелетного пространства. Исследование образцов пород из обнажений и скважин свидетельствует о существовании трех типов межскелетного пространства: порового, трещиновато-порового и трещинного. Первые два типа прослеживаются до глубин 2,5—4,0 км, причем по мере роста глубин роль трещины возрастает. В этом интервале глубин трещины не образуют четко ориентированных систем, вследствие чего их влияние на электрическое сопротивление мало отличается от влияния пор. Электрическое сопротивление пород практически одинаково во всех направлениях. Максимальный коэффициент анизотропии как по данным лабораторных измерений, так и по результатам ВЭЗ не превосходит 1,15. Комплек-

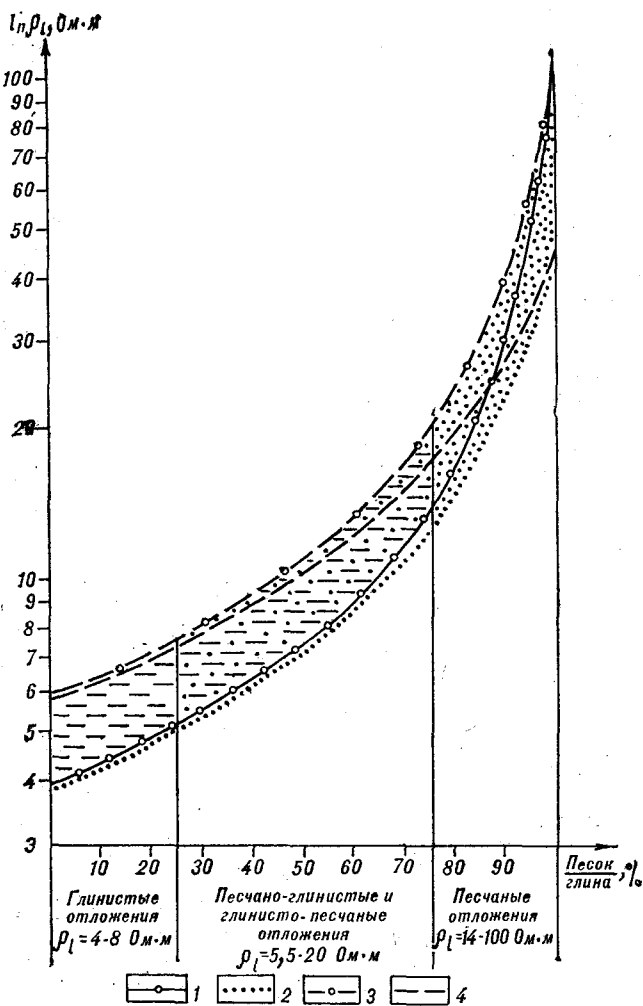


Рис. 1. Графики зависимости удельных сопротивлений песчано-глинистых пород от содержания в них песчаного материала.

1 — сопротивление глины 4 Ом·м, песков 100 Ом·м, 2 — сопротивление глины 4 Ом·м, песков 50 Ом·м, 3 — сопротивление глины 6 Ом·м, песков 100 Ом·м, 4 — сопротивление глины 6 Ом·м, песков 50 Ом·м.

пород с такими свойствами назван нами изотропно-проводящим. В нем влажность, а следовательно, и электрическое сопротивление отдельных горизонтов, определяется содержанием в них глинистого материала, т. е. литологическим фактором.

На рис. 1 показана зависимость удельного электрического сопротивления песчано-глинистых пород от содержания в них песчаного материала. Диапазон возможных изменений удельного электрического сопротивления при одинаковом литологическом составе зависит от температурных условий и степени минерализации. С учетом всех факторов, влияющих на порядок удельного электрического сопротивления, можно выделить три литологические градации пород: 1 — преимущественно глинистые образования с содержанием песчаного материала до 25%, характеризующиеся сопротивлением 4—

8 Ом·м; 2 — песчано-глинистые и глинисто-песчаные образования с содержанием песчаного материала от 25 до 75%, сопротивление которых варьирует в пределах 5,5—20,0 Ом·м; 3 — преимущественно песчаные образования с содержанием песчаного материала свыше 75%, удельное электрическое сопротивление которых изменяется от 14 до 100 Ом·м.

Важно заметить, что такая градация характерна для всего комплекса изотропных пород, независимо от их географического положения и глубины залегания. На локальных участках, где влияние гидрогеологического и температурного факторов ограничено, по-видимому, возможно применять более дробную градацию.

В низах осадочной толщи преобладает трещинный тип межскелетного пространства. По данным Л. П. Иваньшиной, плотность трещин на палеоглубинах 4—6 км достигает 600—800 на 1 м³, в то время как на палеоглубинах 2—2,5 км не превышает 100 на 1 м³. Подавляющее количество трещин развито в уплотненных глинистых горизонтах. Общее число открытых трещин, заполненных минерализованной водой, колеблется от 10 до 75%. Закрытые трещины выполнены чаще всего глинистым материалом и кальцитом.

Отличительной особенностью низов разреза осадочных отложений является наличие определенным образом ориентированной вертикальной системы трещин. Это приводит к появлению горизонтальной анизотропии электрических сопротивлений. По данным лабораторных измерений ПО Сахалингеология, коэффициент анизотропии для образцов из нижней части борской и пиленгской свит Пограничной площади нередко возрастает до 3—5.

Некоторые исследователи выделяют в низах неогеновых отложений и в мацигарской свите палеогена две системы вертикальных трещин: основную — вдоль простирания структур, и микротрещиноватость, перпендикулярную простиранию структур [3]. Отмеченные по данным МТЗ низкие сопротивления пород анизотропного комплекса в широтном направлении указывают, очевидно, на то, что влагонасыщенность связана именно с микротрещиноватостью.

Особенности электрических свойств трещиноватых пород на Сахалине изучены в настоящее время крайне слабо. Однако можно предположить, что обилие трещин в глинистых образованиях скажется в понижении их удельного сопротивления по отношению к песчаным. В конечном счете возможно, что на сопротивление анизотропного комплекса литологический фактор так же, как и в изотропном комплексе, оказывает преобладающее воздействие.

Анализ причин, влияющих на проводящие свойства осадочного чехла, дает возможность сделать следующие выводы.

1. Песчано-глинистый комплекс пород, в котором существуют условия для циркуляции флюидов, резко отличается по электропроводности от подстилающих непроницаемых пород, образующих «электрическое» основание. Его поверхность является нижней границей перспективных в нефтегазоносном отношении отложений.

2. Характер электропроводности осадочных отложений позволяет выделить две толщи пород — верхнюю с преимущественно поровым и нижнюю с трещинным типом межскелетного пространства.

3. Существующая тесная связь между удельным электрическим сопротивлением и их литологией делает возможным выделение крупных литологических горизонтов в разрезе песчано-глинистых отложений с помощью электроразведочных работ.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Терригенные отложения, развитые на Сахалине, представляют собой в большинстве случаев переслаивание относительно тонких песчаных и глинистых пластов, находящихся между собой в самых различных сочетаниях, что является причиной существенной разницы между сопротивлением вдоль напластования пород и поперечным сопротивлением. В связи с этим образование крупных электрических слоев продольным и поперечным током происходит по различным законам. Отличие может касаться не только величин сопротивлений, но и положения границ слоев и самого количества слоев.

На рис. 2 показано, что значения суммарной продольной проводимости (S) и суммарного поперечного сопротивления (T) возрастают с глубиной не по линейному закону, как это имело бы место в однородной среде, а скачкообразно, что является следствием дифференциации разреза по электрическому сопротивлению. Отмечается также некоторое несоответствие границ электрических слоев, выделяемых на графиках S и T , и существенное различие величин продольного и поперечного сопротивлений.

Следует отметить, что электрические комплексы, выделяемые по продольному сопротивлению (ρ_l), в большей мере соответствуют литологическим комплексам, выделяемым по процентному содержанию глинистого материала. В связи с этим нами при анализе геоэлектрического разреза рассматривались значения только продольных сопротивлений.

Территория Сахалина отличается значительным разнообразием геоэлектрических условий.

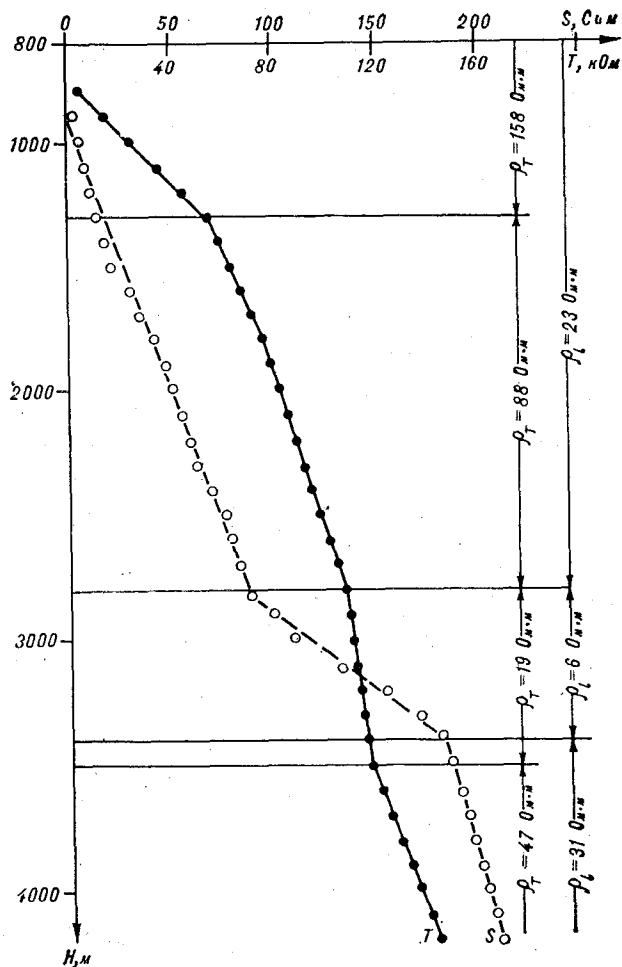


Рис. 2. Комуланская площадь. Скв. 2.

Графики зависимости суммарной продольной проводимости (S) и суммарного поперечного сопротивления (T) от глубины.

Различия касаются как строения, состава и стратиграфической приуроченности высокоомного основания, так и геоэлектрических особенностей отдельных литолого-фациальных комплексов осадочной толщи. Степень изученности геоэлектрического разреза неодинакова. Наиболее полно изучен разрез северо-восточной и юго-западной части Сахалина, где выполнен значительный объем буровых и геофизических работ.

Геоэлектрический разрез верхней части осадочной толщи изучен по результатам каротажа скважин и электроразведки ВЭЗ; сведения о проводимости более глубоких горизонтов получены по данным МТЗ.

На Сахалине отмечаются в основном два типа геоэлектрического разреза — трехслойный типа Н, и пятислойный типа НКН. Однако литологическая характеристика отдельных слоев разреза и их стратиграфическая приуроченность далеко не одинаковы даже для районов с однотипным разрезом. В связи с этим в пре-

делах Сахалина выделено несколько районов, характеризующихся особенностями строения геоэлектрического разреза (рис. 3): Северо-Восточный, Северо-Западный, Западно-Сахалинских гор, Юго-Западный (включая Сусунайскую депрессию) и Юго-Восточный.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН

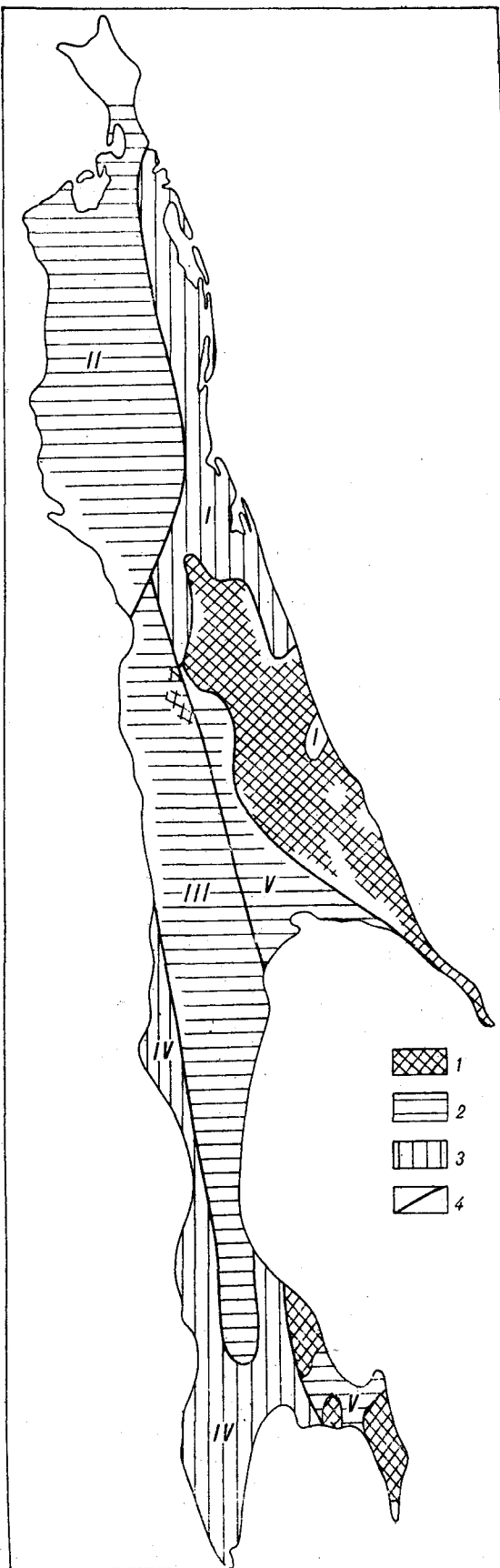
Район прослеживается вдоль берега Охотского моря от перешейка п-ва Шмидта до Пограничного участка. С запада он ограничен Дагинскими горами и Оссой грядой. На юго-западе протягивается узкой полосой вдоль р. Тьмы. Восточная граница района на участке между заливами Пильтун и Чайво выражена нечетко вследствие проникновения высокоминерализованных вод Охотского моря в песчаные отложения верхов разреза. На большей части территории района геоэлектрический разрез является пятислойным типа НКН. Такой тип разреза обусловлен наличием в толще неогеновых отложений двух сравнительно мощных низкоомных комплексов, представленных песчано-глинистыми, преимущественно глубоководными образованиями. Накопление этих комплексов осадков связано с двумя циклами седиментации — сергеевским с максимумом трансгрессии в нижнем миоцене и макаровским, проявившемся в позднем миоцене — в окобыкайское время. Позднедагинская регрессия, разделяющая указанные циклы, явилась причиной накопления толщи прибрежно-мелководных, преимущественно песчаных отложений с повышенным электрическим сопротивлением.

В основании геоэлектрического разреза осадочной толщи залегает горизонт высокого электрического сопротивления — десятки и сотни омметров. Он представлен метаморфическими мезо-палеозойскими либо вулканогенными мезо-кайнозойскими образованиями. На отдельных участках в высокоомное основание включаются и литифицированные раннеогеновые отложения. Глубина залегания высокоомного основания варьирует в больших пределах — от 2500—3500 (Катанглийская, Охинская площади) до 800—10 000 м (Поморо-Пильтунская и Чайвинская синклиналильные зоны).

Наиболее древними породами, вскрытыми глубокими скважинами в Северо-Восточном

Рис. 3. Районирование Сахалина по особенностям строения геоэлектрического разреза.

1 — выходы на поверхность мезо-палеозойских пород (высокоомное основание), 2 — области развития трехслойного геоэлектрического разреза типа Н; 3 — области развития пятислойного геоэлектрического разреза типа НКН, 4 — границы районов с различным строением геоэлектрического разреза. Районы: I — Северо-Восточный, II — Северо-Западный, III — Западно-Сахалинских гор, IV — Юго-Западный, V — Юго-Восточный.



Обобщенный геоэлектрический разрез Северо-Восточного района

Электрический горизонт	Литологическая характеристика и возраст пород	Мощность, м	Сопротивление, Ом·м
I	Переслаивание песков, песчаников, алевролитов и глинисто-песчаных (нутовская свита) и четвертичного возраста; на Пограничном участке — отложения верхнего миоцена (уранайская и хузинская свиты)	До 3000	20—100
II	Глины, алевролиты, редкие пласты песчаников, пески верхнемиоценового возраста (обыкская свита); на Лунско-Пограничном участке — отложения среднего миоцена (верхняя часть борской свиты)	До 2000	3—15
III	Пески, песчанники, глины, алевролиты, кремнистые аргиллиты, прослой углей среднемиоценового возраста (дагинская свита); на Лунско-Пограничном участке — нижняя часть борской свиты	До 1500	10—70
IV	Песчано-алевритовые отложения верхнего мела, переслаивание аргиллитов, алевролитов, глинистых песчаников нижне-среднемиоценового возраста (даехуринская, уйнинская свиты); на Тымовском участке — пиленгская свита; на Лунско-Пограничном участке — терригенные меловые, нижне-среднемиоценовые (мутновская и пиленгская свиты) отложения	До 3000	5—10
V	Метаморфические мезо-палеозойские и вулканогенные мезокайнозойские породы	∞	Десятки, сотни

районе, являются отложения верхнемелового возраста. Они изучены на Катанглийской, Уйлекутской и Чемернинской площадях (юго-восточное погружение Дагинской антиклинальной зоны), на Охинской площади и на Пограничном участке.

На Катанглийской площади, в скв. 700, верхнемеловые отложения вскрыты в интервале 2693—3414 м (забой скважины). Они представлены в основном песчаниками и алевролитами и имеют сопротивление 20—30 Ом·м.

На Охинской площади меловые отложения вскрыты скв. 1014 на глубине 1798 м. Они представлены снизу вверх толщей туфогенных песчаников и алевролитов (в интервале 2045—3525 м) и пачкой порфиритов, туфобрекчий и туфов. В интервале 1798—2147 м сопротивление отложений составляет ~10 Ом·м. Ниже по разрезу отмечается постепенный рост электрических сопротивлений: в интервале 2147—3250 м до 35 Ом·м и до забоя скважины (3525 м) до 270 Ом·м.

На Пограничном участке верхнемеловые отложения скв. 28 встречены в интервале 2385—3005 м (забой скважины). Это переслаивание песчаников, глинистых сланцев, туфогенных конгломератов с сопротивлением, меняющимся в пределах 4—25 Ом·м, отдельные пласты имеют сопротивление до 50 Ом·м.

Как видно даже из краткого обзора, литологический состав и электрическое сопротивление верхнемеловых пород существенно меняется как по вертикали, так и по площади исследования. Низкоомные верхнемеловые породы совместно с вышележащими неогеновыми отложениями формируют хорошо проводящий осадочный комплекс, а верхнемеловые отложения повышенного электрического сопротивления играют роль высокоомного основания при проведении электроразведочных работ.

Песчано-глинистые отложения нижнего миоцена (уйнинская, даехуринская свиты) вскрыты единичными скважинами на Катанглийском, Охинском, Лунском и Пограничном участках.

Наиболее выдержанными по своему литологическому составу являются глинистые отложения уйнинской свиты, полный разрез которой вскрыт на Катанглийской площади.

По материалам скв. 700 мощность уйнинской свиты составляет 717 м, а сопротивление — 5—8 Ом·м, мощность даехуринской свиты — 200 м, сопротивление — 10—12 Ом·м. Электроразведочные работы, выполненные на Тымовском, Лунском и Пограничном участках, также свидетельствуют о наличии в низах осадочной толщи значительного по мощности проводящего комплекса. Его электрическое сопротивление остается стабильным на большом протяжении и держится в пределах 3—5 Ом·м. Стратиграфически этот комплекс увязывается

с отложениями пиленгской, а на Лунском и Пограничном участках — также и мутновской свит.

Дагинские отложения, формирующие горизонт повышенного сопротивления внутри осадочного комплекса, на большей части территории имеют, в основном, песчаный характер. Они изучены достаточно полно на Катанглийско-Набильском и Дагинском участках и значительно хуже на Паромайском участке вследствие значительной глубины залегания. К югу от Дагинского поднятия отмечается глинизация дагинских отложений. Так, если на Дагинском участке их сопротивление достигает 30, а иногда и 50 и более Ом·м, то на Катанглийско-Набильском участке оно уменьшается до 10—15 Ом·м.

На Тымовском участке дагинские отложения по данным ВЭЗ и МТЗ имеют сопротивление 25—30 Ом·м.

Верхний проводящий комплекс, представленный на большей части территории отложениями верхнего миоцена (окобыкайская свита), имеет сопротивление, изменяющееся в значительных пределах в зависимости от литологического состава пород.

На Катанглийско-Набильском участке окобыкайские отложения представлены преимущественно глинистыми породами. Здесь их сопротивление не превышает 3—4 Ом·м. Несколько выше оно на Дагинском участке — до 6—8 Ом·м. Севернее, в пределах Паромайской мегантиклинали, а также южнее, на Лунско-Пограничном участке, сопротивление окобыкайской свиты возрастает до 10—15 Ом·м вследствие увеличения песчаности разреза.

Верхнюю часть геоэлектрического разреза составляют преимущественно песчаные плиоценовые (нутовская свита) и четвертичные отложения мощностью до 3000 м и сопротивлением в десятки и сотни омметров. Для самых верхов нутовской свиты характерны резкие перепады сопротивления (от единиц до тысяч омметров) в зависимости от орографических условий.

Обобщенный геоэлектрический разрез района приведен в табл. 1.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ РАЙОН

Район примыкает к Амурскому лиману и Сахалинскому заливу. Восточная граница его на значительном протяжении совпадает с западным склоном Дагинских гор и Оссой-Вальской грядой. Далее к северу она проходит вблизи восточного берега залива Байкал.

Отличительной особенностью значительной части территории района является наличие мощного промежуточного относительного высокоомного горизонта, представленного вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями верхнемелового и палеогенового возраста.

Высокоомный горизонт, подстилающий проводящие отложения осадочного комплекса в Северо-Западном районе Сахалина, скважинами не вскрыт. Глубина его залегания оценивается по результатам МТЗ и колеблется в пределах 4—12 км.

Залегающий выше комплекс, вероятно, глинистых либо аргиллитовых отложений предположительно мелового возраста также не изучен бурением. Его мощность (1500—5000 м), сопротивление и предполагаемый литологический состав оцениваются по данным МТЗ. Характерной особенностью этой толщи пород является анизотропия электрических сопротивлений. В широтном направлении сопротивление пород колеблется в пределах 5—15 Ом·м, в меридиональном — 40—100 Ом·м.

Образования вышележащего вулканогенно-осадочного комплекса вскрыты разведочными скважинами в пределах Лангрыйской антиклинальной зоны на Центрально-Тамлевской и Музьминской площадях. Так, на Центрально-Тамлевской площади с глубины 2400 м отмечаются конгломераты, туфогенные песчаники, андезитовые порфиры. Мощность вскрытых отложений 500 м, сопротивление — первые сотни омметров. Возраст этих отложений, названных «сладкинской толщей», оценивается как олигоценовый [1]. На Музьминской площади бурением на глубине 1100 м вскрыты вулканогенные породы предположительно верхнемелового возраста. Эти отложения (так называемая «музьминская толща») имеют сопротивление 100—300 Ом·м. Вскрытая мощность составляет 700 м.

Полная мощность вулканогенно-осадочного комплекса, определенная по результатам МТЗ, колеблется от 2000 до 2500 м. По данным ВЭЗ, его сопротивление варьирует в пределах 30—180 Ом·м.

Проводящий комплекс осадков, перекрывающий вулканогенно-осадочные отложения, для значительной части территории представлен глинисто-песчаными отложениями нижнего миоцена. Литологический состав этого комплекса, как можно судить по результатам бурения немногих скважин в пределах Лангрыйской и Энгизпальской антиклинальных зон, на Большереченской, Западно-Глухарской, Южно-Гыргыланьинской, Средне-Лангерийской, Аскасайской площадях, а также по данным электроразведочных работ, меняется от аргилито-глинистых до глинисто-песчаных и преимущественно песчаных.

На Лангрыйском и Энгизпальском участках это преимущественно глубоководные глинистые и аргиллитовые отложения нижнего миоцена и палеогена (нижнелангерийская, энгизпальская, хандасинская свиты) мощностью 600—700 м и сопротивлением 3—8 Ом·м.

Глинисто-песчаные отложения накапливались на большей части Нышско-Байкальской депрессионной области и на склонах Дагинской и Гыргыланьинской антиклинальных зон. Литологический разрез представлен алевритовыми отложениями на Средне-Лангерийской ($\rho = 15$ Ом·м, вскрытая мощность 700 м) и Большереченской ($\rho = 6$ Ом·м, вскрытая мощность 600 м) площадях или чередованием глин и относительно маломощных песчаных пластов (Волчинская площадь, $\rho = 6—10$ Ом·м, вскрытая мощность 100 м). Участки, характеризующиеся повышенным сопротивлением рассматриваемого комплекса (до 30—50 Ом·м), приурочены к центральным районам Дагинской антиклинальной зоны и восточной части Вальской депрессии.

Обобщенный геоэлектрический разрез Северо-Западного района

Электрический горизонт	Литологическая характеристика и возраст пород	Мощность, м	Сопротивление, Ом·м
I	Преимущественно песчаные отложения верхне-среднемиоценового и плиоценового возраста. На Лангрыйском участке — верхнелангерийская, нанивская и тамлевская свиты, на Энгизпальском участке — вагисская и теньгинская свиты, на Байкальском участке — нутовская свита, на Валском участке — дагинская, окобыкайская и нутовская свиты	2000—4000	20—60
II	Чередование глин, аргиллитов, алевролитов, песчаников нижнемиоценового и палеогенового возраста. На Лангрыйском участке — нижнелангерийская свита, на Энгизпальском участке — энгизпальская и хандасинская свиты; на Валско-Нышском участке — уйинская свита	1000—3000	3—8
III	Песчаники, аргиллиты, алевролиты, конгломераты, туфогенные, вулканомиктовые отложения, андезитодациты верхнего мела и палеогена	2000—5000	30—200
IV	Преимущественно глинистая, либо аргиллитовая толща предположительно верхнемелового возраста	1500—5000	$\rho_x = 5-15$ $\rho_y = 40-100$
V	Метаморфические мезо-палеозойские породы	∞	Сотни

Следует отметить, что для большей части района стратиграфический диапазон низкоомных отложений ограничивается нижним миоценом. Однако вполне вероятно, что на отдельных участках (к ним скорее всего относятся наиболее погруженные части синклинальных зон) в низкоомный комплекс входят и осадочные верхнемеловые отложения.

Верхнюю часть геоэлектрического разреза составляют относительно плохопроводящие отложения плиоцена и верхнего-среднего миоцена (нутовская, окобыкайская и дагинская свиты). Эта мощная толща песчано-глинистых отложений (в синклинальных зонах ее мощность более 3 км) имеет сопротивление в пределах 20—100 Ом·м.

Обобщенный геоэлектрический разрез района представлен в табл. 2.

В пределах участка широко развиты меловые отложения, слагающие ядро Западно-Сахалинского антиклинория. Крылья антиклинория сложены неогеновыми и палеогеновыми породами.

Геоэлектрический разрез изучен очень слабо ввиду крайне незначительного объема выполненных буровых и электроразведочных работ. На меловом поле пробурена только одна скважина глубиной 2000 м (восточный склон Западно-Сахалинских гор, Пугачевская площадь). Скважина на всем протяжении вскрыла аргиллитно-алевролитовые породы быковской свиты верхнего мела. Их сопротивление составляет в среднем 10 Ом·м. Значительная мощность меловых отложений вскрыта бурением на Лопатинской площади, расположенной на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория. Меловые отложения начинаются здесь с глубины 605 м, они представлены чередованием аргиллитов и алевролитов быковской (до глубины 2000 м) и найбинской (до забоя на глубине 3015 м) свит. Сопротивление меловых отложений до глубины 1710 м составляет 15—20 Ом·м, ниже — до забоя — 50—70 Ом·м.

Сопротивление палеогеновых отложений (песчаники и алевролиты), развитых в верхах разреза, достигает 40—50 Ом·м.

Электроразведочные работы методами МТЗ и ВЭЗ были выполнены по профилю Тымовское — Александровск и методом МТЗ — по профилю Бошняково — Смирных вкосте простирания Западно-Сахалинского антиклинория. Результаты этих исследований позволили получить представление о геоэлектрическом разрезе низов осадочной толщи рассматриваемого района.

В основании осадочной толщи залегают метаморфические образования мезо-палеозоя. В исследуемом районе бурением они не изучены. Глубина их залегания оценивается только по результатам МТЗ и составляет 5—6 км.

Залегающий выше относительно низкоомный комплекс отложений представлен аргиллитами и алевролитами тымовской свиты. В зависимости от литологического состава отложений, их плотности и проницаемости, сопротивление тымовской свиты меняется в значительных пределах — от 8—10 до 20—30 Ом·м, а иногда и выше. Мощность низкоомного комплекса достигает 2000 м.

В верхней части разреза развиты преимущественно песчаные отложения с прослоями вулканогенных пород. В северной части Западно-Сахалинских гор эти отложения относятся к верблюжегорской, жонкьерской и красноярковской свитам верхнего мела (туронский — дат-

Таблица 3

Обобщенный геоэлектрический разрез Западно-Сахалинских гор

Электрический горизонт	Литологическая характеристика и возраст пород	Мощность, м	Сопротивление, Ом·м
I	Песчаники с прослоями алевролитов, алевролиты и аргиллиты, туффиты верхнего мела (верблюжегорская, жонкьерская и красноярковская свиты) — в северной части Западно-Сахалинских гор; средней и верхней подсвит быковской и красноярковской свиты в южной части Западно-Сахалинских гор	3000—4000	30—100
II	Алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников верхнего мела (тымовская свита) — в северной части Западно-Сахалинских гор; низов быковской свиты — в южной части Западно-Сахалинских гор	До 2000	5—20
III	Метаморфические образования мезо-палеозойского возраста	∞	Сотни

ский ярус), в южной — к средней и верхней подсвитам быковской свиты и красноярковской свите. Сопротивление верхнего относительно высокоомного комплекса было определено по результатам электроразведочных работ ВЭЗ и МТЗ. Оно колеблется в пределах 30—100 Ом·м. Мощность комплекса достигает 3000—4000 м.

Анализ кривых МТЗ позволяет сделать вывод, что меловые породы обладают анизотропными электрическими свойствами. Сопротивление их в широтном направлении значительно меньше (5—8 Ом·м), чем в меридиональном (до 20 Ом·м).

Обобщенный геоэлектрический разрез района представлен в табл. 3.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ РАЙОН

Рассматриваемая территория, включающая в себя западное побережье Южного Сахалина, Лютогскую и Сусунайскую низменности, характеризуется пятислойным геоэлектрическим разрезом типа НКН (табл. 4).

Геоэлектрический разрез изучен на основании электрокаротажа разведочных скважин, пробуренных на Угловской, Южно-Невельской, Северо-Невельской, Шебунинской, Долинской, Ковровской, Песчанской и Анивской площадях и данных электроразведочных работ.

Образования высокоомного мезо-палеозойского фундамента выходят на поверхность в

Таблица 4

Обобщенный геоэлектрический разрез Юго-Западного района

Электрический горизонт	Литологическая характеристика и возраст пород	Мощность, м	Сопротивление, Ом·м
I	Туфогенные песчаники и алевролиты нижне-среднемиоценового возраста (аракайская, холмская, невельская, чеховская, на отдельных участках также углерогенная и курасийская свиты); в Сусунайской депрессии песчаные отложения плиоцена (верхи маруямской свиты)	800—2000	10—20
II	Песчано-алевритовые, глинистые и аргиллитовые отложения палеогена и нижнего миоцена (верхняя часть найбутинской, такарадайская и аракайская свиты); в Сусунайской депрессии — глинистые отложения верхнего миоцена (низы маруямской свиты)	400—1500	2—6
III	Песчаники с прослоями грубообломочного, вулканогенного и алевролитового материала верхнемелового — палеогенового возраста (красноярковская свита, низы найбутинской свиты); в Сусунайской депрессии — верхний мел — нижний — средний миоцен (красноярковская, аракайская, холмская, невельская свиты)	700—2300	10—20
IV	Глинистые отложения верхнемелового возраста (быковская свита); на побережье Татарского пролива — нерасчлененные отложения айской, найбутинской и быковской свит верхнего мела	1000—2500	3—8
V	Метаморфические породы (кварциты, сланцы, филлиты, мраморы, яшмы, известняки) мезо-палеозойского возраста	∞	Десятки, сотни

непосредственной близости от рассматриваемого участка — в Сусунайском хребте и представлены комплексом метаморфических пород (кварцитов, сланцев, филлитов, мраморов, яшм и известняков).

На мезо-палеозойском фундаменте залегает низкоомный комплекс осадков, сложенный глинистыми отложениями быковской свиты. На побережье Татарского пролива, как можно судить из сопоставления с данными геологической съемки, этот комплекс включает в себя нерасчлененные отложения айской, найбутинской и быковской свит верхнего мела. Мощность отложений комплекса колеблется от 1000—1500 м в Сусунайской депрессии до 2000—

Обобщенный геоэлектрический разрез Юго-Восточного района

Электрический горизонт	Литологическая характеристика и возраст пород	Мощность, м	Сопротивление, Ом·м
I	Пески, алевролиты, глины с лигнитами, туфогенные песчаники нижнего — среднего миоцена и плиоцена. На Поронайском участке — отложения чеховской, верхнедуйской и маруямской свит; на Муравьевском участке — отложения холмской и курасийской свит	До 2000	25—170
II	Алевролиты, песчаники, аргиллиты, прослой туфов верхнего мела и нижнего миоцена (быковская и гастелловская свиты) — на Муравьевском участке; палеогена и нижнего миоцена (нижнедуйская, невельская, холмская и низы чеховской свит) — на Поронайском участке	До 2000	5—25
III	Метаморфические образования различных горизонтов мезо-палеозоя	∞	Десятки, сотни

омного основания. Геоэлектрический разрез трехслойный, типа Н. Характеристика разреза дается по результатам каротажа скважин на Поронайском, Муравьевском и Лермонтовском участках, а также по данным электроразведки ВЭЗ и МТЗ.

Метаморфический фундамент вскрыт в северной части района (Поронайская низменность) на Буюклинском погребенном поднятии и на Лермонтовской площади на глубинах от 600 до 2500 м. В южной части района метаморфические и туфогенно-осадочные образования юрско-нижнемелового возраста (новиковская свита), которые вместе с подстилающими их палеозойскими образованиями являются высокоомным основанием для осадочной толщи, выходят на поверхность на отдельных участках. Сопротивление этих пород варьирует в пределах десятки — первые сотни омметров. Максимальная глубина залегания достигает 2500—2900 м. Мезо-палеозойский фундамент перекрывается сравнительно низкоомными разновозрастными породами верхнего мела и нижнего миоцена (Муравьевская низменность), палеогена и нижнего — среднего миоцена (Поронайская низменность). Это преимущественно аргиллито-глинистые и песчано-глинистые отложения, сопротивление их 5—25 Ом·м. В верхах разреза залегают высокоомные терригенные с прослоями туфогенного материала отложения сопротивлением 25—170 Ом·м. Обобщенный разрез Юго-Восточного района приведен в табл. 5.

