

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

1987

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косягин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. В. Иванов, В. А. Красилов, Е. В. Краснов, Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Раевоникас, Е. А. Радкевич, Г. В. Ручкин, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, И. Н. Тузов, В. Н. Шарапов

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТИГ ДВНЦ АН СССР, ком. 203. Тел. 39-39-46.

Зав. редакцией Е. Н. Казаренова
Мл. редактор Л. Д. Левицкая
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Технический редактор Н. М. Остроумова
Корректоры С. В. Блинова, О. А. Зимина

Сдано в набор 13.10. 86. Подписано к печати 13.01.87.
МН-02804. Формат 84×108^{1/4}. Высокая печать. Усл. печ. л. 13.4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж 688 экз. Заказ № 394.
Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск,
99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25,

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Журнал основан в 1982 г.**Выходит 6 раз в год*

Январь — февраль

НОВОСИБИРСК

№ 1, 1987

СОДЕРЖАНИЕ

В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев. Многовариантный анализ плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи	3	Ю. Ф. Мороз, Р. И. Шиленко. Физические свойства горных пород кайнозойского осадочного чехла Юго-Западной Камчатки	77
П. М. Сычев, В. М. Воробьев, Л. М. Лютая, В. Н. Патрикеев, А. А. Попов, В. В. Ревердатто, В. В. Соинов. Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива (Индийский океан)	25	В. А. Михайлов, А. А. Врублевский, Ю. П. Юшманов. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье)	83
И. М. Альперович, В. М. Никифоров, В. В. Харахинов. Электропроводность верхней мантии о. Сахалин	38	Л. П. Карсаков, А. В. Махинин, А. Н. Михалевский, В. И. Остапчук. Баладекский выступ, его магматические комплексы и структурное положение (Западное Приохотье)	92
Ю. Н. Гололобов. Соотношения некоторых дизъюнктивных и пликативных дислокаций кайнозойских отложений Северного Сахалина	43	В. И. Ткаченко, Г. А. Максимова, М. Х. Гагиев. Средне-верхнекембрийские отложения на Северо-Востоке СССР	111
[В. К. Кучай.] Современная орогенная структура южной части о. Сахалин	58	Г. В. Роганов. Петрохимические особенности вулканогенных пород Вапданской зоны и их тектоническая интерпретация	115
А. Б. Осиленко. О влиянии низкотемпературного метаморфизма на химический состав метабазитов о. Сахалин	63	Н. А. Шило. Расслоенные plutоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 3. Источник базальтоидных магм	120
Ю. В. Мотовилов, В. К. Козынин, Ю. А. Косыгин, И. И. Тютрин. Новые данные о нефтегазоносности Колпаковского прогиба Западной Камчатки	66	КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
В. В. Крапивенцева, С. З. Сайфутдинов. Голыгинский прогиб Камчатки и перспективы его нефтегазоносности		П. К. Кепежинская, А. В. Федорчук, Л. В. Усова. Орбикулярные габброиды Олюторского хребта (Корякское нагорье)	127

PACIFIC GEOLOGY

JANUARY — FEBRUARY

NOVOSIBIRSK

№ 1, 1987

CONTENTS

V. Yu. Kosygin, V. I. Isayev. Multivariant analysis of the density structure of the Earth crust and upper mantle along the geotraverse Japan — Shatsky Rise — Emperor Seamounts — Hawaii	3	
P. M. Sychev, V. M. Vorob'ev, L. M. Lyutaya, V. N. Patrikeev, A. A. Popov, V. V. Reverdatto, V. V. Soinov. Fold deformations in sedimentary cover in south-west Bay of Bengal (the Indian Ocean)	25	
I. M. Alperovitch, V. M. Nikiforov, V. V. Kharakhinov. The upper mantle electroconductivity in the island of Sakhalin	38	
Yu. N. Gololobov. Correlations between some disjunctive and plicated dislocations of Cenozoic deposits in the Northern Sakhalin	43	
[V. K. Kuchai.] Modern orogenic structure of the Southern Sakhalin	50	
A. B. Osipenko. To the influence of low-temperature metamorphism on the Sakhalin metabasites' chemical composition	58	
Yu. V. Motovilov, V. K. Koz'yanin, Yu. A. Kosygin, I. I. Tyutrin. New data on oil-and-gas bearing of the Kolpakovskiy trough in the Western Kamchatka	63	
V. V. Krapiventseva, S. Z. Seifutdinov. The Golyginskiy trough in Kamchatka: perspective oil-and-gas bearing	66	
Yu. F. Moroz, R. I. Shilenko. Physical properties of rocks of Cenozoic sedimentary cover in south — west Kamchatka	77	
V. A. Mikhailov, A. A. Vrublevsky, Yu. P. Yushmanov. Structure and forming conditions of the on-shore covering structures (Primor'ye)	83	
L. P. Karsakov, A. V. Makhinin, A. N. Mikhalevsky, V. I. Ostapchuk. Valadeksky bench, its magmatic complexes and structural position (Western Priokhot'ye)	92	
V. I. Tkachenko, G. A. Maksimova, M. H. Galiev. Middle-Upper Cambrian deposits in the North-East USSR	111	
G. V. Roganov. Petrochemical peculiarities of the Vandanian zone volcanogenic rocks and their tectonic interpretation	115	
N. A. Shilo. Laminated plutons and some problems of ore formation. Article 3. The basaloid magmas' source	120	
BRIEF COMMUNICATIONS		
P. K. Kepezhinskas, A. V. Fedorchuk, L. V. Usova. Orbicular gabbroids of the Olyutorsky Ridge (the Koryakian highland)	127	

© Издательство «Наука»,
«Тихоокеанская геология», 1987 г.

В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев

МНОГОВАРИАНТНЫЙ АНАЛИЗ ПЛОТНОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВДОЛЬ ГЕОТРАВЕРСА ЯПОНИЯ — ВОЗВЫШЕННОСТЬ ШАТСКОГО — ИМПЕРАТОРСКИЕ ГОРЫ — ГАВАЙИ

Продолжено начатое в [10] плотностное моделирование коры и верхней мантии Земли акватории северо-западного сектора Тихого океана.

В результате интерпретации методом квадратичного программирования данных гравиметрии и сейсмических исследований построены еще три варианта (IV, V, VI) сложной блоково-слоистой модели исследуемой территории. В варианте IV априорное приведение наблюдаемого поля к уровню модельных значений осуществлено по способу оценки прямого эффекта от априорного разреза в абсолютных плотностях, с последующей параметризацией и уточнением фоновой компоненты поля путем решения обратной задачи гравиметрии. В варианте V выполнено фиксированное приведение наблюдаемого поля к нормальный уровень модельных значений с использованием нормального плотностного разреза земной коры и верхней мантии. Осуществлены параметризация и уточнение наклонной составляющей фоновой компоненты поля путем решения обратной задачи гравиметрии. В варианте VI геометрическая аппроксимация априорного разреза сделана без учета границ раздела в нормальном плотностном разрезе — осуществлено варьирование геометрической аппроксимацией. Моделирование плотностного распределения в вариантах IV — VI выполнено в абсолютных плотностях. Варианты модели анализируются на выполнение главных критериев оптимальности, принятых в [10].

ВВЕДЕНИЕ

В [10] рассмотрены актуальные вопросы комплексной интерпретации данных гравиметрии и сейсмических методов, которые сводятся к задачам математического программирования. В данной статье продолжено многопараметрическое моделирование плотностной структуры земной коры и геотраверса, модель которого включает большое число определяемых параметров. Многовariantность моделирования дает дополнительные доказательства достоверности построений. Рассмотрен принципиальный вопрос оценки точности модельных построений — имитационное моделирование.

Настоящей работой выполнено независимое контрольное моделирование по траверсам Япония — возвышенность Шатского и возвышенность Шатского — Императорские горы. Ука-

заны траверсы достаточно близко повторяют [10] геотраверс Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы, геоплотностная модель которого построена авторами ранее [8].

При построении этой модели были использованы очень ограниченные данные. Таким образом, оказалось возможным проверить степень надежности распределения геоплотностей в верхней мантии, полученного в [8] и призванного [18] неясным по отношению к существующим петрологическим представлениям о литосфере, астеносфере и нижележащем слое мантии [15].

Оптимальный вариант модели геотраверса удовлетворительно сопоставим с результатами независимого геоплотностного моделирования, выполненного авторами ранее [8].

Обоснован способ имитационных моделей, применимый для оценки точности геоплотностного моделирования. Это в совокупности с другими методическими вопросами, освещаемыми в работе, призвано способствовать развитию методики построения региональных геоплотностных моделей по гравиметрическим данным.

занные траверсы достаточно близко повторяют [10] геотраверс Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы, геоплотностная модель которой построена авторами ранее [8]. При построении этой модели были использованы очень ограниченные данные. Таким образом, оказалось возможным проверить степень надежности распределения геоплотностей в верхней мантии, полученного в [8] и призванного [18] неясным по отношению к существующим петрологическим представлениям о литосфере, астеносфере и нижележащем слое мантии [15].

В [10] рассмотрены и применены разновидности способа определения и учета нормального уровня поля, основанного на использовании кривых нормального распределения плотности, причем моделирование геоплотностей осуществлялось в избыточных значениях. Авторы статьи ранее использовали другой способ апри-

орной оценки нормального уровня модельных значений поля [4]. Здесь первое приближение нормального уровня модельных значений поля определялось прямым гравитационным эффектом от полной массы априорного разреза, представленного в абсолютных плотностях. Обоснование и физико-геологическое толкование этого способа приводятся в [9]. Аргументом в пользу его применения является существенно большая обеспеченность экспериментальными данными, служащими основой априорного (и нормального) плотностного разреза для конкретного района исследований. Использование [8, 11–13, 32] этого способа априорного приведения модельного поля к нормальному уровню наблюдений (приведения наблюденного поля к нормальному уровню модельных значений) приводило к положительным выводам. Результаты массового имитационного моделирования свидетельствовали о надежности и устойчивости уточнения фоновой компоненты поля, априорно оцененной названным способом.

Положительными особенностями второго способа являются прием моделирования геоплотностей в абсолютных значениях и независимость геометрической аппроксимации разреза от дополнительных условий. Такими условиями в первом способе являются границы раздела нормального плотностного разреза.

Проведение моделирования с использованием способа априорной оценки нормального уровня поля на основе прямого эффекта от априорного разреза в абсолютных плотностях и сопоставление с результатами третьего варианта [10] (как наиболее предпочтительного на данный момент) могут дать материал в пользу того или другого способа либо показать их равнозначность.

ВАРИАНТЫ ГЕОПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Вариант IV. За основу варианта принимается априорный плотностной разрез земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса в абсолютных плотностях (рис. 1, Б [10]). Чтобы не изменять последующие результаты влиянием характера аппроксимации, геометрическая аппроксимация разреза принята в соответствии с рис. 10 [10]. При этом априорные плотности аппроксимирующих элементов выражаются в абсолютных значениях.

Краевое наращивание (нормальное дополнение) разреза выполнено горизонтальными однородными слоями, плотности которых принятые равными абсолютной плотности аппроксимирующих блоков, прилегающих к вертикальным ограничениям интерпретируемой части разреза.

Рассчитан гравитационный эффект от априорного плотностного разреза (с учетом краевого

наращивания) в крайней левой точке профиля — 34 663 мГл, и в этот уровень переведена наблюденная кривая в редукции Фая. Определены эффект слоя воды ($\sigma = 1,03 \text{ г}/\text{см}^3$) с учетом краевого наращивания и гравитационный эффект областей краевого наращивания земной коры и слоев верхней мантии. Оба эффекта исключены из приведенной наблюденной кривой. Обратная задача решается по остаточному полю для разреза коры и верхней мантии без краевого наращивания. Проведенные вычислительные эксперименты на модельных примерах показали, что целесообразно эффект краевого наращивания вычислять и исключать из интерпретируемого поля, а области краевого наращивания исключать из моделируемой среды [6].

Далее оцениваются возможная ошибка приведения наблюденной кривой в уровень модельных значений — $\pm 200,0 \text{ мГл}$, а также возможная наклонная фоновая составляющая поля — $-0,020 \text{ мГл}/\text{км}$ с возможной ошибкой $\pm 0,020 \text{ мГл}/\text{км}$.

Рассчитанный гравитационный эффект от сконструированного априорного плотностного разреза оказался несогласованным с остаточным приведенным полем вдоль геотраверса на $\pm 68,6 \text{ мГл}$. Результат оптимизации показал, что необходимо найти плотностное распределение, которое бы укладывалось в интервал возможных вариаций $0,15 \div -0,30 \text{ г}/\text{см}^3$ относительно априорного, а также уточнить нормальный уровень расчетных значений поля в интервале $34 463 \div 34 863 \text{ мГл}$ и наклонную составляющую регионального фона в интервале $-0,040 \div 0,00 \text{ мГл}/\text{км}$. При этом несогласованность по полю следует свести к оптимальному уровню — $\sim \pm 1,5 \div 2,0 \text{ мГл}$.

Решение задачи выполнено при $\alpha_p = 100$. Полученное плотностное распределение приведено на рис. 1. Лишь в пяти блоках (3%) плотности определились на предельных ограничениях. Нормальный уровень рассчитанного поля определился равным $34 664 \text{ мГл}$ (т. е. поправка к априорному значению нормального уровня $B\varnothing = 1,0 \text{ мГл}$), а наклонная фоновая составляющая $B1 = -0,025 \text{ мГл}/\text{км}$. Невязка по полю составила $\pm 1,4 \text{ мГл}$. При первом рассмотрении отмечаем, что в рамках принятой модели получено устойчивое решение.

Однако если сравнить рис. 1 с рис. 11 [10], становится очевидной разница результатов. За счет сильного уплотнения (на $0,10 \div 0,14 \text{ г}/\text{см}^3$) слоя на глубинах 140—220 км произошла существенная перестройка контуров зон разуплотнения в нижней части разреза. Факт различия такого характера заставляет исследовать степень надежности автоматического уточнения уровня расчетных (модельных) значений поля, т. е. определения $B\varnothing$. С этой целью выполнены решения при других начальных значениях $B\varnothing$

с соответствующим смещением коридора поиска.