2500 м на побережье Татарского пролива. Сопротивление отложений варьирует в пределах 3—8 Ом·м.

Выше по разрезу залегает горизонт повышенного сопротивления. На побережье Татарского пролива и в Лютогской депрессии он представлен преимущественно песчаниками с прослоями грубообломочного, вулканогенного и алевролитового материала, относящимися к верхнему мелу — палеогену (красноярковская, низы найбутинской свиты). Сопротивление отложений 15—20 Ом·м, мощность 700—1000 м.

В Сусунайской депрессии литологический состав отложений такой же, как и на побережье Татарского пролива, но отмечается их более широкий стратиграфический диапазон — от верхнего мела до нижнего — среднего миоцена (красноярковская, аракайская, холмская, невельская свиты). Мощность осадочных отложений в южной части Сусунайской депрессии не превышает 2300 м, сопротивление 10—20 Ом·м.

На значительной части территории выше по разрезу отмечается низкоомный комплекс отложений. На побережье Татарского пролива он представлен песчано-глинистыми и аргиллитовыми отложениями палеогена (верхняя часть найбутинской и такарадайская свиты). Мощность 400—700 м, сопротивление 1,5—2 Ом·м. В пределах Лютогской депрессии — это глинистые и песчано-алевролитовые отложения палеогена и нижнего миоцена (верхи найбутинской, такарадайская и аракайская свиты). Мощность отложений достигает 1500 м, сопротивление 2—6 Ом·м. В Сусунайской депрессии низкоомный комплекс отмечается повсеместно. Он вскрыт скважинами на Восточно-Луговской, Бачинской площадях. Стратиграфически относится к низам маруямской свиты. Представлен глинистой толщей мощностью 500—1000 м и сопротивлением 4—5 Ом·м.

Верхнюю часть геоэлектрического разреза составляют относительно высокоомные (10—20 Ом·м) миоцен-плиоценовые отложения. Их мощность достигает 2000 м.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ РАЙОН

Район включает в себя территорию, примыкающую к заливу Терпения. Характерным для всего района являются незначительные мощности проводящих осадочных отложений. К наиболее интересным участкам можно отнести Поронайскую и Муравьевскую низменности. Оба участка имеют сложное геологическое строение, характеризуются наличием размывов, выпадением из разреза отдельных слоев осадочной толщи, разновозрастностью высоко-

В заключение можно отметить следующие общие особенности геоэлектрического разреза осадочной толщи Сахалина.

1. Для большей части территории Сахалина характерны два типа геоэлектрического разреза: для центральной части острова — трехслойный разрез типа Н; для районов, примыкающих к побережью Охотского моря и Татарского пролива, — пятислойный разрез типа НКН.

2. Для осадочной толщи большинства районов Сахалина характерна существенная дифференциация по электрическим сопротивлениям, что создает благоприятные условия для выделения крупных электрических комплексов. Электрические границы обычно совпадают с литологическими, и величины сопротивлений находятся в прямой зависимости от литологического состава пород.

3. Для осадочной толщи Сахалина характерно в целом плавное изменение величины среднего продольного сопротивления (в среднем от 4—6 до 20—25 Ом·м), в то время как в верхней части разреза (50—300 м), сложенной преимущественно песчаными отложениями, отмечаются резкие изменения сопротивления даже в пределах небольших по площади участков. Величины сопротивлений варьируют от долей до десятков тысяч омметров.

4. Значения суммарной продольной проводимости (S) осадочных отложений меняются, как правило, от 200 до 600 См. Исключения составляют отдельные локальные участки, расположенные в прибрежной части, где значения S достигают 1000 См, и участки выходов на поверхность мезо-палеозойских отложений, где значения S уменьшаются до десятков сименс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мишаков Г. С., Аршев Е. Г., Еруз А. П. К стратиграфии Лангрийского района Северного Сахалина. — Тр. ВНИГРИ, 1972, вып. 306.
2. Равдоникас О. В. Гидрогеологические условия Са-

халина. — В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений Сахалина. Л.: Недра, 1974.
3. Сирьк И. М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1968.

СахалинНИПИНефтегаз
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
14 апреля 1983 г.

УДК 551.24(571.642)

В. В. Харахинов, С. Д. Гальцев-Безюк, А. А. Терещенков

РАЗЛОМЫ САХАЛИНА

На основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных выявлены литосферные и коровые разломы Сахалина. Обосновывается, что дислокационный процесс в регионе контролируется консервативной сеткой разломов, принадлежащей планетарной се-

ти дизъюнктивов, к которой привязаны в зависимости от направлений и масштаба усилий тектонических движений все складчатые и складчато-блоковые формы различного ранга.

В пределах Сахалина и окружающих его акваторий геолого-геофизическими исследованиями последних 10—15 лет выявлена густая сеть разрывных нарушений. Их значительная роль в строении и формировании осадочной оболочки региона неоднократно отмечалась в литературе [7, 8, 10, 24, 25, 29 и др.]. В настоящее время получены данные, значительно дополняющие прежние представления. В предлагаемой работе приведены результаты комплексного анализа геологической, геофизической и геохимической информации, проведенного как на основе разработанных методических приемов [3, 4, 15—17, 34 и др.], так и с привлечением качественно новых материалов (с обработкой на ЭВМ) глубинных магнитотеллурических зондирований и высокоинформативных сейсморазработок МОВ ОГТ.

С учетом глубинности проникновения в различные слои литосферы и характера проявления в современной структуре региона различаются литосферные и коровые разломы. Первые пронизывают земную кору и проникают в верхнюю мантию; при их выделении привлекались карты, схемы и геотраверсы, иллюстрирующие строение литосферы и ее слоев [14, 33]. Коровые разломы нарушают сплошность земной коры, не выходя за ее пределы.

С учетом протяженности выделяются надрегиональные (генеральные), региональные, зональные и локальные разломы. К первым относятся разломы, выходящие за пределы рассматриваемого региона; ко вторым — разломы, соразмерные структурным элементам I порядка (антиклинориям, горст-антиклинориям, синклинориям); к зональным — дизъюнктивы в рамках тектонических районов; к локальным — разрывные нарушения, расчленяющие мегантиклинали на отдельные блоки.

Для каждого ранга геологических тел характерны свои дизъюнктивы. Применительно к региону наблюдается следующая соподчиненность: литосфера — надрегиональный литосферный разлом; земная кора — региональный коровый разлом; тектонический мегакомплекс — зональный коровый разлом; структурный комплекс — локальный разлом.

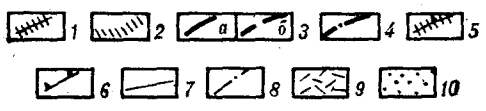
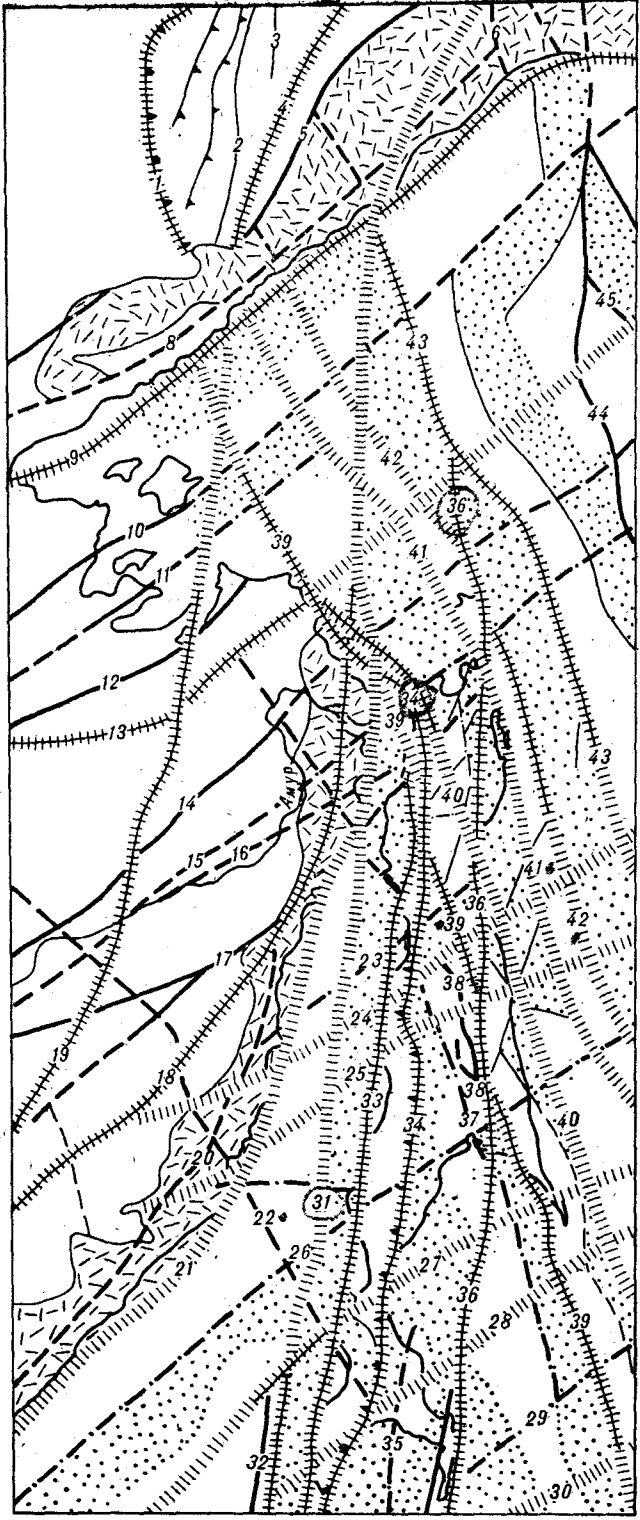
Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов показывает, что дизъюнктивы региона разделяются на ряд систем различного направления (см. рисунок). В каждую систему входят разломы разных рангов. Распространены они в основном равномерно.

РАЗЛОМЫ ХОККАЙДО-САХАЛИНСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ

К этой системе отнесены разломы, ориентированные в субмеридиональном и меридиональном направлениях. К их числу относятся Хоккайдо-Сахалинский, Западно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский и Монеронский надрегиональные литосферные разломы.

Хоккайдо-Сахалинский разлом — одна из крупнейших разрывных структур Сахалина — протягивается узкой полосой интенсивных складчатых и разрывных дислокаций вдоль восточного побережья острова, далее через юго-западную часть Охотского моря уходит в пределы о. Хоккайдо. В литературе различные его участки выделялись под названием Горнай-Эхабинского [9, 22, 35], Северо-Сахалинского [26], Хейтонского [25] и Центрального [24] разломов.

Судя по абсолютному возрасту приуроченных к разлому изверженных пород (29—75 млн. лет), он был заложен не позднее позднего мела, а подвижки по нему происхо-



Схематическая карта разломов западной части Охотского региона.

дили в конце позднего мела — начале палеогена, в течение неогена. Энергичные конседиментационные движения в зоне разлома датируются средним и поздним миоценом. Особенно наглядно это явление можно продемонстрировать на примере Монгинского участка разлома, где к нему приурочены значительные вариации мощностей глинистых нижнеокобыкайских отложений. На Паромайском и Восточно-Эхабинском участках фиксируются резкие литолого-фациальные изменения окобыкайских пород. В Восточно-Сахалинских горах и юго-восточном районе острова разлом контролировал развитие борской свиты, заметно отличающейся по своему фациальному облику от одновозрастных стратиграфических подразделений. Наиболее интенсивные движения в зоне разлома происходили в конце плиоцена, когда были созданы основные формы современного структурного плана мезо-кайнозойских отложений региона. Геологические и геоморфологические данные свидетельствуют о движениях по разлому и в четвертичное время [5, 7, 31]. К нему приурочен ряд эпицентров землетрясений с глубиной очага в пределах земной коры (10—30 км) и одно землетрясение с глубиной очага 100 км. Коровый проводящий слой, фиксирующийся по данным магнитотеллурического зондирования [2] в пределах Сахалина в зонах разломов на глубинах 15—20 км и косвенно отражающий повышенный термальный режим земной коры, в зоне Хоккайдо-Сахалинского разлома расположен на глубине 9—10 км. Это может свидетельствовать об активных внутрикоровых современных процессах в ареале действия дизъюнктива.

Хоккайдо-Сахалинский разлом почти на всем своем протяжении (за исключением Восточно-Сахалинских гор) разделяет районы Сахалина с различными типами литосферы [14, 33].

1 — литосферные надрегиональные разломы; 2 — скрытые литосферные надрегиональные разломы, 3 — коровые разломы: а — по геологическим данным, б — по геофизическим материалам, 4 — скрытые коровые разломы, 5 — надрегиональные взбросо-надвиги, 6 — региональные взбросо-надвиги, 7 — зональные разломы, 8 — скрытые зональные разломы, 9 — зоны Восточно-Сихотэ-Алинского (а) и Охотско-Чукотского (б) вулканогенных поясов, 10 — позднекайнозойские зоны растяжения.

Разломы: 1 — Нелькано-Кылахский (Западно-Верхоянский) краевой шов, 2 — Бурхалинский, 3 — Минорский, 4 — Юдомский, 5 — Виллячканский, 6 — Кетандинский, 7 — Нюч-Ульбийский, 8 — Северо-Удский (Ульянский), 9 — Удский, 10 — Южно-Шантарский, 11 — Ассины-Тугурский, 12 — Омало-Усолгинский, 13 — Тукурингра-Амурский, 14 — Куро-Бичинский, 15 — Приамурский (Северо-Байкальский), 16 — Удильский, 17 — Даубихинский, 18 — Центрально-Сихотэ-Алинский, 19 — Нижне-Амурский, 20 — Прибрежный, 21 — Восточно-Сихотэ-Алинский, 22 — Лютогский, 23 — Тымский, 24 — Аукан-Лунский, 25 — Совгаванский (Верхне-Тымский), 26 — Ламановский, 27 — Слепидовский, 28 — Мордвиновский, 29 — Южно-Анивский, 30 — Южно-Охотский, 31 — Монеронский, 32 — Западно-Монеронский, 33 — Западно-Сахалинский, 34 — Центрально-Сахалинский, 35 — Сусунайский, 36 — Хоккайдо-Сахалинский, 37 — Невский, 38 — Первомайский, 39 — Набильский, 40 — Катангийский, 41 — Западно-Шмидтовский, 42 — Восточно-Сахалинский, 43 — Западно-Охотский, 44 — Дерюгинский, 45 — Центрально-Охотский.

Центрально-Сахалинский разлом прослежен геолого-геофизическими исследованиями через всю территорию острова с юга на север. Южнее, через пролив Лаперуза, он уходит на о. Хоккайдо. В пределах Северного Сахалина разлом контролирует развитие системы линейных горст-антиклинальных структур, ограниченных с обеих сторон взбросами, сливающимися на глубинах более 10 км в один разлом [1]. Эти дизъюнктивы служат границами районов с различной дислоцированностью осадочных отложений. С зоной разлома контактируют территории, почти лишенные пластических деформаций позднеогеновых пород. Надразломные структуры представляют собой линейные брахиформные, иногда изоклинальные сильно нарушенные складчатые формы.

На Тымь-Поронайском и Сусунайском участках Центрально-Сахалинский разлом на поверхности проявляется как взбросо-сдвиг, по которому приведены в соприкосновение верхнемеловые и неогеновые отложения [10, 12, 27]. Разлому сопутствует густая система разрывов, зон дробления, брекчирования и милонитизации пород; ширина зоны приразломных дислокаций доходит до 5—8 км.

Подвижки по Центрально-Сахалинскому разлому происходили, принимая во внимание абсолютный возраст приуроченных к его зоне изверженных пород (72—76, 40—59 млн. лет) и возраст вулканических центров, в конце позднего мела — начале палеогена, раннем — среднем миоцене и в конце плиоцена. Многие исследователи [23, 30] придают разлому роль границы эв- и миогеосинклинальных частей верхнемелового бассейна. Но судя по проведенному нами комплексному анализу геолого-геофизических материалов по региону, распространение эвгеосинклинальных комплексов позднеогенового времени на Сахалине контролировалось разломами не хоккайдо-сахалинского, а иного (северо-западного) направления. В зоне Центрально-Сахалинского разлома наиболее интенсивными были позднеогеновые движения, когда создавались основные современные приразломные складчатые формы. Разлом активен и поныне [13]. Глубина очагов землетрясений, приуроченных к его зоне, равна 20—30 км. Коровый проводящий слой фиксируется на глубинах 15—20 км.

Тымь-Поронайский и Сусунайский отрезки разлома разделяют районы Сахалина с различными типами литосферы [14, 33].

Западно-Сахалинский разлом вытянут вдоль берега Сахалина, а южнее пролива Лаперуза прослеживается в западной части о. Хоккайдо [36]. Вдоль зоны разлома неогеновые отложения или слагают круто наклоненные (до 50—80°) крылья Западно-Сахалинского прогиба, или образуют ряд крупных приразломных ан-

тиклиналей (Кузнецовская, Антоновская, Западно-Крильонская и др.). В некоторых случаях разлом проявляется в виде густой сети тесно связанных между собой сбросов, сбросо-сдвигов и, возможно, взбросов.

Судя по абсолютному возрасту интрузивных пород западного побережья Южного Сахалина, Западно-Сахалинский разлом проявлял активность в эоцене — олигоцене (27—39 млн. лет), раннем миоцене (18—23 млн. лет) и плиоцене (9 млн. лет), что подтверждается также приуроченностью к нему вулканических центров раннего и среднего миоцена, плиоцена и антропогена. Он активен и ныне (см. таблицу).

Западно-Сахалинский разлом разделяет районы Сахалина с различными типами литосферы [33], служит восточным ограничением крупнейшей структуры региона — Западно-Сахалинского прогиба.

Центрально-Сахалинский и Западно-Сахалинский литосферные разломы ограничивают крупный клиновидный блок земной коры длиной 1000 и шириной 10—50 км, суживающийся книзу в одну дизъюнктивную зону. Внутри блока мезо-кайнозойские отложения характеризуются интенсивной дислоцированностью; образуя Западно-Сахалинское и Центрально-Хоккайдское горст-антиклинорные сооружения [37]. Смежные тектоноблоки отличаются значительно меньшей напряженностью дислокаций.

В сущности, Западно-Сахалинский и Центрально-Сахалинский разломы можно отнести к динамопаре сближенных литосферных разломов, к единой дизъюнктивной системе более высокого ранга. Тектоноблок, заключенный между ними, представляет собой пограничную зону между Западно-Сахалинским прогибом — районом преобладания рифтогенной деструкции — современной Сахалинской складчатой системой.

Монеронский разлом протягивается с юга на север в акваториях северной части Японского моря, Татарского пролива и Амурского лимана. Южный отрезок разлома ограничивает одноименный горст-антиклинорий, сложенный, как показало бурение на о. Монерон, вулканогенными отложениями среднего миоцена, мела (75 — 141 млн. лет).

К северу от Монеронского горст-антиклинория в пределах Татарского пролива и Амурского лимана разлом погребен под мощной толщей миоцен-плиоценовых отложений. Маркируется цепью крупных экстремумов аномального магнитного поля, возможно, фиксирующих наличие магматических тел основного состава в основании осадочной толщи. Последние, по видимому, являются следствием деструктивных процессов, происходивших в зоне разлома.

С региональными коровыми разломами субмеридионального и меридионального направле-

Название разлома	Морфокинематические сведения					Возраст		По отношению к структурам I порядка				По отношению к направлению складчатости	
	Протяженность, км	Ширина приразломной зоны, км	Тип шва и величина угла падения α	Вертикальная составляющая смещения, км	Горизонтальная составляющая смещения, км	Ведущий морфокинематический тип	Заложения	Наиболее активного проявления	Граничные		Продольные	Поперечные	
									Сквозные	Сквозные			
Хоккайдо-Сахалинский	>1500	<7	Скол $45^\circ < \alpha < 80^\circ$	<1,5	<5, Л ⁺	Взбросо-сдвиг, З ⁺⁺	K ₂	N ₂		+			
Центрально-Сахалинский	>1000	<10	Скол $45^\circ < \alpha < 80^\circ$	<2	<5—7, Л	Взбросо-сдвиг, З	K ₁	N ₂	+				
Западно-Сахалинский	>1000	<10	Скол $60^\circ < \alpha < 90^\circ$	<1,5	<3—5, Л	Сброс, взбросо-сдвиг, З	K ₁	N ₂	+				
Монеронский	>1100	<5	Отрыв, скол $60^\circ < \alpha < 90^\circ$	<1,0	<3—5, Л	Взброс, раздвиг, З	K ₁	K ₂ , N ₁		+			
Восточно-Сахалинский	<1200	3—7	Отрыв, скол $45^\circ < \alpha < 90^\circ$	<1,5	<7—10, Л	Взбросо-сдвиг, раздвиг, З	K ₁	P	+		+		
Западно-Шмидтовский	>1200	<5	Скол $60^\circ < \alpha < 90^\circ$	<0,5	?	Взброс, В	K ₁	P	+		+		
Набильский	>1500	<10	Скол, отрыв $50^\circ < \alpha < 80^\circ$	<2	?	Взброс, раздвиг, В	J ₂ -K ₁	K ₂ , P	+		+		
Катанглийский	>1500	<5	Скол, отрыв $60^\circ < \alpha < 90^\circ$	<1,5	?	», З	»	»	+		+		
Аукан-Луиский	<700	<3	Скол $60^\circ < \alpha < 90^\circ$	<1,0	<3—5, П	Сбросо-сдвиг, СЗ	»	»		+		+	
Совгаванский	>700	<5	Скол, отрыв, $45^\circ < \alpha < 90^\circ$	<1,5	<7—10, П	Взбросо-сдвиг, СЗ	»	»		+		+	
Слепиновский	>800	<1,5	Отрыв, скол, $60^\circ < \alpha < 80^\circ$	<1,0	<10, П	Раздвиг, сбросо-сдвиг, ЮВ	»	»		+		+	
Мордвиновский	>700	<1,0	Скол, отрыв, $60^\circ < \alpha < 90^\circ$	<1,0	?	Сбросо-сдвиг, ЮВ	»	»		+		+	

Примечание. + — тип горизонтального смещения: Л — левосторонний, П — правосторонний; ++ — основное направление

ния на Северном Сахалине связано формирование крупных антиклинальных структур (Волчинская, Сабинская, Охинская), к которым приурочена часть месторождений. Разломы имеют взбросовый характер. Падение плоскости сбрасывателя западное под углом $60—80^\circ$. Многие из них погребены под позднеплиоценовыми осадками. Антиклинали, образованные в результате подвижек по этим разломам, с востока сопровождаются флексурными зонами с углом падения пластов $50—80^\circ$, обычно с глубиной уменьшающимися на некоторых участках почти до горизонтального залегания.

На Южном Сахалине коровые разломы меридионального и субмеридионального направления (Сусунайский, Лангерийский, Лиманский и др.) контролируют размещение крупных современных горстов и грабенов, при этом занимая секундарное положение по отношению к мезо-палеозойским складчатым структурам северо-западного простирания. Амплитуды вертикальных перемещений по ним составляют $0,5—1,5$ км.

К системе дизъюнктивов хоккайдо-сахалинского направления относятся региональные коровые разломы северо-северо-восточного на-

правления. Они распространены в регионе фрагментарно. На современном уровне изученности пока известны Гыргыланьинский, Дывыкский и Прибрежный разломы, протягивающиеся на расстоянии $80—120$ км. Обычно это взбросы с амплитудой в $0,5—1,5$ км. Ширина приразломных складчатых и разрывных дислокаций достигает $2—3$ км. Они пересекают неогеновые конседиментационные структурные сооружения северо-западного простирания в диагональном направлении.

Активизация разломов северо-северо-восточного направления датируется концом плиоцена и антропогеном. К ним приурочены наиболее интенсивные аномалии проводимости в земной коре о. Сахалин, обычно связанные с повышенным термальным режимом [2]. Интересно, что на поверхности зонам этих разломов не соответствуют повышенные значения теплового потока, что может быть показателем того, что процесс повышения температур в зонах дизъюнктивов северо-северо-восточного направления начался столь недавно, что фронт теплового потока не достиг поверхности.

Таким образом, литосферные разломы хоккайдо-сахалинского направления определяют

ляет 2000—3500 м. На этой же границе происходят выклинивание кайнозойских верхнемиоценовых, резкое сокращение мощности верхнемиоценовых и значительное увеличение объема плиоценовых и антропогенных отложений.

Основные подвижки в зоне разлома, судя по распространению гипербазитов п-ова Шмидта среди юрско-меловых отложений, большинством исследователей датируются ранним мелом [19]. В районах распространения осадочных, преимущественно позднегоценовых отложений работами последних лет в зоне разлома выявлено полное соответствие местоположений магнитных максимумов и локальных антиклинальных складок. Этот факт и палеотектонические реконструкции на основе высокоинформативных сейсмических материалов позволяют предположить ведущую роль в формировании постседиментационных структур в зоне разлома радиальных перемещений блоков «фундамента» в конце неогена. Расчеты плотностных неоднородностей в земной коре региона показывают, что в зоне Восточно-Сахалинского разлома с глубины 15—20 км в верхние слои земной коры внедрялись довольно крупные тела гипербазитов. Длина их фронтальных частей колеблется в пределах 5—20 км, ширина 3—5 км. Верхние их кромки следятся на глубинах 0,5—5 км. Амплитуда приразломных дислокаций достигает 1,0—2,0 км. Наиболее интенсивные движения произошли в районе п-ова Шмидта, где тела гипербазитов выведены на поверхность, при этом образуя крупные зоны серпентинитового меланжа [20, 25].

Восточно-Сахалинский разлом служит границей районов с различными типами литосферы, разделяет структуры Хоккайдо-Сахалинской кайнозойской складчатой системы и Дерюгинского прогиба — района широкого проявления рифтогенных процессов [33].

Западно-Шмидтовский разлом расположен западнее Восточно-Сахалинского дизъюнктива на 30—40 км и простирается субпараллельно ему. Он погребен под мощной толщей позднекайнозойских осадочных образований. На поверхности ему соответствует зона крутого залегания доплиоценовых пород с углом падения 45—60°. На линии разлома выклиниваются досреднемиоценовые кайнозойские отложения и, возможно, замещаются верхнемеловые осадочные на вулканогенно-осадочные образования.

Восточно-Сахалинский и Западно-Шмидтовский разломы определяют границы Шмидтовского тектонического района. Основной структурной формой последнего является одноименный антиклинорий, сложенный мезокай-

нозойскими отложениями. Значительную часть объема Шмидтовского литосферного блока занимает гипербазитовый вал, расположенный на глубинах более 15—20 км. По расчетам величин наклонов ограничивающих блок разломов, выполненным по грави- и магнитометрическим данным, можно предположить, что они на глубинах более 30 км сливаются в одну дизъюнктивную зону повышенной проницаемости, т. е. в пределах верхней мантии Шмидтовский блок «исчезает». Формирование современной структуры Шмидтовского антиклинория обязано явлениям «скупивания» слоев земной коры в пределах одноименного блока. В неогеновой истории соседних с антиклинорием крупных отрицательных форм преобладали растягивающие напряжения. Особенно эти процессы усилились в конце неогена, когда формировалась рифтовая система Охотоморского региона.

Набильский разлом протягивается в северо-западном направлении от западной окраины Амурского лимана через территорию о. Сахалин до п-ова Терпения и уходит далее через Южно-Охотскую глубоководную впадину до о. Кунашир. На поверхности разлом выражен в виде «шовных» антиклиналей Средне-Нышской мегантиклинали на Северном Сахалине; сопровождается полосами серпентинитового меланжа в пределах Набильского хребта [29] и юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор [21]. На п-ове Терпения разлому соответствует горстовое поднятие, ограниченное с востока и запада продольными взбросами.

Меланж выходит на поверхность в виде протрузий, прорывая юрские отложения остринской свиты, и надвинут на кайнозойские и верхнемеловые породы. На некоторых участках он подстилает раннемеловые терригенные образования хойской свиты. Эпохи формирования меланжа связаны с основными этапами активизации тектонических движений в Набильской дизъюнктивной зоне. Разлом контролировал район вулканической деятельности, приведшей к накоплению довольно мощной (до 2 км) толщи вулканогенно-кремнистых отложений остринской свиты. Предхойские движения привели к формированию меланжа. В кампан-маастрихте в зоне, ограниченной Набильским и Катанглийским разломами, преобладало накопление вулканогенно-кремнистых пород. Растяжение было кратковременным и уже в конце маастрихта сменилось сжатием и появлением олистостром березовского времени [21]. В конце мела в зоне Набильского разлома образуются горстовые поднятия, в дальнейшем в процессе осадконакопления облекаемые кайнозойскими отложениями. В конце неогена в зоне Набильского разлома происходят окончательное формирование серпентинитового меланжа, горсто-

вых поднятий п-ова Терпения и центральной части Восточно-Сахалинских гор и деструктивные процессы «океанизации» в пределах Южно-Охотской котловины. В Набильском хребте и юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор меланж надвинут на кайнозойские породы, включая и плиоценовые.

Катанглийский разлом простирается субпараллельно Набильскому разлому и расположен восточнее его на 50—80 км. В осадочной толще Северного Сахалина он отражается в виде Западно-Байкальской флексурной зоны [35], цепочки надразломных антиклинальных структур (Блокпостовская, Средне-Аскасайская, Катанглийская и др.). В пределах прибрежного мелководья юго-восточной части острова разлом погребен под мощной толщей преимущественно позднекайнозойских отложений и маркируется линейными аномалиями магнитного поля высокой интенсивности.

Набильский и Катанглийский литосферные разломы определяют границы структурно-фациальных зон, существовавших в различные периоды мезокайнозойской истории региона. Южные их части контролируют контуры Набильской ветви Восточно-Сахалинского офиолитового пояса [29]. Кулисообразно расположенная к северо-востоку Шмидтовская ветвь пояса ограничена Восточно-Сахалинским и Западно-Шмидтовским разломами.

Региональные и зональные коровые разломы северо-западного направления определяли развитие и простирались доверхнемиоценовых складчатых и складчато-блоковых форм Сахалина. В современном структурном плане они частично выражены в виде зон интенсивной дислоцированности мезозойских отложений (Первомайский и другие разломы Восточно-Сахалинских гор), приразломных складчатых дислокаций кайнозойских образований (Лютоский и другие дизъюнктивы Юго-Западного Сахалина), частично погребены под мощной осадочной толщей неогеновых пород (Невский, Джимданский и другие разломы Тымь-Поронайской низменности, Северного Сахалина).

В целом разломы восточно-сахалинского направления сыграли выдающуюся роль в геологической истории Сахалина. Они контролировали размещение мезозойских эвгеосинклинальных зон, границы верхнемеловых и неогеновых бассейнов седиментации, формирование доверхнемиоценовых структур. Они определяли контуры Восточно-Сахалинского офиолитового пояса. Возможно, что литосферные разломы системы ограничивали тектоноблоки допозднемиоценового времени с различными типами и подтипами литосферы.

Дизъюнктивы рассматриваемой группы лежат на продолжении разломов верхоянского направления. Возможно, что они составляют

систему более высокого ранга, сыгравшую роль обособления Верхоянской антиклинальной зоны, размещения мио- и эвгеосинклиналей позднемиоценового времени западной части Охотоморского региона. В кайнозойское время ими контролируется размещение некоторых рифтовых структур западной части Охотского моря.

РАЗЛОМЫ ЮЖНО-ОХОТСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ

Дизъюнктивы северо-восточной ориентации делят регион на ряд поперечных блоков, отличающихся в большей мере автономностью строения и развития. Рассмотрим их на примере Аукан-Лунского и Совгаванского литосферного разломов.

Аукан-Лунский разлом отражен на всех картах и схемах строения земной коры градиентными зонами мощностей всех ее слоев. На поверхности выражен в виде зоны интенсивных поперечных в основном дизъюнктивных дислокаций. Представляет собой северное ограничение Армуданского поднятия, в пределах которого значительно (иногда до полного исчезновения) сокращаются мощности неогеновых отложений, и Восточно-Сахалинского мезозойского горстового массива. Ограничивает с юга зону серпентинитового меланжа Набильского хребта. В Лунском грабене ему соответствует выступ «фундамента», являющийся границей между Набильским и Лунским районами, характеризующимися различными условиями осадконакопления в неогене.

Совгаванский (Верхне-Тымский) разлом на поверхности выражен в виде системы разрывов типа сбросо-сдвигов с амплитудой, достигающей до 400 м; сопровождается интрузиями долеритов. Разлом ограничивает с севера поле верхнемеловых пород в Восточно-Сахалинских горах и с юга — Тауланское и Кировское палеозойские поднятия в Тымь-Поронайской низменности (здесь ему соответствует водораздел между бассейнами рек Тымь и Поронай). К зонам пересечения Совгаванского и продольных разломов приурочены интрузивные тела ранне-среднемиоценовых андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Интенсивные подвижки в зоне Совгаванского разлома в конце мела, палеогене и в конце неогена привели к формированию серпентинитового меланжа в юго-восточном районе Северного Сахалина [21]. Зона меланжа имеет субширотное простираение и в виде полосы шириной 5—7 км надвинута на верхнемеловые отложения. Тело меланжа в виде пластины выдвинуто из-под толщи кайнозойских пород; отторженцы последних встречены в зоне меланжа,

В западной части Охотского моря Совгаванский разлом ограничивает с юга структуры Шмидтовского антиклинория, выражен в структуре «фундамента» серией субширотных поднятий и прогибов. В пределах Татарского пролива он разделяет Западно-Сахалинский прогиб на две части с различным строением.

Аукаан-Лунский и Совгаванский разломы составляют, по-видимому, в глубоких слоях земной коры одну крупнейшую «сквозную» зону повышенной проницаемости, за пределами Сахалина контролирующую систему поперечных рифтовых прогибов и поднятий Охотского моря и цепочки интрузивных тел Приморья.

Региональные и зональные коровые разломы северо-восточного направления являются продолжением разломов Нижнего Приамурья и Приморья, имеют древнее заложение, иногда в пределах острова относятся к категории «скрытых». Определяют поперечную зональность острова и шельфа, служат при этом границами крупных блоков с различным внутренним строением. Расположены они субпараллельно друг другу на расстоянии 20—40 км. Дизъюнктивы этого направления являются большей частью взбросо-сдвигами с амплитудой горизонтальных перемещений 2—4 км. Они имеют более древний возраст, чем субмеридиональные разрывные нарушения [10]. Время заложения разломов устанавливается не позже, чем мезозойское, о чем свидетельствует приуроченность к ним в пределах материковой части позднеюрско-раннемеловых гранитоидов (112—151 млн. лет), а подвижки по разломам в этом регионе происходили, судя по интрузиям и вулканическим центрам, в позднем мелу (65—77 млн. лет), палеогене (45—60 млн. лет), неогене (15—25 млн. лет) и антропогене. На Сахалине подвижки по разломам датируются по абсолютному возрасту изверженных пород и приуроченности вулканических центров поздним мелом (72—76 млн. лет), палеогеном (37—59 млн. лет), ранним и средним миоценом, плиоценом и антропогеном. Как правило, проявления на поверхности изверженных пород связаны с узлами пересечения разломов северо-восточного направления с субмеридиональными. К этим же узлам приурочены скопления эпицентров землетрясений, глубина очагов (5—30 км) которых свидетельствует о том, что разрядка напряжений, вызвавших подвижки, происходила в толще земной коры. Изосейсты низшего балла обычно вытянуты по направлению зоны разлома.

Роль разломов северо-восточного направления в формировании мезокайнозойского структурного плана Северного Сахалина была довольно значительной. На современной стадии

изученности можно сказать, что они активно проявлялись в доокобыкайское время, контролируя распределение блоков на многих структурах региона (юго-восток Северного Сахалина). Глубина размыва доокобыкайских пород в юго-восточной части Северного Сахалина различна и меняется в пределах 30—200 м. Резкие изменения мощностей окобыкайской свиты, по-видимому, также частично связаны с деятельностью дизъюнктивов. В конце неогена активизация движений по северо-восточным разломам вызвала образование не только многих блоковых форм с различным размахом вертикальных движений, но и ряда небольших локальных складчатых структур этого направления (положительные формы северной части Лунско-Набильской и Гырғыланынской антиклинальных зон, Средне-Лангрыйской мегантиклинали и др.).

Разломы южно-охотского направления являются частью системы дизъюнктивов, имеющей огромное значение в геологической истории Дальнего Востока СССР. Они предопределили ориентировку и пространственное размещение вулканических прогибов и позднеюрских — раннемеловых наложенных впадин Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, распределение тектонических районов — литосферных блоков Сахалинского региона, современных крупнейших рифтовых систем, находящихся на различной стадии развития — от Охотско-Анадырской [18] до Южно-Охотской.

РАЗЛОМЫ ВАЛСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ

Валский, Лесогорский, Крильонский и другие разломы широтной ориентации на поверхности обычно представлены трещинными зонами. Имеют значительную ширину (до 50 км). На Сахалине широтные разломы расположены на продолжении субширотных рудоконтролирующих зон Нижнего Приамурья и Приморья. Наиболее интенсивные подвижки по дизъюнктивам этого направления, по-видимому, происходили в конце мела — палеогене. Валский грабен, образованный зоной одноименного разлома, фиксируется на структурной карте поверхности «фундамента» и, по-видимому, выполнен большей частью раннеогеновыми и, возможно, палеогеновыми образованиями. По В. С. Рождественскому [28], на пересечении субширотных разломов с дизъюнктивами другого направления расположены рудные районы Сахалина.

Надо отметить исключительную консервативность широтных разломов, заложённых, по-видимому, в ранние этапы переходной стадии геосинклинального развития региона, затем

определивших распределение блоков в середине стадии и активно живущих в новейший этап, на что указывает их проявление в ландшафте и рельефе острова. Древние тектонические швы, активизировавшиеся в новейший тектонический этап в виде зон повышенной трещиноватости, имели решающее значение в развитии гидросети Сахалина.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ СЕТИ

Разломы всех рассмотренных систем, составляющие дизьюнктивную сеть Сахалина, в большинстве своем существовали в течение всего доступного анализу временного интервала (мезозоя и кайнозоя) и характеризовались разным уровнем тектонической активности.

Наиболее древние разломы на Сахалине устанавливаются в выступах палеозойских отложений Тымь-Поронайской низменности и Сусунайского хребта и контролируют расположение структур северо-западного (310—320°) простирания.

В юрско-раннемеловое время распространение и формирование основных структурно-формационных зон обусловили дизьюнктивы восточно-сахалинского направления.

Разломы этой системы наибольшую свою активность проявляют в позднем мелу. Они определяют пространственное положение и ориентировку поднятий и прогибов, распространение формационных тел, вулканогенных поясов и т. д. Хоккайдо-Сахалинской геосинклинальной системы позднемелового времени. В этот же период активизируются разломы южно-охотского направления, крупнейшие из них разделяют блоки региона с различным строением и составом земной коры.

В раннем кайнозое формирование основных структурных элементов Сахалинского региона продолжает контролировать разломы северо-западной ориентировки, но более контрастной становится поперечная зональность структурных элементов, определяемая разломами южно-охотского направления.

В среднем и позднем миоцене и плиоцене резко возрастает роль субмеридиональных и меридиональных разломов хоккайдо-сахалинского направления. Они оказывают довлеющее влияние на расположение, контуры и ориентировку крупнейших позднекайнозойских складчатых, складчато-блоковых форм, зон сжатия и растяжения (см. рисунок). Интенсивность движений различных отрезков этих разломов определяется дизьюнктивами северо-восточного простирания. В северо-восточном секторе региона, занятом водами Охотского моря, основные подвижки этого времени происходили

в зонах разломов восточно-сахалинского направления.

В конце плиоцена и в четвертичное время на некоторых участках региона начинают проявляться разломы северо-северо-восточного (1—5°) простирания.

Постепенное изменение ориентации структурных форм, контролируемых разломами на протяжении мезозоя и кайнозоя, нагляднее всего проявляется в неогене. Так, структурам даехурийского, уйнинско-дагинского (нижний миоцен), окобайского (средний миоцен), нутовского (верхний миоцен) и помырского (плиоцен) структурных комплексов присуще простирание соответственно в 330—340, 340—345, 345—350, 350—355, 355—360°. Крупнейшие разломы восточно-сахалинского направления при этом обычно сохраняют свою активность в течение всего периода.

На различных этапах развития разломов почти всех рассмотренных систем отмечаются неоднократные их превращения из одного кинематического типа в другой. В период преобладания растягивающих напряжений, образования геосинклинальных трогов и грабенов продольные разломы относятся к сбросам, поперечные — к сбросо-сдвигам. Во времена, когда процессами сжатия охвачен почти весь регион, продольные дизьюнктивы действовали как взбросы, взбросо-надвиги, поперечные — как взбросы и сбросо-сдвиги. Амплитуда вертикальных и горизонтальных перемещений по разломам достигла в докайнозойское время 3—5 км, в кайнозойское не превышала 1,5—2 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ показывает, что все основные черты (протяженность, длительность развития и т. д.) разломов Сахалина зависят от их глубинности.

Исследования последних лет по изучению объемов и строения литосферы региона геолого-геофизическими методами позволили выделить блоки региона, сильно различающиеся по типу (подтипам) литосферы, составу слагающих их структурно-формационных комплексов, интенсивности складчатых и разрывных деформаций. Разделяющие их литосферные разломы играли решающую роль в размещении бассейнов седиментации, современных рифтовых прогибов, вулканических поясов и формировании крупнейших складчатых и складчато-блоковых структур.

Коровые разломы характеризуются меньшим масштабом проявления в структуре Сахалина, контролируют расположение приразломных и надразломных складчатых форм, современных горстов и грабенов, определяют структурно-формационные особенности отдельных районов

региона. Разломы Сахалина, группирующиеся в различные системы и составляющие достаточно консервативную сеть, отличаются разным уровнем тектонической активности в различные периоды геологической истории региона. Разрядка тектонических напряжений, хотя и меняет в течение мезозоя и кайнозоя ориентировку основных усилий, контролируется существующей сетью дизъюнктивов и идет в основном по пути активизации «древних» не-

однородностей и дислокаций земной коры.

Анализ развития существующей сети разломов Сахалина позволяет прогнозировать различия в структурных планах структурно-формационных (нефтегазоносных) комплексов региона, зоны нефтегазонакопления различного, в первую очередь, тектонически экранированного типа, наличие новых металлогенических зон в узлах пересечения разломов различных направлений и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И. М., Харацинов В. В., Чернявский Г. И. Изучение разломов Северного Сахалина по данным магнитотеллурического зондирования.— Геол. нефти и газа, 1972, № 4.
2. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харацинов В. В. Аномалии проводимости в земной коре о. Сахалин (по данным МТЗ).— ДАН СССР, 1979, т. 244, № 5.
3. Борисов А. А., Суворов А. И. Глубинное строение и новейшие глубинные разломы земной коры на территории СССР.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979.
4. Ващилов Ю. Я. Геофизические признаки разломов.— Обзорная серия. Регион. разведка и промысл. геофизика. М.: ВИЭМС, 1975.
5. Гальцев-Безюк С. Д. К вопросу о происхождении азота и аргона в природных газах Сахалина.— В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: ВНИГРИ, 1972.
6. Гальцев-Безюк С. Д. Роль разрывных дислокаций в формировании структурного плана Сахалина.— Изв. Сах. отд. ГО СССР, 1974, вып. 2.
7. Гальцев-Безюк С. Д., Завадский В. А. К вопросу о миграции нефти и газа на Сахалине в антропогене.— Изв. Сах. отд. ГО СССР, 1972, вып. 3.
8. Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С. Разломы глубокого заложения.— В кн.: Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963.
9. Журавлев А. В., Лившиц М. Х. и др. Шельф Сахалина. М.: Недра, 1975.
10. Занюков В. Н. Центральнo-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 4.
11. Караулов В. Б., Ставцев А. Л. О главных системах разломов материковой части Дальнего Востока.— Геотектоника, 1975, № 4.
12. Козырев В. Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центральнo-Сахалинской низменности.— В кн.: Геология и нефтеносность Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1956.
13. Косыгин Ю. А., Сергеев К. Ф. и др. Взаимодействие литосферных блоков на Центральнo-Сахалинском разломе 7—13 апреля 1979 г.— ДАН СССР, 1980, т. 254, № 3.
14. Косыгин Ю. А., Никифоров В. М. и др. Глубинная электропроводность о. Сахалин.— ДАН СССР, 1981, т. 256, № 6.
15. Кунин Н. Я. Комплексование геофизических методов при геологических исследованиях. М.: Недра, 1972.
16. Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 4.
17. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
18. Песков Е. Г., Мигочич И. М. Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии.— Геол. и геофиз., 1980, № 2.
19. Попеко В. А., Войнова И. П. и др. Магматические формации активных окраин континентов. М.: Наука, 1980.
20. Разницын Ю. Г. Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Сабах (Калимантан).— Геотектоника, 1975, № 2.
21. Разицын Ю. Н. Серпентинитовый меланж и олистодрома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор.— Геотектоника, 1978, № 2.
22. Ратнер В. Я., Харацинов В. В. Разрывные нарушения Северного Сахалина и их влияние на распределение залежей нефти и газа.— В кн.: Закономерности образования и размещения залежей нефти и газа. Киев: Наукова думка, 1978.
23. Рождественский В. С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина.— Геол. и геофиз., 1966, № 3.
24. Рождественский В. С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор.— ДАН СССР, 1969, т. 187, № 1.
25. Рождественский В. С. Сдвиги в восточном хребте п-ова Шмидта на Сахалине.— Геол. и геофиз., 1972, № 10.
26. Рождественский В. С. Сдвиги Северо-Восточного Сахалина.— Геотектоника, 1975, № 2.
27. Рождественский В. С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тьмь-Поронайского разлома на о. Сахалин.— ДАН СССР, 1976, т. 230, № 3.
28. Рождественский В. С. Рудные районы Сахалина.— Разведка и охрана недр, 1977, № 8.
29. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о. Сахалин.— ДАН СССР, 1975, т. 221, № 5.
30. Русаков Д. Ф., Мавринский Ю. С., Брутман В. Ш. Геолого-структурное районирование Сахалина.— Сов. геол., 1967, № 12.
31. Сапрыгин С. М., Горохов В. К. и др. Закономерности размещения нефти и газа в приматериковых районах Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1978, № 1.
32. Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С. Схема сейсмического районирования Сахалина.— В кн.: Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
33. Терещенков А. А., Харацинов В. В. Глубинное строение Сахалинской нефтегазоносной области по геофизическим данным.— Обзорная информ. Сер. Геология и разведка морских газовых месторождений. М.: ВНИИЭГазпром, 1981, вып. 5.
34. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
35. Харацинов В. В. О региональных разрывных нарушениях Северного Сахалина.— Изв. Сах. отд. ГО СССР, 1973, вып. 4.
36. Харацинов В. В., Кононов В. Э. и др. О тектонике северной части Центральнo-Сахалинской низменности.— Изв. Сах. отд. ГО СССР, 1972, вып. 3.
37. Харацинов В. В., Кононов В. Э. и др. Глубинная структура Сахалина.— Сов. геол., 1979, № 4.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.08 : 53+550.831 (7/8+571.6) : 265

Н. П. Романовский, Э. Л. Рейнлиб

О МАНТИЙНОЙ ПРИРОДЕ ЗОН РАЗУПЛОТНЕНИЯ ПРИТИХООКЕАНСКИХ ОРОГЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ

Приводятся результаты предварительной оценки глубинности зон разуплотнения под Андийско-Кордильерской горной системой по гравиметрическим данным,

которые сопоставляются с аналогичными характеристиками азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса.

Притихоокеанские орогенные сооружения — Анды и Кордильеры Америки, Сихотэ-Алинь, Баджал-Ямалинь, Джугджур, Срединный Камчатский хребет и другие орогенные сооружения северо-востока Азии — фиксируют по формационным, структурным и геоморфологическим признакам геоблоки глубокого заложения, вытянутые, как правило, вдоль тихоокеанских побережий и сопровождающиеся весьма контрастными гравитационными минимумами. Геологические особенности, сейсмические и гравиметрические характеристики орогенных сооружений указывают на существование в данных районах зон разуплотнения, распространяющихся не только в земную кору, но и в верхнюю мантию.

Результаты гравиметрических оценок свидетельствуют о явно мантийной глубине заложения региональных зон разуплотнения под орогенными постройками Американского континента, что подтверждается сейсмическими данными. По материалам [16, 17] по кровле мантии под Кордильерами США отмечено снижение скорости продольных волн до 7,8—8,0 км/с по сравнению с 8,1—8,3 км/с под районами, расположенными к западу и востоку от рассматриваемой горной области.

Цель настоящего сообщения — информация о результатах предварительной оценки глубинности зон разуплотнения под Андами и Кордильерами по гравиметрическим данным и сопоставление их с аналогичными характеристиками азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП). Оценка глубин нижних кромок аномалообразующих объектов в таких зонах определяется по-разному (от первых десятков до первых сотен километров) в зависимости от исходных авторских концепций — гравитационной неустойчивости, глубинной дифференциации вещества, изостазии [1, 6—8, 10, 13, 17, 18].

Согласно представлениям большинства исследователей северо-востока Азии, нижние кромки плотностных неоднородностей здесь залегают на уровне подкоровых глубин: под Сихотэ-Алинем, Баджалом-Ямалинем и Становиком-Джугджуром от 70 до 100 км [4, 8, 10]. Глубина центров масс плотностных неоднородностей Охотско-Чукотской цепочки минимумов силы тяжести оценивается в 15—50 км, следовательно, их нижние кромки также достигают глубин мантии [8].

Количественные расчеты гравитационных минимумов Северной и Южной Америки по методике [3, 5], с учетом мелкого масштаба карты и сечения изоаномал 80 мГл, позволяют охарактеризовать только общий порядок глубин до нижних кромок зон разуплотнения и величин разуплотнения вещества в их пределах. Вычисления проводились по пяти профилям (рис. 1). В большинстве случаев интерпретировались восточная и западная ветви кривых (см. таблицу).

Неоднозначность корреляции гравитационных минимумов с определенными типами геологических объектов на дневной поверхности в пределах северо-востока Азии привели к предположению о наличии инверсий плотности в литосфере рассматриваемого региона [9]. Под ин-

Результаты расчетов притихоокеанских гравитационных минимумов Северной и Южной Америки

Расчетное сечение (номер профиля)	Глубина до нижней кромки аномалообразующего объекта, км	Величина разуплотнения вещества в литосфере, г/см ³	Расчетное сечение (номер профиля)	Глубина до нижней кромки аномалообразующего объекта, км	Величина разуплотнения вещества в литосфере, г/см ³
1	200	0,025	4	500	0,020
2	350	0,033	5	340	0,010
3	300	0,030			

Рис. 1. Гравитационные минимумы притихоокеанских орогенных сооружений [4].

Показаны изолинии 0, -40, -80, -160, -240, -320, -400 мГл; номера расчетных профилей соответствуют таблице.



версией плотности в данном случае понимается такое сочетание плотностных неоднородностей, которое отмечается совпадающими или близкими в плане контрастными гравитационными минимумами, свидетельствующими о разуплотнении геологических образований на глубине, и аномально высокими значениями плотности горных пород на дневной поверхности по отношению к соответствующим уровням литосферы и дневной поверхности в смежных с зоной инверсии районах.

Опираясь на представления [15] о том, что «процессом, который мог бы обусловить... высокий тепловой поток и... плотностные и скоростные неоднородности, может быть, пожалуй, только гравитационная дифференциация вещества мантии Земли», можно предположить следующее. Повышение теплового потока и усиление тектономагматической активности, связанные с гравитационной дифференциацией глубинного вещества Земли, обеспечивают разуплотнение верхов мантии и низов коры в зонах повышенной проницаемости литосферы, что приводит к подъему (выталкиванию?) значительных объемов более глубинных и более плотных пород к поверхности и формированию крупных горных сооружений (рис. 2). Важную роль на стадии образования региональных орогенных сооружений северо-востока Азии играли гранитоидные породы, возникновение значительных масс которых в земной коре усилило отрицательный гравитирующий эффект от зон разуплотнения литосферы [1, 8, 10].

Близкая мощность земной коры — от 30 до 40 км под Кордильерами [10] и от 32 до 38 км под Сихотэ-Алинем [2, 11] и существенная аналогия в сочетаниях гравиметрических, сейсмических, геоморфологических и геологических признаков: глубокие гравитационные минимумы, зоны пониженных скоростей сейсмических волн, протяженные цепи горных хребтов, широкий выход на поверхность высокоплотных глубинных пород, обильно инъецированных гранитоидами, позволяют считать, что американская ветвь притихоокеанских орогенных сооружений так же, как и азиатская, обязана своим происхождением единым по генетиче-

ской сути глубинным процессам позднефанерозойской тектономагматической активизации, обеспечившим разуплотнение литосферы под такими сооружениями.

Зоны разуплотнения под американскими и азиатскими орогенными сооружениями ограничены гравитационными ступенями, интенсивность которых резко преобладает с океанической стороны. В плане гравитационные ступени в ряде случаев совпадают с субвертикальными

разломами глубокого заложения, падающими под зоны разуплотнения. Максимальная протяженность разломов на глубину определяется для юга Дальнего Востока СССР в 150—200 км [12], для Северо-Востока СССР в 230 км [18]. Для Американского континента, судя по данным таблицы, эти показатели могут оцениваться в 200—500 км, а иногда достигать 700—800 км и более [14]. В таком случае зоны разуплотнения под орогенными сооружениями, по видимому, выступают в роли геоблоков линейной формы и клиновидного в поперечнике сечения, уходящих своими корнями глубоко в верхнюю мантию.

Однако, несмотря на принципиальное сходство рассматриваемых структурных элементов по геолого-геофизическим характеристикам, американская ветвь ТПП отличается от азиатской большей контрастностью проявления этих признаков: отметками высот горного рельефа, интенсивностью и значительно более четкой морфологией выдержанностью гравитационных минимумов [4, 8], глубиной заложения зон разуплотнения вещества. Причины такого явления требуют дальнейших исследований. Можно предположить, что это связано с исключительной контрастностью зоны сочленения «океан—материк» в узкой (по сравнению с «расплывчатой» азиатской) американской ветви ТПП, что могло вызвать повышенную активность разрядки геодинамических напряжений в районах американского притихоокеанья.

Дальнейшие исследования рассматриваемой проблемы с учетом предварительного характе-

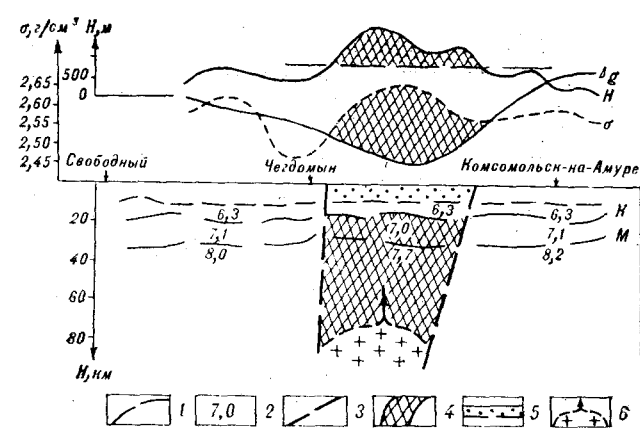


Рис. 2. Сейсмическая (V_p), петроплотностная (σ), гравиметрическая (Δg) и геоморфологическая (H) характеристики зоны регионального разуплотнения под Баджальско-Ямалским орогенным сооружением.

По материалам [9, 11, 12]: 1 — сейсмические границы (К — Конрада, М — Мохоровичича), 2 — средние пластовые скорости продольных волн (V_p , км/с), 3 — предполагаемые глубинные разломы, 4 — зона разуплотнения вещества в литосфере и характерные сочетания кривых H , σ , Δg , ее фиксирующих, 5 — участки уплотнения верхних частей земной коры, 6 — предполагаемый источник тектономагматической активизации и направление движения магматических расплавов.

ра полученных результатов должны быть ориентированы в первую очередь на совершенствование методики количественной оценки: а) морфологии и условий залегания зон разуплотнения по комплексу геолого-геофизических признаков, б) интенсивности проявления магматических образований в объеме (разрезе) литосферы в связи с их повышенной металлогенической продуктивностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белогуб В. Н., Шапочка И. И., Романовский Н. П. Место мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным). — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
2. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
3. Ващиллов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования (с помощью билогарифмических палеток). М.: Наука, 1973.
4. Гравиметрическая карта Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:30 000 000. М.: Аэрогеология, 1976.
5. Злавдинов Л. З. Изучение земной коры по гравиметрическим данным. Алма-Ата: Наука, 1974.
6. Кулинич Р. Г. Особенности глубинного строения и эндогенная рудоносность мезозойской южной части Сихотэ-Алиня. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
7. Лишневский Э. Н. О некоторых особенностях строения земной коры и размещении оловянного и золотого оруденения на Дальнем Востоке в свете гравиметрических данных. — ДАН СССР, 1968, т. 181, № 6.
8. Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др. Гравитационные аномалии Дальнего Востока. — В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное стро-

- ение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
9. Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Инверсии плотности и их роль в формировании литосферы и особенностей металлогении северо-востока Азии. — Тез. докл. к XIV Тихоок. науч. конгрессу. М., 1979.
10. Парфенов Л. М., Рейнлиб Э. Л. Природа региональных гравитационных минимумов юга Дальнего Востока. — ДАН СССР, 1975, т. 227, № 5.
11. Поганьев С. В., Спирина Е. Е. и др. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае. — Сов. геол., 1979, № 3.
12. Рейнлиб Э. Л. Глубинные разломы Дальнего Востока, устанавливаемые по данным гравиметрии. — В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
13. Рейнлиб Э. Л., Романовский Н. П. Интрузивно-купольные структуры Сихотэ-Алиня. — В кн.: Кольцевые и купольные структуры Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
14. Рисема А. Р. Сейсмология и исследования верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
15. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
16. Херрин Ю. Региональные изменения скорости волн

P в верхней мантии под Северной Америкой.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.

17. Хили Дж. Х., Уоррен Д. Х. Сейсмические зондирования в Северной Америке.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

18. Шило Н. А., Ващиллов Ю. Я., Мигович И. М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.

Поступила в редакцию
1 августа 1983 г.

УДК 551.24+550.312+550.389+550.34(571.6)

К. Ф. Сергеев, Ким Чун Ун, О. Н. Ромашова

О СООТНОШЕНИИ СЕЙСМИЧНОСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ С ИЗОСТАТИЧЕСКИМ СОСТОЯНИЕМ ЕЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На основании совместного рассмотрения данных о сейсмичности Курильской островной системы и изостатическом состоянии ее земной коры обосновывается заключение о блоковом характере структуры последней. Современные перемещения отдельных блоков

Результаты геолого-геофизических и сейсмологических наблюдений в районе Курильской островной системы позволили выявить в ее пределах разнопорядковые разломные зоны поперечного по отношению к простиранию системы направления [3, 8]. Некоторые из этих зон обнаруживались уже в процессе геологических исследований, существование же других оказалось возможным установить лишь при совместном рассмотрении особенностей естественных геофизических полей района, прежде всего магнитного и гравитационного, а также в процессе анализа характера некоторых параметров современной сейсмичности по простиранию сейсмофокальной зоны.

Для оценки глубин проникновения разломных зон в недра Земли выполнено исследование по выявлению количественной зависимости между основными параметрами современного сейсмического процесса района и особенностями изостатического состояния его земной коры. Постановку таких работ предопределило установление качественных связей между сейсмичностью и геофизическими особенностями ряда тектонических структур Земли [1, 5, 7, 8, 10].

Для количественной оценки изостатического состояния земной коры Курило-Камчатской тектонической системы, как и ранее [2], использовался рассчитанный по совокупности гравиметрических данных параметр «мощность аномального компенсационного слоя» (МАКС). Отличие выполненного исследования от ранее про-

коры по вертикали носят антиизостатический характер и обусловлены короблением и дроблением литосферы под воздействием горизонтально направленных сил сжатия.

веденных [2, 7] состоит главным образом в привлечении к обработке обширного экспериментального материала, полученного за последние 10 лет, что позволило произвести необходимые расчеты и интерпретацию данных с гораздо большей, нежели прежде, надежностью и на новом качественном уровне [6].

Построенная по результатам работ схема мощности аномального компенсационного слоя земной коры Курило-Камчатской тектонической системы (рис. 1), хотя и согласуется в общих чертах с результатами выполнявшихся подобных построений (дефицит мощности коры в районе поднятия островной дуги и ее избыток в районе глубоководного желоба), отличается от ранее демонстрировавшихся схем [7] несравненно большей детальностью. Именно это обстоятельство позволяет выявить ряд не фиксированных здесь до сих пор особенностей динамического (изостатического) состояния отдельных блоков земной коры системы не только вкрест, но и вдоль ее простирания.

Из рассмотрения приведенной схемы (см. рис. 1) следует, что только ограничивающие Курило-Камчатскую тектоническую систему морфоструктуры (ложе Тихого океана, Курильская глубоководная котловина) характеризуются изостатически равновесным состоянием земной коры. Расхождения между значениями действительной и теоретической мощностями коры для них не выходят за пределы 1,0 км. Поднятие островной дуги характеризуется дефицитом мощности земной коры. Так, зона остро-

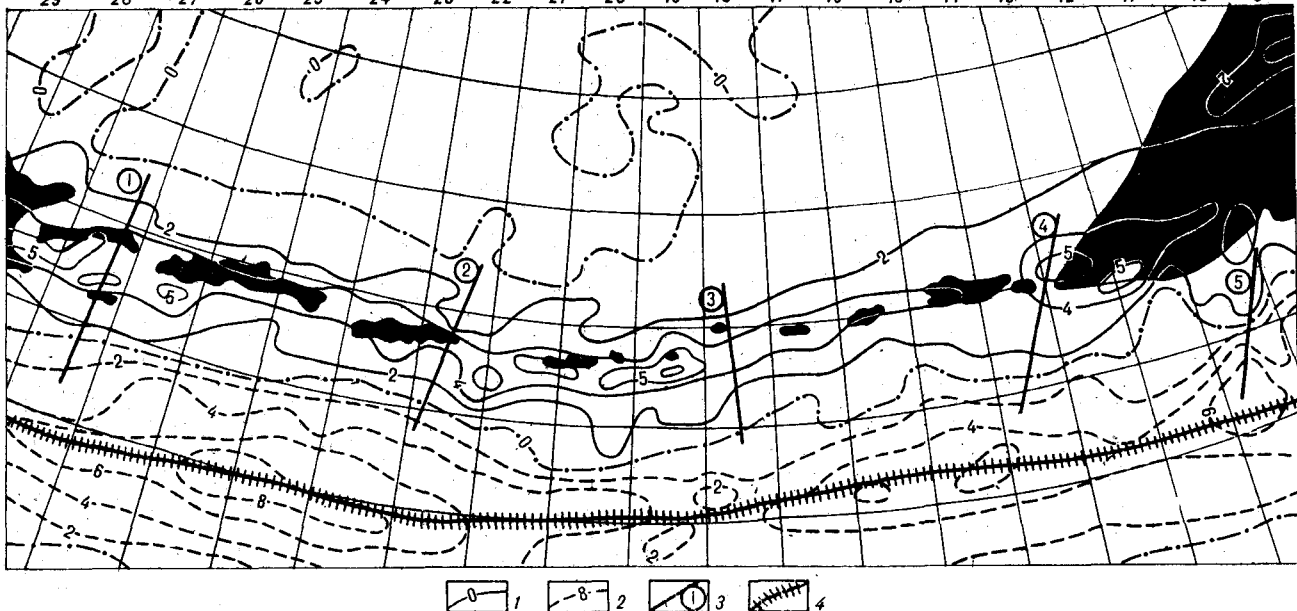


Рис. 1. Схема мощностей аномального компенсационного слоя земной коры района Курильской островной системы.

1—2 — изолинии мощностей аномального компенсационного

слоя (1 — дефицит, 2 — избыток мощности), 3 — местоположение важнейших поперечных разломных зон, 4 — осевая линия Курило-Камчатского глубоководного желоба. Цифры сверху рисунка обозначают номера секторов координатной сетки [10].

вов Большой Курильской дуги оконтуривается изолинией +4 км; внутри ограниченного ею поля отдельные островные блоки замыкаются изолинией +5 км, а в районе пролива Буссоль — даже +6 км. Под Малой Курильской грядой мощность земной коры для осуществления ее изостатической уравновешенности должна быть на 5 км больше существующей; о. Хоккайдо и п-ов Камчатка характеризуются дефицитом мощности коры в 2—5 км. Району глубоководного желоба свойствен значительный избыток мощности земной коры (до -9 км). Располагающийся за рамкой схемы окраинный океанический вал Зенкевича, как и поднятие островной дуги, имеет мощность коры на 2—3 км меньше теоретической.

Поскольку нарушение изостатического равновесия земной коры и сейсмичность являются показателями тектонической активности геологических структур [1], целесообразно рассмотреть вопрос о соотношении этих явлений в рамках их наиболее характерных параметров.

Для характеристики особенностей сейсмического процесса использовались два параметра: 1) количество землетрясений за последние 70 лет (N), отнесенное к участкам равновеликих трапеций предложенной Р. З. Таракановым с соавторами [10] координатной сетки (см. рис. 1, 2) среднее значение величины сейсмической энергии ($\Sigma E^{1/2}$), выделившейся в пределах этих участков до глубин 80 км за указанный интервал времени. Ограничение первого параметра по времени обусловлено продолжи-

тельностью периода надежных инструментальных наблюдений за землетрясениями. Выбор же граничных условий второго параметра по глубине predetermined локализацией подавляющего большинства землетрясений в этом интервале глубин с максимумом на глубинах около 30 км от поверхности Земли, где выделяется почти вся сейсмическая энергия в пределах сейсмофокальной зоны.

Оценка изостатического состояния земной коры произведена в параметре МАКС, осредненные значения которого в пределах тех же самых участков координатной сетки (равновеликие трапеции) рассчитывались для субпараллельных продольных профилей. Один из этих профилей совпадает с местоположением осевой линии Курило-Камчатского глубоководного желоба, второй и следующие (третий, четвертый) располагаются северо-западнее первого на удалении от него соответственно на 75 км (северо-западный склон желоба), 170 км (Малая Курильская гряда), 230 км (Большая Курильская гряда).

Сравнение полученных результатов в обобщенном виде (рис. 2) показывает, что для структуры Курило-Камчатского глубоководного желоба характерна в целом положительная региональная согласованность упомянутых параметров по обоим профилям (I и II). Это свидетельствует, видимо, о динамической однородности структуры в поперечном сечении желоба на современном этапе его развития. Иная картина при совместном рассмотрении характера из-

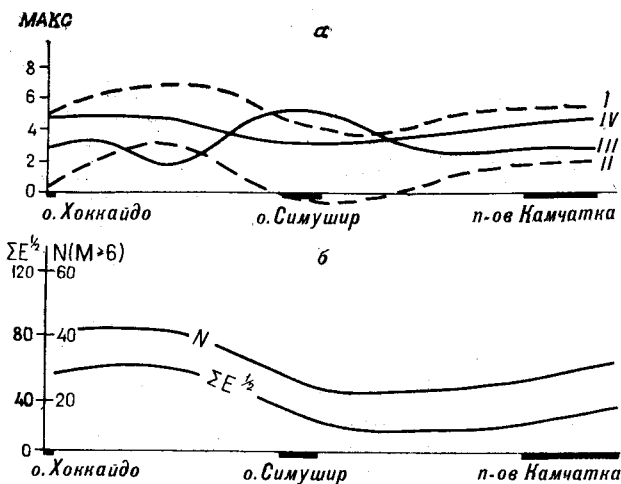


Рис. 2. Обобщенные графики распределения осредненных значений параметров N и $\Sigma E^{1/2}$ (б) и $MAXC$ (а) вдоль Курильской островной системы.

I — осевая линия глубоководного желоба, II — склон желоба на удалении 75 км от профиля I, III — зона Малой Курильской гряды и подводного хребта Витязя (удаление 170 км от профиля I), IV — зона Большой Курильской гряды (удаление 230 км от профиля I).

менения параметров $MAXC$, N и $\Sigma E^{1/2}$ вдоль профилей в пределах поднятия Курильской островной дуги (III и IV). Если для профиля IV (Большая Курильская гряда), как и для профилей в пределах желоба (I и II), также свойственна положительная согласованность соответствующих графиков, то для профиля III (Малая Курильская гряда) наблюдается в общем виде отрицательная корреляция последних (увеличению значений $MAXC$ соответствует уменьшение величин N , $\Sigma E^{1/2}$ и наоборот). Из приведенного следует, что Мало- и Большокурильская зоны поднятия островной дуги находятся в условиях различных динамических обстановок. По всей видимости, эти различия обусловлены существованием разделяющего зоны глубинного разлома [9], который играл чрезвычайно важную роль и в более ранние этапы становления поднятия, являясь структурным разделом двух структурно-формационных (Мало- и Большокурильской) зон, обособившихся, по крайней мере, еще в позднемиоценовое время [8].

Вышеизложенное показывает, что для Курильской островной системы в целом интенсивность современного сейсмического процесса прямо коррелируется с величиной изостатической неуравновешенности земной коры. При этом характерно, что такая зависимость выдерживается как для зоны новейших воздыманий земной поверхности (поднятие островной дуги), так и для зоны ее новейших опусканий (глубоководный желоб). Более того, в пределах Большокурильской зоны поднятия характер изменения параметров сейсмической активности и изостатического состояния земной ко-

ры положительно коррелируется с характером кривой [4], иллюстрирующей изменение амплитуды новейших перемещений земной поверхности вдоль гряды.

Указанная совокупность фактических данных может быть интерпретирована как свидетельство обусловленности современного тектонического процесса в пределах Курильской островной системы, выражающегося в сейсмической активности и новейших антиизостатических, в целом, перемещениях земной поверхности по вертикали, мощными горизонтально направленными сжимающими силами на стыке континентального и океанического литосферных блоков. В таком случае причину изостатической неуравновешенности земной коры системы и происходящих здесь антиизостатических перемещений земной поверхности, приводящих к усилению этой неуравновешенности, следует усматривать в короблении коровой или даже литосферной пластины под воздействием упомянутых сил [8].