Решение задачи выполнено при начальном значении $B\varnothing = -198,0$ мГл, $\alpha_p = 100$. Выход на решение осуществлен при оптимальной невязке $\pm 1,4$ мГл. На предельных ограничениях определялись плотности для малого количества блоков (4%). Однако наклонная фоновая составляющая приняла граничное значение, т. е. $B1 = 0,000$ мГл/км. Перестройка контуров зон разуплотнения в нижней части разреза стала еще значительней (рис. 2, A).

Наблюдается уплотнение слоя в интервале 140–220 км на $0,03$ г/см 3 с аномалией отдельных блоков в западной части до $3,63$ – $3,69$ г/см 3 . Это уплотнение сопряжено со значительным разуплотнением (до $3,15$ г/см 3) верхней части плотностных колонок в интервале глубин 20–60 км. Основное следствие этого решения — рассчитанный коэффициент $B\varnothing = -198,0$ мГл, т. е. начальное искусственное искажение нормального уровня расчетных значений поля, — в результате решения обратной задачи оказалось не исправленным.

Решение задачи выполнено при начальном значении $B\varnothing = +100,0$ мГл, $\alpha_p = 100$. Решение получено при оптимальной невязке $\pm 1,3$ мГл. Вновь только 4% блоков определились с плотностями на предельных ограничениях. Наклонная фоновая составляющая приняла предельное значение, т. е. $B1 = -0,040$ мГл/км. Перестройка контуров зон разуплотнения в нижней части разреза осуществлялась менее значительно (см. рис. 2, B), но причина перестройки та же: на $0,03$ – $0,12$ г/см 3 уплотнился (по отношению к данным рис. 11 [10]) слой в интервале глубин 140–220 км. Аномально разуплотнился (на $0,07$ г/см 3) самый западный блок в подастеносферном (?) слое, что сопряжено с уплотнением (до $3,52$ – $3,55$ г/см 3) блоков основания литосферы (?). Основное следствие этого решения — начальное значение $B\varnothing = +100,0$ мГл после решения обратной задачи заметно не изменилось.

Логично предположить «притягивающее» действие начального значения $B\varnothing$ за счет параметра α_p . Поэтому выполнено решение при $\alpha_p = 0$, начальном значении $B\varnothing = 1,0$ мГл. Подбор по полю осуществился на оптимальном уровне $\pm 1,3$ мГл. Результаты практически повторили то, что было получено при $\alpha_p = 100$. Рассчитанное плотностное распределение оказалось несколько более дифференцированным и отличающимся на $0,00$ – $0,02$ г/см 3 , причем синхронно дополнительно разуплотнились на $0,02$ г/см 3 астеносферный (?) и подастеносферный (?) блоки под Императорскими горами, $B1 = -0,023$, а $B\varnothing = 1,0$ мГл.

Результаты последних четырех решений указывают на следующее: для данной геоплотностной модели не обеспечивается надежный автоматизированный подбор $B\varnothing$, т. е. уточнение

нормального уровня расчетных значений поля не гарантировано. Следствием разных нормальных уровней модельных значений поля, при которых выполнено решение обратной задачи гравиметрии, могут быть: 1) различные абсолютные значения рассчитанных плотностей отдельных слоев, что приводит к перестройке контуров зон разуплотнения (особенно в глубоких частях разреза верхней мантии); 2) совреженные перераспределения уплотненных и разуплотненных блоков литосферы (?), астеносферы (?) и подастеносферного (?) слоев в вертикальных плотностных колонках, что также приводит к перестройке контуров зон разуплотнения.

Для данной геоплотностной модели определяющим (и фактически фиксированным) решением для нормального уровня расчетных (модельных) значений поля является априорный плотностной разрез.

Необходимо вернуться к результатам моделирования варианта III [10]. В свете результатов последних решений можно поставить под сомнение устойчивость определения (уточнения) $B\varnothing$ и в третьем варианте. Здесь рассчитанное значение $B\varnothing = 1,0$ мГл, а априорное приближение нормального уровня было определено по способу использования кривых нормального распределения плотности [18]. Поэтому решение в варианте III следует рассматривать как наиболее надежное и предпочтительное в рамках модельных представлений о нормальном распределении плотности внутри Земли [7].

Возможной причиной неустойчивого определения (уточнения) параметра регионального фона $B\varnothing$ для плотностной модели геотраверса (в отличие от результатов геоплотностного моделирования переходных зон [11–13]) является определяющая горизонтальная слоистость плотностного разреза. Как следует из результатов Т. В. Романюк и В. Н. Страхова [16], чем меньше «проработанным» является разрез (т. е. чем меньшие колебания имеют линии горизонтальных границ раздела, выявленных по данным сейсмологии), тем более неустойчивой и трудной становится обратная задача гравиметрии. Особенно это касается надежности определения и учета длинноволновой помехи, которой, по сути, является региональный фон [25].

Таким образом, результаты решений, выполненных в рамках модельных построений четвертого варианта, не позволяют признать проведенные построения надежными. Тем не менее мы приводим результаты этих решений (см. рис. 1, 2, A, B), это дает дополнительные доказательства в пользу выявляемой в результате многовариантного моделирования плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса. Комплексное использование данных гравиметрии и сейсмических методов, при-

менение «идеальных» вычислительных средств квадратичного программирования, обобщение и практическое применение существующих методических подходов и технологий позволяют даже в «плохих» вариантах решений «проявлять» в терминах геоплотностей генеральные черты структуры тектоносферы вдоль геотрасверса: земную кору с «ослабленными» корнями крупных морфоструктур дна; более плотный подкоровый слой; двухслойный разрез мощной и со стабильным основанием литосферы; не вызывающие сомнения в повсеместном распространении астеносферные зоны и сложный контур границы раздела астеносфера — подастеносфера; вертикальную низкоплотную неоднородность, восходящую из подастеносферы в районе Императорских гор.

Вариант V. Логично дальнейшее моделирование проводить, основываясь на предпочтительности результатов третьего варианта [10], а следовательно, и методических принципов в нем принятых. При этом нужно учесть, что на возможность формального (независимого от модельных геолого-геофизических представлений) уточнения нормального уровня поля рас считывать не приходится.

Рассмотрим следующее соотношение, вытекающее из принципов третьего варианта:

$$G * \sum_{i=1}^N (\sigma_i^{нэг} * a_i) = V^{\Phi_{\text{ая}}}, \quad (1)$$

где $V_{\text{Фал}}$ — аномальное наблюденное поле вдоль геотраверса; a_i — элементы закрепленной геометрической аппроксимации плотностного разреза; $\sigma_i^{\text{изб}}$ — избыточные плотности аппрокси- мирующих блоков; G — гравитационная постоянная.

Запишем, как получено это соотношение

$$G * \sum_{i=1}^N ([\sigma_i^{abc} - \sigma_i^{norm}] * a_i) = V^{\Phi_{\text{ая}}}, \quad (2)$$

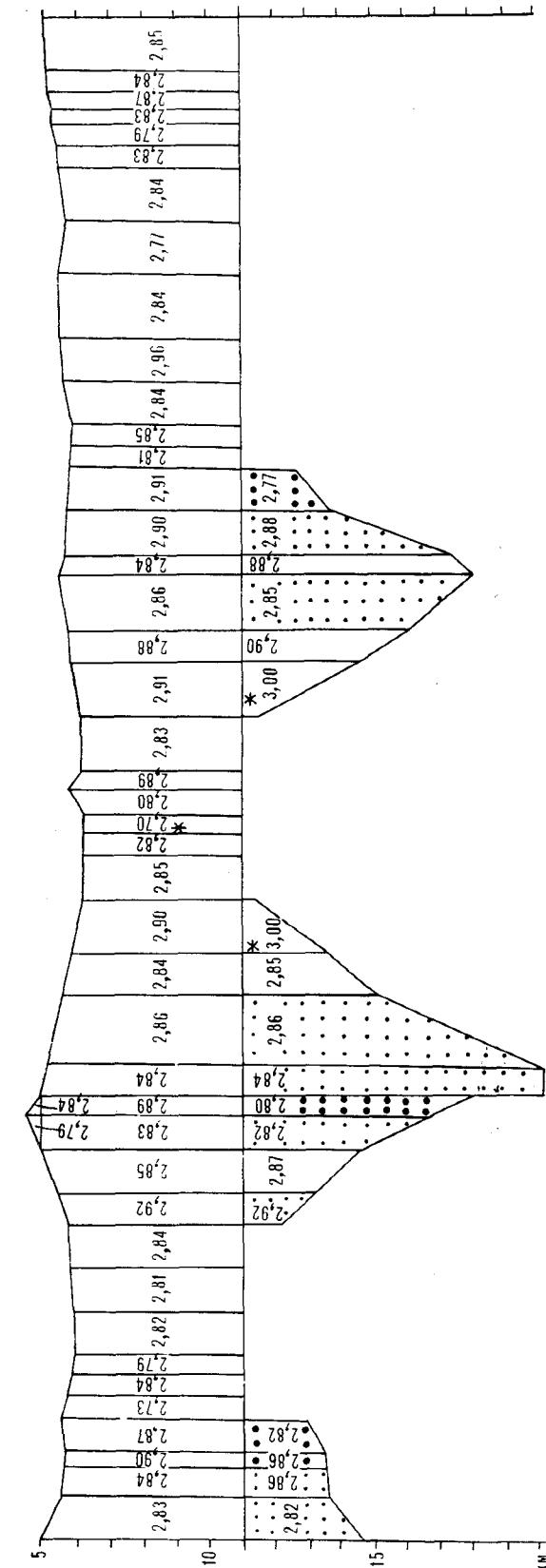
где $\sigma_i^{\text{абс}}$ — абсолютные плотности аппроксимирующих блоков; $\sigma_i^{\text{норм}}$ — нормальные значения плотностей аппроксимирующих блоков, соответствующие графику нормального распределения плотности для океанической котловины [7].

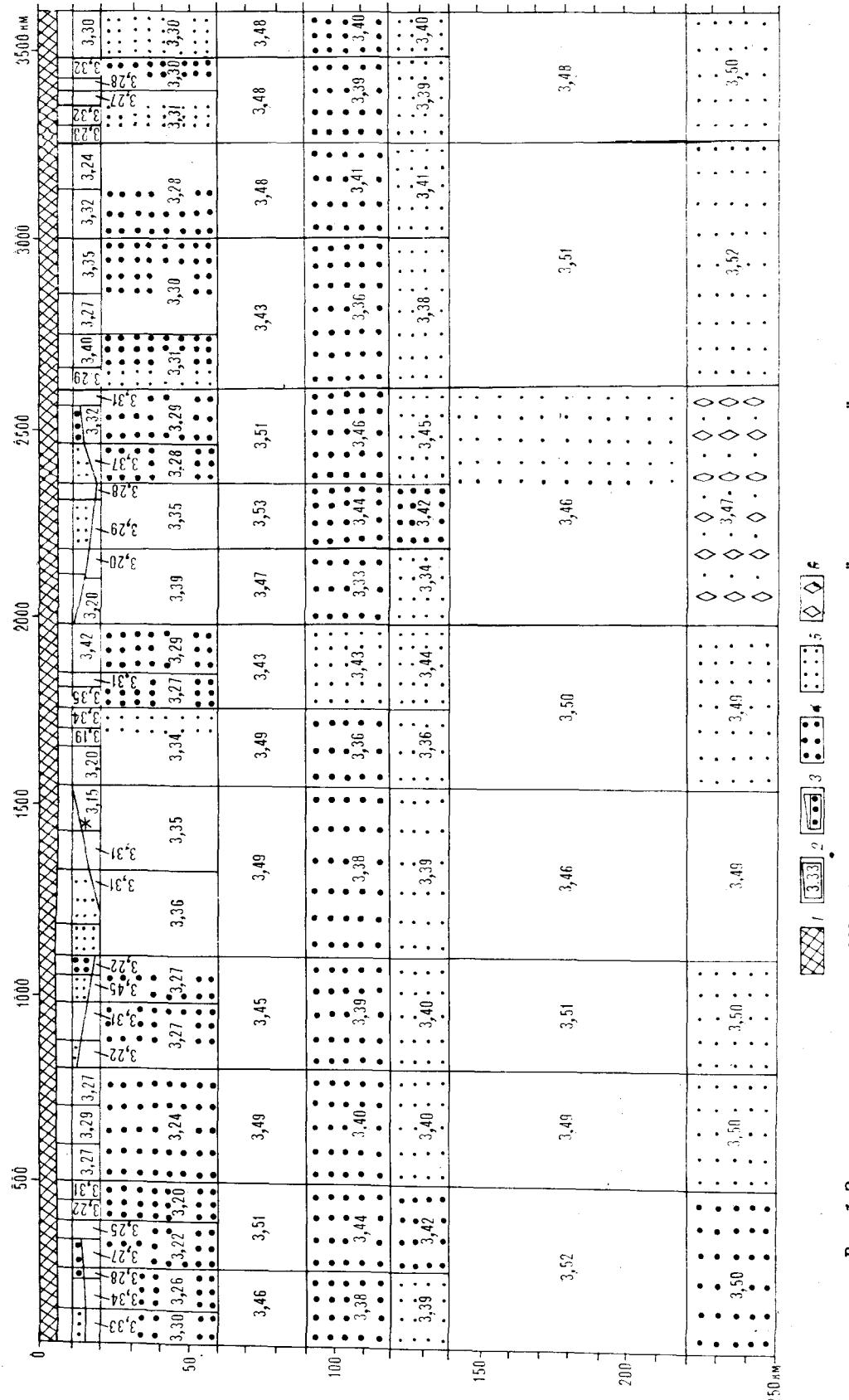
Используя свойство аддитивности гравитационного поля, выражение (2) перепишем в виде

$$G * \sum_{i=1}^N (\sigma_i^{abc} * a_i) - G * \sum_{i=1}^N (\sigma_i^{\text{норм}} * a_i) = V^{\Phi_{\text{ая}}} \quad (3)$$

Ини

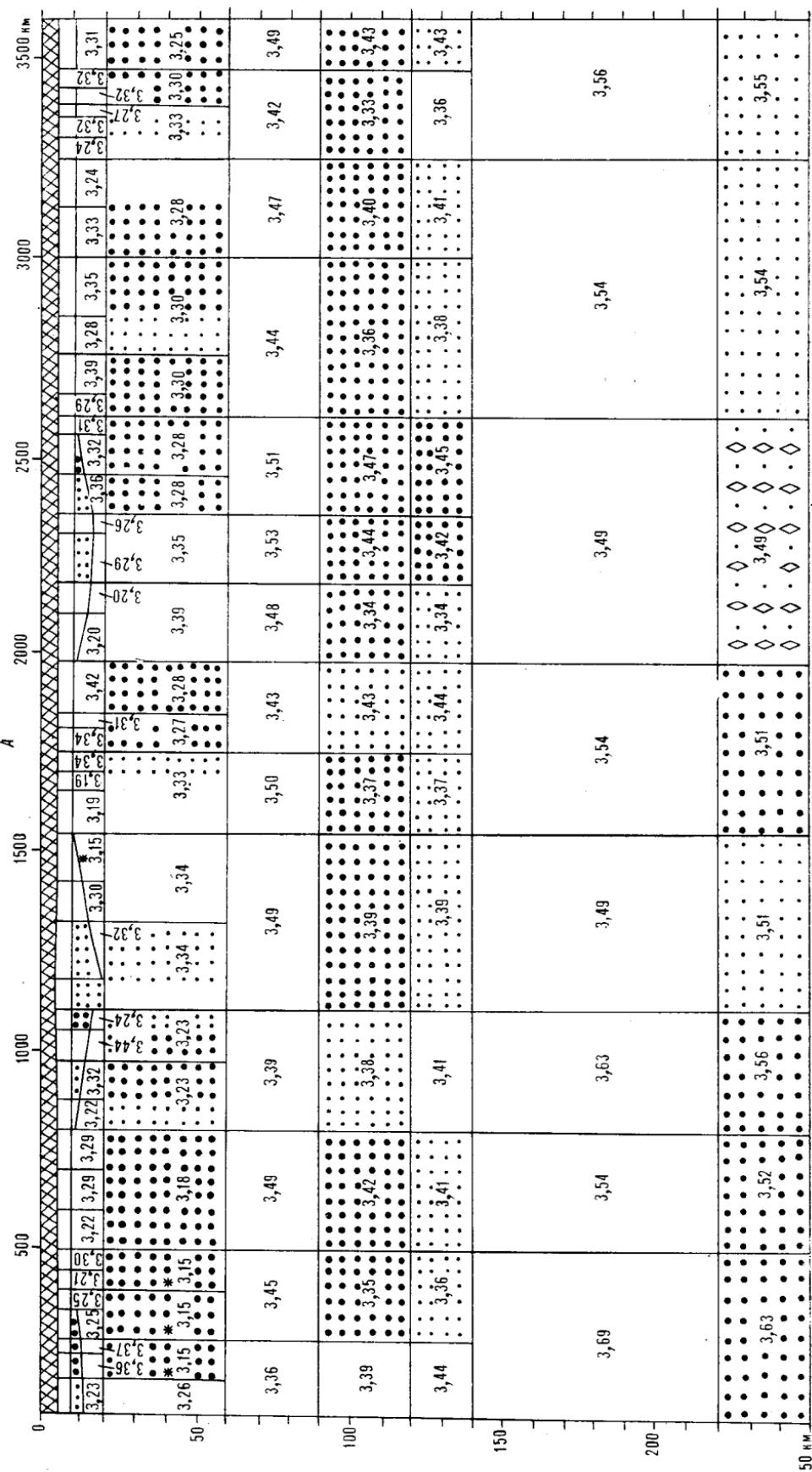
$$G * \sum_{i=1}^N (\sigma_i^{abc} * a_i) = V^{\text{Файл}} + G * \sum_{i=1}^N (\sigma_i^{\text{норм}} * a_i). \quad (4)$$





и вспомогательных органов, разделяющихся на расщепленные и целостные, а также на монотипичные и полигипотипичные.

взаимосвязь, доказавшая, что подземные части земли существенно по своему строению отличаются от атмосферного пространства, параметризации и уточнение фоновых компонентов, поставлены на основе решения обратной задачи гравиметрии при помощи метода квадратичного абсолютных плотностей; расчеты включают в себя обработка отрывка от атмосферного пространства по слою, в котором отсутствует земная кора.



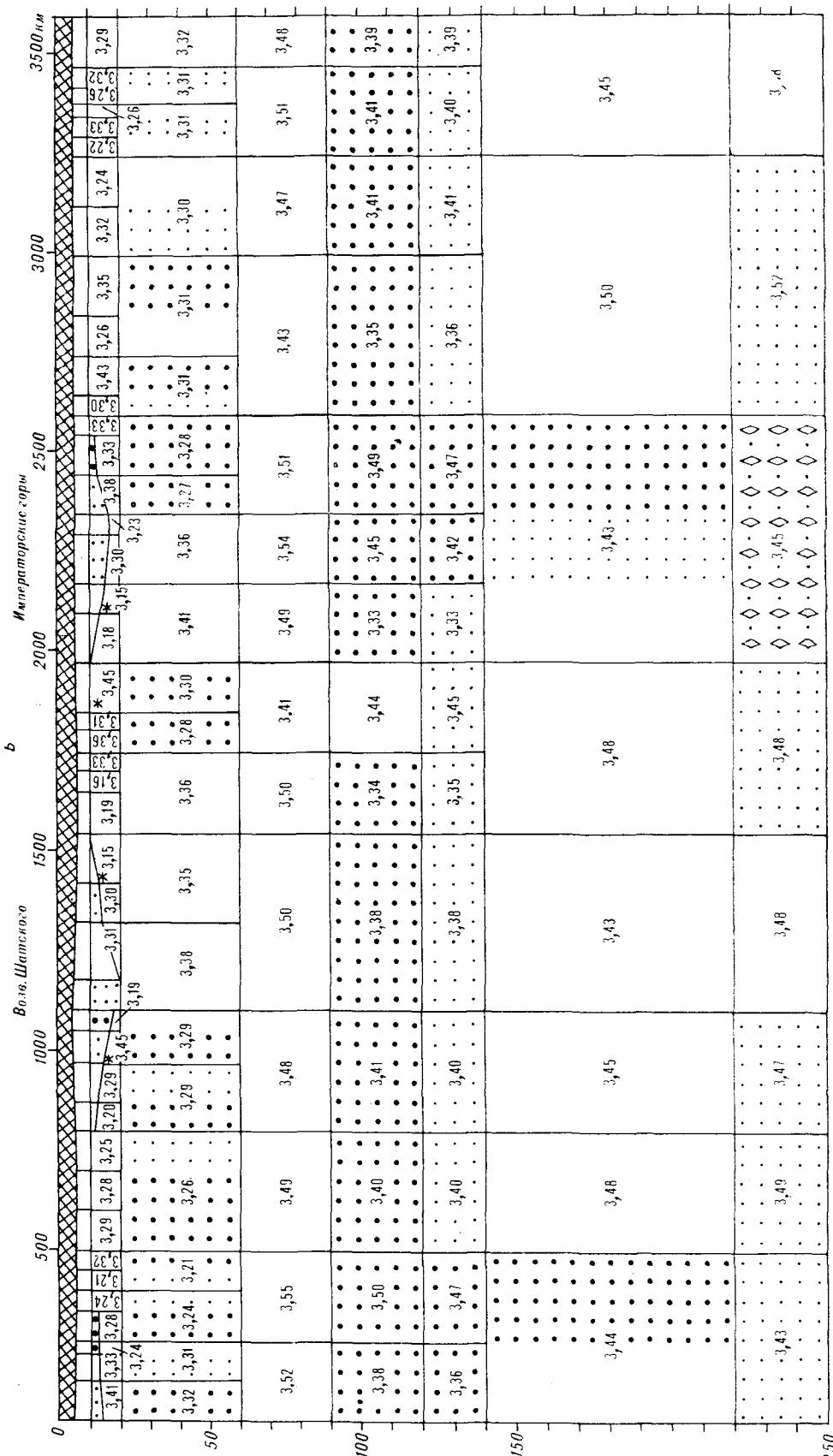


Рис. 2. То же, что на рис. 1.
 A , B — решения при начальных искусственных искажениях нормальных уровней моделиных значений

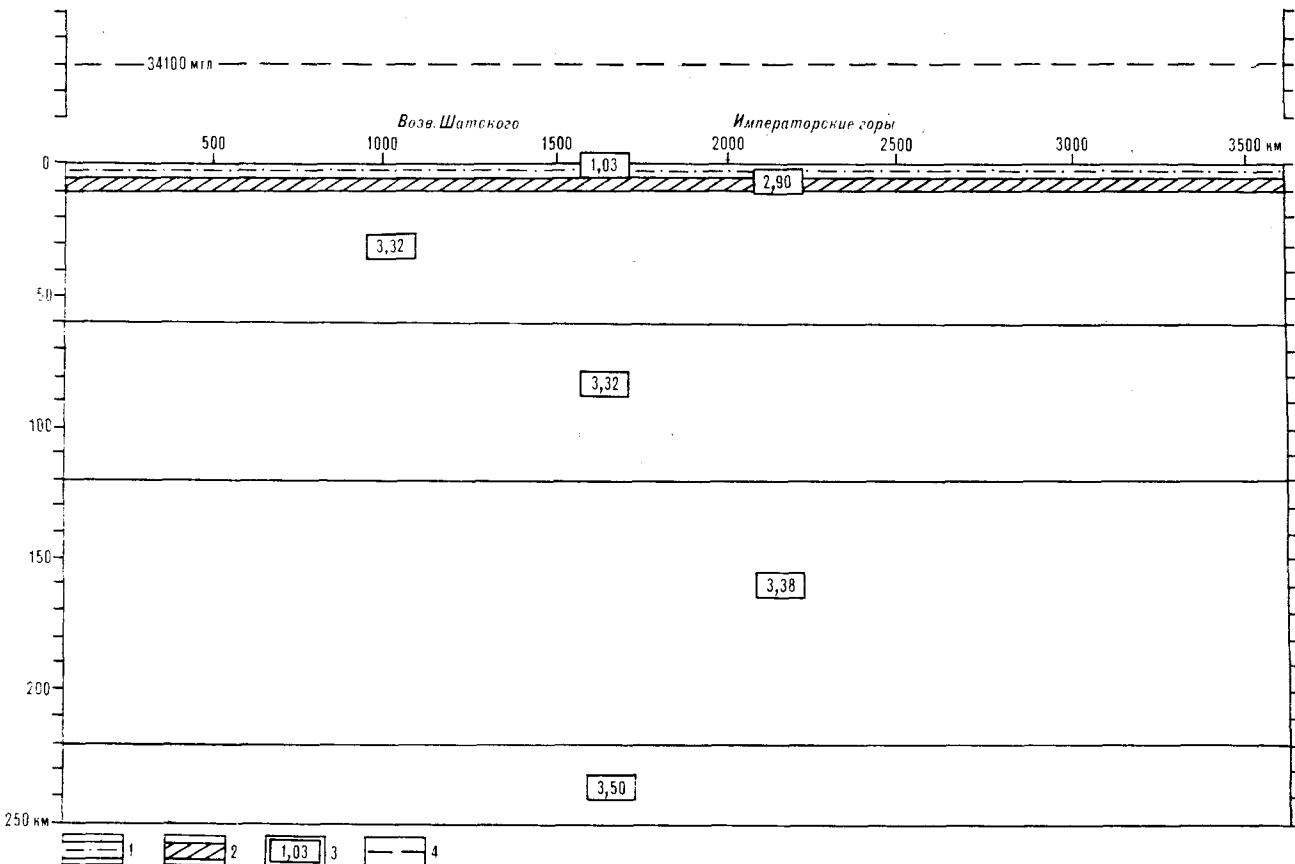


Рис. 3. Нормальный плотностной разрез земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса (построен на основе нормальной плотностной колонки океанической котловины, по В. Г. Козленко [7]).
1 — слой воды; 2 — земная кора; 3 — плотности, $\text{г}/\text{см}^3$; 4 — гравитационный эффект нормального плотностного разреза земной коры и верхней мантии при краевом наращивании разреза влево и вправо на 3600 км.

стного разреза $V^{\text{норм}} = G * \sum_{i=1}^N (\sigma_i^{\text{норм}} * a_i)$ легко вычисляется предварительно. Конечной целью плотностного моделирования является определение σ_i^{abc} , поэтому попытаемся дальше работать в рамках соотношения

$$G * \sum_{i=1}^N (\sigma_i^{\text{abc}} * a_i) = V^{\Phi_{\text{ая}}} + V^{\text{норм}}. \quad (5)$$

Рассчитываются в точках профиля гравитационные эффекты нормального плотностного разреза слоя воды, земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса (рис. 2 [10], 3). При этом, как и в варианте III [10], краевое наращивание разреза в модельных построениях не фигурирует.

Диапазон $V^{\text{норм}}$ составил $16\,938 \div 33\,078 \text{ мГл}$. Затем эти значения суммируются с $V^{\Phi_{\text{ая}}}$. Далее рассчитывается эффект слоя воды ($\sigma = 1,03 \text{ г}/\text{см}^3$), который вычитается из полученной суммы.

Таким образом, обратная задача будет решаться по полю, представленному алгебраиче-

ской суммой

$$V = V^{\Phi_{\text{ая}}} + V^{\text{норм}} - V^{1,03}, \quad (6)$$

для разреза коры и верхней мантии, представленного прежней геометрической аппроксимацией (рис. 10 [10]), но в абсолютных значениях плотностей σ^{abc} . В результате оптимизационных расчетов необходимо найти такое плотностное распределение $\sigma_i^{\text{abc}}, i = 1, \dots, N$, которое бы укладывалось в интервал возможных вариаций относительно априорного (рис. 1, Б [10]), уточнить наклонную составляющую возможного регионального фона в интервале $-0,025 \div 0,005 \text{ мГл}/\text{км}$. При этом несогласованность по полю должна составить $\pm 1,5 \div 2,0 \text{ мГл}$.

Решение выполнено при $\alpha p = 100$.