Из приведенной схемы частично выпадает лишь зона островов Малой Курильской гряды и продолжающего ее в северо-восточном направлении подводного хр. Витязя. Как следует из рис. 2, положительная корреляция параметров $MAXC$, N и $\Sigma E^{1/2}$ наблюдается только в пределах фланговых участков этой зоны. В пределах ее центрального звена увеличению мощности аномального компенсационного слоя земной коры соответствует не увеличение интен-

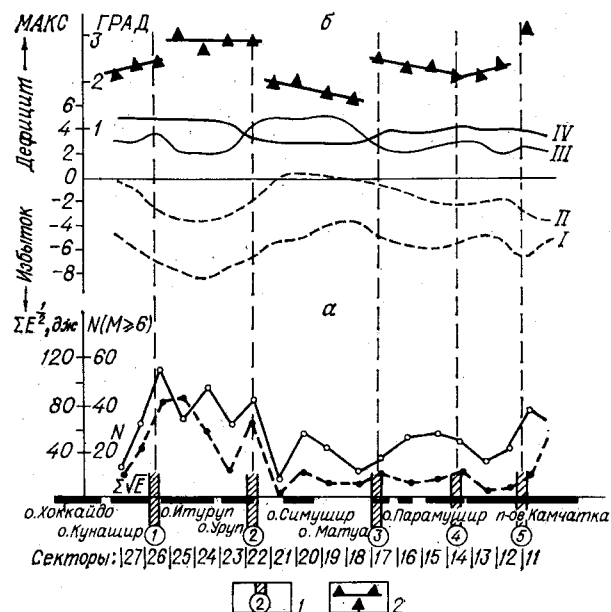


Рис. 3. Графики изменения осредненных по секторам координатной сетки [10] значений параметров N и $\Sigma E^{1/2}$ (а), $MAXC$ и $ГРАД$ (б) вдоль Курильской островной системы.

1 — местоположение поперечных разломных зон (см. рис. 1), 2 — изменения $ГРАД$ по секторам и осредняющие их линии. Римские цифры (I—IV) соответствуют тем же расчетным профилям, что и на рис. 2.

сивности сейсмического процесса, как это имеет место для всех остальных участков островной системы, а ее уменьшение. Причины отмеченной «аномальности» неясны и заключаются, по-видимому, в пока не установленных особенностях тектонического процесса в пределах «аномального» во многих отношениях [8] Центрального звена Курильского островного поднятия.

На рис. 3 представлены графики изменения осредненных для равновеликих трапеций (см. рис. 1) параметров МАКС, N и $\Sigma E^{1/2}$ вдоль Курильской островной системы. Из их сопоставления видно, что, хотя величины этих параметров подвержены значительным колебаниям, по простиранию системы обнаруживается тем не менее существование каких-то участков, различающихся по их средним значениям. Границы таких участков согласуются с местоположением поперечных разломных зон, выделяемых по особенностям строения сейсмофокальной зоны. Особенно наглядно это проявляется в форме графика, иллюстрирующего (см. рис. 3)

характер изменения вдоль системы градиента мощности аномального компенсационного слоя земной коры (ГРАД). Значения этого параметра для всех секторов (равновеликих трапеций) определялись через величину tg угла наклона соответствующей кривой при пересечении ее линии нулевого значения.

Таким образом, приведенное свидетельствует о существовании в пределах Курильской островной системы как продольных, так и поперечных структурных неоднородностей (разломных зон), находящих отображение в ряде динамических характеристик протекающего здесь современного тектонического процесса. Поскольку одной из особенностей последнего являются антиэвстатические перемещения блоков земной коры; можно полагать, что разломные зоны не только рассекают земную кору на всю ее мощность, но и проникают в верхнюю мантию, по крайней мере, до астеносферного слоя, на уровне которого осуществляется компенсация литосферных блоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975.
2. Гайманов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
3. Гнибиденко Г. С. и др. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980.
4. Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966.
5. Кочергин Е. В., Красный М. Л. и др. Связь трансформированного в верхнее полупространство аномального магнитного поля с тектоническим строением Охотско-Курильского региона.— В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1972.
6. Красный М. Л., Косыгин В. Ю. и др. Гравиметрическое поле Курило-Камчатской островной системы.— Тез. докл. ко II Всес. съезду океанологов. Севастополь, 1982.
7. Павлов Ю. А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны.— В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973.
8. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
9. Стрельцов М. И. Дислокация южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976.
10. Тараканов Р. З., Ким Ч. У., Сухомлинова Р. И. Строение Курильской фокальной зоны.— В кн.: Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.

СазКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
19 мая 1983 г.

УДК 550.837.6(571.66)

Ю. Ф. Мороз

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

По результатам региональных исследований методами МТЗ, ВЭЗ приводится геоэлектрический разрез региона. Выделены основные тектонические элементы, разграниченные разломами. С привлечением данных

других геофизических методов рассмотрены особенности глубинного строения структурных зон Восточной Камчатки.

На территории Восточной Камчатки в 1980—1981 гг. проведены региональные электроразведочные исследования методом магнитотеллури-

ческого зондирования (МТЗ) с целью изучения структуры осадочно-вулканогенного чехла. МТЗ выполнены по двум маршрутам с шагом

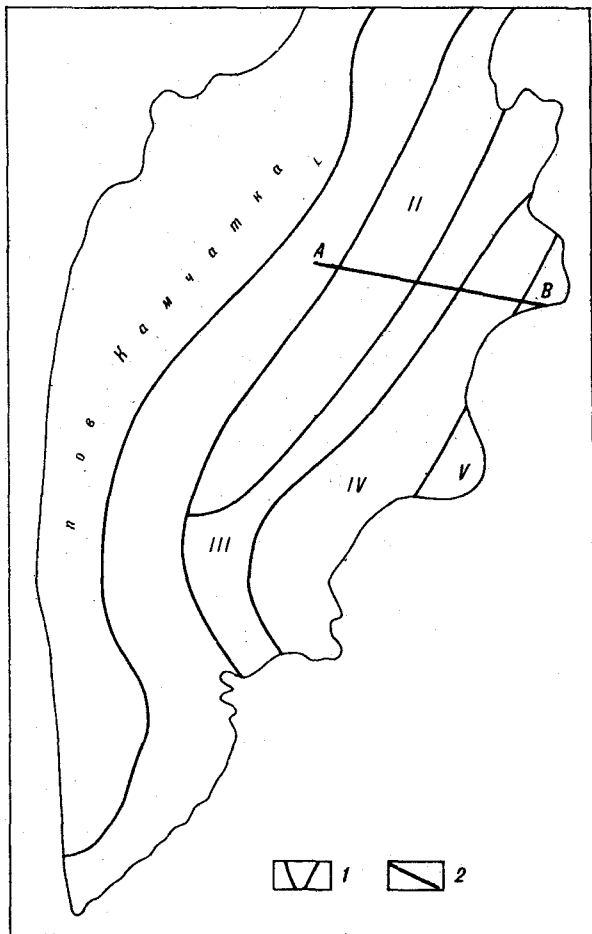


Рис. 1. Обзорная схема района работ.

1 — границы основных тектонических элементов по Г. М. Власову [1], 2 — профиль МТЗ, ВЭЗ. I — Камчатско-Корякский антиклинорий, II — Центрально-Камчатский прогиб, III — Восточно-Камчатский антиклинорий, IV — Восточно-Камчатский прогиб, V — поднятия Восточных полуостровов.

15—20 км. Один из этих профилей в своей средней части (по р. Камчатка) совмещен со сейсмическим профилем (рис. 1). Диапазон регистрации колебаний магнитотеллурического поля 10—3000 с. Каждый пункт МТЗ совмещен с пунктом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) (разносы питающих электродов АВ до 6 км) с целью получения дополнительной информации о верхней части геоэлектрического разреза. При обработке наблюдений МТЗ импеданс рассматривался как тензор и компоненты его определялись способом наименьших квадратов. Погрешность определения импедансов в диапазоне периодов 10—200 с 10—15%, 200—3000 с 15—20%. Полученные кривые МТЗ свидетельствуют о горизонтально-неоднородном геоэлектрическом разрезе.

Основные тектонические элементы исследуемой площади являются линейно вытянутыми, и это позволяет аппроксимировать разрез в виде двумерно-неоднородных сред. В пользу этого свидетельствуют также полученные круговые

диаграммы основного и дополнительного импедансов. Поэтому кривые МТЗ можно разделить на две группы по направлениям измерительных осей, отвечающим простиранию (продольные) и вкрест простиранию (поперечные) структурных элементов.

Поперечные кривые, более чувствительные в верхней части геоэлектрического разреза, были использованы для изучения кайнозойской осадочной толщи. Продольные кривые МТЗ, менее чувствительные к наличию промежуточных экранов в разрезе, применялись для изучения всей мезо-кайнозойской толщи, перекрывающей кристаллический фундамент. В результате интерпретации материалов МТЗ и ВЭЗ с привлечением данных других геофизических методов составлены геолого-геофизические разрезы по маршрутам, северный из которых приведен на рис. 2. На этом разрезе нашли отражение основные тектонические элементы, выявленные ранее Г. М. Власовым [1]: Камчатско-Корякский антиклинорий, Центрально-Камчатский прогиб, Восточно-Камчатский антиклинорий, Восточно-Камчатский прогиб и поднятия Восточных полуостровов. Тектонические элементы разделены глубинными разломами, выделяемыми по градиентам изолиний кажущихся сопротивлений и суммарной проводимости мезо-кайнозойского осадочно-вулканогенного чехла. Они находят также отражение в поведении других геофизических полей.

Камчатско-Корякский антиклинорий расположен в западной части исследуемого района и приурочен к северной части Срединного хребта. Антиклинорий сложен преимущественно вулканогенно-кремнистыми формациями неогена. В верхней части разреза выделены геоэлектрические горизонты с удельным сопротивлением первые сотни омметров и мощностью до 1 км, которые отождествляются с эффузивными образованиями олигоцена и верхнего миоцена.

Центрально-Камчатский прогиб представляет собой вытянутую структуру северо-восточного простирания. Протяженность его составляет 800 км, ширина около 80—100 км [1]. Мощность мезо-кайнозойской осадочно-вулканогенной толщи, перекрывающей кристаллический фундамент, оценивается в 8—10 км.

Верхняя часть разреза представлена высокоомным горизонтом с сопротивлением 100—500 Ом · м и мощностью до 500 м, связываемым с эффузивными образованиями неогена и рыхлыми четвертичными отложениями. Нижняя часть кайнозойской толщи сложена преимущественно низкоомными терригенными отложениями, имеющими сопротивление 5—20 Ом · м. Глубина залегания верхнемелового комплекса (сопротивление первые сотни омметров) меняется от 1,5 до 4,5 км. В пределах

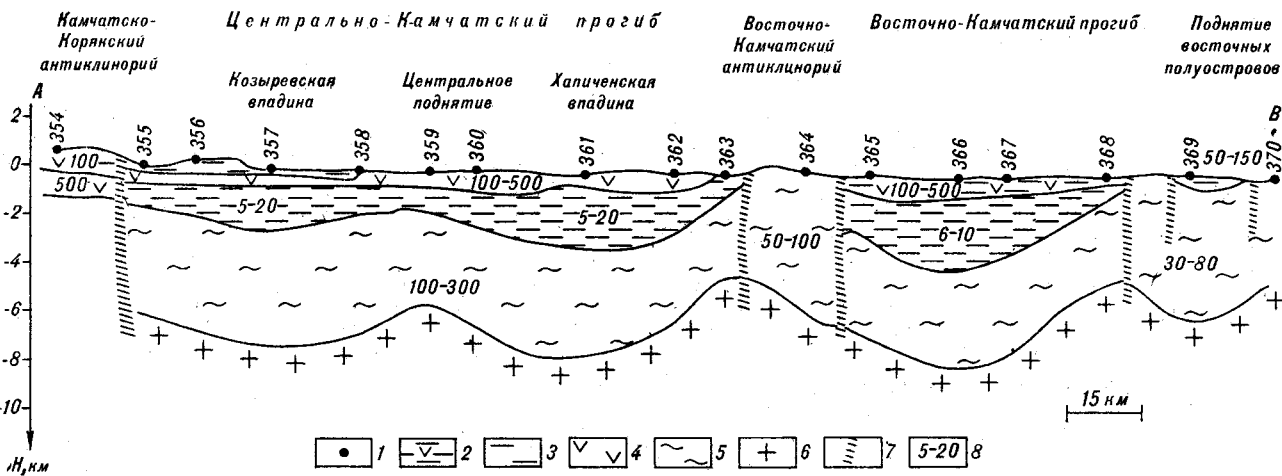


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по профилю МТЗ, ВЭЗ.

1 — пункты МТЗ, ВЭЗ, 2 — кайнозойские эффузивно-терригенные отложения, 3 — кайнозойские, преимущественно терригенные отложения, 4 — кайнозойские осадочно-вулканогенные образования, 5 — меловые образования, 6 — породы домелового комплекса, 7 — разломы, 8 — значения сопротивлений в Ом·м.

Центрально-Камчатского прогиба выделяют следующие структурные элементы: Козыревская, Хапиченская впадины и разделяющее их Центральное поднятие. Наибольшая мощность третичных проводящих отложений (4,0 км) отмечается в Хапиченской впадине. В районе Центрального поднятия глубина залегания меловых пород составляет 1,5 км. К этому поднятию приурочена Ключевская группа вулканов. Мощность покровов магматических образований в основании вулканической постройки не превышает 1—1,5 км, сопротивление их оценивается в сотни — тысячи омметров. Под этими покровами залегают терригенные отложения мощностью до 1 км. Козыревская и Хапиченская впадины выражены в гравитационном поле в виде аномалий пониженной интенсивности. Центральное поднятие фиксируется повышенными значениями поля силы тяжести. Магнитное поле имеет резко возмущенный характер, связываемый с наличием в разрезе магматических образований.

Восточно-Камчатский антиклинорий приурочен к системе складчатых хребтов северо-восточного простирания и на исследуемой площади выражен хр. Кумроч, протягивающимся на расстояние более 200 км. Ширина свода антиклинория 30—35 км. По данным МТЗ, ВЭЗ, установлена максимальная мощность меловых образований, слагающих антиклинорий, которая достигает 6 км. Среднее продольное сопротивление меловой толщи, перекрывающей фундамент, не превышает 50—100 Ом·м. Здесь меловые образования представлены, по-видимому, преимущественно терригенными отложениями. Северней р. Камчатка сопротивление увеличивается, и есть основание полагать, что в надпорной толще значительную роль играют вул-

каногенно-кремнистые образования.

Восточно-Камчатский прогиб располагается между Восточно-Камчатским антиклинорием и поднятиями Восточных полуостровов. По данным ВЭЗ, в верхней части разреза выделяется высокоомный геоэлектрический горизонт мощностью до 500—1000 м. Ниже намечается проводящая (6—10 Ом·м) толща третичных отложений мощностью до 3 км. Сопротивление мелового комплекса составляет первые сотни омметров, мощность не превышает 4 км, глубина залегания кристаллического фундамента достигает 8 км. Прогиб имеет асимметричное строение, наибольшая мощность осадочной толщи отмечается ближе к Восточно-Камчатскому антиклинорию. По направлению к поднятию п-ова Камчатский мыс происходит постепенное сокращение мощности кайнозойских отложений. Прогиб характеризуется преимущественно слабоотрицательным магнитным полем, на фоне которого проявляются интенсивные положительные аномалии, свидетельствующие о наличии в разрезе магматических образований. В наблюдаемом поле силы тяжести (в редукции Буге) прогиб проявляется слабо. Это связано с тем, что в районе происходит резкое возрастание интенсивности гравитационного поля, связанное с превращением коры континентального типа в океаническую. Поэтому аномалии более высоких порядков, обусловленные плотностными неоднородностями осадочно-вулканогенного чехла, проявились недостаточно четко.

Поднятие п-ова Камчатский мыс характеризуется сложным геологическим строением. В районе поднятия происходит сочленение Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Здесь наряду с северо-восточным простирани-

ем структурных элементов отмечаются простирации, близкие к северо-западному. Поднятия сложены меловыми и палеогеновыми породами, среди которых широкое развитие имеют вулкано-огенные образования [1]. В пределах подня-

тия отмечается впадина, выполненная неогеновыми отложениями с сопротивлением 50—150 Ом·м и мощностью до 800 м. Сопротивление меловой толщи меняется от 30 до 80 Ом·м, мощность достигает 6 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964.

*Камчатская геофизическая экспедиция
Елизово*

*Поступила в редакцию
31 марта 1983 г.*

УДК 552.323.3 : 549.642 : 552.11

В. В. Ревердатто, В. Н. Шарпов, Н. И. Волкова

ПИРОКСЕНЫ КИСЛЫХ ПЕМЗ ИЗ РАЙОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ЖЕЛОБОВ ТОНГА И КЕРМАДЕК С ХРЕБТОМ ЛУИСВИЛЬ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

Приводятся результаты химических анализов минералов из дацитовых пемз, собранных в 19-м рейсе НИС «Пегас» (1980 г.) при драгировании подводных гор в окрестностях островной вулканической дуги Тонга. Район исследования: 25—26° ю. ш. и 175—176° з. д. На рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом JXA-5A выполнено 15 анализов ромбических пироксенов, 13 — моноклинных пироксенов, 3 — основных плагиоклазов, 4 — титаномagnetита, 1 — ильменита, а также 4 анализа стекла. Отмечена изменчивость

состава пироксенов в отношении железистости, глиноземистости, содержания хрома и других элементов. Сделан вывод о том, что вкрапленники пироксена и плагиоклаза имеют ксеногенную природу, будучи захвачены кислой пемзой на взрывной стадии. Считается, что фенокристы произошли из андезито-базальтов; температура их образования, судя по оценкам двупироксеновых «термометров», составляла 1025—1050°C. Давление воды в лаве превышало 2 кбар.

Во время 19-го рейса НИС «Пегас» (1980 г.) со склонов подводных возвышенностей, расположенных на стыке хр. Луисвиль с желобами Тонга и Кермадек в Тихом океане, были подняты обломки кислых пемз. Драгирование проводилось в лунках 26°02' ю. ш., 175°06' з. д. с глубины 3100 м (станция 4) и 25°51' ю. ш., 176°37' з. д. с глубины 4200 м (станция 7).

Пемзы представляют собой сильно пористые (пузыристые) порфиновые стекловатые аналоги плагиодацитов. В их составе преобладает бесцветное зеленоватое или светло-коричневое пенное стекло. Вкрапленники в пемзах составляют не более 1—5 об.%. Размер их — от долей миллиметра до 0,5 см. Порфиновые выделения представлены зернами водно-прозрачного основного плагиоклаза, бурого ромбического и зеленого моноклинного пироксена, а также титаномagnetитом и ильменитом. Силикатные

вкрапленники большей частью идиоморфны, обломанные или резорбированные зерна редки.

Нами было предпринято специальное изучение пироксенов из пемз для выяснения условий петрогенезиса кислой магмы в указанном регионе. На рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом JXA-5A (аналитики Е. Н. Илларионова и Л. В. Усова) получены данные о содержаниях главных химических компонентов в ромбических и моноклинных пироксенах, в сопутствующих минералах, а также в стеклах. Исследования показали, что силикатные фенокристы практически незональны, состав их однороден в пределах зерен. Результаты анализов приведены в табл. 1 и 2. Примечательно, что пироксеновые вкрапленники имеют переменный состав даже в одном образце пемзы: железистость ($F = \frac{Fe}{Fe + Mg} 100\%$)

Результаты рентгеноспектральных анализов и кристаллохимические коэффициенты минералов. Станция 4

Минерал, компонент	Ортопироксены							Клинопироксены				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	53,018	53,005	53,635	52,896	49,745	51,395	—	51,540	53,428	51,530	52,139	51,415
TiO ₂	0,151	0,199	0,161	0,189	0,404	0,234	0,234	0,288	0,152	0,343	0,226	0,196
Al ₂ O ₃	0,435	1,117	0,639	0,873	0,922	0,853	0,622	1,668	1,444	1,857	2,116	2,632
Cr ₂ O ₃	0,047	0,029	0,0	0,0	0,0	0,028	—	0,098	0,538	0,051	0,030	0,030
FeO	21,618	18,704	18,255	19,626	33,480	25,734	30,625	8,788	2,901	9,751	8,145	9,093
MnO	1,555	0,401	0,484	0,513	1,598	0,153	1,512	0,396	0,00	0,262	0,273	0,210
MgO	22,371	24,698	25,264	24,300	13,167	19,909	17,051	16,288	18,009	15,400	16,857	15,887
CaO	1,045	1,895	1,788	1,745	1,624	1,515	1,630	20,344	23,185	20,131	20,460	20,583
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,716	0,020	0,095	0,099	0,118	0,092	0,058
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,010	0,0	0,0	0,0
Сумма	100,241	100,049	100,226	100,143	100,940	100,537	—	99,503	99,765	99,443	100,340	100,106
Si	1,976	1,949	1,963	1,952	1,958	1,948	—	1,928	1,949	1,933	1,924	1,911
Ti	0,004	0,006	0,004	0,005	0,012	0,007	—	0,008	0,004	0,010	0,006	0,005
AlIV	0,019	0,048	0,028	0,038	0,042	0,038	—	0,072	0,051	0,067	0,076	0,089
AlVI	—	—	—	—	0,001	—	—	0,002	0,011	0,015	0,016	0,026
Cr	0,001	0,001	0,0	0,0	0,0	0,001	—	0,003	0,016	0,001	0,001	0,001
Fe	0,674	0,575	0,559	0,606	1,102	0,816	—	0,275	0,088	0,306	0,251	0,283
Mn	0,049	0,012	0,015	0,016	0,053	0,005	—	0,013	0,000	0,008	0,009	0,007
Mg	1,243	1,354	1,379	1,337	0,773	1,125	—	0,908	0,979	0,861	0,927	0,881
Ca	0,042	0,075	0,070	0,069	0,068	0,062	—	0,815	0,906	0,809	0,809	0,820
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,053	—	0,007	0,007	0,009	0,007	0,004
Сумма	4,009	4,021	4,018	4,023	4,009	4,053	—	4,030	4,012	4,020	4,026	4,027
F	35,1	29,8	28,8	31,2	58,8	42,0	—	23,2	8,2	26,2	21,3	24,3

Окончание табл. 1

Минерал, компонент	Клинопироксены		Плагиоклазы		Магнетит	Ильменит	Стекло		
	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	49,787	—	45,145	44,057	—	0,0	74,038	—	—
TiO ₂	0,779	0,144	0,0	0,030	16,449	49,032	0,430	0,613	0,401
Al ₂ O ₃	3,084	2,719	33,780	35,935	2,314	0,111	13,774	13,456	12,936
Cr ₂ D ₃	0,020	—	—	0,0	—	0,119	—	0,0	0,0
FeO	12,950	4,060	0,688	0,667	—	50,949	3,899	—	3,197
MnD	0,677	0,106	0,018	0,021	0,597	1,230	0,243	0,126	0,084
MgO	12,901	16,994	0,173	0,020	1,092	0,917	0,662	1,520	0,249
CaO	19,694	23,783	19,726	18,788	—	0,095	3,743	—	2,215
Na ₂ O	0,243	0,107	0,618	0,696	—	0,0	1,674	1,550	0,825
K ₂ O	0,0	—	0,0	0,0	—	0,026	0,559	0,893	0,809
Сумма	100,135	—	100,149	100,213	—	102,479	99,022	—	—
Si	1,888	—	2,092	2,036	—	0,0	—	—	—
Ti	0,022	—	0,0	0,001	—	0,928	—	—	—
Al	0,112	—	1,846	1,957	—	0,003	—	—	—
Al	0,026	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	0,001	—	—	0,0	—	0,002	—	—	—
Fe	0,411	—	0,027	0,026	—	1,072	—	—	—
Mn	0,022	—	0,000	0,001	—	0,026	—	—	—
Mg	0,729	—	0,012	0,001	—	0,034	—	—	—
Ca	0,800	—	0,979	0,930	—	0,003	—	—	—
Na	0,018	—	0,056	0,062	—	0,0	—	—	—
Сумма	4,029	—	5,012	5,015	—	2,070	—	—	—
F	36,0	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. В качестве стандартов использованы природные минеральные фазы: гранат, диоксид, хромит, альбит, ортоклаз. Железо определено в виде FeO. Химические составы (содержания окислов в мас.%) рассчитаны на ЭВМ способом последовательных приближений. Структурные формулы пироксенов рассчитаны на основе 6 атомов кислорода, плагиоклаза — 8, магнетита — 4, ильменита — 3.

Минерал, компонент	Ортопироксены								Клинопироксены			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50,933	51,113	51,603	52,294	51,747	49,990	50,678	51,737	54,017	51,439	51,504	50,684
TiO ₂	0,244	0,291	0,291	0,300	0,251	0,309	0,232	0,272	0,135	0,556	0,439	0,527
Al ₂ O ₃	0,591	0,534	0,629	0,426	0,423	1,183	0,403	0,501	1,017	1,303	1,123	1,614
Cr ₂ O ₃	0,064	0,029	0,000	0,010	0,0	0,0	0,0	0,019	0,634	0,010	0,0	0,010
FeO	29,250	23,022	22,759	22,761	28,031	23,502	27,554	22,770	2,891	11,906	11,934	11,619
MnO	1,351	1,439	1,470	1,389	2,157	1,234	2,088	1,440	0,108	0,720	0,898	0,773
MgO	16,908	21,700	21,696	21,673	16,199	20,301	16,611	21,697	18,472	14,515	14,430	14,491
CaO	1,563	1,695	1,695	1,637	1,781	1,398	1,781	1,686	22,181	19,361	19,750	19,616
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,395	0,0	0,0	0,093	0,228	0,192	0,228
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Сумма	100,904	99,822	100,144	100,489	100,588	98,312	99,347	100,122	99,547	100,039	100,270	99,562
Si	1,961	1,938	1,945	1,960	1,991	1,930	1,976	1,950	1,968	1,939	1,940	1,922
Ti	0,007	0,008	0,008	0,008	0,007	0,009	0,007	0,008	0,004	0,016	0,012	0,015
Al ^{IV}	0,027	0,024	0,028	0,019	0,009	0,054	0,019	0,022	0,032	0,058	0,050	0,072
Al ^{VI}	—	—	—	—	0,010	—	—	—	0,012	—	—	—
Cr	0,002	0,001	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,001	0,018	0,0	0,0	0,0
Fe	0,942	0,730	0,717	0,713	0,902	0,759	0,898	0,718	0,088	0,375	0,376	0,368
Mn	0,044	0,046	0,047	0,044	0,070	0,040	0,069	0,046	0,003	0,023	0,029	0,025
Mg	0,970	1,226	1,219	1,211	0,929	1,169	0,965	1,219	1,003	0,816	0,810	0,819
Ca	0,065	0,069	0,068	0,066	0,073	0,058	0,074	0,068	0,866	0,782	0,797	0,797
Na	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,030	0,0	0,0	0,007	0,017	0,014	0,017
Сумма	4,018	4,042	4,033	4,022	3,992	4,049	4,008	4,031	4,001	4,025	4,029	4,035
F	49,3	37,3	37,0	37,0	49,3	39,4	48,2	37,1	8,1	31,5	31,7	31,0

* См. примечание к табл. 1.

колеблется от 8 до 30—35% (в моноклинных пироксенах), глиноземистость $\left(\frac{Al^{IV}}{Al^{IV} + Si}\right)$ меняется в 2—3 раза, содержание Cr₂O₃ варьирует от 0 до 0,5—0,6 вес. % (в моноклинных пироксенах), содержание Na₂O — от 0 до 0,7 вес. % (в ромбических пироксенах). Тем не менее сравнение химических составов пироксенов из пемзы обоих пунктов драгирования (станции 4 и 7) по средним содержаниям компонентов и их дисперсиям выявило высокую степень их сходства. Результаты сравнения средних кристаллохимических коэффициентов по *t*-критерию Стьюдента позволили сделать вывод о наличии значимых (5%) различий лишь для Mn и Na (в клинопироксенах). Значимо (5%) различные дисперсии выявлены при помощи *F*-критерия Фишера только для Ti, Al^{VI}, Ca и Fe в ортопироксенах; в моноклинных пироксенах дисперсии кристаллохимических коэффициентов практически одинаковы. Подобие составов пироксеновых вкрапленников, проявляющееся в небольших по численности выборках, повсеместное присутствие основного плагиоклаза, аналогия химических составов стекол и другие

данные говорят о минералого-геохимическом сходстве пемзы, драгированных в районе исследования. Наиболее вероятной причиной этого является рассеивание легкого экструзивного материала из единого центра вулканической деятельности. Им может быть действующий вулкан или группа вулканов в пределах островной дуги Тонга, или подводный вулкан г. Осборна в районе работ.

Переменность составов пироксенов в породе свидетельствует о неравновесных соотношениях между дацитовым расплавом (стеклом) и вкрапленниками. Последние, по всей вероятности, имеют ксеногенную природу, попав в пемзу из более основных лав на эруптивной (эксплозивной) стадии.

Отсутствие зональности и заметно разные количества хрома в кристаллической решетке моноклинных пироксенов позволяют предположить, что росту фенокристов не сопутствовали явления концентрационного переохлаждения и изменение содержания примесей [3]. Это характерно для невысоких скоростей кристаллизации и охлаждения расплава в достаточно крупной магматической камере.

ские коэффициенты минералов. Станция 7*

		Плагио- клаз	Магнетиты			Стекло
13	14		15	16	17	
51,283	51,148	49,396	0,070	0,070	—	74,287
0,596	0,370	0,0	12,561	12,907	7,712	0,245
1,679	1,486	31,610	2,254	2,195	2,114	12,158
0,010	0,010	—	0,171	0,163	—	—
11,538	12,358	0,479	79,453	79,171	—	—
0,825	0,928	0,023	0,787	0,853	0,896	0,082
14,159	14,489	0,022	1,612	1,645	1,155	0,771
19,989	19,164	15,327	0,098	0,080	0,079	3,378
0,216	0,229	3,291	0,0	0,0	—	—
0,0	0,0	0,10	0,027	0,036	—	—
100,294	100,182	100,158	97,034	97,121	—	—
1,929	1,931	2,261	0,003	0,003	—	—
0,017	0,011	0,0	0,407	0,417	—	—
0,071	0,066	1,706	0,114	0,111	—	—
0,003	—	—	—	—	—	—
0,0	0,0	—	0,006	0,006	—	—
0,363	0,390	0,018	2,862	2,844	—	—
0,026	0,030	0,001	0,029	0,031	—	—
0,794	0,815	0,001	0,104	0,105	—	—
0,806	0,775	0,752	0,005	0,004	—	—
0,016	0,017	0,292	0,0	0,0	—	—
4,025	4,034	5,031	3,531	3,523	—	—
31,4	32,4	—	—	—	—	—

Если допустить, что средние составы ромбических и моноклинных пироксенов (см. табл. 1 и 2) приближались к взаимному равновесию и соответствуют некоторым «средним» условиям кристаллизации их из основной (или средней) магмы, представляется возможным

ЛИТЕРАТУРА

1. Фонарев В. И., Графчиков А. А. Двупироксеновый геотермометр.— Минералогический журнал, 1982, т. 4, № 5.
2. Черепанов А. Н., Шаранов В. Н., Кривенко А. П. Модель динамики неравновесной кристаллизационной дифференциации магм в базитовых плутонах.— Геол. и геофиз., 1983, № 3.
3. Шаранов В. Н., Исаенко Л. И. Динамика дифференциации базитовой магмы в камере.— В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977.
4. Яковлев Б. Г., Кравченко Г. Л., Степченко С. Б. Условия формирования пироксенов по данным исследования равновесного распределения магния и железа между сосуществующими орто- и клинопироксенами.— В кн.: Породообразующие пироксены Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1979.
5. Ewart A., Bryan W. B., Gill J. B. Mineralogy and geochemistry of the Younger volcanic Islands of Tonga, S. W. Pacific.— Journ. of petrol., 1973, v. 14, p. 3.
6. Kudo A. M., Weill D. F. An igneous plagioclase ther-

Оценки температур образования пироксеновых фенокристов

Станция 4	Станция 7	Литерат. источник
1130—1220°C	1150—1220°C	[9, 10]
900—1060°C	980—1030°C	[8]
950—1080°C	1010—1050°C	[4]
850—1010°C	950—1000°C	[1]

применить «двупироксеновый геотермометр» для определения температуры образования фенокристов. Различные модификации этого термометра (табл. 3) дают температурные оценки (с учетом дисперсий) от 850 до 1220°C (станция 4) и от 950 до 1220°C (станция 7) или в среднем 1025—1050°C.

Считается [5], что дациты Тонга образовались путем фракционной кристаллизации из базальтовых андезитов при невысоком общем давлении. В то же время сравнительно низкая температура кристаллизации ромбического и моноклинного пироксенов из базальт-андезитового расплава и наличие среди вкрапленников основного плагиоклаза (по-видимому, равновесного с пироксенами) указывают на весьма высокое водное давление [11], которое, скорее всего, превышало 2 кбар [5, 6]. Именно последнее было причиной бурной эксплозивной деятельности из-за вскипания лавы по мере ее подъема к земной поверхности. Термоконвекция [2, 7], кипение расплава и взрывные явления, сопровождающие экструзии, очевидно, способствовали смешиванию вулканических продуктов, захвату дацитовой пемзой пироксеновых и плагиоклазовых кристаллов из андезито-базальтов.

7. McBirney A. Mixing and unmixing of magmas.— Journ. Volcan. and geothermal Res., 1980, v. 7, N 34.
8. Ross M., Huebner J. S. A pyroxene geothermometer based on composition— temperature relationships of naturally occurring orthopyroxene, pyroxene and augite.— In: Intern. Conf. Geotherm. Geobarom. Extended abstr. Pennsylvania state Univ., 1975.
9. Teruaki I. Pyroxene geothermometry of basalts and andesite from the Palau— Kyushu and West Mariana ridges. Deep sea drilling project Leg. 59.— In: Initial reports of the Deep Sea Drilling project, Nat. Sci. Foundation, 1981, v. 59.
10. Wood B. J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene— clinopyroxene relationships in simple and complex systems.— Contribution to Mineral. and petrol., 1973, v. 42, N 2.
11. Yoder H. S. Calcalkalic andesites: experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics.— In: Proc. Andesite Conference, ed. by A. R. McBirney. State of Oregon, Dept. geol. mineral. ind. 1969, Bull. 65.

Н. Е. Аблесимов, Г. Н. Ковалев, В. Г. Лунагов

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ФАЗОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В БАЗАЛЬТОВЫХ ШЛАКАХ

Образцы шлаков Толбачинского извержения 1975—1976 гг. (Камчатка) подвергались последовательному отжигу от 750 до 1140°C при высоком парциальном давлении кислорода (на воздухе) и при низком парциальном давлении кислорода (в атмосфере аргона и сернистого ангидрида). На основании данных дифференциального термомагнитного анализа, мессбауэровской спектроскопии и рентгеноструктурного анализа изучены фазовые превращения в указанных образцах. Установлено, что на воздухе конечной фазой окисления шлаков является титаномагнетит с кристаллохимической формулой $Fe_1^{3+} [Fe_{0,2-0,6}^{3+} Fe_{1,2-1,4}^{2+} Ti_{0,2-0,4}^{4+}] O_4^{2-}$.

В работе [3] на основании данных об изменении магнитных свойств базальтовых шлаков при высокотемпературном окислении сделано предположение о том, что образование магнитных минералов в породе происходит как путем кристаллизации титаномагнетитов из стекловатой части образцов, так и в результате распада в окислительных условиях парамагнитных железистых минералов — пироксена и оливина. При детальном изучении процесса формирования носителей магнитных свойств базальтов представляют интерес изменения силикатных минералов и стеклообразной фазы, протекающие одновременно с кристаллизацией ферромагнетиков.

Наряду с измерением магнитных характеристик образцов, в данной работе фазовые изменения изучались при помощи мессбауэровской спектроскопии, рентгеноструктурного анализа, ИК-спектроскопии и дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА). Из рентгеноструктурных определений выделялись сведения о поведении породообразующих минералов, по спектрам ядерного гамма-резонанса (ЯГР) прослеживалось перераспределение железа между фазами, ДТМА давал возможность наблюдать изменения магнитных минералов, которые из-за малого содержания минералов в образцах с трудом идентифицируются рентгенографически.

Исследовались стекловатые шлаки магнезиальных базальтов Северного и высокоглиноземистых — Южного прорывов Толбачинского извержения 1975—1976 гг. [6], представленные в виде двух усредненных порошкообразных проб с крупностью частиц менее 0,2 мм (далее пробы обозначаются как «север» и «юг»), а также стекловатая часть пробы «юг», выделенная по методике [2]. Как показали проведенные ранее исследования исходных образцов [1], железо в них распределено между четырь-

в высокоглиноземистых образцах это соединение в макроколичествах формируется при 920°C, а в шлаках магнезиальных базальтов при 1050°C. В системах с низким парциальным давлением кислорода обнаружено появление макрофазы оливина в узком температурном интервале 1060—1080°C. Образующийся оливин можно рассматривать как кристаллы второй генерации по отношению к оливину вкрапленников. На возможность подобного рода фазовых превращений в условиях реального извержения базальтового вулкана указывает идентичность спектров ЯГР образцов лавы и отоженной пирокластики Южного прорыва.

ма фазами: 40—60% содержится в стекле, до 30% приходится на пироксены, около 10% — на оливин и менее 5% входит в ферромагнитную фазу. В настоящей работе образцы «север» и «юг» подвергались последовательному отжигу от 750 до 1140°C при высоком парциальном давлении кислорода (на воздухе) и при низком парциальном давлении кислорода (в атмосфере аргона и сернистого ангидрида), что рассматривается как модель природного процесса формирования базальтовых лав.

Рассмотрим результаты, полученные по образцам серии «север», отоженным на воздухе. При анализе интенсивности пиков на дифрактограммах устанавливается такая последовательность фазовых изменений: при температурах отжига 750, 880 и 940°C одной из кристаллических фаз является пироксен, близкий к авгиту, другой — оливин. При постепенном повышении температуры до 1000°C формируется ромбический пироксен типа гиперстена с набором межплоскостных расстояний $d = 3,31; 3,20; 2,89; 2,55; 2,43$ и $1,60$ Å. При 1050°C пики гиперстена ослабевают, но при этом сильно возрастает интенсивность рефлексов от $d = 2,00; 2,80; 2,52; 1,74$ Å, которые могут быть приписаны диопсиду. Одновременно появляется серия пиков от структуры, близкой к форстериту. Таким образом, рентгеновские данные показывают, что при отжиге стекловатых шлаков магнезиальных базальтов на воздухе происходит активное реакционное взаимодействие между кристаллическими фазами. Общее направление фазовых изменений, протекающих в твердом веществе, заключается в том, что железосодержащие силикатные минералы теряют железо, которое идет на образование магнитных фаз.

На спектрах ЯГР (рис. 1, а—в) видно, что парамагнитная составляющая (дублет Fe^{2+} в

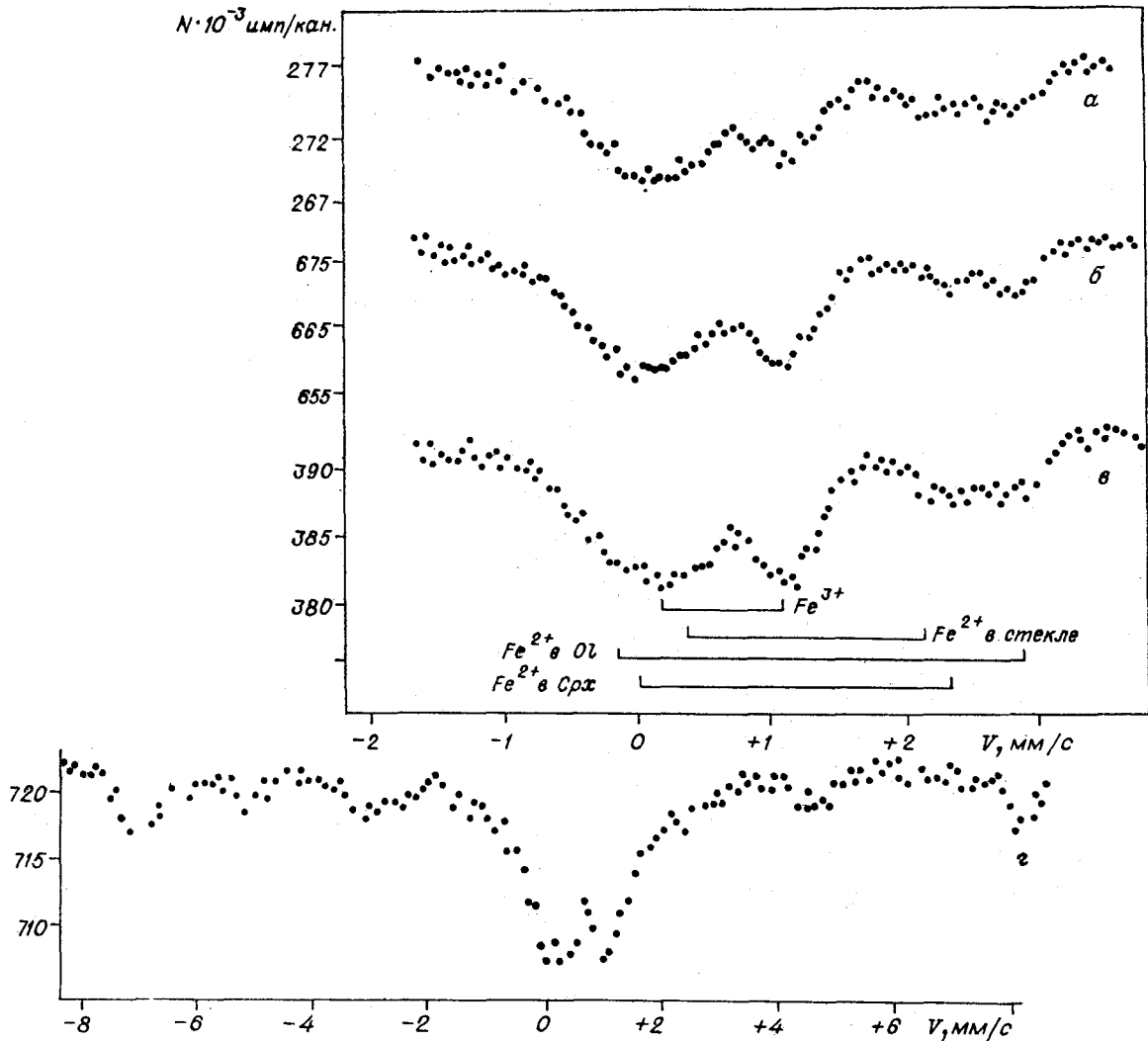


Рис. 1. Спектры ЯГР образцов серии «север», отожженных на воздухе. Температура отжига в °С: а — 750, б — 880, в — 940, г — 1050. Продолжительность изотермической выдержки 20 мин (то же для случаев на рис. 2, 4—7).

пироксенах и оливинах) до 940°C не изменяет своей интенсивности, а при 1050°C практически исчезает (см. рис. 1, г), т. е. образующиеся в окислительной обстановке ионы Fe^{3+} не сохраняются в структуре силикатных минералов, а переходят в фазу титаномагнетита. При 1050°C эта фаза образуется в макроколичествах, и на спектре ЯГР (см. рис. 1, г) проявляется в виде секстета ферромагнетика с $H_{\text{эф}} = 483$ кЭ.

Из данных ДТМА [3] следует, что начиная с температур 840—880°C в магнитной фазе, которая в исходном материале была представлена титаномагнетитами переменного состава с преобладанием высокотитанистых фаз, увеличивается доля титаномагнетитов с более высоким содержанием железа. При повышении температуры до 1000°C состав магнитной фазы постепенно стабилизируется, и около 1050°C она становится гомогенным титаномагнетитом с

температурой Кюри 450°C. На соответствующих дифрактограммах отмечается появление серии пиков от кубической решетки с параметром $a = 8,42$ Å. Учитывая данные [5], эту фазу можно определить как титаномагнетит состава $Fe^{3+} [Fe_{0,6}^{3+} Fe_{1,2}^{2+} Ti_{0,2}^{4+}] O_4^-$.

Поведение образцов серии «юг» при отжиге на воздухе отличается от предыдущей серии. На спектрах ЯГР (рис. 2, а, б) видно, что парамагнитная составляющая (дублет в пироксенах и оливинах) до 800°C не изменяет своей интенсивности, а затем, постепенно уменьшаясь (рис. 2, в), окончательно исчезает при 1080°C (рис. 2, д). Этот факт доказывает, что и в образцах серии «юг» формирующиеся в окислительной обстановке ионы Fe^{2+} не сохраняются в структуре силикатных минералов, а переходят в фазу титаномагнетита. Уже при 920°C эта фаза образуется в макроколичествах и на

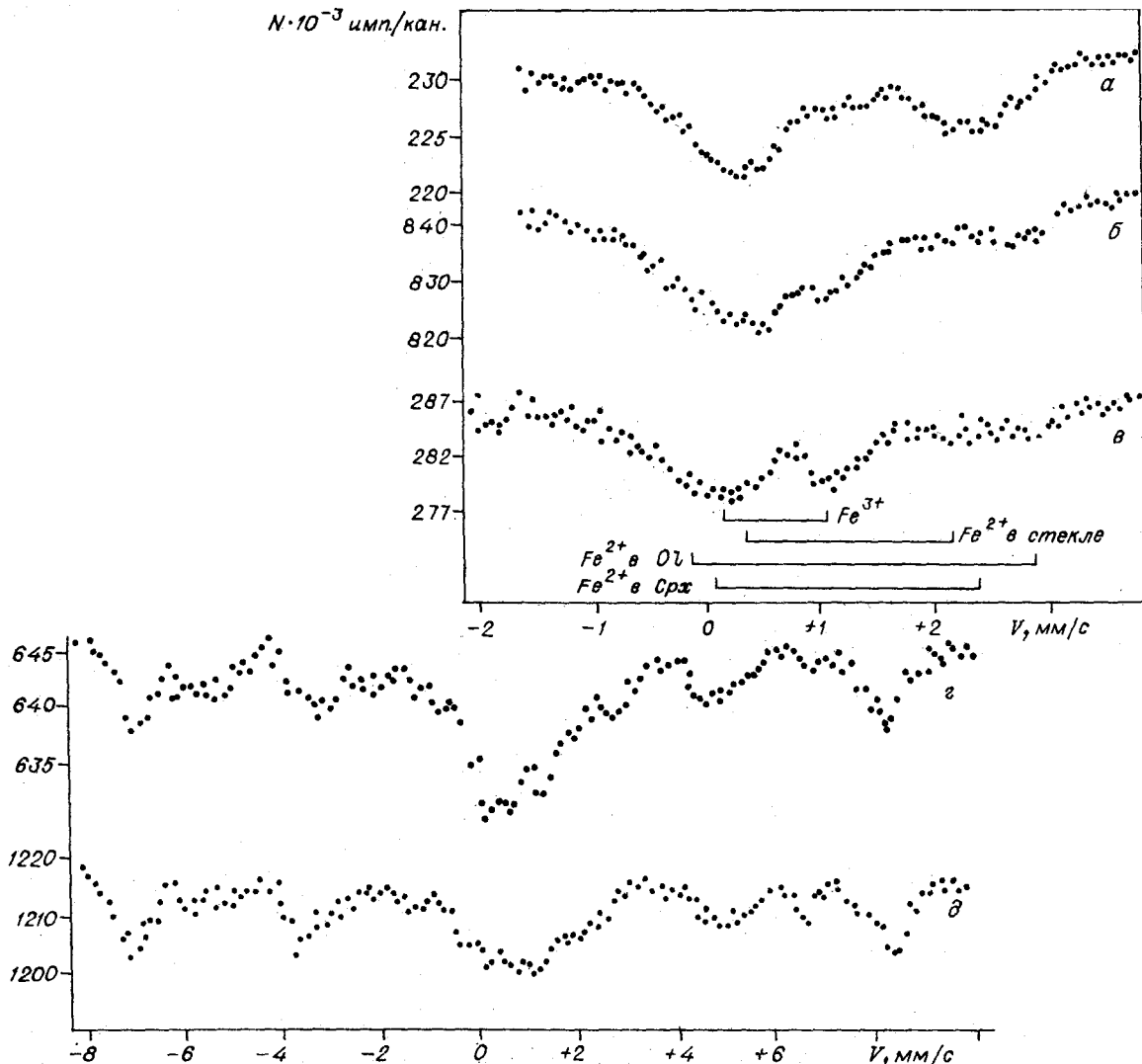


Рис. 2. Спектры ЯГР образцов серии «юг», отожженных на воздухе. Температура отжига в °С: а — 750, б — 800, в — 920, г — 920, д — 1080.

спектре ЯГР (рис. 2, г, д) проявляется в виде двух секстетов с $H_{\text{эф}} = 475$ и 433 кЭ. Из сравнения $H_{\text{эф}}$ для титаномагнетитов серии «север» и «юг» следует, что ферромагнетик серии «юг» обогащен титаном.

Данные ДТМА [3] показывают, что из образовавшегося в микроколичествах (в спектрах ЯГР не проявляется) при температуре отжига 800°C высокожелезистого ферромагнетика до температуры 1080°C постепенно формируются две магнитные фазы с температурой Кюри 290 (в макроколичествах) и 500°C (в микроколичествах). С учетом рентгеновских данных образующаяся макрофаза ферромагнетика может быть представлена формулой $\text{Fe}_1^{3+}[\text{Fe}_{0,2}^{3+}\text{Fe}_{1,4}^{2+}\text{Ti}_{0,4}^{4+}]\text{O}_4^{2-}$. Природу микрофазы удалось установить путем отжига на воздухе стекловатой части, выделенной из исходного образца серии «юг». Из спектров ЯГР (рис. 3, а—в) видно, что до 700°C

полное окисление Fe^{2+} происходит в самой структуре стекла, что подтверждается рентгеноструктурными данными. При отжиге до 980°C происходит вынос железа из стекловатой части и формирование высокожелезистого ферромагнетика (рис. 3, г).

Рассмотрим фазовые изменения тех же образцов при отжиге в условиях низкого парциального давления кислорода, которые создавались атмосферой технического аргона, а также при помощи геттера из чистой серы, который образовывал с кислородом воздуха атмосферу SO_2 . Предполагалось, что таким путем достигаются условия, приближающиеся к существовавшим в верхних частях подводящих каналов и во внутренних зонах лавовых потоков.

В таблице приведены для сравнения магнитные характеристики образцов после отжига на воздухе и в аргоне. Здесь наглядно видна роль

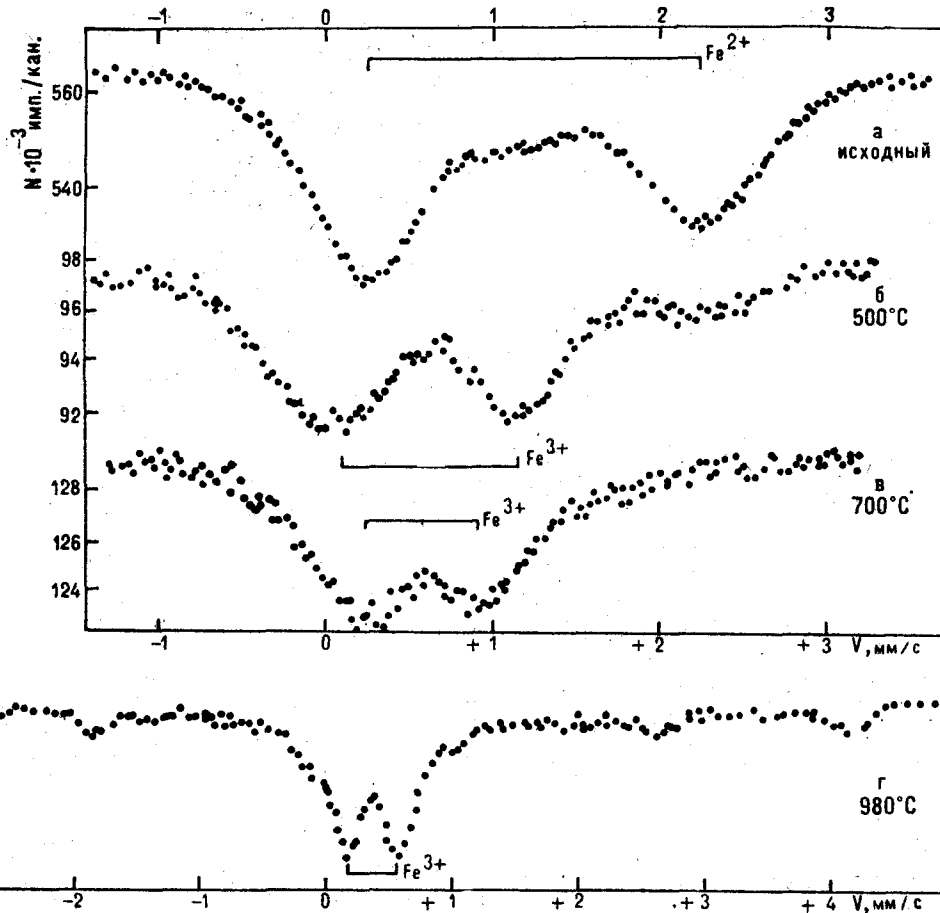


Рис. 3. Спектры ЯГР образцов стекловатой части серии «Юг».

Температура отжига приведена у каждого спектра. Продолжительность изотермической выдержки 4 ч.

окислительных условий в образовании магнитных минералов: магнитная восприимчивость χ окисленных при 920–960°C образцов примерно в 20 раз больше, чем у того же материала после прогрева в аргоне. Особый интерес представляет температурный интервал 1000–1080°C,

где после отжига в аргоне величины χ и I_{RS} (химическая остаточная намагниченность) становятся меньше, чем в исходном материале, а затем при дальнейшем повышении температуры проявляют тенденцию к увеличению.

На рис. 4 приведены две серии кривых

Изменение магнитных характеристик образцов пирокластике при отжиге

$T_{отж}$, °C	«Юг»				«Север»			
	Воздух		Аргон		Воздух		Аргон	
	$\chi \cdot 10^6$ СГС/г	$J_{RS} \cdot 10^2$ СГС/г	$\chi \cdot 10^6$ СГС/г	$J_{RS} \cdot 10^2$ СГС/г	$\chi \cdot 10^6$ СГС/г	$J_{RS} \cdot 10^2$ СГС/г	$\chi \cdot 10^6$ СГС/г	$J_{RS} \cdot 10^2$ СГС/г
20	4,6	0,24	4,6	0,24	0,8	0,4	0,8	0,4
750	38	2,5	—	—	4	6	—	—
800	75	3,3	—	—	12	6	1,8	5,1
820	—	—	6,1	20,3	20	6	—	—
840	95	20,8	—	—	23	9	—	—
920	135	64,5	7,4	23,0	40	13,7	2,0	11,5
960	130	51,8	4,4	11,3	29	20,1	3,8	3,0
1000	105	38,1	—	—	32	35,0	1,4	2,0
1020	92	37,7	3,3	6,4	35	40,4	—	—
1060	77	24,4	1,5	0,4	36	42,6	0,9	0,2
1080	65	18,9	1,4	0,2	33	48,7	0,7	0,1
1100	55	16,0	3,5	24,2	30	44,8	—	—
1120	—	—	2,6	13,0	—	—	—	—

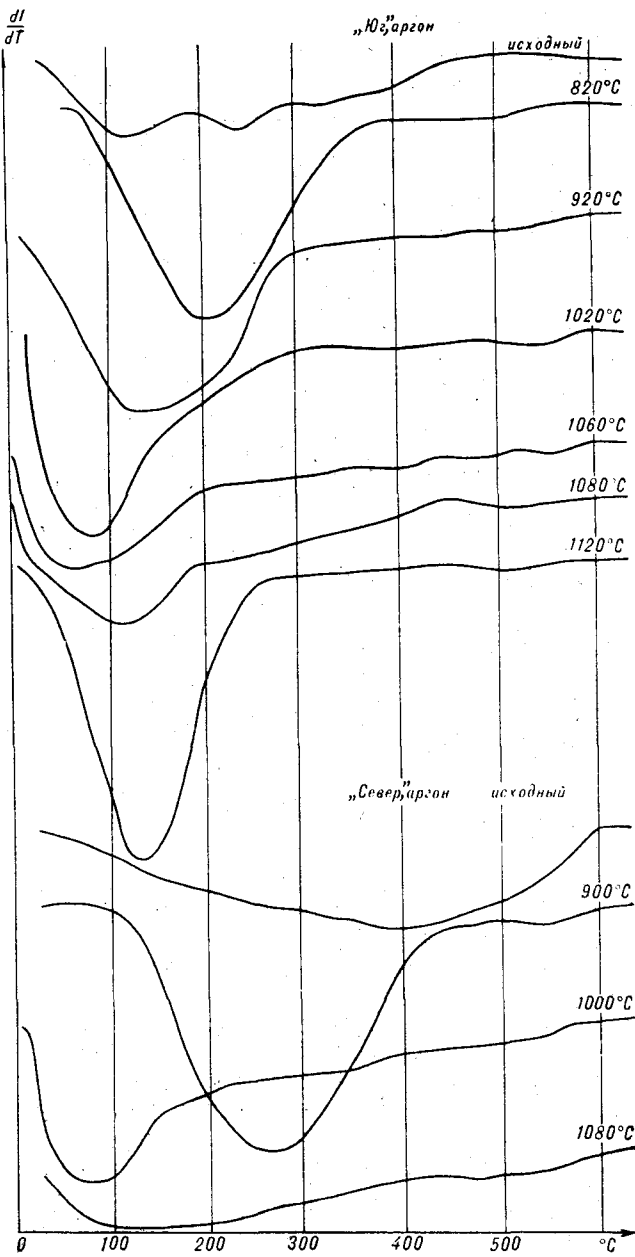


Рис. 4. Кривые ДТМА образцов шлаков, отожженных в аргоне. Температура отжига образца приведена у каждой кривой.

ДТМА, где отражена эволюция магнитных фаз в рассматриваемом случае. Развитие процесса как в магнезиальном, так и в высокоглиноземистом базальтах идет практически одинаково: с повышением температуры отжига увеличивается доля ферромагнетиков со все более низкими температурами Кюри. Минимальным значениям χ и I_{RS} (см. таблицу) соответствует преобладание наиболее высокотитанистых магнитных фаз в образцах, отожженных при 1060–1080°C.

Изменения в соотношении силикатных мине-

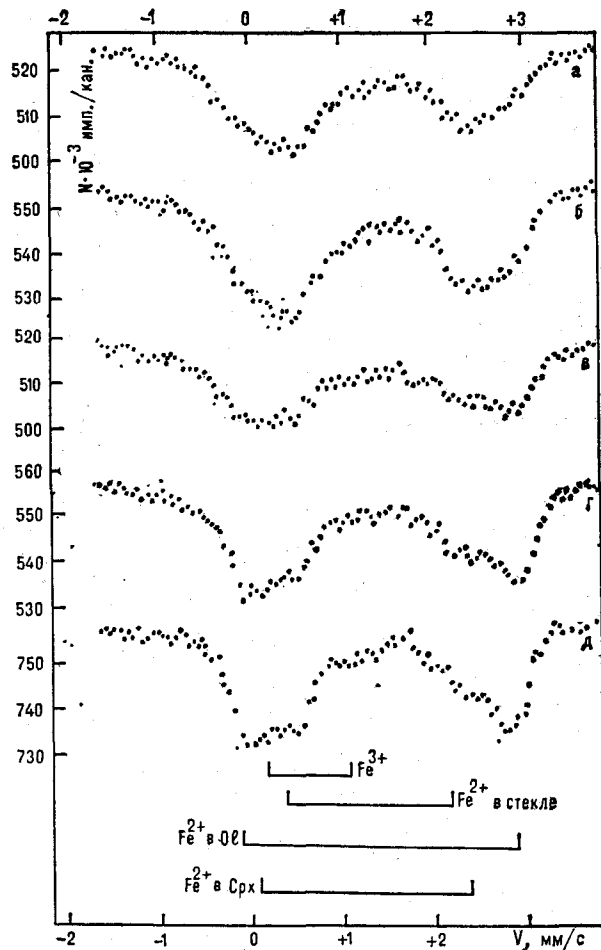


Рис. 5. Спектры ЯГР образца серии «юг», отожженных в аргоне.

Температура отжига в °C: а — 800, б — 920, е — 1060, з — 1080, д — неизменный образец лавы Южного прорыва.

ралов, прослеживающиеся на дифрактограммах, в общих чертах состоит в том, что на начальных стадиях отжига появляются ромбические и моноклинные пироксены, по набору межплоскостных расстояний близкие к гиперстену и авгиту. После отжига при 940°C заметно увеличивается интенсивность рефлексов от гиперстена. Около этой температуры достигается максимум магнитной восприимчивости (см. таблицу). Повышение температуры отжига приводит к постепенному уменьшению количества гиперстена и при температуре 1060–1080°C, соответствующей минимальному содержанию в образцах магнитных фаз, появляется оливин, устойчивый только в этом, достаточно узком температурном интервале. Выше 1100°C рефлексы от оливина пропадают, одновременно начинает увеличиваться χ и I_{RS} .

Перераспределение железа между фазами серии «юг» в атмосфере аргона показано на спектрах ЯГР (рис. 5). Интенсивный при 800 и 920°C (рис. 5, а, б) дублет квадрупольного

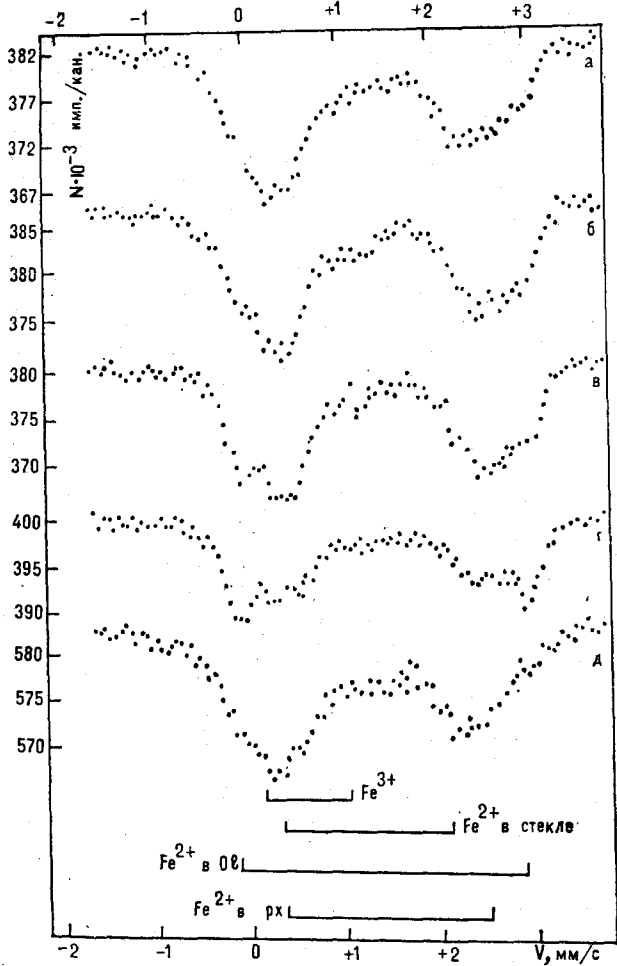
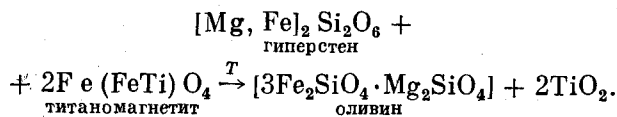


Рис. 6. Спектры ЯГР образцов серии «юг», отожженных в атмосфере с SO_2 .
Температура отжига в $^{\circ}\text{C}$: а — 750, б — 840, в — 920, г — 1060, д — 1140.

расщепления Fe^{2+} пироксена резко убывает при 1060°C (рис. 5, в) с одновременным увеличением интенсивности дублета Fe^{2+} в оливине, достигающей максимума при 1080°C (рис. 5, г). Связывая эти данные с результатами магнитных измерений, появление оливина можно объяснить реакцией ромбического пироксена с титаномagnetитом, обратной реакции распада оливина в окислительных условиях [4]. Схематически этот процесс может быть представлен следующим образом:



При изучении образцов серии «юг», прогретых в среде с SO_2 , полностью повторились результаты предыдущей серии, в частности, сравнительно узкий температурный интервал существования оливина, интенсивный дублет которого появляется при 1060°C (рис. 6, в) и пропадает при 1140°C (рис. 6, д). Интересно отме-

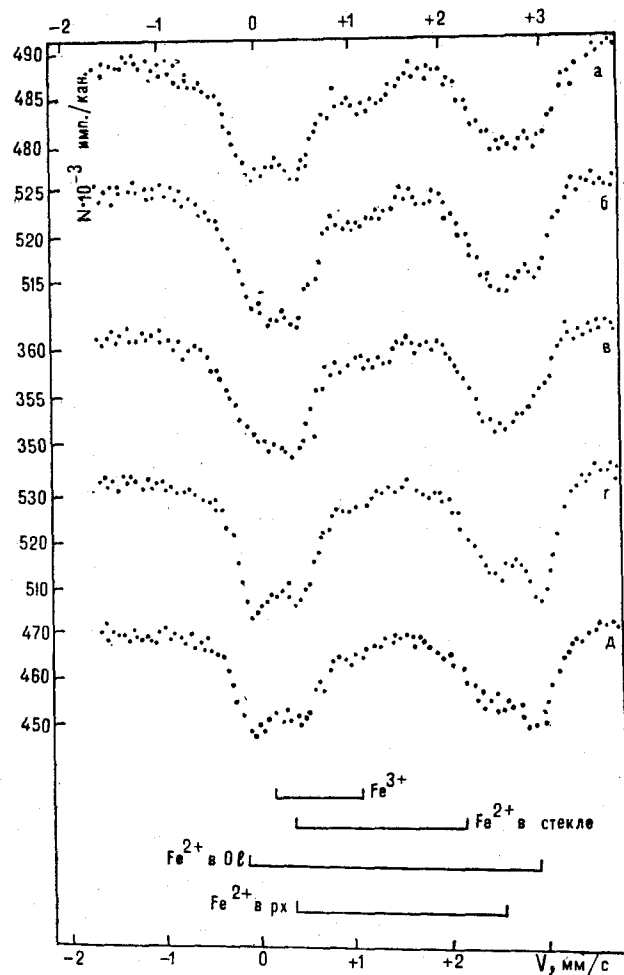


Рис. 7. Спектры ЯГР образцов серии «север», отожженных в аргоне.
Температура отжига в $^{\circ}\text{C}$: а — 800, б — 900, в — 940, г — 1060, д — 1080.

тить полную идентичность спектров ЯГР, а значит, и фазового состава парамагнитных железосодержащих минералов образцов, отожженных при 1080°C в инертной атмосфере (рис. 6, г) и образца лавы Южного прорыва (рис. 5, д).

Отжиг в атмосфере аргона образцов серии «север» приводит к результатам, несколько отличающимся от полученных в опытах с серией «юг». Здесь в спектрах ЯГР образцов в начальной стадии отжига уже присутствует дублет Fe^{2+} в оливине (рис. 7, а—в). Сходство же заключается в том, что после отжигов при 1060 и 1080°C интенсивность оливинового дублета резко возрастает (рис. 7, г, д). Одновременно заметно уменьшается доля Fe^{2+} в фазе пироксена.

На основе полученных экспериментальных данных можно сделать выводы. 1. Высокотемпературные фазовые изменения базальтовой пирокластики при высоком парциальном давлении

нии кислорода характеризуются формированием макрофаз титаномагнетитов в результате распада силикатных минералов. Ферромагнетик с температурой Кюри 500°C образуется только из высокоглиноземистых шлаков Южного прорыва в процессе преобразования стекловатой части образцов. 2. Изменение фазовых соотношений при повышении температуры отжига базальтового пирокластического материала в средах с низким парциальным давлением кислорода характеризуется формированием макрофазы оливина в температурном интерва-

ле 1060—1080°C. Образующийся оливин можно рассматривать как кристаллы второй генерации по отношению к оливину вкрапленников. 3. На осуществимость подобного рода фазовых превращений в условиях реального извержения базальтового вулкана указывает отмеченная выше идентичность спектров ЯГР образцов лавы и отожженной пирокластике Южного прорыва. 4. Показано, что реакционные взаимодействия между кристаллическими фазами и стекловатой фазой активно протекают в твердом состоянии без плавления вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблесимов Н. Е., Ковалев Г. Н. Распределение железа в пирокластике и лавах Толбачинского извержения 1975—1976 гг. по данным мессбауэровской спектроскопии.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 6.
2. Аблесимов Н. Е., Дубик Ю. М. и др. Структура вулканических стекол экструзивных куполов.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
3. Буров В. В., Ковалев Г. Н. и др. Изменение некоторых магнитных свойств базальтовых шлаков при

высокотемпературном окислении.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 6.

4. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965.
5. Печерский Д. М., Вагин В. И. и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975.
6. Fedotov S. A., Shirkov A. M. et al. The large fissure eruption in the region of Plosky Tolbachik volcano in Kamchatka, 1975—1976.— Bull. Volcanol., 1980, v. 41—4.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
8 июня 1983 г.

УДК 551.263.036

Г. Л. Кириллова

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ СЛОЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

На дне океанов и морей, как и на континентах, по сейсмическим данным и бурению выделяется три ранга слоевых ассоциаций разного масштаба: литофации, осадочные системы (комплексы) и тракты (латеральные ряды) систем. Стал возможным эффективный сравнительный анализ разноранговых объектов континентов и ложа морей и океанов. Подчеркивается, что

методический подход к определению генезиса слоевых ассоциаций должен быть единым, поскольку независимо от их нынешнего положения на дне океанов или на суше, бывшие физико-географические, тектонические, климатические условия их накопления реконструируются одними и теми же способами.

Формационный анализ, начиная с работ П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа [2], все шире входит в практику океанологических исследований. Это закономерно, поскольку формации представляют собой как раз тот ранг слоевых ассоциаций, с помощью которых удобно проводить сравнительный тектонический, палеогеографический анализ и металлогеническое прогнозирование при мелкомасштабных исследованиях.