Разница полученных абсолютных значений распределения плотности и рассчитанного распределения плотности варианта III [10] приведена на рис. 4. Вспомним, что в варианте III при решении обратной задачи было принято соотношение (1), а абсолютные значения плотностей получены путем прибавления к рассчи-

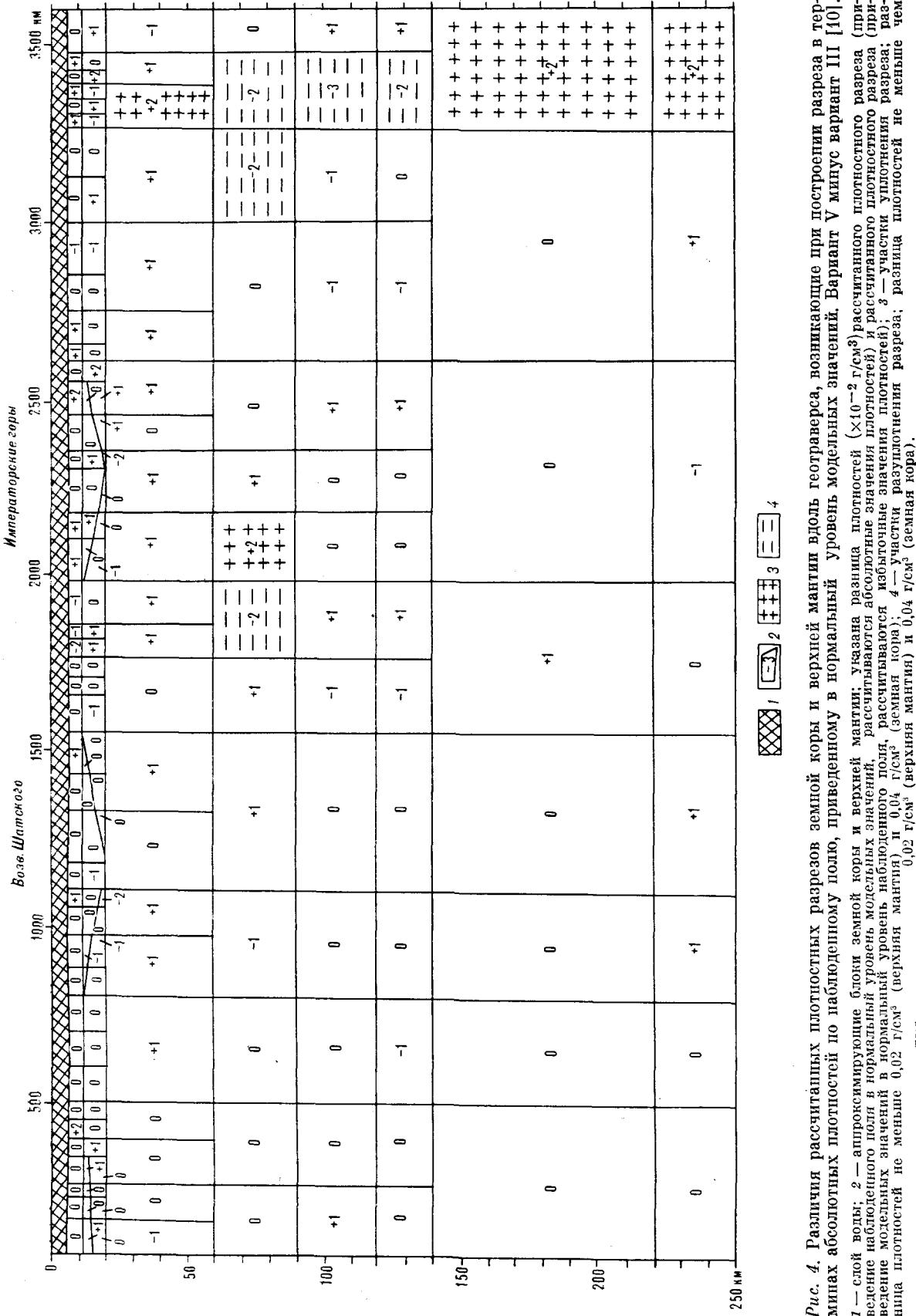


Рис. 4. Различия рассчитанных плотностных разрезов земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса, возникающие при построении разреза в терминах абсолютных плотностей по наблюденному полю, приведенному в нормальный уровень модельных значений. Вариант V минус вариант III [10].
 1 — слой воды; 2 — аппроксимирующие блоки земной коры и верхней мантии; указаны разницы плотностей ($\times 10^{-2} \text{ г/см}^3$) рассчитанного плотностного разреза (предведенное наблюдаемого поля в нормальный уровень модельных значений), рассчитываются абсолютные значения плотности) и рассчитанные значения плотности) и участки уплотнения разреза; разведение модельных значений в нормальный уровень наблюдаемого поля, рассчитываются избыточные значения плотности); 3 — участки уплотнения разреза; разница плотностей не меньше $0,02 \text{ г/см}^3$ (верхняя мантия) и $0,04 \text{ г/см}^3$ (земная кора); 4 — участки разуплотнения разреза, разница плотностей не меньше чем

танным значениям $\sigma_i^{\text{изб}}$ значений нормального разреза $\sigma_i^{\text{норм}}$.

Из рис. 4 видно, что в подавляющем большинстве разница не превышает 0,01 г/см³. Расхождение получено на уровне вероятных ошибок решения обратной задачи и полностью может быть объяснено разными «исходными точками» работы машинного алгоритма. Действительно, в варианте V формально произошло существенное изменение параметризации поля и среды, и можно было бы ожидать значительно большей разницы в результатах вариантов III и V. Этого не произошло, что является дополнительным фактом в пользу выявляемой в результате многовариантного моделирования плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса.

Результаты проведенного вычислительного эксперимента свидетельствуют о равноправности построения геоплотностей в рамках соотношений (1) и (5). Отсюда при соблюдении прочих контролирующих принципов и принятой технологии вытекают три важных следствия:

1) Можно выполнять геоплотностное моделирование непосредственно в абсолютных значениях плотностей. Этот прием является весьма удобным, существенно повышающим наглядность процесса и результатов многовариантного моделирования [9].

2) Нет необходимости выполнять усложняющие перестройки плотностного разреза (если они нежелательны или невозможны), связанные с переводом его в термины избыточных плотностей. Такие перестройки являются минимальными, если априорный разрез имеет главным образом субгоризонтальные границы раздела, совпадающие или следующие параллельно границам раздела в нормальном плотностном разрезе. Но даже в этом случае, как видно из примера геотраверса, степень сложности аппроксимации возрастает в 1,5–2,0 раза. Можно представить возникающие трудности при моделировании переходных зон, если переводить априорные разрезы в плотности, избыточные по отношению к нормальному распределению.

3) Не представляет технологических трудностей использовать при необходимости сколь угодно сложные нормальные плотностные разрезы. Примером такого разреза может служить ряд нормальных плотностных колонок, использованный в [29], если даже этот ряд существенно расширить.

В следующем варианте построения плотностной модели земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса попытаемся реализовать наиболее удобную технологию, вытекающую из методических принципов, принятых в варианте III, и следствий варианта V.

Вариант VI. Задача решается по полю, представленному алгебраической суммой (6). В этом варианте априорный плотностной разрез (см. рис. 1, Б [10]) в абсолютных значениях плотностей σ^{abc} принимает геометрическую аппроксимацию, приведенную на рис. 5. Отсутствие необходимости переводить плотностной разрез в избыточные плотности по отношению к их нормальному распределению упрощает геометрическую аппроксимацию, сокращает число аппроксимирующих элементов с 185 до 143.

Первое приближение плотностного разреза не согласуется с полем (6) на +500,3 мГл. В результате решения обратной задачи необходимо найти такое распределение σ^{abc} , которое бы укладывалось в интервал возможных вариаций относительно априорного (уточнить $B1$ в интервале $-0,030 \pm 0,000$ мГл), и при этом получить невязку по полю $\pm 1,5 \pm 2,0$ мГл.

Решение выполнено при $\alpha p = 100$ (см. рис. 5). На предельных ограничениях определилось лишь 7% параметров, $B1 = -0,022$ мГл/км, невязка по полю $\pm 1,4$ мГл. Таким образом, геоплотностная модель варианта VI является адекватной комплексу исходных данных, оптимально с ними согласована. В рамках этой модели получено устойчивое решение.

С помощью имитационного моделирования получена вероятная ошибка решения обратной задачи (см. рис. 5). В целом ошибка составила $\pm 0,039$ г/см³, в том числе для блоков земной коры и подкорового слоя (до глубины 20 км) $\pm 0,045$ г/см³, для блоков нижележащей мантии $\pm 0,027$ г/см³.

Из сопоставления рис. 6 и 11 [10] следует четкая согласованность результатов — повторение контуров зон разуплотнений. Где в варианте VI произошло обобщение аппроксимирующих блоков, там и получена обобщенная картина зон разуплотнения. Причем общие черты, выявляемые во всех вариантах моделирования, полностью подтвердились. Более того, те аппроксимирующие блоки, геометрия которых не претерпела в варианте VI изменений, практически сохранили полученное в варианте III значение плотностей. За редким исключением произошли изменения, превышающие $\pm 0,02$ г/см³ (т. е. среднеквадратический уровень ошибки, обобщенной из разных вариантов имитационного моделирования).

Интересно отметить следующий факт. Расчет скомпенсированности полученного плотностного разреза относительно нормального показывает, что нескомпенсированность плотностной колонки в районе $X = 1600$ км составляет $+0,4\%$, $X = 3550$ км $+1,4\%$. Указанная разница в степени компенсации, а также разница с результатами варианта I (для $X = 3500$ км нескомпенсированность составляет $-0,006\%$ [10]) оказались следствием введения в модель

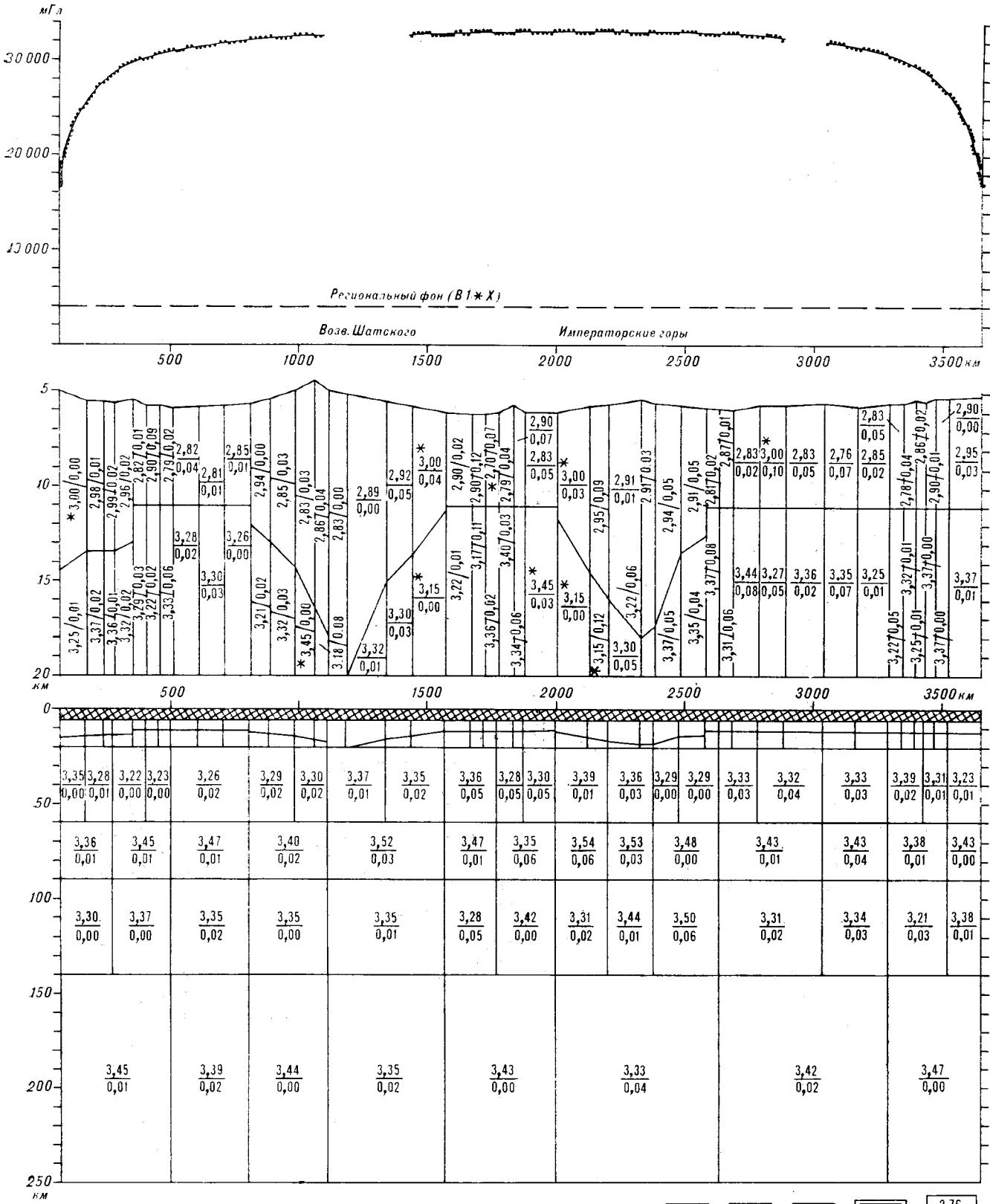


Рис. 5. Рассчитанная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса.

1 2 3 4 5

Вариант VI (приведение наблюденного поля к уровню модельных значений осуществлено по способу использования кривых нормального распределения плотности; параметризация и уточнение наклонной составляющей фоновой компоненты поля проведены путем решения обратной задачи гравиметрии методом квадратичного программирования; рассчитываются абсолютные значения плотностей; геометрическая аппроксимация априорного разреза осуществлена без учета границ раздела в «нормальном» плотностном разрезе).

(1 — кривая гравитационного поля в редукции Фаа, приведенная в уровень модельных значений; исключен эффект слоя воды $\sigma_{\text{вод}} = 1,03 \text{ г/см}^3$; 2 — гравитационный эффект рассчитанного плотностного разреза земной коры и верхней мантии; 3 — слой воды; 4 — аппроксимирующие блоки земной коры и подкорового слоя (глубина до 20 км); 5 — аппроксимирующие блоки земной коры и верхней мантии; значение рассчитанных плотностей (в числителе) и вероятные ошибки их определения (в знаменателе), г/см^3 . Звездочкой помечены значения плотности, определенные на предельных ограничениях).

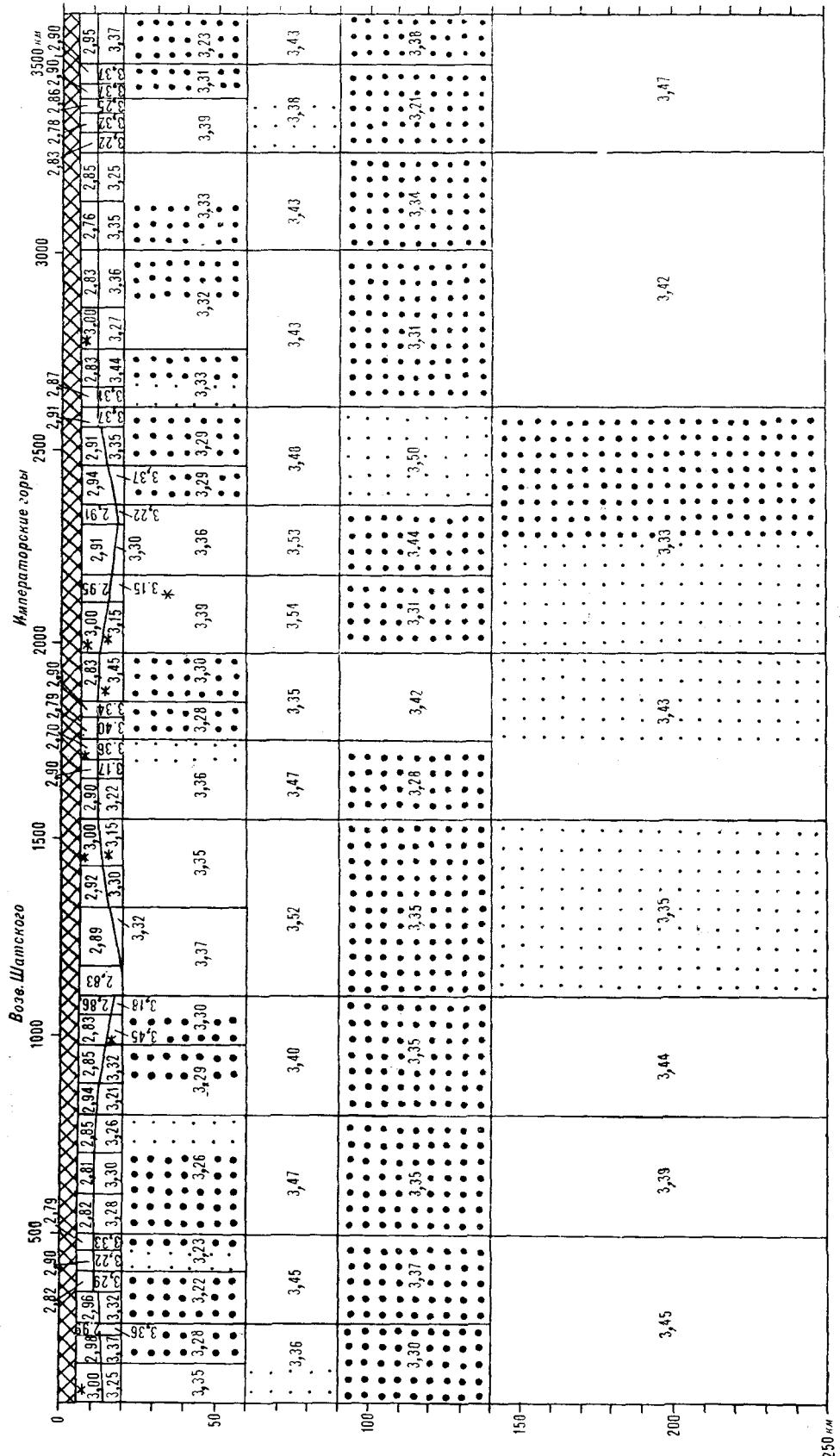


Рис. 6. Зоны разноточности в рассчитанном плотностном разрезе земной коры и верхней мантии вдоль геограверса.

Вариант VI (приведение наблюденного поля к уровню модельных значений осуществлено по способу использования кривых нормального распределения плотности; априорная оценка, параметризации и уточнение исклонной фоновой компоненты пола проведены путем решения обратной задачи гравиметрии методом квадратичного программирования; значениями априорного разреза осущестлена без учета границ раздела в «нормальном» плотностном разрезе). Усл. обозн. те же, что на рис. 1.

и устойчивого определения наклонной составляющей фоновой компоненты поля — $B_1 = -0,022$ мГл/км. Можно ожидать, что в районе активизированной структуры Гавайского хребта ниже моделируемых масс ($X = 3600$ км по профилю или в стороне от профиля) присутствуют разуплотнения относительно нормального распределения плотности.

Полученные результаты свидетельствуют о равноправности построения геоплотностных моделей как в терминах избыточных плотностей по наблюденному аномальному полю, так и в терминах абсолютных плотностей по наблюденному полю, приведенному в нормальный уровень модельных значений. При этом в обоих случаях предпочтительно вводить параметризацию и определение (уточнение) возможной наклонной составляющей фоновой компоненты поля.

Необходимо отметить один важный момент. В понятие многовариантного анализа исследователями [1, 18, 25, 31] наряду с варьированием начальным приближением и ограничениями на плотности вкладывается необходимость варьирования геометрической аппроксимацией плотностного разреза. Нам не приходилось встречаться с примерами такого рода варьирования при качественных построениях сложных моделей. И это не удивительно. Практика показывает, что конкретная обеспеченность данными для конкретного геолого-геофизического разреза предопределяет наиболее подходящую (или возможную) геометрическую аппроксимацию [9]. Вопрос варьирования геометрии еще более осложняется, если исследователь имеет в распоряжении малоэффективные вычислительные средства. Поэтому варьирование геометрии является наиболее сложным и малодоступным способом многовариантного анализа.

Как следует из материалов варианта VI — здесь применено варьирование геометрии плотностного разреза. Другие варианты по отношению к VI являются более усложненными по характеру и деятельности геометрической аппроксимации разреза. Это оказалось возможным благодаря избыточным гравиметрическим данным и вычислительным средствам квадратичного программирования, позволяющим одновременно моделировать огромное число блоков. В варианте VI упрощение выполнено без потери общности постановки задачи и получаемых результатов геоплотностного моделирования вдоль геотраверса.

Таким образом, выявляемая в процессе многовариантного моделирования плотностная структура земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса в варианте VI была подвергнута методически обоснованной, но малодоступной для традиционных технологий апробации на надежность.

При построении плотностной модели геотраверса мы постарались в рамках концепции комплексной интерпретации данных [2, 3, 17, 19] в количественной мере использовать всю известную нам априорную информацию о поле и изучаемой среде. При этом накладывались ограничения на среду и поле в форме неравенств и равенств. Неравенства определяли возможный диапазон изменения плотностей и наклонной составляющей фоновой компоненты поля, а равенства — существенное постоянство массы плотностных колонок и выполнение критерия невязки. Эти ограничения оказались *совместными* в геоплотностной модели вариантов III (V) и VI, т. е. построенная модель является адекватной экспериментальным данным. Поэтому плотностная модель геотраверса может быть признана *оптимальной* [22].

Следствием оптимальности модели является ее принципиальное свойство — для объективной проверки такой модели (оценка точности) нужны дополнительные экспериментальные исследования. Именно этим оптимальные модели отличаются от *состоятельных*, в рамках которых неиспользованная априорная информация создает условия для контроля точности получаемых решений. Однако в рамках состоятельных моделей «не может (принципиально) быть достигнуто максимальное качество решения — максимальная точность» [22].

Каким же образом сопроводить оценкой точности достигнутый оптимальный итог в геоплотностном моделировании? Это должно быть обязательно выполнено, так как является необходимым элементом математического моделирования [22, 28]. Полезным оказывается поиск подходящих способов в смежных областях знаний [30]. А. Н. Тихоновым при проектировании структуры автоматизированной системы обработки данных, типичной для широкого класса физических экспериментов, наряду с этапами обработки наблюдений, анализа (нахождения наиболее близкой модели) и интерпретации выделяется этап анализа точности интерпретации — теоретическая оценка влияния погрешностей входных данных на результат интерпретации (в рамках рассматриваемой модели объекта) [26].

Такой анализ предложено проводить так: по выбранной модели объекта с помощью некоторой модели установки (оператора решения прямой задачи), называемой квазиреальной, вычисляются точные входные данные, затем в эти данные вносятся погрешности типичного уровня, и полученные квазиреальные данные подвергаются математической обработке, включая

чая решение обратной задачи (восстановление выбранной модели объекта). Выполнение такой процедуры названо *квазиреальным экспериментом* [26]. Таким образом, квазиреальный эксперимент дает возможность оценить точность интерпретации при известном уровне погрешности исходных данных.

В [26] приводится пример реализации идеи квазиреального эксперимента при интерпретации данных экспериментальной физики (восстановление сечений вылета нейтронов из атомов вещества при облучении потоком γ -квантов). После получения регуляризованного решения для оценки точности оно было подвергнуто квазиреальной обработке. По полученному сечению вычислялись с машинной точностью значения моделирующего установку интегрального оператора, найденная правая часть подвергалась воздействию случайного шума (уровень шума 1%), и полученные таким образом квазиреальные результаты подвергались вновь математической обработке. Разница полученного по квазиреальным данным и интерпретационного решений дает приближенную оценку точности восстановления сечения.

А. Н. Тихоновым и его учениками идея квазиреального эксперимента применяется при диагностике физических параметров плазменных пучков по рентгеновскому изображению плазмы и ее интерферограмме [14, 27].

В [14] квазиреальные эксперименты проводились по следующей схеме: распределения температуры и плотности вдоль радиуса, полученные для ряда плазменных сечений в результате прямых гидродинамических расчетов, трансформировались (пересчитывались) в плотность почернения фотопленки за серией поглощающих фильтров. Затем на полученные распределения почернения накладывался «пленочный» шум. Полученные таким образом исходные данные обрабатывались точно таким же образом, как и данные реальных экспериментов.

Из приведенных примеров видно, что для оценки точности математического моделирования не потребовалось привлечение дополнительных реальных экспериментальных данных — квазиреальные данные сконструированы собственно средствами и в рамках математического моделирования.

В работе [4] одним из авторов получены положительные результаты использования идеи квазиреального эксперимента для оценки точности решения обратной задачи на реальных данных. Интерпретировалось гравитационное поле в пределах Валской депрессии и Паромайской антиклинальной зоны (Северный Сахалин).

После анализа данных и построения параметризованной геоплотностной модели участка

эта модель была подвергнута квазиреальной обработке. По сконструированному плотностному разрезу выполнялось решение прямой задачи, найденный эффект осложнялся «белым шумом» и региональным фоном, и полученная таким образом квазиреальная модель (теоретическая модель [4]) подверглась математической обработке — решалась обратная задача. Разумеется, при этом начальное приближение отклонялось от «ответа», задачи.

Разница полученного таким образом решения и «ответа» была принята за вероятную ошибку интерпретации реальных данных. Эта ошибка хорошо ($\pm 0,00 \div 0,02 \text{ г}/\text{см}^3$) согласовалась с реальной ошибкой при последующем сопоставлении рассчитанного плотностного распределения с плотностями горных пород по керну глубоких скважин [4]. Таким образом, лишь с некоторыми технологическими упрощениями (методически обоснованными в [5]) авторы выполнили оценку точности геоплотностного моделирования при построении каждой плотностной модели геотраверсов в акватории и окраинных морях северо-западной части Тихого океана [8, 11–13, 32].

В региональных моделях мы имеем дело с неизвестной структурой земной коры и верхней мантии (в смысле прямого опробования), поэтому здесь *единственная* (принципиально) возможность оценить точность геоплотностного моделирования — это привести квазиреальный эксперимент (решить обратную задачу на теоретической модели).

Нужно отметить, что обсуждаемый способ оценки точности математического моделирования имеет место и в практике зарубежной геофизики. Например, Н. Фишер и Л. Говард выполняют так называемое «тестирование данных на искусственной задаче», так как иначе невозможно оценить точность решения обратной задачи на полевых данных, полученных на неизвестной структуре [31].

В. И. Старostenко [17] разработана общая стратегия опробования и «доводки» алгоритмов решения обратной задачи на модельных примерах (с помощью имитационного моделирования). Порядок конструирования и математической обработки имитационных моделей аналогичен квазиреальному эксперименту. Здесь оценивалась возможная точность решения обратной задачи в различных физико-геологических условиях. Выводы, полученные на имитационных моделях, в целом полностью подтвердились [23]. В. Н. Страхов, рассматривая перспективы и пути развития теории и практики интерпретации, приходит к выводу, что только имитационное моделирование позволит оценить эффективность и точность различных подходов и способов интерпретации гравитационного поля [24].

Таким образом, для оценки точности построения плотностной модели геотраверса мы обоснованно применяем имитационное моделирование (квазиреальный эксперимент, решение обратной задачи на теоретической модели, «тестирование на искусственной задаче», решение задачи на модельных примерах). Наиболее подходящим термином нам представляется *имитационное моделирование*.

Следует подчеркнуть, что в отличие от авторов работ [14, 26, 27] мы точность интерпретации связываем не только с уровнем погрешности исходных данных, а с целым комплексом физико-геологических условий моделирования. Исходя из практического опыта геоплотностного моделирования, комплекс условий можно ранжировать по уровню значимости следующим образом: 1) общее число определяемых параметров (неизвестных); 2) надежность априорной информации (диапазон ограничений на неизвестные); 3) глубинность исследований; 4) контрастность и рельефность плотностных границ; 5) соотношение размеров различных аппроксимирующих блоков; 6) обеспеченность гравиметрическими замерами и характер расположения их относительно аномалеобразующих объектов; 7) погрешность гравиметрических замеров; 8) параметризация регионального фона и включение его в вектор определяемых параметров. Такое понимание оценки точности моделирования согласуется с выводами, сделанными в работах [16—18, 20, 21, 23, 30].

Из результатов имитационного моделирования, выполненного в вариантах I [10], III [10] и VI, вытекает следующее. Можно ожидать, что при моделировании геотраверсов в акватории Тихого океана точность восстановления плотностного распределения в целом может составить $\pm 0,03 \text{ г}/\text{см}^3$, в том числе для блоков коры и подкорового слоя $\pm 0,04 \text{ г}/\text{см}^3$, а для аппроксимирующих блоков верхней мантии $\pm 0,02 \text{ г}/\text{см}^3$. Нужно заметить, что плотности в блоках корового и подкорового слоев определяются не только с заметно большей ошибкой, но и менее надежно — все параметры, определенные на «границах», локализуются именно здесь.