Появился и новый термин «океанские осадочные формации», представляющие собой, по определению П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа, «естественные ассоциации парагенетически свя-

занных между собой осадков и осадочных пород, образовавшихся в определенных крупных тектонических (и седиментационных) областях океанов в условиях мало изменявшейся в течение продолжительного времени физико-географической обстановки» [2, с. 107].

Большинство классификаций осадочных формаций морей и океанов строится пока не по собственным признакам формаций, а по типам морфоструктур, которые эти формации выполняют, или по обстановкам их образования [1, 2, 8, 9, 11, 15]. В связи с этим возникает проблема иерархии подразделений формационного уровня, которая также разрешается в связи с

существующей иерархией морфоструктур, однако единства в решении этой проблемы еще нет. Большинство исследователей к формациям относят комплексы отложений, выполняющие крупные геоморфологические элементы (шельфы, материковые склоны, ложе океана). Субформации или группы макрофаций характеризуют более мелкие единицы подводного рельефа (литераль, мелководный и глубоководный шельф). Микрофации и фации выполняют еще более мелкие геоморфологические элементы.

Существующие классификации целесообразны для современных морских и океанских осадочных формаций, когда физико-географические условия, являющиеся отражением тектонической и климатической обстановки, наблюдаются непосредственно. Однако данные глубоководного бурения и драгирования позволяют выделить более древние формации дна океанов и морей вплоть до позднюрских. В связи с этим следует подчеркнуть, что методический подход к выделению, классификации, определению генезиса таких формаций должен быть таким же; как и для континентов. Чтобы не возникла парадоксальная ситуация, когда формации писчего мела и черных глин мелового возраста, обнажающиеся на континенте (Скифская плита), считаются мелководными [5], а погруженные на дно океана (Северо-Западная котловина Атлантического океана) — глубоководными [12] (хотя те и другие характеризуются одинаковым составом, структурой и близкими мощностями) не следует забывать, что независимо от нынешнего положения морских и океанских осадочных формаций бывшие физико-географические условия их накопления реконструируются одними и теми же способами.

По-видимому, предстоит внести коррективы в сложившиеся представления о преимущественно мелководных условиях формирования чехлов платформ, исходя из океанологических данных и руководствуясь принципом актуализма. Формация писчего мела, широко распространенная среди верхнемеловых и палеогеновых отложений Восточно-Европейской платформы и вскрытая бурением на дне океанов, сложена писчим мелом и мергелями микрослоистыми и микрополосчатыми с ходами илоедов. Писчий мел — органогенное образование, состоящее из остатков фораминифер и кокколитов. Мощность формации от первых десятков до первых сотен метров. В современную эпоху фораминиферо-кокколитовые илы покрывают относительно приподнятые части дна Тихого, Индийского, Атлантического океанов и ряда окраинных морей. Минимальная глубина их накопления — 1—2 км. Нижняя граница распространения илов связана в основном с критической глубиной карбонатакопления, ниже которой карбонатный материал практически

полностью растворяется. Эта граница в тропической зоне пелагических областей океана достигает 4,5—4,7 км, а в высоких широтах — 3—3,5 км [12]. Нет оснований думать, что в бывшие эпохи условия формирования фораминиферо-кокколитовых осадков были иными, и тогда остается предположить, что платформенные чехлы мела и палеогена, сложенные писчим мелом и мелоподобными мергелями, формировались на дне океана и в окраинных морях на глубинах 1—5 км.

Известно, что скорости накопления пелагических глин на дне океанов исчезающе малы — 1—2 мм за тысячу лет, поэтому можно допустить, что слои глубоководных глин мощностью в первые десятки метров при отсутствии органических остатков и прочих признаков их глубоководного происхождения в чехлах платформ не распознаются.

Успехи геолого-геофизических исследований в морях и океанах создали возможность корреляции слоевых ассоциаций разного ранга континентов и океанов. Существенную помощь в решении этого вопроса оказывают бурно развивающиеся в последнее десятилетие методы сейсмостратиграфии [13]. Детальность сейсмических исследований, совершенство методики интерпретации, объем существующих геофизических наблюдений и бурения позволяют устанавливать ранги тел, выделяемых в результате этих работ.

Слоевые ассоциации континентов, соответствующих надпородному уровню организации вещества, недавно описаны вполне детально [6, 14]. Анализ этих работ [4, 7] показал, что на континентах для тектонического районирования, построения палеогеографических, палеотектонических, металлогенических карт в зависимости от масштаба целесообразно выделять три ранга тел. К низшему рангу относятся элементарные породные ассоциации, циклиты, циклотемы, фации, градации, парагенерации, которые являются элементами, слагающими тела следующего ранга — формации, примерно соответствующие свитам и циклокомплексам или ярусам международной стратиграфической шкалы. Группирование формаций в надформации, ряды, комплексы формаций создает третий ранг тел. Выделение всех рангов тел целесообразно вести на количественной основе, подсчитывая соотношение слагающих их компонентов. Структура тела определяется взаимоотношением входящих в него элементов более низкого ранга.

По данным сейсмостратиграфических исследований, на дне морей и океанов также намечается три ранга слоевых ассоциаций. Основной единицей при сейсмостратиграфическом анализе является осадочный (седиментационный) комплекс (или осадочная система). По опреде-

лению Фишера и Мак-Гоуэна, это «трехмерный комплекс литофаций, генетически связанных реально наблюдаемыми (современные осадки) или дедуктивно установленными (древние осадки) процессами и условиями осадкообразования» [3, с. 386]. В кровле и подошве осадочный комплекс ограничен поверхностями несогласия или эквивалентными им согласными поверхностями. Мощность осадочных комплексов обычно составляет десятки и сотни метров, хотя в отдельных случаях она может изменяться от тысяч метров до нескольких сантиметров. По продолжительности осадконакопления комплексы сравнимы с ярусами и охватывают диапазон геологического времени от 1 до 10 млн. лет. Осадочные комплексы прослеживаются на десятки и сотни километров вкост простирания бассейна и еще на большее расстояние по простиранию.

Литофация является элементом осадочной системы (или осадочного комплекса). По определению Л. Ф. Брауна и У. Л. Фишера, это «трехмерное тело, образуемое осадком или породой и ограниченное седиментационными поверхностями, генезис которого устанавливается по данным исследования седиментационной структуры, текстурных изменений, характера напластования, внутренних и внешних стратиграфических соотношений, палеонтологических данных и взаимосвязи с соседними фациями» [3, с. 386].

Осадочные системы (комплексы), сформировавшиеся в одно и то же время, можно объединять, получая так называемые «тракты (латеральные ряды) систем» [3, с. 386]. Например, флювиальные, дельтовые, шельфовые осадочные системы, осадочная система континентального склона могут в латеральных направлениях переходить друг в друга и формироваться практически одновременно, образуя единую «сеймо-стратиграфическую единицу», ограниченную отражающими сейсмическими горизонтами.

В зонах перехода от континентов к океанам

корреляция разноранговых геологических тел стала насущной задачей. Прошли те времена, когда моря на геологических и тектонических картах оставались голубыми пятнами. Изученность дна морей и сейчас неравномерна, но уже достаточно для построения мелкомасштабных, а для некоторых участков и более детальных карт. Естественно, что здесь преобладает геофизическая информация о геологических телах дна морей, которая определяет форму, границы этих тел и весьма приблизительно (если есть скоростные характеристики) их состав. По характеру сейсмических записей можно определить и строение тела (массивное, слоистое). Достоверные же материалы о составе тел дают лишь данные бурения и отчасти драгирования.

Сейсмические исследования на эталонных полигонах Мексиканского, Западно-Канадского бассейнов, в прибрежных районах Северо-Западной Африки с высокой плотностью бурения [10], позволили детально разработать вопросы идентификации и корреляции сеймо-стратиграфических единиц и дать им генетическую интерпретацию, основывающуюся на изучении материалов бурения. Таким образом, появилась возможность сравнительного анализа объектов других бассейнов с эталонными. Большие успехи имеются в изучении и классификации взаимоотношений слоев и, в частности, несогласий. В результате анализа взаимоотношений сеймо-стратиграфических комплексов можно получать довольно обширную информацию об основных этапах развития бассейна, колебаниях уровня моря.

Комплексирование геологических и геофизических методов исследования при выделении геологических тел позволяет воссоздать цельную картину геологического строения зоны перехода от континентов к океану. В изучении же узкой полосы шельфа, недосыгаемой для морских геофизических исследований, существенную помощь оказывают данные дешифрирования космо- и аэрофотоснимков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой.— Геотектоника, 1974, № 1.
2. Безруков П. Л., Мурдма И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
3. Браун Л. Ф., Фишер У. Л. Сеймо-стратиграфическая интерпретация осадочных систем в бассейнах зон раздвижения и рифтов на примере акватории Бразилии.— В кн.: Сейсмическая стратиграфия. Т. 2. М.: Мир, 1982.
4. Вассович Н. Б. Осадочные формации (исторический понятийно-терминологический обзор).— В кн.: Ти-

- пы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980.
5. Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1973.
6. Геологические формации (терминологический справочник). Т. 2. Осадочные, вулканогенно-осадочные и метаморфические формации. М.: Недра, 1982.
7. Кириллова Г. Л., Мазинин А. В. Ранги геологических тел надпородного уровня организации вещества.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
8. Логвиненко Н. В. Морская геология. Л.: Недра, 1980.
9. Логвиненко Н. В. Классификация современных осадков.— В кн.: Справочник по литологии. М.: Недра, 1983.

10. Митчем Р. М. мл., Вейл П. Р., Томпсон С. Осадочный комплекс как основная единица при стратиграфическом анализе.— В кн.: Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. М.: Мир, 1982.
11. Мурдмаа И. О. Океанские фации.— В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
12. Мурдмаа И. О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение.— В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979.
13. Сейсмическая стратиграфия. Т. 1 и 2. М.: Мир, 1982.
14. Строеие осадочных формаций (терминологический обзор). Составитель Г. Л. Кириллова. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1981.
15. Фролов В. Т. Принципы выделения и классификации геологических формаций.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980.

*ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
26 сентября 1983 г.*

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 523.2/7

Г. И. Кузьменко

О МОДИФИЦИРОВАННОЙ ВИХРЕВОЙ МОДЕЛИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ*

В [18] развита модифицированная вихревая модель образования Солнечной системы на основе представлений о подобии основных форм движения вещества в космических, макро- и микрообъемах, затронуты современные проблемы, тесно связанные с практической геофизикой и геологией. В предлагаемой рабо-

те излагаются расчеты к основным положениям работы [18]. Расчеты показывают связь этих положений с развивающимися сейчас единопольевыми представлениями [8, 16] и свидетельствуют о становлении развитых концепций в теорию, имеющую важное научное и прикладное значение.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Новые данные геофизики, геологии и сравнительной планетологии показали недостаточность умозрительных гипотез о происхождении Солнечной системы. Эти данные позволяют поставить вопрос о развитии теории происхождения Солнечной системы, которая, наконец, станет орудием практической геофизики и геологии. Первой вехой достижений науки в этом направлении является развитие гидродинамики и уяснение общности основных понятий ее для Земли и космоса, с чем связана вихревая космогония Декарта, второй — обобщение законов падения тел, осознание закона Всемирного тяготения, с чем связана гравитационная космогония Канта. Третья веха — осознание диалектического единства мира как единства основных законов микро- и макромира. Первым важнейшим результатом здесь было перенесение схемы устройства Солнечной системы в атомную теорию — в планетарную модель атома Резерфорда. И хотя есть существенные различия в законах микро- и макромира, отраженные в квантовой механике, мы остановимся как раз на общих закономерностях, которые сейчас все глубже изучаются разными направлениями единопольевой теории, включающей в себя квантовую механику и теорию гравитации.

С учетом этих вех, при освещении их современным опытом, может быть создана модифицированная концепция реалистического понимания эволюции Солнечной системы и Земли —

таковы результаты работы [18]. В связи с важностью их сделаем расчет трех ее положений: 1. Есть единство в характере структур Солнечной системы, геосфер и геологических как вихревых. 2. Магнетизм планет — реликт вихревых движений в Солнечной протоспирали, в которой возникли Солнце и планеты. 3. Одни атомно-ядерные процессы недостаточны для объяснения тепловых потоков планет; дополнительно необходим учет некоторой полевой энергии. Она связана с вихревыми процессами происхождения и современного функционирования Солнечной системы.

Перечисленные положения свидетельствуют о вихревых движениях разных форм материи. Сложная идентификация их, особенно в связи с третьим положением, не мешает ясному пониманию этого утверждения: несомненно ведь, что первое положение связано с вихрями, турбулентностью обычного нейтрального вещества, второе — в какой-то мере с аналогичным движением зарядов. Поэтому нижеиспользуемая методика не связывается с определенной формой материи. Это тем более важно, что за текущий век объектами геофизики стали две новые формы — электронно-йонная и ядерная, на очереди, по-видимому, еще более фундаментальные [8, 16].

Подчеркнем также, что для анализа пунктов 1—3 существенным моментом будут являться единопольевые представления, отмечающие дискретность состояний макроскопических тел. О возможности таких дискретных состояний, аналогичных атомным, писал Пуанкаре на заре развития квантовой теории [12]. Отмеченное в [18] свойство материального мира — дискретность распределения энергии и вещества —

* В связи со статьей Н. А. Шило «О механизме образования Солнечной системы», опубликованной в журнале Тихоокеанская геол., 1982 г., № 6.

связано с дискретностью состояний макроскопических объектов. Эти понятия, очевидно, родственны. Дискретность — не менее важное свойство в явлениях природы, чем непрерывность.

ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР В ГЕОЛОГИИ И СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ

Отмечая распространенность вихревых и спиральных движений вещества как формы проявления турбулентных движений, в [18] современная структура Солнечной системы рассмотрена как результат возникновения в солнечной протоспирали спиралей 2-го и 3-го порядка. Ядра спирали 2-го порядка становились планетами, 3-го — спутниками. Спирали и кольца вещества подмечаются в гранитоидных массивах, что связано с ранее прошедшими движениями с небольшой вязкостью в период внедрения. Кольца и спирали отмечаются в разных физико-химических периодических структурах, включая спираль молекул ДНК.

Атомно-молекулярная структурность была понята раньше благодаря развитию квантовой механики. Структурность же физико-химическая, геологическая и астрофизическая, естественно, может рассматриваться термодинамически. Однако в виду подобия с атомно-молекулярными структурами, следует найти более адекватный метод, чтобы глубже понять это единство. Такой метод создан в результате новейших экспериментально-теоретических исследований диффузионно-гидродинамических переносов. Оказалось, что при некоторых условиях существует волна

$$\lambda = \frac{4\pi D}{v}, \quad (1)$$

аналогичная квантовой волне де Бройля. Именно поэтому могут возникать макроскопические структуры, аналогичные по общим закономерностям атомным. С привлечением теории марковских процессов это явление изучено подробно [10]: в одном случае волномеханическая теория приводит к описанию квантовых, атомно-молекулярных структур, в другом — подобных им макроскопических периодических структур.

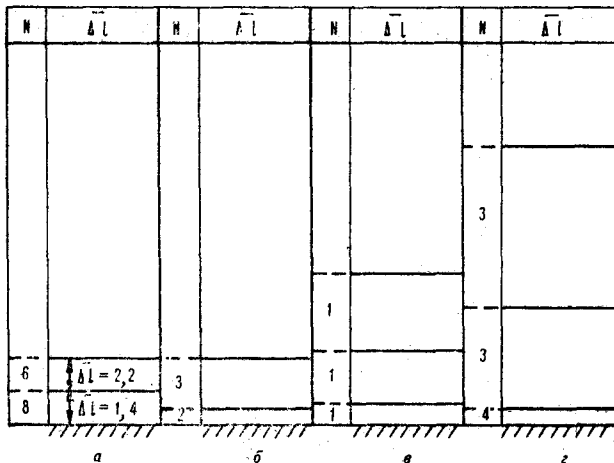


Рис. 1. Рост средних расстояний Δl между наслоениями — фазовыми превращениями вещества, начиная от центра:

a — наслоения Лизеганга [17], *б* — средние уровни облачности [5], *е* — зоны фазовых превращений в сферах Земли [15], *z* — расстояния между планетами. *N* — число наслоений или планет в подгруппе. Масштабы: *a* — 10^{-2} см; *б* — 1 км, *е* — 10^3 км, *z* — $1,5 \cdot 10^8$ км. Существование спутниковых систем Юпитера и Сатурна — аналогов Солнечной системы — полностью соответствует рассматриваемой последовательности диффузионно-волномеханических структур. Масштаб систем Юпитера и Сатурна определен турбулентно-вихревыми режимами, промежуточными между *е* и *z*.

Свободный диффузионно-гидродинамический перенос, сопровождаемый фазовыми превращениями, при некоторых условиях подчиняется такой теории, и стационарное уравнение, следующее из нее, дает решение для расстояний между последующими наслоениями Δl в структуре [5, 17]:

$$\frac{\Delta l_1}{\Delta l_2} \approx \frac{\Delta l_2}{\Delta l_3} \approx \dots \approx \frac{\Delta l_i}{\Delta l_{i+1}} \approx \text{const} < 1. \quad (2)$$

Представление о формировании планет в наслоениях солнечной протоспирали хорошо согласуется с формулой (2) (табл. 1). Рост последующих расстояний, согласно (2), происходит приблизительно, но хорошо наблюдается во всех указанных случаях, (рис. 1) [5, 10, 17]. Теперь не представляет загадки закон Боден-Тидуса как следствие формирования планет в наслоениях протоспирали. А Солнце и планеты предстают физически единой системой с общей закономерной эволюцией, как это непосредственно наблюдается в аналогичных случаях *a* и *б* возникновения структур, генетически и физически связанных со своим центром.

Таблица 1

Расстояние между планетами как следствие диффузионно-волномеханических переносов. Кольцо астероидов учтено как планета

Планета	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$r_{a. e.}$	0,39	0,72	1,0	1,52	2,7	5,2	9,5	19,2	30	39,5
Δl	0,39	0,33	0,28	0,52	1,2	2,5	4,3	9,7	10,8	9,5

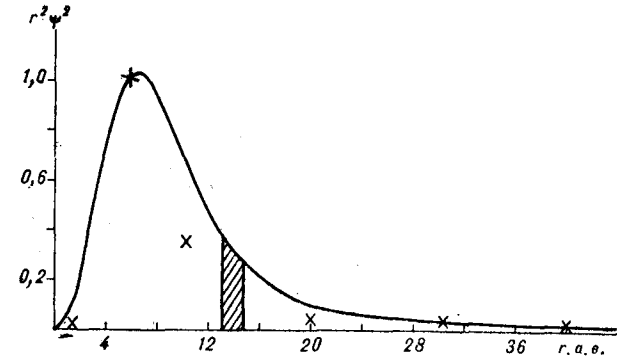


Рис. 2.

Ординаты соответствуют расчетной плотности протопланетного облака. Заштрихованная часть дает массу в концентрическом слое шириной Δr . Расчет справедлив для любого вида праматерии — газовой-пылевой, плазменной или др. Известные значения относительных масс планет $M_{\text{П}}/M_{\text{Ю}}$ — обозначены крестиками — хорошо совпадают с диффузионно-волномеханическим расчетом турбулентно-вихревых процессов, определивших распределение масс около Солнца. Масса Юпитера принята за единицу. Из-за грубого масштаба планеты земной группы отмечены одним крестиком.

Учет изменяющегося с расстоянием гравитационного потенциала Солнца приводит к стационарному уравнению для волномеханической функции Ψ , которое напоминает уравнение для электрона в атоме водорода. Его решение, отражающее распределение плотности вещества на различных расстояниях от Солнца, изображено на рис. 2. Видно, что массы планет хорошо соответствуют тому количеству вещества, которое находилось в местах их формирования. Это уточняет качественные результаты по распределению масс, полученные в [18].

МАГНЕТИЗМ ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ — РЕЛИКТ ВИХРЕВЫХ ДВИЖЕНИЙ И ЕДИНОПОЛЕВОЙ ФЕНОМЕН

Объясняя вращение Солнца, планет и спутников как реликт вихревых движений в протоспиралах, естественно предположить, что их магнетизм является таким же реликтом протоспиралей [18].

Первую попытку связать магнетизм космических тел с их вращениями сделал Блэкет [4]. Его идея была связана с единопольными концепциями — необходимостью объединенного описания электромагнитных и гравитационных явлений. При этом он обратил внимание также на необходимость единого описания магнетизма атомов и планет. Формула магнитных моментов тел включала все эти элементы:

$$\mu = \beta \frac{\sqrt{\gamma} P}{2c}, \quad (3)$$

где P — момент вращения тела, c — скорость света, γ — гравитационная постоянная. Она

действительно переходит в формулу магнитного момента атома водорода при замене P постоянной Планка, а $\sqrt{\gamma}$ отношением заряда электрона к его массе e/m .

Дальнейшее накопление фактов и обнаружение инверсий магнитного поля привело к развитию магнитогидродинамической (МГД) теории и противопоставлению ее единопольовой [7, 13]. В настоящее время в связи с нерешенными проблемами МГД теории [11] положение меняется: формула (3) оказывается верной, по существу, она выводится из общей теории относительности [14] и уточняется благодаря более последовательному учету атомных закономерностей — дискретности состояний. Единопольовая и МГД теории оказываются при этом взаимодополняющими, а не альтернативными. Формула (3) уточняется нами следующим образом:

$$\mu = \beta \frac{\sqrt{\alpha^*} \gamma P}{4\pi c}, \quad (4)$$

где

$$\alpha^* = \sum_{n=-\infty}^{n=\infty} a_n \alpha^n, \quad (5)$$

где $\alpha = 1/137$ — квантовая постоянная электродинамического взаимодействия. Формула в точности соответствует магнитному моменту атома водорода (при $\beta = 1$, $P \rightarrow h$, $\sqrt{\gamma} \rightarrow e/m$, $\alpha^* = \alpha^0 = 1$, $a_n = 0$ при $n \neq 0$) и приводит к «уровням» магнетизма космических тел, что обобщает ее с закономерностями атомного магнетизма (табл. 2).

Планеты, имеющие достаточный объем жидких проводящих ядер [7] и незамедленные, обладают уровнем $n = 0$, сильно замедленные или без массивных ядер — $n = 1$ или $n = 2$, относительное увеличение проводящих ядер дает $n = -1$, что характерно для Меркурия, а также для Солнца с его большой проводимостью плазмы.

Некоторые различия расчетов с наблюдаемыми магнитными моментами понятны: формула

Таблица 2

Наблюденные и рассчитанные по формуле (4) магнитные моменты μ (в $\text{гс}\cdot\text{см}^3$) космических объектов

Объект	μ наблюден.	μ рассчит.	Механич. момент P , эрг·с	α^*	Уровень n
Солнце	$0,9 \cdot 10^{34}$	$0,9 \cdot 10^{34}$	$1,6 \cdot 10^{48}$	α^{-1}	-1
Меркурий	$2,4 \cdot 10^{22}$	$3,8 \cdot 10^{22}$	$7,0 \cdot 10^{36}$	α^{-1}	-1
Венера	$1,2 \cdot 10^{22}$	$0,7 \cdot 10^{22}$	$1,7 \cdot 10^{38}$	α	1
Земля	$8,1 \cdot 10^{28}$	$2,7 \cdot 10^{28}$	$5,9 \cdot 10^{40}$	α^0	0
Марс	$2,4 \cdot 10^{22}$	$6,8 \cdot 10^{22}$	$1,7 \cdot 10^{39}$	α	1
Юпитер	$1,6 \cdot 10^{30}$	$2,0 \cdot 10^{30}$	$4,3 \cdot 10^{45}$	α^0	0
Сатурн	$0,2 \cdot 10^{30}$	$0,3 \cdot 10^{30}$	$7,7 \cdot 10^{44}$	α^0	0
Луна	$1,0 \cdot 10^{19}$	$0,6 \cdot 10^{19}$	$1,8 \cdot 10^{36}$	α^2	2

(4) дает только постоянное для каждого уровня значение, представляющее собой «действующее» значение циклического процесса. Оно подобно постоянному значению действующей величины переменного синусоидального тока. Циклическое же изменение магнитного поля, описываемое магнитной гидродинамикой с учетом также гелиофизических влияний, может дать заметное отклонение от уровня. Циклическость есть в каждом уровне состояний и для различных интервалов времени. Достаточно большие отклонения от данного уровня могут быть в геологических масштабах времени. Так, палеомагнитные данные о значительной намагниченности лунных пород свидетельствуют о магнитном уровне Луны $n=0$ или $n=1$ 2—3 млрд. лет назад. По-видимому, вращение Солнца также было интенсивнее в прошлом, а его мощный магнитный момент способствовал передаче вращательного момента к протопланетному йонизированному облаку. Это находится в согласии с идеями Альфена о существовании такого периода газовой-пылевого протопланетного облака, когда определяющую роль играло горячее плазменное состояние. Отмеченное в [18] свойство спиральных вращений с относительно малой угловой скоростью в центре связано с вязкостью, которая в условиях космоса определяется в основном гравитационными и магнитными взаимодействиями. Так или иначе, классическая космогония принципиально не могла решить проблему распределения вращательного момента, а единопольный подход и здесь оказывается полезным, свидетельствуя хорошо известными вращательными моментами атомных ядер и оболочек об общих закономерностях: моменты ядер могут быть меньше или много меньше моментов оболочек (вихрей, спиралей).

ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ КАК ЕДИНОПОЛЕВОЙ ФЕНОМЕН ЯДЕР ПРОТОСПИРАЛЕЙ

Тепловые потоки планет и Солнца объяснены в настоящее время недостаточно. Это стало особенно ясно в связи с невозможностью понять мощные потоки тепла планет-гигантов, почти не имеющих радиоактивности. Проблема Дэвиса — недостаток солнечных термоядерных нейтрино — также связана с неясностью механизмов излучения космических тел [1, 3, 9].

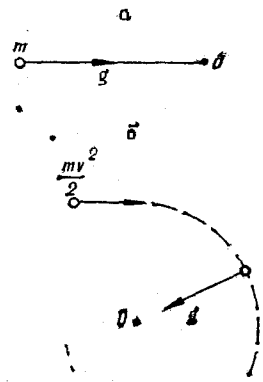
Модифицированная же космогоническая теория приводит к следующему выражению для теплового потока:

$$Q = Q_{\text{кл}} + Q_{\text{в}}, \quad (6)$$

где $Q_{\text{кл}}$ — классический термоядерный вклад

Рис. 3.

В случае вихревого процесса образования звезды, планеты из некоторой праматерии (б) инерционные силы направлены к центру торможения, как и в случае линейного торможения (а). Следовательно, декартовские представления о вихрях вместе с принципом эквивалентности инерционных и гравитационных сил тождественны квантовским представлениям об аккреции масс к гравитирующему центру. Эти представления проникают в природу гравитации, которая не раскрывается гравитационным законом Ньютона. Он не дает объяснения тангенциальных скоростей планет. Согласно рис. 3, б, они — реликт космической энергии, энергии протоспиралей. Образование космических систем с гравитационным взаимодействием и орбитальными скоростями — единый процесс.



для Солнца или радиоактивный для планеты, $Q_{\text{в}}$ — постоянно превращаемая в излучение энергия вихрей. Ниже увидим, что наглядные представления Жуковского $Q_{\text{в}}$ связи с каждым телом некоторого материального вихря отражают суть гравитационного процесса. Поэтому представление [18] о превращении кинетической энергии вещественных — плазменных или газовой-пылевых вихрей в тепло имеет также гравитационный смысл. Прежде чем разъяснить гравитационный смысл $Q_{\text{в}}$, заметим, что к гравитационной теории обращаются уже давно в поиске источников дополнительной энергии излучения — включая релятивистские черные дыры [1, 9].

Вихрь дает не только модель возникновения тела, но и появления гравитационной силы. Действительно, одной из основ общей теории относительности есть принцип эквивалентности гравитационных и инерционных сил. В вихре же, образующем массу, инерционные силы направлены к центру, как гравитационные силы направлены, например, к центру Земли (рис. 3) [2]. Известно, что противоположно направлены инерционные, центробежные силы при вращении тел.

Образование масс космических тел в ядрах вихрей и возникновение гравитационной силы неразрывны. Именно таковы концепции единопольной теории Гейзенберга-Иваненко, представляющей возникновение частиц и больших масс совместно с соответствующими взаимодействиями — электрическим, гравитационным и т. д. из некоторой праматерии [8]. Поэтому классические представления о конденсации плазмы, газа, пыли без анализа образования их вместе с гравитационными полями недостаточны. Традиционные же гипотезы начинают принципиально рассмотрение по Ньютону — с готовых масс и их полей, поэтому они не обладают достаточной общностью, хотя и могут многое прояснить в эволюции Солнечной системы. На вопрос же, связанный с наиболее дав-

ними событиями — была ли единой система, из которой произошли Солнце и планеты, в них нет четкого ответа. Ответ на него четче следует из вихревых концепций [2, 18]: их происхождение в значительном единое. Теперь яснее становится сила вихревой модели. Природа первоначального вещества, которое лучшим образом может объяснить поток все новых фактов, нам хорошо не известна. Вихревые же концепции, позволяя моделировать происхождение масс и полей, могут не связывать себя с определенной формой праматерии для планет и Солнца и не оперировать непроверенными гипотезами. Вихревые концепции, тесно связываясь с диффузионно-волномеханическими и единопольными методами, используют только наблюдаемые процессы и физические величины.

При выводе единопольной формулы, как обычно, проводим аналогию с атомной теорией. Мощность излучения квантового объекта — атома, ядра можно оценить из соотношения

$$hv^2 \simeq \alpha \frac{e^2}{R^2} c, \quad (7)$$

где e — элементарный заряд, R — расстояние между зарядами, v — частота излучения. Имея в виду аналогию электрического заряда e с гравитационными $\sqrt{\gamma}M$, для основных структурных масс Вселенной получаем следующую формулу мощности вихревых излучений:

$$Q_v = \alpha^* \frac{\gamma M^2 c}{R^2}, \quad (8)$$

где α^* определяется формулой (5), R — среднее расстояние между звездами в галактической решетке. Это расстояние примерно одинаково во всех галактиках: $R \simeq 10^{18}$ см [3]. Поэтому постоянная $r = \frac{\gamma c}{R^2} \simeq 10^{-33}$ эрг/(г²·с) представляет собой новую универсальную константу. Видно, что при $\alpha^* = \alpha^0$ получаем оценку солнечных излучений. Поскольку планеты не име-

ют термоядерных источников, их уровень — электромагнитный. При $\alpha^* = \alpha$ получаем правильную оценку и для них. Таков же «уровень» для белых карликов, поскольку ядерные источники у них исчерпаны. Напротив, у пульсаров и сверхгигантов уровень высок — это квазирелятивистские объекты, где $\alpha^* = \alpha^{-1}$. Гиганты представляют собой объекты, промежуточные между звездами главной последовательности и пульсарами. Поэтому $\alpha^* = \sqrt{\alpha^0 \alpha^{-1}}$ (табл. 3).

Некоторая приближенность описания связана с неточностью определения масс звезд, а также с тем, что (8) описывает только тенденцию роста излучений при увеличении масс. Напротив, термодинамическая теория излучений, например, одного класса объектов — нормальных звезд дает кубическую зависимость от масс [3]. Ценность выражения (8) не в точном определении зависимости $Q = Q(M)$, а в том, что оно дает общую картину излучений всех космических объектов: кроме тепловыделяющих реакций — химических, ядерных и других, есть вихревая компонента излучений. Гравитационное выражение этой компоненты свидетельствует о ее быстром росте при увеличении массы. Так, для Луны эта компонента пренебрежимо мала, и почти все выделяемое тепло — результат радиоактивности пород [15]. Для Земли вихревая компонента уже сравнима с радиоактивным теплом [9], у планет гигантов — она преимущественная [3]. Еще большей она становится для звезд. Без учета этой компоненты получается преувеличенная оценка термоядерных источников и нейтринных излучений. Исходя из гравитационных тепловых потоков Земли $Q_v = 1,8 \cdot 10^{20}$ эрг/с [9], получаем, согласно (8), достаточно точное значение $r = 0,7 \cdot 10^{-33}$ эрг/(г²·с), откуда вихревой поток Солнца равен $2,8 \cdot 10^{33}$ эрг/с. Следовательно, термоядерный вклад в Солнечное излучение составляет только $1,2 \cdot 10^{33}$ эрг/с, что соответствует установленным нейтринным потокам, в 3 раза менее интенсивным, чем следует из традиционной теории.

Сравним объединительные гравитационно-вихревые представления о добавке Q_v с ньютоновскими — дифференциацией вещества в планете или перемешиваниями его в Солнце с превращением потенциальной энергии в тепло [1, 9]. Конечно, они не альтернативны, а родственны, но между ними есть существенное различие. Ньютоновские представления обладают наглядностью, однако могут быть неточны: может оказаться, что гравитационная дифференциация и перемешивание вещества имеют только ограниченное значение в космическом теле [15]. Напротив, единопольные представления

Т а б л и ц а 3

Наблюдаемые и рассчитанные по формуле (8) массовые потоки излучений M (в г) космических объектов; $r = 0,7 \cdot 10^{-33}$ эрг/(г²·с) (расчет константы см. в тексте)

Объект	M , наблюден.	Q , эрг/с	M , рассчит.	α^*	Уровень n
Солнце, S	$2,0 \cdot 10^{33}$	$4,0 \cdot 10^{33}$	$2,8 \cdot 10^{33}$	α^0	0
α -Центавра	$2,0 \cdot 10^{33}$	$1,0 \cdot 10^{33}$	$2,8 \cdot 10^{33}$	α^0	0
Квazarы	$\sim 10^7 M_s$	$\sim 10^{47}$	$\sim 10^{47}$	α^0	0
Земля	$6,0 \cdot 10^{27}$	$2,8 \cdot 10^{20}$	$1,8 \cdot 10^{20}$	α	1
Юпитер	$2,0 \cdot 10^{30}$	$2,2 \cdot 10^{25}$	$2,0 \cdot 10^{25}$	α	1
Сатурн	$5,7 \cdot 10^{29}$	$0,2 \cdot 10^{25}$	$0,15 \cdot 10^{25}$	α	1
Сириус-В	$2,1 \cdot 10^{33}$	$1,2 \cdot 10^{31}$	$1,5 \cdot 10^{31}$	α	1
Пульсары	$\sim 10^{34}$	$10^{37} \div 10^{38}$	$10^{37} \div 10^{38}$	α^{-1}	-1
Капелла	$6,6 \cdot 10^{33}$	$8,8 \cdot 10^{35}$	$3,0 \cdot 10^{35}$	$\sqrt{\alpha^0 \alpha^{-1}}$	-1/2

содержат в себе идеологию современной науки, стремящейся исключить из анализа ненаблюдаемые процессы и величины. В нашем случае гравитационные и электромагнитные явления, моменты и массы тел — фундаментальные наблюдаемые процессы и величины, а вихревые модели о происхождении Солнечной системы потому исторически наиболее устойчивы и плодотворны, что непосредственно отражают наблюдаемые вращательные движения астрономических тел и систем, а также отражают суть реальных микро- и макропроцессов, описываемых абстрактными категориями квантовой механики и современной теории гравитации.