Для сравнения приводим вероятную точность геоплотностного моделирования переходных зон [12, 13]. Здесь вероятная точность восстановления плотностей для аппроксимирующих блоков земной коры составляет $\pm 0,02 \div 0,03 \text{ г}/\text{см}^3$, а для аппроксимирующих блоков верхней мантии $\pm 0,01 \text{ г}/\text{см}^3$. Возможность более точно выполнить геоплотностное моделирование переходных зон по гравитационному полю, чем геотраверсов в океанических областях, очевидно, связана с большей «проработанностью» горизонтальных границ раздела, определенных сейсмическими методами.

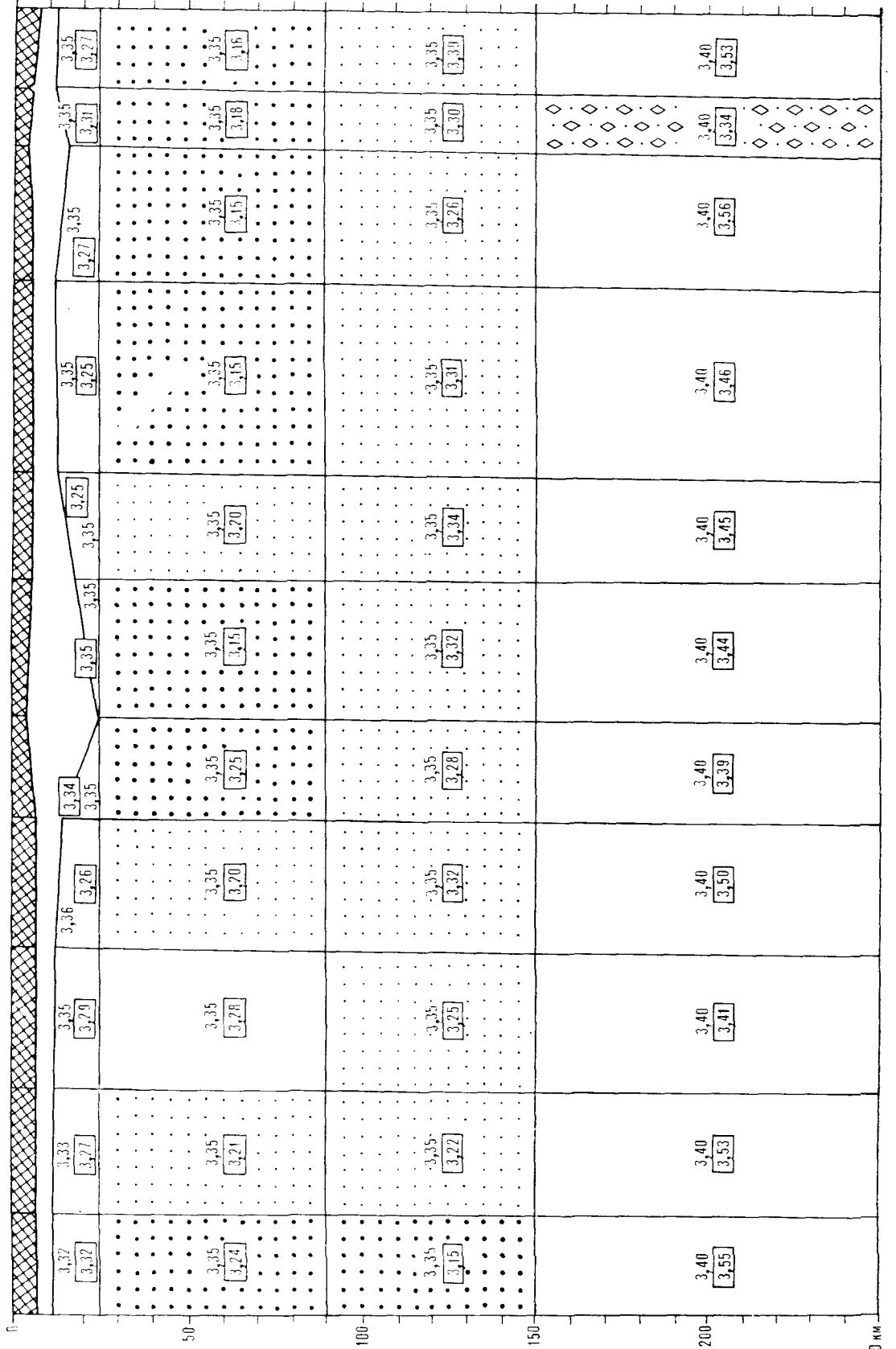
При первом рассмотрении получаемое распределение ошибок геоплотностного моделирования противоречит общим физическим представлениям. Казалось бы, чем ближе к дневной поверхности (гравиметрическим станциям), тем меньше должна быть ошибка решения обратной задачи. Однако опыт, основанный на вычислительном эксперименте, указывает на обратное, и этому есть объяснение. В условиях моделирования конкретных разрезов оказывается необходимым размеры блоков верхней мантии задавать существенно превышающими размеры блоков, аппроксимирующих земную кору. В этом случае более значительные гравитационные эффекты блоков верхней мантии оказываются менее чувствительными к ошибкам в интерпретируемом поле.

Работа Т. В. Романюк и В. Н. Страхова [16] почти целиком посвящена имитационному моделированию плотностных разрезов земной коры и верхней мантии. Полученные этими авторами возможные ошибки восстановления геоплотностей от $\pm 0,01 \div 0,02$ до $\pm 0,03 \div 0,05 \text{ г}/\text{см}^3$ в «тяжелых» условиях хорошо согласуются с нашими результатами. Однако по их результатам более точно восстанавливаются плотности близповерхностных структур. Из этого делается вывод о том, что если закреплять абсолютные значения плотностей на этих структурах, то можно с достаточной точностью выполнять переход к абсолютным плотностям в глубоких частях разреза.

Если же опираться на наши результаты, то такой переход может оказаться недостаточно надежным. Поэтому основными приемами перехода к абсолютным значениям рассчитанных плотностей могут быть два: выполнять моделирование либо в избыточных плотностях по отношению к нормальному распределению, а затем путем добавления нормальных значений получать абсолютные [18], либо непосредственно в абсолютных значениях плотностей — как это сделано в пятом и шестом вариантах построения плотностей модели геотраверса.

В работах [16, 25] модельные примеры конструировались следующим образом: с учетом общих интерпретационных особенностей ГСЗ строились скоростные разрезы, затем скоростные разрезы перестраивались по зависимости $\sigma = f(V)$ в плотностные, поле осложнялось помехами, по осложненному полю решалась обратная задача.

В настоящей работе имитационные модели геотраверса (например, варианта VI) строились так: 1) по рассчитанному *конкретному* (реальному) плотностному разрезу (который в последующем будет служить «ответом» задачи) решается прямая задача в точках профиля; 2) на вычисленные значения поля накладываются среднеквадратическая помеха $\pm 1,4 \text{ мГл}$,



 1	 2	 3	 4	 5	 6	 7
 1	 2	 3	 4	 5	 6	 7

а также фоновая компонента $-0,022$ мГл/км. Так получаются квазиреальные гравиметрические данные; 3) за начальное приближение принимается плотностное распределение с ограничениями, являющееся априорным в реальной задаче. Начальное приближение и ограничение на фон также принимаются в соответствии с параметрами в реальной задаче; 4) решается обратная задача по квазиреальному полю для реального плотностного разреза; 5) сопоставление решения, полученного в п. 4, с «ответом» дает вероятную ошибку построения геоплотностей по реальному полю.

КРАТКИЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В настоящей работе выполнено независимое и существенно более детальное контрольное плотностное моделирование верхней мантии Земли по траверсам Япония — возвышенность Шатского и возвышенность Шатского — Императорские горы. Эти траверсы в известной мере (см. рис. 1, A [10]) повторяют геотраверс Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы, вдоль которого плотностная модель верхней мантии построена авторами ранее [8, 32].

В [18] было высказано пожелание повторного моделирования этого района акватории океана для внесения большей ясности в интерпретацию, при этом рекомендован ряд новых методических принципов и приемов. В варианте I построения плотностной модели геотраверса авторами реализованы принципы и приемы, рекомендованные в [18], как наиболее оптимальные.

Обосновывая свою точку зрения результатами вычислительных экспериментов на ЭВМ, авторы считают наиболее предпочтительной геоплотностную модель вариантов III, V и VI (как менее детальную).

Однако на данном этапе обсуждаются только генеральные черты плотностного строения верхней мантии исследуемой территории, поэтому за основу при сравнении с ранее полученными результатами можно принять любой из вариантов: первый, третий (пятый), шестой.

На рис. 7 в принятых в данной работе терминах выполнено выделение и оконтуривание зон разуплотнения в ранее полученном плотностном разрезе верхней мантии, причем здесь приведен вариант разреза, который, как отмечено [19], более согласуется с представлениями о строении и петрологии верхней мантии Земли. Для этого разреза имитационным моделированием была установлена вероятная ошибка рассчитанного плотностного распределения $\pm 0,04$ г/см³.

Уверенная верхняя граница астеносферы проведена по уменьшению плотности на 0,08 г/см³ (т. е. на величину, равную двойной ошибке решения обратной задачи), а предполагаемая — по уменьшению на $0,04 \div 0,07$ г/см³. Нижняя граница астеносферы проведена по увеличению плотности на 0,10 г/см³ и более.

Сопоставление результатов и выводов, полученных в [8], с материалами настоящей работы приводит к следующему:

1. Полностью подтвердились основные результаты, полученные в [8]: вдоль геотраверса уверенно выявляются вертикальная и латеральная неоднородности верхней мантии; устанавливается повсеместное распространение астеносферного слоя со сложной конфигурацией границ.

2. Ранее установленный [8, 9] плотностной контраст $0,09 \div 0,19$ г/см³ астеносферного слоя по отношению к вышележащей литосфере и нижележащему слою мантии неплохо согласуется с результатами настоящей работы — $0,08 \div 0,11$ г/см³. Последние результаты оказываются в пределах, призываемых петрологами.

3. Трудно было рассчитывать на достаточно точное совпадение контуров астеносферы, а также плотностей аппроксимирующих блоков, полученных в [8], с результатами настоящей работы, если учесть другой характер обобщения (укрупнения) геометрической аппроксимации как по вертикали, так и по латерали. Однако такое совпадение контуров астеносферы и распределения плотностей наблюдается (см. рис. 7). Особенно это относится к блокам астеносферы и подастеносферы и их границе раздела.

4. Наибольшее различие получено в выделении литосферного слоя. Прав был В. И. Стан-

Rис. 7. Зоны разуплотнения в рассчитанном плотностном разрезе верхней мантии вдоль геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы [8] (априорное приведение наблюдаемого поля к нормальному уровню модельных значений осуществлено по способу оценки прямого эффекта от априорного разреза в абсолютных плотностях; параметризация и уточнение фоновой компоненты поля проведены путем решения обратной задачи гравиметрии методом квадратичного программирования; рассчитываются абсолютные значения плотностей).

1 — слой воды; 2 — земная кора; 3 — аппроксимирующие блоки верхней мантии; в рамке рассчитанные, за рамкой априорные значения плотностей; г/см³; 4 — зоны разуплотнения в верхней мантии, выделяемые по уменьшению плотности на верхней горизонтальной границе раздела на величину, большую или равную 0,08 г/см³; 5 — зоны разуплотнения в верхней мантии, выделяемые по уменьшению плотности на верхней горизонтальной границе раздела на величину, меньшую 0,08 г/см³, но большую или равную 0,04 г/см³; 6 — зона разуплотнения в верхней мантии (в подастеносферном слое), выделяемая по уменьшению плотности на вертикальных границах раздела; 7 — координатная ось геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи.

ростенко [18], настаивая на стабильной (плотной и мощной) литосфере между возвышенностью Шатского и Императорскими горами. Этот факт в модели, построенный в настоящей работе, кажется одним из самых очевидных.

5. Разуплотненный блок в подастеносферном слое в районе Императорских гор получил несомненное подтверждение в настоящей работе. Малая его горизонтальная мощность, полученная ранее (см. рис. 7), хорошо согласуется с тенденцией его латеральной локализации в различных вариантах настоящих построений.

Таким образом, в целом результаты, полученные в [8], подтверждаются независимым контрольным моделированием. Главное отличие получено в выделении и оконтуривании литосферного слоя. Непосредственных возможных причин могут быть две: 1. Отсутствие в [8] априорного выделения по данным сейсмологии границы раздела на глубине 60 км, что предопределило «замазывание» плотного литосферного основания менее плотными неоднородностями верхов литосферы и астеносферным слоем. 2. Предварительное исключение в [8] из геоплотностного моделирования объема земной коры. Это привело к дополнительным погрешностям ± 18 мГл в интерпретируемом поле. Вероятно, такая большая погрешность и сказалась в основном на ближайшем к расчетным точкам профиля слое литосферы.

Приводим другие возможные причины отличия результатов, полученных в [8] и в настоящей работе.

1. Интерпретируемое поле в [8] было представлено 60 гравиметрическими определениями, точность которых к моменту решения обратной задачи составила ± 20 мГл. В настоящей работе участвовало в моделировании 306 гравиметрических определений с обобщенной погрешностью $\pm 1,5$ мГл. Как следствие, в [8] получена вероятная ошибка плотностного распределения $\pm 0,04$ г/см³, вдвое большая, чем в настоящей работе, — $\pm 0,02$ г/см³.

2. В [8] применен способ приведения поля, реализованный в варианте IV настоящей работы. Вариант IV не признан надежным с количественных позиций, хотя качественные черты полученного плотностного распределения удовлетворительны. Поэтому нет большой уверенности, что уровень приведения в [8] определен достаточно надежно.

3. Существует дистанция в проложении профилей геотраверсов (см. рис. 1, А [10]), моделируемых в [8] и в настоящей статье.

Полученное в данной работе распределение геоплотностей в земной коре и верхней мантии является в методическом отношении более надежным, чем ранее полученные результаты. Кроме того, получено существенно более детальное и точное плотностное распределение.

Обсуждение детальной плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса будет темой следующей статьи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В [10] и в настоящей статье на основе сейсмической модели среды и анализа гравиметрических наблюдений в редукции Фая выполнено построение априорной плотностной модели земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы — Гавайи. На первом этапе моделирования априорный разрез переведен в избыточные плотности по отношению к значениям нормального распределения плотности. Сделан вывод о заметной нескомпенсированности априорного разреза относительно нормального и поставлена задача получить по возможности скомпенсированный геоплотностной разрез. Показаны технологические трудности перевода плотностного разреза в избыточные плотности и факторы, определяющие горизонтальную мощность аппроксимирующих блоков. Рассмотрена роль краевого наращивания (нормального дополнения) плотностного разреза. Слой воды переведен в разряд «известного». В итоге построение геоплотностной модели формулируется как задача комплексной интерпретации данных гравитационного и сейсмических методов.

В качестве численного метода интерпретации привлечен алгоритм квадратичного программирования. Рассмотрены ценные качества припятого метода для преодоления принципиальных трудностей решения обратной задачи гравиметрии. При этом анализируются решаемые задачи и результаты применения квадратичного программирования в практике отечественной и зарубежной гравиметрии.

Выполнено построение шести вариантов геоплотностной модели геотраверса, каждый из которых включает несколько решений обратной задачи при разных параметрах алгоритма и модели.

В вариантах использованы разные способы фиксированного (или априорного) приведения модельных значений поля к нормальному уровню модельных значений; прием априорной оценки (параметризации) и уточнения наклонной составляющей фоновой компоненты поля; варьирование начальным приближением плотностного распределения и варьирование априорной оценкой уровня приведения поля (в случае его параметризации и уточнения); но варьирование геометрической аппроксимацией плотностного разреза; приемы моделирования плотностного распределения в избыточных и абсолютных значениях; выполнены количеств-

венные оценки скомпенсированности рассчитанных плотностных распределений относительно значений нормального распределения плотности; обоснован способ и выполнена оценка точности геоплотностного моделирования. Укрупненная схема этапов моделирования приведена на рис. 8.

По результатам многовариантного численного моделирования наиболее предпочтительными признаны варианты III (V) и VI. Здесь рассчитанные плотностные модели геотраверса отвечают следующим критериям: наблюденное и модельное поля согласованы по среднеквадратической мере, соответствующей ошибке наблюдений; паклонная составляющая фоновой компоненты поля и плотностное распределение получены в рамках установленных ограничений; плотностные колонки рассчитанных разрезов по возможности скомпенсированы относительно значений нормального распределения плотности. Отклонения от геоизостазии хорошо согласуются с характером распределения аномальных значений поля вдоль профиля, а также с рассчитанной наклонной составляющей фоновой компоненты поля, с неоднородностями рассчитанного плотностного разреза, с предполагаемыми неоднородностями во внешней области моделируемой среды.

Делается вывод о предпочтительности использования способа фиксированного приведения модельных значений поля к нормальному уровню (или наблюденных значений поля в нормальный уровень модельных), основанного на использовании кривых нормального распределения плотности. Этот способ является более надежным для моделирования океанических геотраверсов, где разрезы земной коры и верхней мантии отстраиваются по сейсмическим данным существенно горизонтально-слоистыми.

Обосновывается формальная и практическая (численная) равнозначность моделирования разрезов как в избыточных, так и в абсолютных плотностях. Последний прием признается существенно более простым по технологии, характер геометрической аппроксимации плотностного разреза оказывается полностью независимым от характера границ раздела в нормальном плотностном разрезе. Однако, если позволяет количество гравиметрических станций и численный метод обеспечивает устойчивое решение обратной задачи при значительном усложнении плотностной модели, жела-

тельно учитывать характер плотностных границ нормального разреза. Это дает дополнительную возможность для локализации плотностных неоднородностей, выявляемых в процессе моделирования.

Доказывается (вычислительным экспериментом) устойчивое определение наклонной составляющей фоновой компоненты поля, имеющей физико-геологическое толкование. Однако при этом необходимо применять наиболее сложный вычислительный алгоритм.

Для вариантов геоплотностного моделирования построены рассчитанные плотностные разрезы земной коры и верхней мантии в терминах зон разуплотнения.

В варианте III (V) геоплотностной модели в разрезе уверенно выделяются (в терминах плотностей): земная кора с ослабленными «корнями» основных морфоструктур морского дна; плотный подкоровый слой (до глубины 20 км); мощная двухслойная литосфера со стабильным (плотным) основанием (глубины 20—90 км); мощная и повсеместная астеносфера, имеющая сложный контур нижней границы раздела (глубины 90—140—220 км); относительно более плотный подастеносферный слой, терпящий низкоплотный разрыв под Императорскими горами. В целом уверенно выявляется латеральная неоднородность рассчитанного плотностного разреза.

Выполнено сопоставление с ранее полученными результатами геоплотностного моделирования по траверсу Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы. Сделан вывод о согласованности результатов в целом. Различиям дается объяснение.

Обоснование и изложение методических принципов и технологии моделирования геотраверса призваны способствовать развитию методики построения плотностных моделей земной коры и верхней мантии по гравитационному полю.

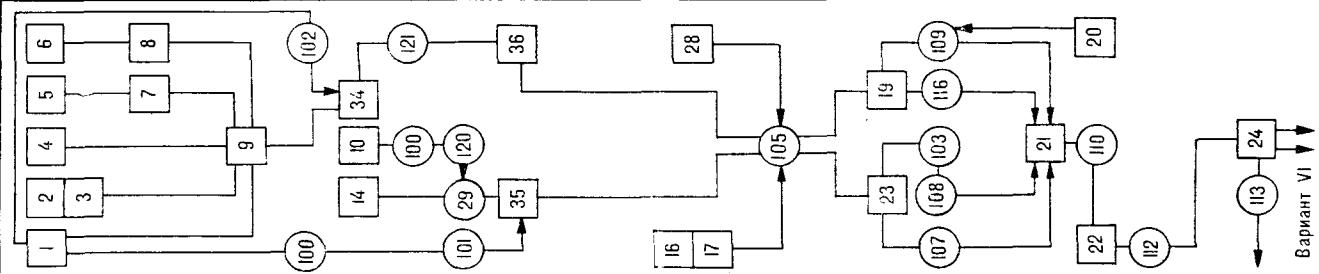
Обсуждение детальной плотностной структуры земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса, дальнейшее геоструктурное и геодинамическое истолкование результатов плотностного моделирования будут изложены в следующей статье.

Авторы благодарят профессора В. И. Старостенко, стимулировавшего [18] проведение настоящих исследований, а также В. Г. Козленко за дискуссию при обсуждении результатов.

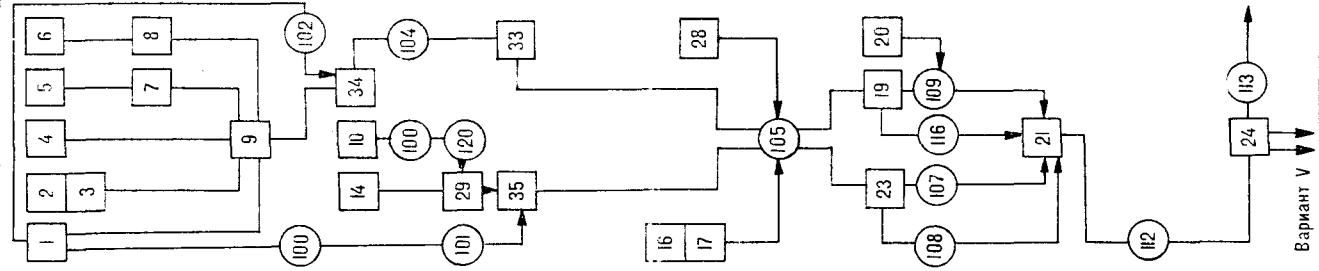
ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е., Дж. Бодин. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей.—Физика Земли, 1978, № 2.
2. Голиздра Г. Я. Основные задачи комплексной интерпретации гравитационного и сейсмических методов.—В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
3. Голиздра Г. Я. О моделях среды при комплексной интерпретации гравитационного поля и сейсмических наблюдений.—В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев: Наук. думка, 1981.
4. Исаев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на при-

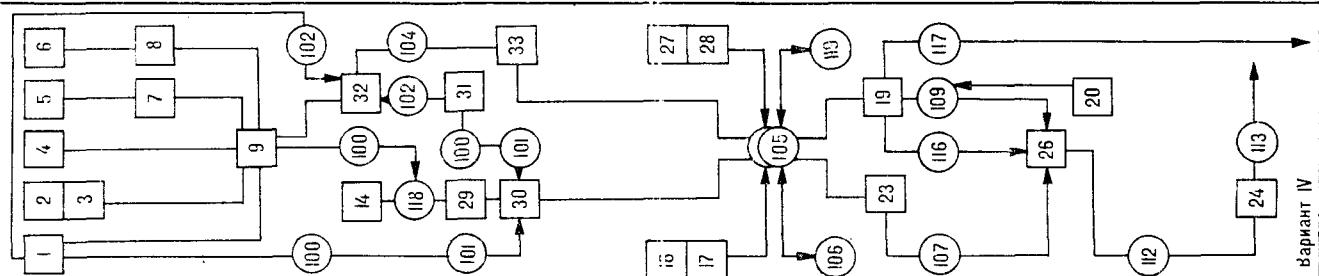
Вариант VI



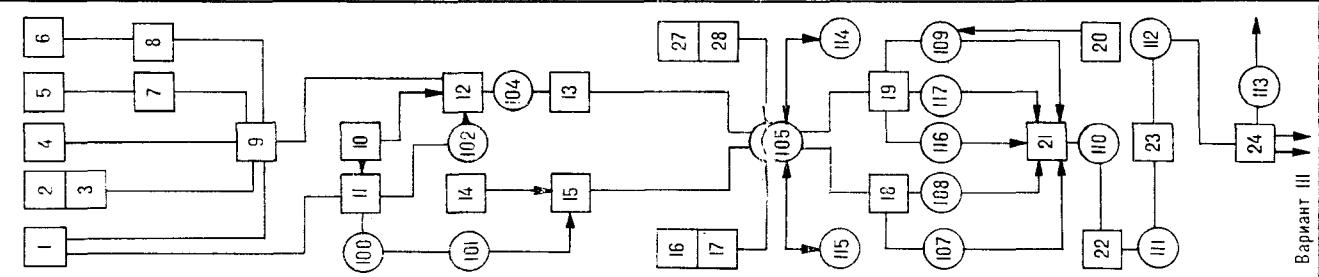
Вариант V



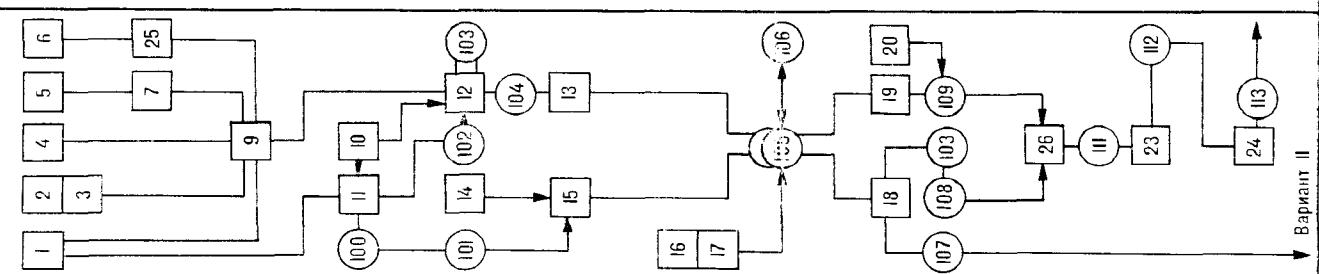
Вариант IV



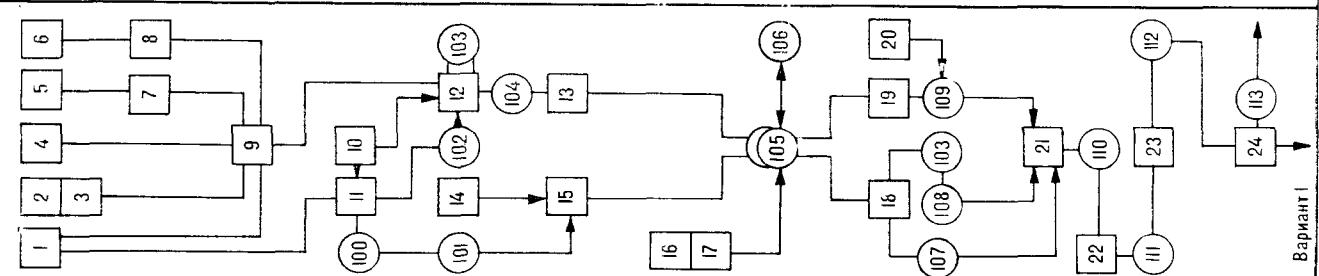
Вариант III



Вариант II



Вариант I



- мере профиля Средние Лангары-Мухто (Северный Сахалин).—Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
5. Исаев В. И. Интерпретация гравитационного поля методом нелинейного программирования.—Тихоокеанская геол., 1986, № 6.
 6. Исаев В. И., Хростовская Н. В. О реализации на ЕС-ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке.—В кн.: Разведочная геофизика: теория, методика и результаты. Киев: Наук. думка, 1984.
 7. Козленко В. Г. Применение системного подхода к интерпретации данных гравиметрии.—В кн.: Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наук. думка, 1984.
 8. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотрaversа Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы.—Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
 9. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. О построении региональных плотностных моделей.—Тихоокеанская геол., 1985, № 2.
 10. Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Плотностная модель тектоносферы вдоль геотрaversа Япония — Гавайи.—Тихоокеанская геол., 1986, № 5.
 11. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Плотностная характеристика акустического фундамента Курило-Камчатского региона.—Тихоокеанская геол., 1984, № 5.
 12. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотрaversа Камчатка — Тихий океан.—Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
 13. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотрaversа Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан.—Тихоокеанская геол., 1985, № 6.
 14. Митрофанов Б. Б. Применение методов многомерного поиска при обработке физических экспериментов.—В кн.: Пакеты прикладных программ. Методы оптимизации. М.: Наука, 1984.
 15. Рингевуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.—М.: Недра, 1981.
 16. Романюк Т. В., Страхов В. Н. Восстановление плотности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. II.—Физика Земли, 1984, № 7.
 17. Старostenко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.—Киев: Наук. думка, 1978.
 18. Старostenко В. И. О построении региональных плотностных моделей.—Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
 19. Старostenко В. И., Оганесян С. М. Решение обратных задач гравиметрии методами математического программирования.—В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979.
 20. Старostenко В. И., Заворотко А. Н. Решение обратных задач гравиметрии для нескольких контактных поверхностей.—Физика Земли, 1982, № 3.
 21. Старostenко В. И., Исаев В. И., Сидоренко О. В., Васильев П. Б. Опыт применения нелинейного программирования для решения обратной задачи гравиметрии.—Геофиз. журн., 1985, № 3.
 22. Страхов В. Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений.—В кн.: Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: ИФЗ АН СССР, 1979.
 23. Страхов В. Н. Важная веха.—Физика Земли, 1984, № 1.
 24. Страхов В. Н. Перспективы и пути развития теории и практики интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.—Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
 25. Страхов В. Н., Романюк Т. В. Восстановление плот-

Рис. 8. Блок-схемы моделирования.