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕНЕНИЯ ФОРМУЛЫ (8) ДЛЯ ТЕОРИИ ГЕОМАГНЕТИЗМА И В ГЕОЛОГИИ

Ранее мы показали, что магнетизм тел связан с вращением их, причем МГД-компонента в случае Земли имеет свой циклический ход около уровня $n = 0$. Но теория МГД-генерации поля до сих пор не решила проблему источника энергии для МГД-генератора. Откуда берется необходимое значение энергии $\sim 10^{19}$ эрг/с? Ведь радиоактивных веществ в жидком железном ядре нет. Другие гипотезы также неубедительны [15]. Формула (8) дает четкий ответ: поскольку масса жидкого ядра $1,0 \cdot 10^{27}$ г, имеем генерацию $0,7 \cdot 10^{19}$ эрг/с.

Аналогична проблема тепловых потоков из мантии. Большинство геологических проблем может быть решено в предположении, что мантия является мощным источником тепла. Каким образом это возможно, если мантия не имеет радиоактивных веществ? Формула (8) разъясняет: основным источником планетарного тепла, действительно, является весьма массивная мантия. С океанической коры выход ее потоков сравнительно свободный, с толстой материковой — затруднен. Но в последнем случае добавляются радиоактивные потоки, чем можно объ-

яснить равенство тепловых потоков материков и океанов.

В заключение отметим, что физические положения модифицированной космогонической модели, сконструированной из фактических данных геологии, геофизики и планетологии, совпадают, по существу, с теоретическими конструкциями работы [6], представляющей собой развитие и уточнение общей теории относительности. В [6] подчеркнуто, что космические массы окружены гравитационными полями, содержащими энергию и переносящими ее и импульс. Этим утверждается то же, что в [18] в терминах вихрей: массы получают часть энергии извне, ее следует учесть в общем балансе излучений. Возможность аналогичных соотношений (7) и (8) становится более понятной. Действительно, гравитационное поле, переносящее энергию и импульс, подобно электромагнитному, для которого эти качества точно установлены. Теперь можно несколько в другой форме, более близкой к традиционной физике, дать интерпретацию вихревой компоненты в (6): поскольку в атомных решетках в излучение трансформируется механическая энергия внешнего возбуждения, постольку в нашем случае происходит то же — галактическая решетка возбуждена, звезды и планеты трансформируют в излучение энергию внешнего возбуждения — часть кинетической и потенциальной энергии их взаимодействия.

ВЫВОДЫ

Космогоническая модель Н. А. Шило является развитием декартовой и современных космогоний. Она имеет глубокий физический смысл, проясняемый диффузионно-волномеханическими и единопольными представлениями. Поэтому уже в настоящее время модель способна решать острейшие геофизические и геологические проблемы. Ее дальнейшее уточнение и развитие имеет важное общенаучное и геологическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Активные процессы на Солнце и проблема солнечных нейтрино. VIII Ленинградский международный семинар. Л.: Изд-во АН СССР, 1976.
2. Бабич В. И., Кузьменко Г. И. Принцип эквивалентности в теории гравитации. — Укр. физ. ж., 1966, т. 11, № 1.
3. Бакулин П. И. и др. Курс общей астрономии. М.: Наука, 1977.
4. Блэкетт П. О космическом магнетизме. — УФН, 1947, т. 33, вып. 1.
5. Бут И. В., Кузьменко Г. И. К распределению высот облачности. — Метеорология и гидрология, 1971, № 2.
6. Денисов В. И., Лозунов А. А., Мествиришвили М. А. Полевая теория гравитации и новые представления о пространстве и времени. — Физика элем. частиц и атомного ядра, 1981, т. 12, вып. 1.
7. Долгинов Ш. Ш. Магнетизм планет. — Геомагнетизм и аэрономия, 1977, № 4.
8. Иваненко Д. Д., Кречет В. Г. К иерархическим моделям единых теорий. — Изв. вузов СССР. Физика, 1980, № 12.
9. Кеонджян В. П., Монин А. С. Гравитационная дифференциация вещества планет. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 4.

10. Кузьменко Г. И. Значение простых марковских процессов в физической химии.— Журн. физ. химии, 1977, № 10.
11. Мурадян Р. М. Магнетизм и космогония сверхплотных тел.— Астрофизика, 1978, т. 14, вып. 3.
12. Пуанкаре А. Гипотеза квантов.— В кн.: А. Пуанкаре. Избр. труды. Т. 3. М.: Наука, 1974.
13. Риккитаци Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. М.: Недра, 1968.
14. Рябушко А. П. Движение тел в общей теории относительности. Минск: Высшая школа, 1979.

Одесский институт инженеров
морского флота

15. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972.
16. Фридман Д., Ньюенклейзен ван П. Супергравитация и унификация законов физики.— УФН, 1979, т. 128, вып. 1.
17. Шемякин Ф. М., Кузьменко Г. И. К единой теории диффузионных осадков и хроматографии.— ДАН БССР, 1975, № 2.
18. Шило Н. А. О механизме образования Солнечной системы.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.

Поступила в редакцию
10 октября 1983 г.

УДК 551.242

И. А. Резанов

К ДИСКУССИИ О СХОДСТВЕ И РАЗЛИЧИИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Дается сравнение геологических и геофизических данных строения коры и мантии континентов и океанов.

Континенты и океаны — два наиболее крупных типа рельефа земной поверхности. Давно возник вопрос: в какой мере различия в строении рельефа находят отражение в структуре земной коры и подстилающей ее мантии? В первой половине текущего столетия господствовало представление об однотипности литосферы континентов и океанов. Таких взглядов придерживались Э. Зюсс, А. Д. Архангельский, М. М. Тетяев и ряд других ученых. С конца 40-х гг., когда сейсмическими методами были выявлены различия в толщине коры под континентами и океанами, конкурирующей стала точка зрения о существовании на глубине различий между этими двумя основными типами земного рельефа. Позже (с конца 60-х гг.) появилось мнение, что различия распространяются и на верхнюю мантию Земли. В последнее десятилетие, в связи с распространением гипотезы плитовой тектоники, согласно которой океаническая кора образуется в результате спрединга в срединно-океанических хребтах, представление о разном строении и разном механизме образования литосферы континентов и океанов стало само собой разумеющимся. Причем такие взгляды разделяются сейчас не только приверженцами тектоники плит, но и ее противниками. В этой связи примечательны недавние высказывания В. В. Белоусова [3] и В. Е. Хаина [20] по рассматриваемой проблеме. Хотя они стоят на диаметрально противоположных позициях относительно природы океанов (первый ратует за океанизацию, второй встал на позиции тектоники плит), оба считают, что литосфера континентов и океанов

нов. Делается вывод о принципиальном сходстве строения континентальной и океанической тектоносферы.

построена принципиально различно. В. В. Белоусов писал: «Сейчас существует достаточно оснований утверждать, что различия в строении континентов и океанов охватывают не только кору, но и всю тектоносферу, т. е. кору и верхнюю мантию до глубины в несколько сотен километров, и что, следовательно, эти различия отражают крупнейшую неоднородность в верхних оболочках земного шара» ([3], с. 3).

Представления о разном строении тектоносферы континентов и океанов основываются прежде всего на различии в толщине коры, которая для глубоководных океанических котловин составляет 7—10 км, тогда как для равнин континентов — 25—45 км. Но и в пределах материков кора различается по толщине в несколько раз. Под Памиром она достигает 75 км, в 3 раза превышая мощность коры Западной Европы (25 км). Если к этому добавить, что в океанах широко распространены структуры с мощностью коры 15—20 км, то мы должны сделать вывод, что на Земле существует непрерывный ряд структур с толщиной коры от 7 до 75 км.

Глубина залегания границы М, являющейся подошвой земной коры, является функцией веса коры. Там, где вес коры значителен, имеет место прогиб в рельефе границы М. Напротив, там, где кора тонкая и поэтому легкая, граница М приподнята. Если «засыпать» осадками какую-либо глубоководную котловину с тонкой корой, то под тяжестью осадков мантия прогнется, кора станет толще, и получится типичная континентальная кора. Процесс «засыпки» впадин с тонкой корой можно наблюдать сейчас

по окраинам всех океанов, но особенно нагляден он вблизи устьев крупных рек (Амазонки, Нила, Инда, Брахмапутры и др.). Здесь океаническая кора оказалась перекрытой многокилометровыми толщами речных наносов и прогнолась настолько, что по мощности уже не отличима от континентальной. С удалением от материка мощность наносов сокращается, толщина коры становится меньше, а глубина океана возрастает.

Сказанное выше не позволяет считать толщину коры достаточным аргументом, чтобы говорить о принципиальном различии литосферы континентов и океанов. Ведь в пределах океанов обнаружено огромное число структур и в том числе обширных по площади, кора которых по толщине соизмерима с корой континентов. Такая перемежаемость в океанах структур с разной толщиной коры не позволяет говорить об однородности океанической коры. Она различна по своей толщине и, следовательно, мощность ее не может служить критерием принципиальных различий тектоносферы материков и океанов.

Сопоставим геологическую историю структур на континенте и на дне океана. Оспаривая вывод о сходстве континентальной и океанической тектоносферы, В. Е. Ханн писал: «Совершенно голословно утверждение автора (И. А. Резанова) о том, что глубоководные котловины образуются на месте древних платформ...» ([20], с. 21).

Рассматривая геологическое строение океанической коры, нетрудно увидеть, что доступная нашему изучению верхняя ее часть состоит из двух основных элементов: 1 — дислоцированного фундамента и 2 — несогласно лежащего на нем чехла, сложенного осадочно-вулканическими образованиями. Большинство данных драгирования и глубоководного бурения относится к чехлу. Однако в последние годы накопилось определенное количество сведений, позволяющих утверждать, что под осадочно-вулканическим чехлом находится метаморфизованный фундамент, сложенный докембрийскими, а в некоторых случаях, и палеозойскими дислоцированными отложениями, в том числе гранито-гнейсами. Иными словами, океаническая кора имеет такое же строение, как и кора платформ на континентах. В центральных частях глубоководных котловин фундамент этот еще не вскрыт, но по их периферии он обнаружен и драгированием, и глубоководным бурением.

Наибольшее количество данных о том, что фундамент океанической коры не отличим от фундамента континентальной, получено, как ни странно, для Тихого океана, который со времен Г. Штатле относился к числу древних. Континентальный тип коры установлен с восточной

(внутренней) стороны Курило-Камчатского глубоководного желоба. В пределах поднятия Обручева драгой подняты метаморфические породы — биотитовые гнейсы, кварциты, биотит-амфиболовые гранито-гнейсы, мраморы; интрузивные породы — диориты, гранитоиды, габброиды; дайки гранит-порфитов, аплитов, оливинитов. Фундамент возвышенности Обручева по составу сходен с фундаментом Центральной Камчатки [7].

В пределах вала Зенкевича в базальтовых туфобрекчиях содержатся обломки биотитовых гнейсов, мраморов, кварцитов. С вала Хоккайдо подняты гранодиориты, граниты, гранит-порфиры [18]. Таким образом, практически на всем пространстве ложа Тихого океана, расположенного к востоку от Курило-Камчатского желоба, драгированы породы, характерные для фундамента континентальных платформ. Заметим, что гранито-гнейсы обнаружены и с западной стороны Курильской островной дуги на склоне Охотоморской глубоководной впадины. Опираясь на эти данные, Н. А. Шило, Ю. А. Косыгин, И. И. Берсенева и др. [21] писали: «Курильская островная дуга, не говоря уже об Японской, как вулканическое сооружение сформировалась на континентальном основании, возможно имеющим сходную природу с фундаментом Охотоморской платформы» (с. 41). Привлекая сейсмические данные, свидетельствующие о продолжении фундамента дуги под глубоководным желобом в пределы океанического ложа, они продолжали: «...можно допустить, 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» (с. 41).

Кислые магматические и метаморфические породы обнаружены в океанической коре Филиппинского моря. Так, в желобе Яп (к югу от о. Яп) поднята брекчия с обломками гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов. Предполагается, что они снесены с сиалического массива, располагавшегося на месте Филиппинской котловины [18].

В одном из блоков фундамента трога Окинава драгирована обширная коллекция метаморфических пород [10]. По составу и степени метаморфизма породы разделены на два комплекса: нижний представлен биотитовыми, амфиболобиотитовыми гнейсами, плагиогнейсами, плагиогнейсо-гранитами и амфиболитами. В верхнем комплексе содержатся биотитовые и кварц-мусковитовые сланцы с прослоями мраморов. Породы нижнего комплекса по соотношению щелочных элементов относятся к формации натриевого ряда, характерной для геосинклинальных зон с сильным проявлением вулканизма.

Подчеркивается сходство поднятых пород с породами фундамента Тайгоносского массива и Сино-Корейского щита. Е. П. Леликов и И. И. Берсенов предполагают, что фундамент Китайской платформы простирается подо всем Восточно-Китайским морем вплоть до островов Рюкю.

Кислые магматические породы подняты в ряде мест в пределах Новозеландского подводного плато. Так, в его юго-западной части (плато Кэмпбелл и поднятие Чатам) драгированы граниты, возраст которых 180 ± 5 млн. лет (юра) [18]. По устному сообщению Г. Б. Удинцева, в центральной части Тихого океана (к югу от Гавайских островов) драгирован кварцсодержащий плагиогнейс.

В Атлантическом океане гранито-гнейсовый фундамент вскрыт скв. 544 (79-й рейс судна «Гломар Челленджер»): Устье скважины находится на глубине около 3700 м, что примерно соответствует средней глубине Мирового океана (3800 м). Скважина эта пробурена не в аномальном по структуре и геофизическим полям срединно-океаническом хребте, а в краевой части океанической котловины, что позволяет считать ее разрез типичным для океанической коры. Если следовать разрезу этой скважины, то океаническая кора имеет сверху вниз следующий вид: 1 — маломощные глубоководные осадки, 2 — континентальные соленосные отложения, 3 — гранито-гнейсовый фундамент. Мощност коры, если ее оценивать по сейсмическим профилям, проведенным в смежных районах, 8—12 км. Такую реально установленную океаническую кору автор статьи считал бы на данное время типичной океанической, но эта точка зрения противоречит широко распространенным сейчас представлениям о так называемой древней океанической коре на континентах. Вышеуказанный состав океанической коры не вяжется и с представлениями В. В. Белоусова [4], который считает, что при океанизации континентальная кора полностью «растворяется» в мантии, а на ее месте образуется новая кора, состоящая из базальтов и габброидов. В Индийском океане древние граниты и гнейсы известны на Сейшельских островах, в Атлантическом — на Фолклендских, Азорских островах, плато Роккол. В. Е. Хаин относит их к «глыбам континентальной природы, так называемым микроконтинентам, нигде не опущенным на глубину более 3—4 км» ([20], с. 28).

С выводом В. Е. Хаина, что микроконтиненты в океанах имеют такую же кору, как кора материков, можно согласиться. Можно согласиться и с тем, что в океанах такие структуры с гранито-гнейсовой корой погружены до 3—4 км, т. е. до средней глубины Мирового океана (3800 км). Поскольку В. Е. Хаин признает, что структуры с гранито-гнейсовой корой погру-

жаются до 3—4 км, остается непонятным, почему они не могли погрузиться и до 5—6 км? Фундамент океанической коры на таких глубинах еще нигде не вскрыт. Поэтому нет фактов, опровергающих мнение о возможности существования в океанах гранито-гнейсовой коры и на столь больших глубинах.

Назвав участки с гранито-гнейсовой корой в океанах микроконтинентами, В. Е. Хаин не дал объяснение, почему среди просторов океанов сохранились реликты гранито-гнейсовой коры. Конечно, можно встать на точку зрения мобилистов о том, что эти глыбы гранито-гнейсовой коры «откололись» от материков и «приплыли» в океан. Но гораздо логичнее допустить, что эти участки гранито-гнейсовой коры океанов, несколько отставшие в погружении от окружающих их структур.

В. Е. Хаин объясняет образование щелочных гранитов, сиенитов и риолитов, известных на ряде островов в океанах, как результат кристаллизационной дифференциации щелочно-базальтовой магмы. В этом он, по-видимому, прав. И такие породы, обычно одновозрастные базальтовому магматизму океанов, не следует привлекать как доказательство гранитной коры в океанах. Но и исключая щелочные кислые породы, мы имеем сейчас достаточное количество данных, свидетельствующих, что под осадочным чехлом океанических котловин лежит фундамент, сложенный метаморфическими породами преимущественно кислого состава, возраст которых значительно древнее перекрывающих их осадков.

Подчеркнем сходство строения и состава осадочных чехлов континентальных платформ и океанических котловин. Г. Л. Кириллова писала по этому поводу: «...если сравнивать рассмотренный „океанический“ формационный ряд Северо-Атлантической талассосинеклизы с одновозрастным континентальным рядом Скифской плиты... то мы не увидим сколько-нибудь существенных отличий в составе, мощности, характере залегания и площади распространения... Следовательно, логично предположить, что в обоих случаях мы имеем дело с платформенным чехлом» ([5], с. 109).

Мысль о сходстве платформ континентов и океанических котловин с историко-геологических позиций находит сейчас все большее число сторонников. К их числу принадлежат А. А. Пронин [14], И. Н. Казаков и др.

Обратимся к сравнению химического состава магматических пород континентов и океанов. В. В. Белоусов и В. Е. Хаин считают различия в их химическом составе определяющими при характеристике континентальной и океанической тектоносферы.

По В. Е. Хаину, различия в химическом составе толеитовых базальтов выражаются:

«...прежде всего, в содержании K_2O (минимум на порядок ниже в океанах)» (с. 27). По-видимому, здесь В. Е. Хаин описался, поскольку в известных работах [11, 13] среднестатистические различия содержания K_2O следующие: базальты океанов — 0,4—0,6%, траппы материков — 0,6—0,8%, т. е. разнятся они по K_2O в среднем не более чем в 2 раза. Однако еще нет уверенности, что эти осредненные данные отражают реальную обстановку. Чтобы правильно разобраться в существе вопроса, необходимо при сопоставлении океанической и континентальной тектоносферы сравнивать тектонически однотипные структуры и в океане, и на континентах. Так, траппы на древних платформах следует сопоставлять с базальтами океанических котловин. Состав последних стал нам известен лишь по материалам глубоководного бурения. Оказалось, что по содержанию K_2O базальты океанических плато различаются крайне широко: от 0,08% в скважине № 105 в Атлантическом океане до 0,97% в скважине № 125 в Индийском океане (см. [11], табл. 4).

Итак, среди базальтов океанических котловин встречаются разности, где содержание K_2O оказывается даже выше, чем в траппах древних платформ. На это обстоятельство уже обращала внимание Г. Ф. Макаренко. Она писала, что на гистограммах, приведенных В. А. Кутолиным, ясно видно, что, хотя и в явно меньшем количестве, высококальциевые разности базальтов есть и в океане. Таким образом, считает Г. Ф. Макаренко [13], в недрах океанов нет условий, запрещающих появление высококальциевых толеитов. Она обращает внимание, что чаще такие разности обнаруживаются на океанических плитах.

Поскольку условия выплавления базальтовой магмы под океанами не препятствуют появлению высококальциевых толеитов, возникает вопрос, почему они встречаются там реже, чем на платформах. Г. Ф. Макаренко объясняет это тем, что толеитовый комплекс в трапповых провинциях всех тектонических типов обнаруживает одинаковое изменение химического состава лав от «континентальных» базальтов в основании к «океаническим» низкокальциевым в кровле. В океанах буровые скважины вскрывают, как правило, эти верхние низкокальциевые горизонты.

Но даже если при разбуривании океанических базальтов на всю их мощность будет установлено некоторое их отличие в содержании K_2O , это не может быть существенным аргументом против представлений о сходстве фундамента платформ и океанических котловин. Базальтовый магматизм океанов был выше по интенсивности, чем на континентах, и одним из следствий этого могло быть некоторое изменение химизма лав.

При сравнении базальтов континентов и океанов часто обращается внимание на различие в количестве микроэлементов. В. В. Белоусов резко преувеличивает эти различия, когда пишет, что магмы океанов отличаются повышенным содержанием когерентных элементов. Такой вывод справедлив лишь в том случае, если сравнивать океанические породы с офиолитами континентов. Если же мы сравним содержание микроэлементов в базальтах древних платформ и в базальтах океанических котловин, то картина будет обратной. Б. Г. Лутц писал: «Касаясь наиболее распространенных и исключительных по объемам платформенных платобазальтов, можно отметить, что повышенные содержания всей группы когерентных элементов, в том числе и группы железа, роднят эти породы с океаническими базальтами» ([11], с. 204). К аналогичным выводам пришла Г. Ф. Макаренко [13]. Она, в частности, показала, что на диаграмме отношения MgO/TiO_2 вскрытые бурением толеитовые базальты океанических плит (скв. 162—164, 189, 308 в Тихом океане, скв. 235, 236, 257 в Индийском океане) попадают на кривую траппов древних платформ.

Что касается некогерентных элементов (циркония, рубидия), то здесь, по Б. Г. Лутцу [11], имеет место как совпадение кривых океанических толеитов и траппов древних платформ, так и отклонение части кривой платформенных траппов в сторону геосинклинальных траппов. Очевидно, это свидетельствует в пользу того, что платформенные траппы, обладая одинаковыми с океаническими базальтами содержаниями некогерентных элементов, в то же время содержат разности, близкие траппам геосинклиналей. Поскольку не всегда известно, на каком субстрате излились континентальные базальты, можно думать, что они перекрыли не только платформы, но и геосинклинали. Так это или не так, но принципиальных отличий в содержании микроэлементов базальтов древних платформ и океанических котловин нет. На диаграммах отношений различных элементов в базальтах континентов и океанов поля точек хотя и не совпадают, но в значительной степени перекрывают друг друга.

Последние результаты изотопных исследований свидетельствуют об одинаковом химическом составе мантии под континентами и океанами. В. И. Виноградов и др. [8] показали, что вещество мантии еще в начале эволюции было деплетировано, т. е. потеряло значительное количество элементов, включая щелочи. Судя по соотношению изотопов стронция и неодима, мантия под Сибирской платформой столь же деплетирована в отношении щелочных элементов, как и мантия под океанами. В. И. Виноградов считает, что химический состав верхней мантии однороден по всему земному шару.

В решении вопроса о сходстве или различии состава континентальной и океанической коры данные о тепловом потоке являются определяющими. В последней сводке геофизических данных мы читаем: «Современные гистограммы тепловых потоков для океанов и континентов обнаруживают поразительное подобие. Они имеют один четко выраженный максимум, который соответствует значению потока $1,19 \text{ мккал/см}^2$ или 50 мВт/м^2 » ([12], с. 329). По мнению Е. А. Любимовой [12], это может свидетельствовать об «одинаковом количестве источников тепла в вертикальной колонке вещества земной коры и мантии» (с. 329) под океанами и континентами. Поскольку подавляющая часть тепла генерируется гранито-гнейсовым слоем, развитым на континентах, то логично думать, что и в океанах под осадками есть гранито-гнейсовый слой.

Как же объясняют эти очевидные факты В. Е. Хаин и В. В. Белоусов? Первый ставит под сомнение вывод о равенстве тепловых потоков континентов и океанов. В. Е. Хаин [20] писал: «Однако это мнение (равенство тепловых потоков континентов и океанов.— И. Р.) теперь опровергнуто открытием интенсивной гидротермальной деятельности в рифтовых зонах океанов (ранее здесь учитывался только конвективный поток)» (с. 28). Но небольшие по площади зоны значительного по величине (но не объему) выноса тепла известны давно. Так, Е. А. Любимова писала: «Диапазон изменений теплового потока на континентах от 0,4 до $3,0 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$. На океанах диапазон изменения тепловых потоков много больше — от $\pm 0,1$ до $9,0 \text{ мккал/(см}^2 \cdot \text{с)}$ » ([12], с. 329).

Существование в океанах экстремально больших величин тепловых потоков в отдельных активно живущих зонах отнюдь не противоречит выводу об одинаковом количестве генерируемого тепла континентов и океанического дна применительно к обширным территориям. Это понимают и те исследователи, которые стоят на позициях различного строения тектоносферы континентов и океанов. Выход из этого затруднения они видят в другом. Так, В. В. Белоусов [3], чтобы примирить гипотезу о принципиальном различии литосферы континентов и океанов с фактом равенства теплового потока, полагает, что под океанами мантия более разогрета: «Но поскольку кора, будучи разного состава, генерирует там и здесь разное количество тепла, мантийный вклад в тепловой поток в океанах и на материках различен» (с. 6). Таким образом, постулируя сначала разный вещественный состав коры континентов и океанов, В. В. Белоусов затем выводит из него различия в температурном режиме мантии континентов и океанов. Одна ошибка порождает другую. Легко показать, что более сильный разогрев

мантии не может дать картину равенства тепловых потоков континентов и океанов. Во-первых, невозможно себе представить, что это дополнительное разогреть мантии подо всеми океанами был настолько одинаков, что вместе со вкладом тепла океанической коры дал суммарный поток, всюду равный тепловому потоку континентов. Во-вторых, известно, что в пределах океанических пространств распространено значительное количество так называемых микроконтинентов, которые даже самые рьяные сторонники тектоники плит, и в том числе В. Е. Хаин [20], считают сложенными гранито-гнейсовой корой (подводные плато Рокколл, Натуралистов, острова Фолклендские, Сейшельские и т. д.). Эти структуры, фундамент которых гранито-гнейсовый, должны генерировать такое же количество тепла, как и континенты. Но поскольку они расположены в океане, к ним дополнительно поступал бы еще и мантийный поток такой же величины. Следовательно, впрямую было бы ожидать в пределах микроконтинентов удвоенный тепловой поток по сравнению с другими участками океанов. Однако этого не наблюдается.

Проще и логичнее объяснить равенство тепловых потоков континентов и океанов тем, что количество гранитного материала в континентальной и океанической коре одинаково, и отсюда количество вырабатываемого тепла также одинаково. Нужно отметить, что, хотя доказательства этому нет, мнение о большей разогретенности мантии океанов довольно распространенное [4, 12, 14, 20].

Одним из способов косвенной оценки температуры в мантии может служить величина ее электропроводности [6]. Высокопроводящие слои в мантии, связываемые с частичным плавлением последней, имеются в некоторых участках как под континентами — Байкальская горная область, Паннонская (Венгерская) впадина, так и под океанами — Охотское море, Тихоокеанский срединно-океанический хребет. Величина электропроводности верхних горизонтов мантии в таких аномальных зонах под континентами и под океанами примерно одинакова (порядка 500 См). Лишь под некоторыми участками Тихоокеанского поднятия электропроводность мантии, возможно, увеличивается до $12\,000 \text{ См}$. Обратим внимание на факт, что и в пределах океанов (вдали от срединно-океанических хребтов) имеются области, где электропроводность мантии столь низкая (порядка 1000 См), что находится на грани точности метода. Таким образом, характер распределения электропроводящих и высокоомных участков как на континентах, так и в океанах, одинаков — зоны современной тектонической активности характеризуются электропроводящей мантией (а следовательно, и более разогретой), области слабоактивные об-

ладают высокоскоростной (а следовательно, относительно «холодной») мантией.

Поэтому нельзя согласиться с В. В. Белоусовым [3], что существует «разный закон распределения радиоактивного вещества: на материках последнее сконцентрировано в значительной степени в коре, а под океанами оно рассеяно в большей толще мантии» (с. 6). Такое произвольное допущение приводит В. В. Белоусова к крайне ответственному заключению: «Отсюда следует, что геохимические различия между континентами и океанами должны распространяться на несколько сотен километров в глубину» (с. 6). Далее В. В. Белоусов пишет, что существуют и сейсмические данные, «указывающие, что разнородность строения континентов и океанов распространяется до глубины не менее 400 км» (с. 6). Однако приведенные В. В. Белоусовым данные А. С. Алексеева и В. З. Рябого не подтверждают, а, напротив, опровергают его вывод. А. С. Алексеев и В. З. Рябой установили различия не между континентальной и океанической мантией, а внутри континентальной мантии, которая под разными тектоническими зонами материков оказывается построенной по-разному: под платформенными территориями мантия более высокоскоростная, чем под тектонически активными зонами, где в ней обнаружены мощные зоны с пониженными скоростями. Что же касается распределения скоростей в мантии океанов, то там устанавливается аналогичная картина: под океаническими котловинами мантия характеризуется аномально высокими значениями скорости, а под активно развивающимися срединно-океаническими хребтами — низкоскоростная. Таким образом, сейсмические данные (пока очень ограниченные) указывают, что мантия дифференцирована независимо от типа коры (континентальной, океанической). Эта дифференциация определяется современной тектонической активностью — горные области континентов и срединно-океанические хребты океанов обладают низкоскоростной мантией, тогда как под стабильными платформами и океаническими котловинами мантия высокоскоростная. Еще раз следует обратить внимание на принципиальное сходство магнитного поля континентов и океанов, что было убедительно показано Т. Н. Симоненко [17]. Отсюда следует, что состав земной коры на континентах и под осадками в океанах должен быть однотипным.

В заключение необходимо подчеркнуть, что наши знания о строении и физических параметрах океанической коры и мантии еще очень ограничены. Широко распространенная точка зрения о том, что фундамент океанической коры сложен габброидами и серпентинизированными гипербазитами, не может быть принята в свете изложенных выше фактов. Показательно,

что такие представления легли в основу взглядов как фиксиста В. В. Белоусова, так и мобилиста В. Е. Хаина, хотя интерпретировали они их по-разному. В. Е. Хаин считает, что материка раздвинулись в стороны, а В. В. Белоусов — что материковая кора растворилась в мантии. Однако оба одинаково считают, что океаническая кора новообразованная и не несет в себе какой-либо информации о том времени, когда еще не было океанов. В этом коренной порок концепций В. В. Белоусова и В. Е. Хаина и их сторонников, потому что с таких позиций становится бесперспективным изучение геологической истории глубоких горизонтов океанической коры. Между тем опыт изучения истории континентальной коры свидетельствует о том, что породы земной коры, и в том числе самые древние с возрастом порядка 3—4 млрд. лет, никуда не исчезают, а остаются на своих местах и, что самое замечательное, в значительной степени сохраняют в себе информацию о всей последовательности происшедших с ними событий. Информацию о ранней истории Земли мы получаем и в том случае, если древний фундамент перекрыт осадочным чехлом. Примером могут служить капитальные исследования С. В. Богдановой [5], расшифровавшей архейскую историю Русской платформы по данным буровых скважин, вскрывших фундамент. Начинается аналогичное исследование фундамента Тунгусской синеклизы, перекрытой плащом базальтов. Автор статьи убежден, что в недалеком будущем начнутся такие же исследования по расшифровке геологической истории фундамента океанической коры. Они будут опираться на данные драгирования и тех буровых скважин, которые пройдут в океанах весь осадочный чехол и вскрыют фундамент. По материалам драгирования такие исследования уже начались. Примером их может служить работа Б. И. Васильева, Г. В. Удинцева по фундаменту вулкано-осадочного слоя Тихого океана в пределах поднятия Обручева или геологическая карта дна Охотского моря.

Идейной основой историко-геологических исследований по расшифровке фундамента океанической коры является концепция о принципиальном сходстве тектоносферы континентов и океанов. Это концепция, бывшая общепринятой в первой половине текущего столетия, не забыта и сейчас, и ей принадлежит будущее.

Ирония судьбы в том, что ранее на этой концепции стояли В. В. Белоусов и В. Е. Хаин. В 1948 г. В. В. Белоусов писал: «...Тектонические условия материков непрерывно продолжают и на дне океанов, причем в этом отношении никаких принципиальных отличий между материками и океанами нет... Мы получаем возможность рассматривать Землю как космическое тело, тектонически однородное в том смысле

де, что все участки земной коры проходят через одни и те же стадии структурного развития, причем проходят их, по-видимому, если не вполне, то почти синхронно» ([2], с. 494).

Показательна позиция В. В. Белоусова в те годы в отношении геофизических материалов о разном строении коры континентов и океанов. Он писал: «...Геофизические данные объясняются неоднозначно, и при решении этой проблемы их невозможно считать решающими, тем более, что даже в среде геофизиков многие результаты геофизических наблюдений в океанах истолковываются различно. Решать здесь должны геологические данные, которые, как мы только что видели, достаточно ясно показывают, что геологическая природа океанов и материков одна и та же и что тектоническое развитие нашей планеты идет единым путем на всей ее поверхности ([2], с. 495). К сожалению, В. В. Белоусов пересмотрел эти, по наше-

му мнению, совершенно справедливые взгляды, встав на позиции коренного различия тектоносферы материков и океанов.

В. Е. Хаин в 1964 г. писал: «Тем не менее, если рассматривать вопрос в аспекте более длительного времени, *следует допустить и возможность новообразования глубоководных впадин с океанической корой на месте ранее существовавших материковых платформ и горных сооружений*» ([19], с. 386, курсив В. Е. Хаина).

Рассматривая концепцию о сходстве континентальной и океанической тектоносферы, В. Е. Хаин писал, что в ней нет ничего нового: «Из положения о сходстве, даже тождестве коры океанов и континентов исходили в своих заключениях о происхождении океанов Э. Зюсс и А. Д. Архангельский» ([20], с. 27). Да, эта концепция была сформулирована давно. Автор этих строк хотел показать, что от нее не следует отказываться и сейчас.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. С., Рябой В. З. Новая модель строения верхней мантии Земли.— Природа, 1976, № 7.
2. Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.—Л.: Госгеолиздат, 1948.
3. Белоусов В. В. Континенты и океаны — основная неоднородность литосферы и ее изучение.— Вест. МГУ. Сер. 4. Геология, 1979, № 3.
4. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982.
5. Богданова С. В. Тектоническое районирование фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области.— Тр. МИНХиГП, 1982, вып. 161.
6. Ваньян Л. Л. О модели глубинной электропроводности (обзор).— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1981, № 5.
7. Васильев Б. И., Удинцев Г. В. Новые данные о континентальной природе возвышенности Обручева.— ДАН СССР, 1982, т. 267, № 3.
8. Виноградов В. И., Покровский Б. Г. и др. Изотопные признаки участия корового материала в составе щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции.— В кн.: IX симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Т. 1. М.: Наука, 1982.
9. Кириллова Г. Л. К проблеме однотипности геологического строения чехлы молодых платформ и талассосинеклиз.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
10. Леликов Е. П., Берсенев И. И. Метаморфические породы трога Окинава.— Природа, 1979, № 10.
11. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
12. Любимова Е. А. Тепловые потоки из коры и мантии континентов.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978.
13. Макаренко Г. Ф. Трапзы в структуре материков. М.: Наука, 1983.
14. Маракушев А. А. Некоторые общие проблемы петрологии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1982, № 2.
15. Пронин А. А. Геологические проблемы современных и древних океанов. Л.: Наука, 1977.
16. Резанов И. А. О сходстве континентальной и океанической тектоносферы.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1982, № 2.
17. Симоненко Т. Н. Сравнительная характеристика магнитных полей материков и океанов.— В кн.: Вопросы дрейфа материков и литогенеза.— Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей, 1981, т. 76, вып. 2.
18. Смирнов А. М. «Континентальные» породы Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
19. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964.
20. Хаин В. Е. По поводу статьи И. А. Резанова «О сходстве континентальной и океанической тектоносферы». — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1982, № 2.
21. Шило Н. А., Косыгин Ю. А. и др. Строение и геологическое развитие земной коры Охотоморского и Япономорского регионов.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.

ХРОНИКА

УДК 551.762

К. М. Худoley

НОВЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ ПОБЕРЕЖИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

В августе 1982 г. в Гамильтоне (Канада) состоялось совещание по проблемам изучения юрской системы, распространенной по берегам Тихого океана. В нем принимали участие геологи различных стран, изучавшие эту систему в Канаде, США, Мексике, Гватемале, Венесуэле, Колумбии, Перу, Чили, Аргентине, Новой Зеландии, Австралии, Индонезии, Малайзии, Японии, КНР и Антарктиде. Результаты работы совещания опубликованы в специальном сборнике «Circum — Pacific Jurassic-Research Group», Report № 1, September 1982, Hamilton Ontario, в котором даны краткие сообщения, имеющие научное и информационное значение. В сборнике рассматриваются вопросы геодинамики, радиометрической и палеомагнитной хронологии, океанических течений, седиментационных бассейнов, а также палеонтологические объекты — микрофлора, макрофлора, микрофауна, беспозвоночные, позвоночные; биостратиграфия и стандартные (общие) зоны, палеофитогеография, палеозоогеография и морские связи.

ГЕОДИНАМИКА

Х. Висенте (Перу) рассмотрел некоторые вопросы геодинамики западных районов Южной Америки, обратив внимание на проблемы сокращения в широтном направлении некоторых участков земной коры, важности процессов предверхнеюрского орогенеза, динамики осадочных бассейнов, осадконакопления и вулканизма, эволюции и истории развития Тихого океана и континентального склона Южно-Американского материка. Т. Сато (Япония) провел геодинамический анализ плит Тихого океана, отмечая трудности палеогеографических реконструкций внутренних морей, ограниченных островными дугами, а также самих дуг на акваториях у Восточной Азии.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ И КЛИМАТЫ

Океанические глобальные течения рассматриваются в работах К. М. Худoley [3, 13] и Г. Вестерманна [23]. В обоих случаях, независимо от юго, на каких тектонических позициях стоят авторы, они приходят к одному и тому же выводу о значительном сходстве современных и юрских палеотечений в Тихом океане (рис. 1—3). В настоящее время В. Волкхеймер (Аргентина) проводит очень интересные работы по палеогеографии. Используя палеонтологические (позвоночные, юнхостраки, микрофлора) и литологические данные, он реконструирует палеоклиматическую обстановку западной части Южной Америки. Анализ позвоночных животных и отозамитовой флоры показал, что в ранней юре климат в южной и центральной Патагонии

был теплым и влажным. В средней юре и келловее он в общих чертах сохранился, но в келловее намечается небольшое похолодание. Климат поздней юры, судя по следам в палеодюнах, оставленным небольшими динозаврами и млекопитающими на юге Бразилии, юге Патагонии и в Чили, был сухим. Климатическая ситуация была похожа на наблюдаемую в настоящее время в Центральной Америке, Северной Африке, Синае и Аравийском полуострове, но в течение сезона происходило изменение в степени аридности. В юрское время в бассейне р. Параны находилась далеепустыня.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ

Эта проблема освещается в самых разнообразных аспектах. Р. Шмидт-Еффлинг (ФРГ) проводит палеогеографические исследования в Центральной Америке, уделяя большое внимание осадочным бассейнам, и пытается увязать эту проблему с микроплитами, которых, по его мнению, в этом районе очень много. В сообщении А. Рижкарди (Аргентина) даются сведения о седиментационных бассейнах западной части Южной Америки (Аргентина, Чили, Перу, Колумбия), стратиграфических, биостратиграфических и палеогеографических работах 1972—1982 гг. и о планируемых исследованиях. Т. Сато (Япония) подразделяет седиментационные бассейны Азии на четыре типа: континентальные с наземными красноцветными и угленосными отложениями, посторогенные — фомировавшиеся на эродированной поверхности складчатых поясов с морскими и континентальными отложениями, неритовые открытого моря — на континентальном шельфе, «геосинклинальные» — заполненные отложениями склонов или глубоководными осадками. Указываются районы, где располагаются выделяемые типы.

МИКРО- И МАКРОФЛОРА

Изучению флоры уделяется большое внимание. В. Сарджен (Канада) сделал обзор литературы по микрофлоре, где отдает должное внимание советским исследователям, изучавшим Восточную Азию, а также палинологам КНР, Австралии, Новой Зеландии, США и Канады. Судя по его сообщению, разработка фито-стратиграфических шкал проводится успешно.

В. Волкхеймер (Аргентина) подводит итог исследований микрофлоры в западной и южной частях Южной Америки и приводит таблицы распространения микрофлоры от синемюра до нижнего мела и макрофлоры от верхнего триаса до нижнего мела. Т. Кимура (Япония) кратко характеризует юрские флоры, отмечая их хорошую возрастную датировку по морской фауне, с которой флора очень часто чередуется. Он указывает важнейшие местонахождения макрофлоры на Японских островах.

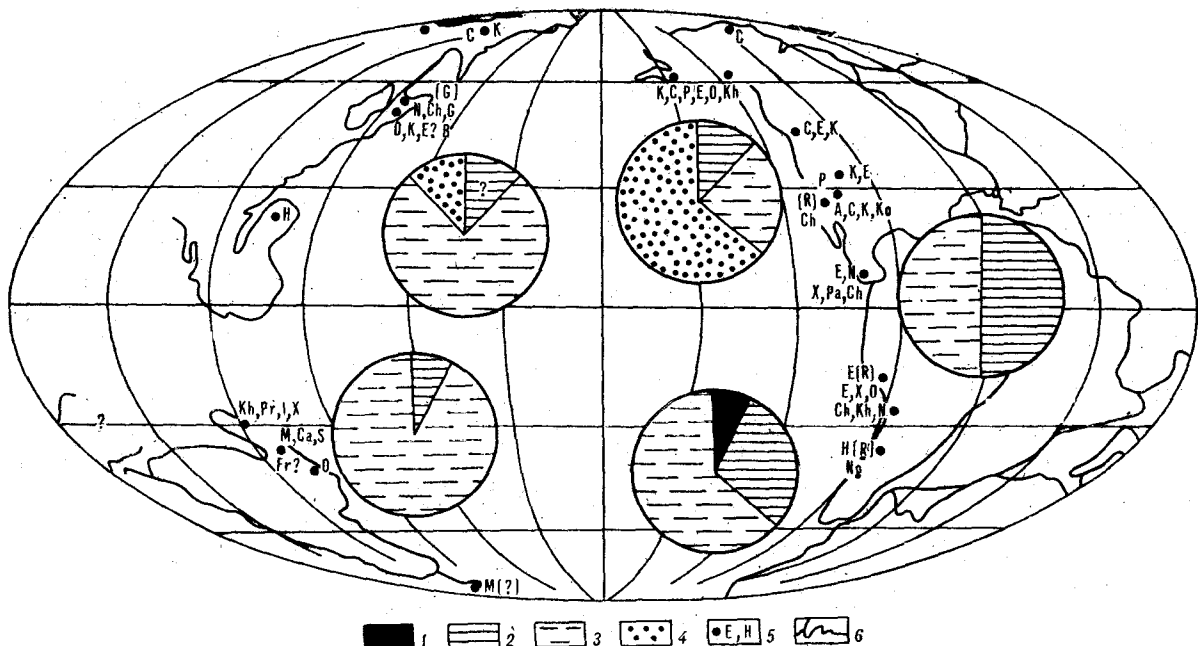


Рис. 2. Палеогеографическая схема распространения родов и подродов аммонитов в доэоценовое время по Г. Вестерманну [23].

1 — эндемичные роды, 2 — восточно-тихоокеанские роды, 3 — тетические роды, 4 — бореальные роды, 5 — название родов, эндемичные: No — новый род; восточно-тихоокеанские: E — Eurycephalites, X — Xenocerphalites; тетические: N —

Neuquenicerases, O — Oxyerites, Kh — Kheraicerases, B — Bomburites, M — Macrocephalites, Ec — Eucyclocerases, I — Idiocyclocerases, S — Subkossmatia, Ca — Cadomites; Ch — Choffatia, H — Hectiocerases, v. l., R — Reinekeia, G — Grossouvrria, Pa — Parapatocerases, Pr — Procerites; бореальные: C — Cadocerases, K — Kepplerites, Ko — Kosmocerases, A — Arcticocerases, P — Pseudocadocerases; 6 — контуры гипотетических материков.

МИКРОФАУНА

Биостратиграфия по различным группам микрофауны успешно развивается. Особое внимание уделяется радиоляриям, о чем свидетельствует доклад Е. А. Пассадо мл. (США), остановившегося на изучении радиолярий в Северной Америке, где для юры разработана зональная шкала, возраст которой подтверждается аммонитами, кальционелами, нанвопланктоном и фораминиферами. Е. Мусасчио (Аргентина) информировал о состоянии изученности микрофауны в Южной Америке и сообщил о проектируемых работах, а Д. Хайт (Папуа, Новая Гвинея) осветил начавшиеся работы по изучению микрофауны этого района. К. Ичикава (Япония) подвел итоги по изучению радиолярий Японии, где в юрских отложениях можно выделять восемь зон, что иллюстрируется в таблице.

БЕСПОЗВОНОЧНЫЕ

Наряду с успешным изучением микрофауны, большое внимание уделяется и традиционной макрофауне, особенно руководящим группам — аммоноидеям, белемнитам, а также бивальвиям и гастроподам.

Г. Вестерманн сообщил о проведенных в Канаде исследованиях по биостратиграфии, таксономии аммоноидей, палеогеографии преимущественно средней юры (см. рис. 2, 3). В США и на Аляске исследовалась биостратиграфия и таксономия аммоноидей ранней и средней юры. В Мексике изучалась биостратиграфия, таксономия аммоноидей, двустворок, гастропод и брахиопод. Примерно аналогичные работы проводились в Новой Гвинее, Новой Зеландии и Новой Каледонии. По этим районам и прилегающим территориям приводятся корреляционные таблицы: 1) для Японии между аммонитовыми зонами и горизонтами с сообществами радиолярий, а также по био-, литостратиграфии, 2) Борнео — Индокитай — Филиппины — КНР, 3) Суматра — Тимор и Ротти — Сула — Буру — Мисол — Новая Гвинея, 4) Запад пров. Юньнань — Бирма — Тайланд — Малайя. А. Риккарди (Аргентина) обращает внимание на большое количество работ по палеонтологии и биостратиграфии юры Южной Америки, опубликованных в прошлом десятилетии. Изучались аммоноидеи, брахиоподы, двустворки, и проводились палеобиогеографические исследования.

Особое место в сборнике занимает доклад Ванг-И-Данга и Сун-Донг-Ли (КНР) «Основные черты юрской системы Китая», где впервые на английском языке освещаются почти все вопросы геологии юрской

Рис. 1. Юрские океанические течения и фаунистические провинции по К. М. Худолею [3, 13].

1—4 — предполагаемые пути миграции аммоноидей: 1 — из Восточного Тетиса, 2 — из Западного Тетиса, 3 — из Бореального океана, 4 — тихоокеанских; 5 — теплые течения, 6 — холодные течения, 7 — береговая линия келловейского океана. Роды: A — Arcticoceras, B — Bullatimorphites, C — Cadoceras, Ch — Choffatia, Chi — Chinities, Co — Cobbanites, D — Deikcephalites, E — Eurycephalites, Er — Erymnoceras, Eu — Eucycloceras, G — Gulleimicerases, Go — Gowericerases, Gr — Grossouvrria, H — Horticeras, He — Hectiocerases, I — Imlayoceras,

Id — Idiocycloceras, Ik — Iniskinites, In — Indocephalites, K — Kepplerites, Ka — Kamptokephalites, Kl — Kellawaysites, Ko — Kosmoceras, Kh — Kheraicerases, L — Lilloetia, Lu — Lunuloceras, M — Macrocephalites, N — Nequenicerases, O (O?) — Oxykosmoceras, Kh — Kheraicerases, L — Lilloetia, Lu — Lunuloceras, Poph — Puculisphinctes, Pp — Parapeltoceras, Prph — Propersiphinctes, Pr — Procerites, Pre — Parareinekeia, Ps — Pseudocadoceras, Pu — Putealicerases, Q — Quenstedtoceras, R — Reinekeia, Ri — Reineckelites, S — Stenocadoceras, Sg — Subgrossouvrria, Sk — Subkossmatia, Sm — Seymourites, Su — Sublunuloceras, T — Toricellites, W — Werrenoceras, X — Xenocerphalites.

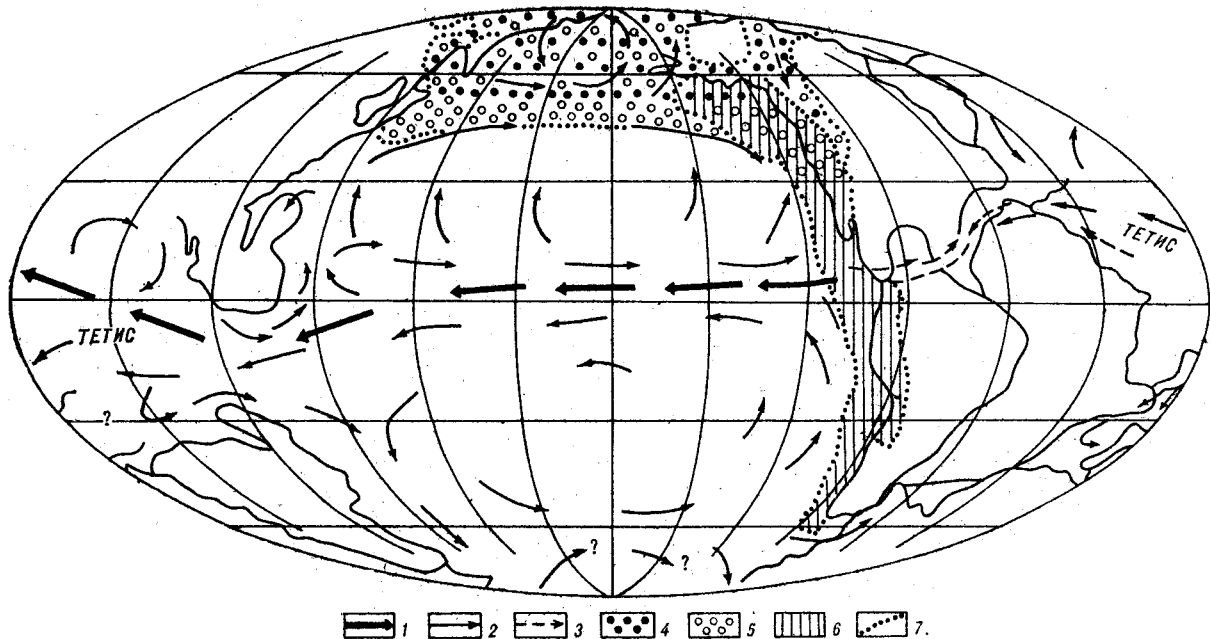
СКАЯ ТАБЛИЦА ААЛЕНСКОГО, БАЙОССКОГО
ОВЕЙСКОГО ЯРУСОВ
(по данным 1980 г.)

Таблица 1

Ю. АЛЯСКА и З. КАНАДА	З. КАНАДА и З. США	МЕКСИКА	ПЕРУ	С. ЧИЛИ З. АРГЕНТИНА	АНТАРКТИДА	ПОДЪЯРУС	ЯРУС
		<i>Peltoceras?</i>	?	?	?	ПОДЪЯРУС	ААЛЕНСКИЙ
		<i>Erymnoceras?</i>				ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
зона <i>Cadoceras stenolodoides</i>		<i>Reineckeia</i>	<i>Reineckeia s.t.</i>	<i>Reineckeia s.t.</i>		СРЕДНИЙ	ВЕЙСКИЙ
	<i>з. Eurycephalites mclennense</i>	<i>Choffatia</i>		<i>Hecticoceras</i>		НИЖНИЙ	КЕЛЛОВЕЙСКИЙ
зона <i>Cadoceras catastoma</i>	<i>з. Keppelerites mclennani</i>	<i>Xheraicerias</i>	<i>Eurycephalites</i>	<i>Oxyerites</i>		НИЖНИЙ	КЕЛЛОВЕЙСКИЙ
	<i>зона K. cf. tychanis</i>	<i>Erycephalites</i>		<i>Cheffatia</i>		НИЖНИЙ	КЕЛЛОВЕЙСКИЙ
		<i>Parapatoceras</i>		<i>Xheraicerias</i>		НИЖНИЙ	КЕЛЛОВЕЙСКИЙ
		<i>Neuquenicerias</i>		<i>Neuquenicerias</i>		НИЖНИЙ	КЕЛЛОВЕЙСКИЙ
подзона <i>Iniskininites intermedius</i>	зона <i>Arcticoceras henryi</i>		<i>Epistrenoceras</i>		<i>Eurycephalites (Lilloetia)?</i>	ВЕРХНИЙ	БАТСККИЙ
		<i>Epistrenoceras</i>	<i>Prohecticoceras</i>			ВЕРХНИЙ	БАТСККИЙ
<i>elegans</i>	зона <i>A. glabresc</i>			<i>Bullatimorphites cf. safanum</i>		СРЕД.	БАТСККИЙ
<i>ites vulgaris</i>	?	<i>Zigzagiceras (Duashnoceras)</i>	<i>Cadamites</i>	<i>Cadomites</i>		СРЕД.	БАТСККИЙ
зона <i>Cranoceph. castidensius</i>	<i>Parachondroceras</i>		<i>Eurycephalitiniae</i>	<i>Procerites</i>		НИЖ.	БАТСККИЙ
	<i>Sohites</i>	?	<i>Cobbanites</i>			НИЖ.	БАТСККИЙ
			<i>Spiroceras</i>			НИЖ.	БАТСККИЙ
зона <i>Megasphaeroceros rotundum</i>		<i>Parastenoceras</i>		зона <i>subfurcatum</i>	<i>Megasphaeroceros rotundum</i>	ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
зона <i>Chondroceras oblatum</i>		<i>Leptosphinctes</i>		зона <i>humphriesianum</i>	<i>n.s. Luperites dehmi</i>	ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
<i>n.s. Zemistephanus richardsoni</i>		<i>Stephanoceras</i>	<i>Stephanoc. cf. kirschneri</i>		<i>n.s. Stephanoceras chilense</i>	ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
зона <i>Stephanoceras kirschneri</i>					<i>n.s. Romani</i>	ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
зона <i>Parabigotites crassicostatus</i>			зона <i>Emiteia giebelli</i>	подзона <i>Emiteia multiformis</i>	<i>Megasphaeroceras?</i>	ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
зона <i>Witchellia</i>	<i>Witchellia</i>			подзона <i>Emiteia giebelli submicrostoma</i>	<i>Stephanoceras Teloceras</i>	ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
<i>Docidoceras sutneroides</i>	<i>Docidoceras</i>		зона <i>Pseudotoites sigularis</i>			НИЖНИЙ	БАЙОССКИЙ
<i>widebay</i>	<i>Sonninia</i>					НИЖНИЙ	БАЙОССКИЙ
<i>camachoi</i>	<i>Eudmetoceras</i>		зона <i>Puchenquia malarguensis</i>			НИЖНИЙ	БАЙОССКИЙ
<i>Eudmetoceras amplectens</i>	<i>Praestrigites</i>			зона <i>Zurcheria groeberi</i>		ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
<i>howelli</i>			зона <i>Eudmetoceras Tmetoceras</i>	<i>Planammatocheras</i>		ВЕРХНИЙ	БАЙОССКИЙ
<i>Tmetoceras cf. scissum</i>				<i>Bredgia</i>		НИЖНИЙ	БАЙОССКИЙ
			?	<i>Leioceras</i>		НИЖНИЙ	БАЙОССКИЙ

гелями, глинистыми сланцами, песчаниками, местами образующими флиш, иногда основными вулканитами, с морской фауной и флорой в континентальных породах (от 1000 до 5000 м). Верхнеюрские (оксфорд — титон) породы представлены сланцами, песчаниками с тонкими прослоями известняков, с морской фауной (до 1500 м). В восточных районах отложения верхней юры отсутствуют.

В Восточном Китае вдоль побережья Тихого океана располагается Прибрежная вулканогенная область. В ее пределах в пров. Гуандунь-Хунань (юго-восток КНР) встречаются континентальные и морские фауны. Нижняя юра (пров. Гуандунь, юг Хунань и юг Фуцзянь) представлены терригенными породами с морской фауной геттанга, синемюра и плинсбаха, а также угленосными отложениями (до 600 м). В центре и на во-



1 — стабильные интенсивные течения, 2 — стабильные менее интенсивные течения, 3 — прерывистые течения, 4 — область расселения ааленских и раннебайосских борельных аммонитов, 5 — область расселения байосских — раннекелловейских борельных аммонитов, 6 — Восточно-Тихоокеанская провинция, 7 — границы провинций.

Рис. 3. Юрские океанические течения и фаунистические провинции по Г. Вестерманну [23].

1 — стабильные интенсивные течения, 2 — стабильные менее интенсивные течения, 3 — прерывистые течения, 4 — обла-

сти расселения ааленских и раннебайосских борельных аммонитов; 5 — область расселения байосских — раннекелловейских борельных аммонитов, 6 — Восточно-Тихоокеанская провинция, 7 — границы провинций.

стке Хунань, а также на западе Цзянси отложения континентальные, но в них встречаются и литоральные морские породы. Средняя юра в Гуанси и Хунань характеризуется присутствием красноцветов, верхняя встречается на незначительных площадях и состоит из терригенных и вулканогенных пород (до 1450 м). В районе Фуцзянь — Чжэцзян, охватывающем помимо этих провинций Аньхой и восток Хубэй, в нижней юре распространены континентальные терригенно-вулканогенные угленосные образования (до 600 м) с красноцветами в средней юре (до 3800 м) и вулканогенными породами в верхней (до 5500 м). На северо-востоке Китая самые нижние части юры достоверно не установлены, средняя юра представлена терригенно-вулканогенными угленосными породами (до 3000 м), верхняя красноцветами с вулканитами в нижней части (до 2300 м). На востоке этого района на простирании Нижне-Бикинской зоны, к северу от оз. Ханка, распространены континентальные угленосные отложения, чередующиеся с морскими как среднеюрскими (бат — келловей, аммониты *Arctosephalites* и др.), так и с верхнеюрскими (*Buchia*, *Thurmanella* и др.) породами (до 4500 м).

В области Стабильных больших бассейнов Западного Китая юра в пров. Сычуань — Юньнань (центральная и южная часть КНР) характеризуется терригенными красноцветными отложениями (1700—5000 м) с остатками шовночных, двустворок и остракод. В нижней юре северо-запада Сычуань распространены угленосные отложения (200 м) озерных и болотных фаций. На северо-западе Китая юра распространена в больших бассейнах в Шэньси — Ганьсю — Нинься, Джунгарий, Тариме, Цайдаме и др. Здесь в восточных частях преобладают отложения озерных фаций, а в западных — отложения межгорных впадин (3000—6000 м). В нижней и средней юре распространены угленосные озерно-болотные отложения с флорой, двустворок и др. Верхняя юра представлена красно- и пестроцветными отложениями с остракодами, харофитами и позвоночными.

Верхняя граница юры проводится между титон-

ским и берриасским комплексами аммонитов в морских отложениях, а в континентальных образованиях, несмотря на наличие органических остатков, она дискуссионна. Нижнюю границу юры проводят по появлению первых аммонитов рода *Psiloceras*.

Палеогеографические реконструкции показали, что в морском бассейне Тибет — Цинхай, являвшемся частью Средиземного моря (Тетис), трансгрессии произошли в синеморе, бате — келловее и титоне — раннем мелу. В поздней юре, под влиянием ньяншанских движений, море начало отступать с северо-востока на юго-запад. Со стороны Тихого океана максимальная трансгрессия была в синеморе, а в Северо-Восточном Китае — в бате — келловее. После триасово-раннеюрских тектонических движений с последовавшей морской регрессией произошло объединение Южно-Китайской и Северо-Китайской палеосуп и возникновение на них рельефа. В ранней и средней юре хребты Наньшань и Циньли разделяли две области. К югу от них господствовала флора *Ptylophyllum* — *Coniopteris* и бивалиев *Lamprotula* (*Eolamprotula*), характерные для тропической и субтропической зоны, а к северу — флоры *Coniopteris* *Phoenicopsis* *Ferganoscopha*, свидетельствующие о более холодном субтропическом климате. На территории Тибета и прилегающих районов в юрское время находилось теплое тропическое море с кораллами и строматопорами, а на северо-востоке Китая (бат — оксфорд) — более холодное, без кораллов и строматопор. Доклад сопровождается палеогеографической схемой юры Китая, корреляционными таблицами и биостратиграфической схемой по аммонитам, брахиоподам, белемнитам, биваливиям, фораминиферам, гексокораллам и гастроподам.

Сведения о стратиграфии СССР даны в виде корреляционных таблиц, опубликованных в книге «Зоны юрской системы в СССР» в 1982 г.

Дж. Кришна (Индия) делает вывод о значительном сходстве комплексов юрских аммонитов, встреченных в Новой Гвинее и Гималаях (Индия, Непал, Тибет). Выделяется 15 комплексов, охватывающих интервал от геттанга до валанжина.

Изучением биостратиграфии, выделением стандартных зон и местных биостратиграфических единиц, связанных с созданием единой мировой биостратиграфической шкалы, занимаются многие исследователи. Так, П. Смир (США), основываясь на работах Г. Фребольда и Р. Имля, привел биостратиграфию нижней юры для Северной Америки, а также сообщил аналогичные сведения по Японии, Юго-Восточной Азии и Индонезии. О биостратиграфии нижней юры Южной Америки и о сопоставлении местной шкалы со стандартными зонами и подзонами Европы сообщил Х. Хиллебрандт (ФРГ). Аналогичные данные для Мексики привел Р. Шмидт-Эффинг (ФРГ). Существенный вклад в разработку биостратиграфии средней юры побережий Тихого океана внес Г. Вестерманн (Канада). Он приводит две частные корреляционные таблицы и одну для всего Тихого океана, включая территорию СССР (см. таблицу). Вестерманн в пределах Бореального пояса дает схему, которая отличается от принятой на территории Востока СССР. Границу между средней и верхней юрой, как это принято большинством стратиграфов, он приводит в основании оксфорда, а не келловея. Для Востока СССР, Аляски и Северной Канады им выделяются следующие зоны: *Pseudoliosceras malintocki* с подзоной *P. beyrichi* — нижний аален, *P. malintocki whiteavesi* и *Ergucitoides hewelli* — верхний аален, слои с *Arkellosceras* в нижнем байоссе, слои с *Craposcephalites* в нижнем бате и даже в верхнем байоссе (Южная Аляска и Западная Камчатка, см. таблицу), зону *Arctoscephalites elegans* в среднем бате, слои с *Artiosceras* и соответственно зону *Artiosceras kochi* в верхнем бате, отмечая появление первых *Cadosceras* в этих же слоях. В восточных районах СССР и на севере Сибири советскими биостратиграфами слои с *Artiosceras* относятся к келловею, а *Arctoscephalites* — к верхнему бату. Эти разногласия следует иметь в виду при корреляции геологических процессов (магматизма, складчатости, рудообразования и др.), происходивших на Востоке СССР и Американском континенте. Имеются и другие разногласия, касающиеся таксономии: Вестерманн рассматривает род *Tugurites* как *Pseudoliosceras*, а *T. tugurensis* Kalach. et Sey как *P. malintocki whiteavesi* (White), род *Boreioscephalites* как *Craposcephalites*. И. Видман (ФРГ) остановился на биостратиграфии верхней юры (оксфорд, кимеридж, титон) Южной Америки, сопоставив выделяемые биостратиграфические единицы с зонами Западной Европы, А. Цейс (ФРГ) привел интересные соображения о границе юры и мела, проиллюстрировав их корреляционной таблицей пограничных зон этих систем в Южной Америке, Мексике, Юго-Западной, Средней и Восточной (без СССР) Европе.

По палеофитогеографии всего Тихоокеанского кольца сделал сообщение В. Волкхеймер (Аргентина), который обратил внимание на региональные фито-стратиграфические шкалы, которые из-за локальных распространений микрофлоры не могут быть глобальными, что и обуславливает появление отдельных провинций. Отмечается, что В. А. Вахрамеев выделил северную Сибирскую и южную Индо-Европейскую флору. Различия между ними возрастает с течением времени, и южная раннеюрская флора заметно отличается от позднеюрской. Условная термальная граница между провинциями в юре мигрировала с юга на север. Микрофлора в различных провинциях Южной Америки сходна. Аналогичная картина наблюдается в Антарктиде (Земля Виктории) и в Австралии. Отмечается отсутствие гипотетической «Антибореальной» макро- и микрофлоры. В Мексике Т. Кимура (Япония) обращает внимание на обилие в тоаре — бате цикадофит и папоротников, а также отсутствие хвойных и гинкговых, что говорит о теплом и гумидном климате в это время.

ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИЯ
И МОРСКИЕ СВЯЗИ

Интересные сведения по палеобиогеографии кораллов привела Л. Бовз (Франция), представив таблицу их распространения в верхней юре всего мира. М. Манссеньдо (Аргентина) сообщил о состоянии исследований по палеобиогеографии брахиопод, Д. Тайлор (США) — по двусторкам, Г. Вестерманн (Канада) и А. Гиллебрандт (ФРГ) — по амmonoидеям и С. Гаспарини (Аргентина) — по рептилиям. А. Гиллебрандт и Г. Вестерманн привели информацию о морских связях между Тихим океаном и Западным Тетисом. Изучение палеонтологических остатков показало, что, по крайней мере, с плинсбаха, а может быть и ранее, существовал «Средне-Атлантический морской бассейн» или коридор, по которому осуществлялись связи между этими областями. По сути дела, такими данными опровергается идея существования Пангеи в юрское время и подтверждается существование Протоатлантического океана.

Очень важной информацией являются библиографические описания, которые сопровождают почти все сообщения и включают новейшие публикации, в том числе за 1982 г.

Ниже приводится список важнейших публикаций по приведенным в статье проблемам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ван Иган, Хе Госю. Некоторые раннеюрские аммоноидеи из Восточных Гималаев.— В кн.: Палеонтология Тибета. Кн.3, 1981 (на китайском языке).
2. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 1. Л.: Недра, 1978.
3. Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (м-б 1: 60 000 000). М.: НИО Аэрогеология, 1979.
4. Сунь Юньчжоу, Чжу Гуанмин и др. Изучение нижнеюрских аммонитов из района Кайпин — Эньпин, провинция Гуандунь.— Вест. палеонтологии, 1980, т. 19 (на китайском языке).
5. Чжао Цзинька. Юрские и меловые аммониты из района Джомолунгма Тибета.— В кн.: Доклады о

- научной экспедиции в районе Джомолунгма (1966—1968). Палеонтология. Ч. 3, 1976 (на китайском языке).
6. Awoley-Charles M. C. The Indonesian and Philippine archipelagos.— In: The Phanerozoic Geology of the World, Mesozoic A, Amsterdam, Elsevier Publ., Co., 1978, v. 2.
7. Brown C. M., Pigram C. J., Skwarko S. K. Mesozoic stratigraphy and geological history of Papua New Guinea. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1980, v. 29.
8. Enay R. Paleobiogéographie et ammonites Jurassiques: "rythmes fauniques" et variations du niveau marin; voies d'échanges, migrations et domaines biogeo-

- graphiques.— In: Livre Julilaire de la Société géologique de France, Mém. h.— s., 1980, N 10.
9. *Geyer O. F.* Las magnafacies mesozoicas en los Andes Septentrionales (Colombia, Ecuador, Peru).— In: Nuevos Resultados de la Investigacion Geocientifica Alemana en Latinoamerica, Bonn. Ed. Deutsche Forschungsgemeinschaft, 1980.
 10. *Hall R., Westermann G. E. G.* Lower Bojajian (Jurassic) ammonoid fauna from Western Canada and North American assemblage zones. Paleontogr. America, 1980, N 9.
 11. *Hillebrandt A. V.* Paleobiogeografia de los amonites del Lias de la Argentina y areas vecinas. Ameghiniana, 1979, v. 16.
 12. *Imlay R.* Jurassic Paleobiogeography of the Conterminous United States in Its Continental Setting, Geol. Surv. Prof. Paper, N 1062, Washington, US Gover. Print. Office, 1980.
 13. *Khudoley K. M.* Circum — Pacific Mesozoic Ammonoid Distribution: Relation to Hypotheses of Continental Drift, Polar Wandering, and Earth Expansion.— In: Plate Tectonics — Assessments and Reassessments, 1974, Mem. 23 AAPG.
 14. *Kimura T., Tsujii M.* Early Jurassic plants in Japan, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., P. 1, 1980, N 119; P. 2, 1980, N 120; P. 3, 1981, N 124; P. 4, 1982, N 125.
 15. *Leanza H. A.* The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquen, Argentina, Zitteliana, 1980, v. 5.
 16. *Matsumoto T.* Japan and adjoining areas. Jurassic.— In: The Phanerozoic Geology of the World, Mesozoic A, Amsterdam, Elsevier Publ., Co., 1978, v. 2.
 17. *Matsuoka A.* Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and the Niyodo Areas, Kochi prefecture, South — West Japan. Proc. 1-st JRS, 1982.
 18. *Musacchio E.* South American Jurassic and Cretaceous Foraminiferida, Ostracoda and Charophyta of Anden and Subanden Regions.— In: Cuencas sedimentarias del Jurastico y el Cretacico de America del Sur, II, Buenos Aires, 1981.
 19. *Riccardi A. C.* The Jurassic System of Argentina and Chile.— In: The Phanerozoic Geology of the World, v. 2, Mesozoic B., Amsterdam, Elsevier Publ., Co., 1982.
 20. *Sato T.* Marine Jurassic formations and faunas in Southeast Asia and New Guinea. Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S., 1975, v. 15.
 21. *Stevens G. R., Speden J. G.* New Zealand, Murihiku Supergroup — Jurassic.— In: The Phanerozoic Geology of the World, Mesozoic A., Amsterdam, Elsevier Publ., Co., 1978, v. 2.
 22. *Tipper M. W.* Offset of an upper pliensbachian geographic zonation in the North American Cordillera by transcurrent movement. Can. Forn. Earth Sci., 1981, v. 18.
 23. *Westermann G. E. G.* Ammonoid biochronology and biogeography of the Circum — Pacific Middle Jurassic. System. Assoc. Spec. v.: The Ammonoidea, 1980, N 18.
 24. *Wiedmann J.* Paläogeographie und Stratigraphie im Grenzreich Jura/Kreide Südamerikas — Münster. Forsch. Geol. Paläont., 1980, N 51.
 25. *Zambrano J. J.* Distribucion y Evolucion de las Cuencas Sedimentarias en el Continente Sudamericano durante el Jurastico y el Cretacico.— In: Cuencas Sedimentarias Jurastico y Cretacico America del Sur. I. Buenos Aires, 1981.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
26 января 1983 г.

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*, *В. Н. Шаранов*.

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТИГ ДВНЦ АН СССР, ком. 203. Тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Е. Н. Зимица*, *А. А. Набточий*

Сдано в набор 15.12.83. Подписано к печати 28.03.84.
МН-01517. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.-печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж 691 экз. Заказ № 908.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25,