Входные и выходные данные: 1 — рельеф морского дна; 2 — глубина подошвы земной коры, по корреляционному анализу аномалий Буге; 3 — глубина подошвы земной коры, по данным ГСЗ; 4 — границы раздела верхней мантии, по данным сейсмологии; 5 — распределение сейсмических скоростей в земной коре, по данным ГСЗ; 6 — распределение сейсмических скоростей в верхней мантии, по данным сейсмологии; 7 — эмпирическая зависимость плотность — скорость, по Нейбу и Дрейпу; 8 — эмпирические зависимости плотность — скорость, по С. С. Красовскому и М. П. Воларовичу; 9 — априорный плотностной разрез; 10 — нормальный плотностной разрез, по В. Г. Козленко; 11 — аномальный разрез слоя воды; 12 — априорный аномальный плотностной разрез без слоя воды; 13 — аппроксимация аномального плотностного разреза (с учетом границ раздела в нормальном разрезе); 14 — наблюденное аномальное поле; 15 — наблюденное аномальное поле за вычетом эффекта слоя воды; 16, 17 — пределы изменения соотношения плотность — скорость для глубин соответственно 60 и более 60 км; 18 — рассчитанный плотностной разрез в избыточных плотностях; 19 — поле рассчитанного плотностного разреза; 20 — сведения об ошибке наблюдаемого поля; 21 — оптимальная геоплотностная модель; 22 — геоплотностная модель с оценкой точности; 23 — рассчитанный плотностной разрез в абсолютных плотностях; 24 — зоны разуплотнения в рассчитанном плотностном разрезе; 25 — эмпирические зависимости плотность — скорость, по С. С. Красовскому и М. П. Воларовичу (без учета высокого всестороннего давления на глубине); 26 — неоптимальная геоплотностная модель; 27 — оценка пределов изменения нормального уровня поля; 28 — оценка пределов изменения наклонной составляющей фоновой компоненты поля; 29 — приведенное наблюденное поле; 30 — приведенное наблюденное поле за вычетом эффектов слоя воды и краевого наращивания; 31 — краевое наращивание плотностного разреза;

32 — априорный плотностной разрез без слоя воды и краевого наращивания; 33 — аппроксимация плотностного разреза (с учетом границ раздела в нормальном разрезе); 34 — априорный плотностной разрез без слоя воды; 35 — приведенное наблюдение поля за вычетом эффекта слоя воды; 36 — аппроксимация плотностного разреза (без учета границ раздела в нормальном разрезе). Преобразования данных: 100 — решение прямой задачи гравиметрии; 101 — исключение эффекта из поля; 102 — исключение «известного» из разреза; 103 — расчет степени скомпенсированности плотностного разреза относительно нормального; 104 — детальная параметризация плотностного разреза (с учетом границ раздела в нормальном разрезе); 105 — решение обратной линейной задачи гравиметрии; 106 — варьирование параметром регуляризации; 107 — проверка критерия соответствия разреза априорным ограничениям на распределение плотности; 108 — проверка критерия скомпенсированности плотностного разреза; 109 — проверка критерия «невязки»; 110 — имитационное моделирование и оценка точности рассчитанного плотностного разреза; 111 — перевод плотностного разреза из избыточных в абсолютные плотности; 112 — выделение и оконтуривание зон разуплотнения; 113 — первоначальный геолого-геофизический анализ плотностного разреза; 114 — варьирование ограничениями на наклонную составляющую фоновой компоненты поля; 115 — варьирование алгоритмом формирования множества индексов номеров неравенств; 116 — проверка критерия соответствия наклонной составляющей фоновой компоненты поля априорным ограничениям; 117 — проверка критерия соответствия поправки к нормальному уровню поля априорным ограничениям; 118 — приведение наблюденного поля в нормальный уровень модельных значений; 119 — варьирование априорной оценки нормального уровня; 120 — суммирование эффекта в поле; 121 — детальная параметризация плотностного разреза (без учета границ раздела в нормальном разрезе).

- ности земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии. I.—Физика Земли, 1984, № 6.
26. Тихонов А. Н. О математических методах автоматизации обработки наблюдений.—В кн.: Проблемы вычислительной математики, М.: МГУ, 1980.
27. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. и др. Вычислительный эксперимент при решении обратных задач диагностики плазмы.—В кн.: Пакеты прикладных программ. Вычислительный эксперимент. М.: Наука, 1983.
28. Тузев И. К., Миков Е. Г. Соотношение наблюдений, эксперимента и измерений в науках о Земле.—Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
29. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б. и др. Строение тек-
- тоносферы Индостана и прилегающих акваторий по сейсмическим и гравитационным данным.—В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Доклады. Т. 8. М.: Наука, 1984.
30. Шалаев С. В. Геологическое истолкование геофизических аномалий с помощью линейного программирования.—Л.: Недра, 1972.
31. Fisher N., Howard L. Gravity interpretation with the aid of quadratic programming.—Geophysics, 1980, v. 45, N 3.
32. Kosygin V. Yu., Isaev V. I. Density Model of the upper Mantle along the Section Japan—Shatsky Rise—Emperor Seamounts.—Modern Geology, 1984, v. 8, N 4.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, ПГО Сахалингеология
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
31 марта 1986 г.

УДК 550.83+551.24(267)

*П. М. Сычев, В. М. Воробьев, Л. М. Лютая, В. Н. Патрикесов,
А. А. Попов, В. В. Ревердатто, В. В. Соинов*

СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮГО-ЗАПАДА БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА (Индийский океан)

В результате работ НИС «Пегас» (рейс 24) и НИС «Морской геофизик» (рейсы 20 и 22) в юго-западной части Бенгальского залива выявлена осадочная толща мощностью до 4 км, деформированная в крупные пологие антиклинальные поднятия с амплитудой около 2 км и поперечными размерами до 120 км. Крупные поднятия, в свою очередь, осложнены более мелкими складками с поперечными размерами от 10 до 20 км и амплитудой до нескольких сот метров. Начало образования наблюдавшихся деформаций, включая активизацию Восточно-Индийского хребта, связывается с поздним миоценом. Более древнее проявление интенсивной складчатости в регионе относится, по-видимому, к позднему мелу. К этому времени относится, видимо, и формирование поднятия, которое связывается с Хребтом 85°. На основании соответствия форм де-

формаций осадочной толщи с рельефом акустического фундамента, конфигурации поднятий и других признаков сделан вывод, что образование как крупных, так и мелких деформаций осадков обусловлено механическим воздействием магмы, проникающей по разломам из аномальных зон верхнейmantии в земную кору. Отмечается, что позднемиоценовая магматическая активность захватывает обширные районы Индийского океана. Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что основные особенности геологического развития региона во многом обусловлены проявлениями магматизма в виде более или менее продолжительных импульсов или фаз. Предполагается, что с магматизмом вообще связаны многие тектонические деформации осадков, наблюдающиеся в океанах.

В 1982—1983 гг. Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт* Дальневосточного научного центра АН СССР провел геолого-геофизические исследования на НИС «Пегас» (рейс 24) и «Морской геофизик» (рейсы 20 и 22) в северо-восточной части Индийского океана. Исследования проводились по программе ГЕОПОЛ (сравнительная характеристика геофизических полей Тихого и Индийского океанов). Одновременно учитывались рекомендации Рабочей группы SEATAR (тектоника и ресурсы Юго-Восточной Азии), согласно которым признано желательным проведение комплексных геолого-геофизических работ по ряду широтных геотрaversов. Для исследований была выбрана полоса геотрaversа № 3, более удаленная от экономических зон, чем другие. В ходе работ экспедиции решались и дополнительные задачи, связанные с изучением теплового потока и магнитного поля Восточно-Индийского хребта, изучалось прослеживание южного продолжения Хребта 85°. Работы проводились в районе, ограниченном примерно 1—6° с. ш. и 82—91° в. д.

В настоящей статье изложены результаты, в основном касающиеся тектонических дефор-

маций в юго-западной части Бенгальского залива, тогда как другие данные приведены лишь частично и будут опубликованы подробнее позднее. Хотя тектонические деформации в рассматриваемом регионе, благодаря проведенным исследованиям и бурению [11, 19], уже были известны, тем не менее они не привлекли внимания и, по существу, остались без обсуждения. Между тем, как будет показано ниже, вопросы о времени их возникновения и природе имеют весьма важное значение для понимания геологической истории региона.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В комплекс геолого-геофизических исследований входили: непрерывное сейсмическое профилирование, метод преломленных волн, гравиметрия, магнитометрия, измерения теплового потока и драгирование.

Сейсмическое профилирование, явившееся основным источником информации о структуре осадков, проводилось с помощью электроискрового источника и системы регистрации отраженных волн. Энергия излучения в зависимости от мощности осадков выбиралась в пределах 30—100 кДж. Регистрация на однока-

* Теперь Институт морской геологии и геофизики

нальную косу велась в диапазоне частот 40—150 Гц при скорости судна 6,5—7,5 узлов. Интервал излучения составлял преимущественно 9 с, а при большой мощности осадков — 12 с.

Работы методом преломленных волн выполнялись с помощью сейсмического буя. В качестве излучателя использовалась пневмопушка с объемом рабочей камеры 30 л. Дальность регистрации составила 20—28 км.

Измерения теплового потока выполнены на НИС «Морской геофизик» преимущественно в пределах Восточно-Индийского хребта. Наблюдение гравитационного поля проводилось непрерывно на борту НИС «Пегас». Также непрерывно на обоих судах регистрировалось магнитное поле.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОСАДКОВ

Бенгальский залив или Бенгальский конус выноса характеризуется наличием мощного осадочного чехла. Максимальная мощность осадков в северной части залива превышает 16 км [11]. К югу мощность осадков постепенно уменьшается, по влияние рек Ганга и Брахмапутры, как переносчиков осадочного материала, сказывается до 5—7° ю. ш. В районе исследований мощность осадков колеблется от 0,5 до 5 км.

Одним из главных элементов структуры земной коры рассматриваемого региона является Восточно-Индийский хребет. Обладающий удивительной прямолинейностью, он протягивается почти строго меридионально на расстояние около 5000 км, погружаясь на севере Бенгальского залива под осадочный чехол. Его относительная высота достигает 4 км при ширине около 200 км.

Второй «захороненный» хребет выделен Дж. Р. Кэри с соавторами [11, 13] в западной части залива и назван Хребтом 85°. Имея на севере меридиональное простирание, при движении к югу на широте Шри Ланка хребет отклоняется к западу. Протяженность хребта оценивается в 1400 км, а максимальные поднятия в рельфе фундамента достигают 6 км.

Осадочные слои в северной части залива (севернее 10° с. ш.) залегают спокойно, почти горизонтально, что послужило основанием для вывода об отсутствии значительных внутритечевых деформаций [19]. Тем не менее анализ взаимоотношений осадков в скв. 217 и 218, а также данные отраженных волн позволили [11] выделить три несогласно залегающих отражающих горизонта, которые трассируются через весь залив. Эти горизонты приурочены к контакту отложений плиоцена и четвертичного времени (граница *Q*), к верхней

части миоцена (граница *M*) и приблизительно к основанию эоцен (граница *P*). Как предполагается, эти горизонты отмечают время как краевых, так и внутриплитовых деформаций в заливе и могут быть согласованы с fazами горообразования в восточной части Гималаев, результатом которых явилось изменение условий осадкообразования. Природа тектонических деформаций в заливе осталась, по существу, без обсуждения, или предполагалось, что она связана с механическими явлениями, обусловленными движениями отдельных плит литосферы.

Результаты исследований, выполненных на НИС «Пегас» и «Морской геофизик», показывают, что южнее 10° с. ш. характер тектонических деформаций довольно существенно меняется. Они становятся более контрастными и интенсивными.

На рис. 1 приведен один из протяженных сейсмических разрезов, начинающийся вблизи скв. 216 на востоке и проходящий далее на запад в направлении Шри Ланка примерно до 3° с. ш. По мощности осадков и характеру деформаций разрез может быть разделен на две части: восточную и западную.

Восточная часть разреза отражает поднятие Восточно-Индийского хребта. Мощность осадков здесь составляет около 500 м. Наиболее древние из них, непосредственно перекрывающие «второй» океанический слой, относятся к позднему маастрихту. Близкий параллелизм всех границ, смятых в сложные складки осадков и поверхности морского дна, указывает на то, что наблюдаемые деформации возникли, по-видимому, в позднем миоцене и продолжались вплоть до четвертичного времени (рис. 2).

К западу от хребта располагается котловина, заполненная осадками, мощность которых достигает 4 км. Несогласия, упомянутые выше (*Q* и *M*), делят разрез на три толщи. Верхняя залегает почти всюду горизонтально и имеет мощность до 150—200 м. Отражающие горизонты второй толщи, подопьва которой фиксируют поздний миоцен, несут в себе некоторые элементы деформаций, проявляющиеся более заметно в присводовых частях поднятий. Третья — нижняя часть разреза мощностью около 3 км — деформирована в отчетливые крупные и мелкие складки. Крупные складки выражены в виде пологих поднятий с попечерными размерами около 120 км и амплитудой 2—3 км. В той или иной мере все эти поднятия осложнены мелкими складками с амплитудой обычно в несколько сот метров при ширине 10—20 км.

Обращает на себя внимание параллельность отражающих границ в доверхнемиоценовых осадках и рельефа акустического фундамента.

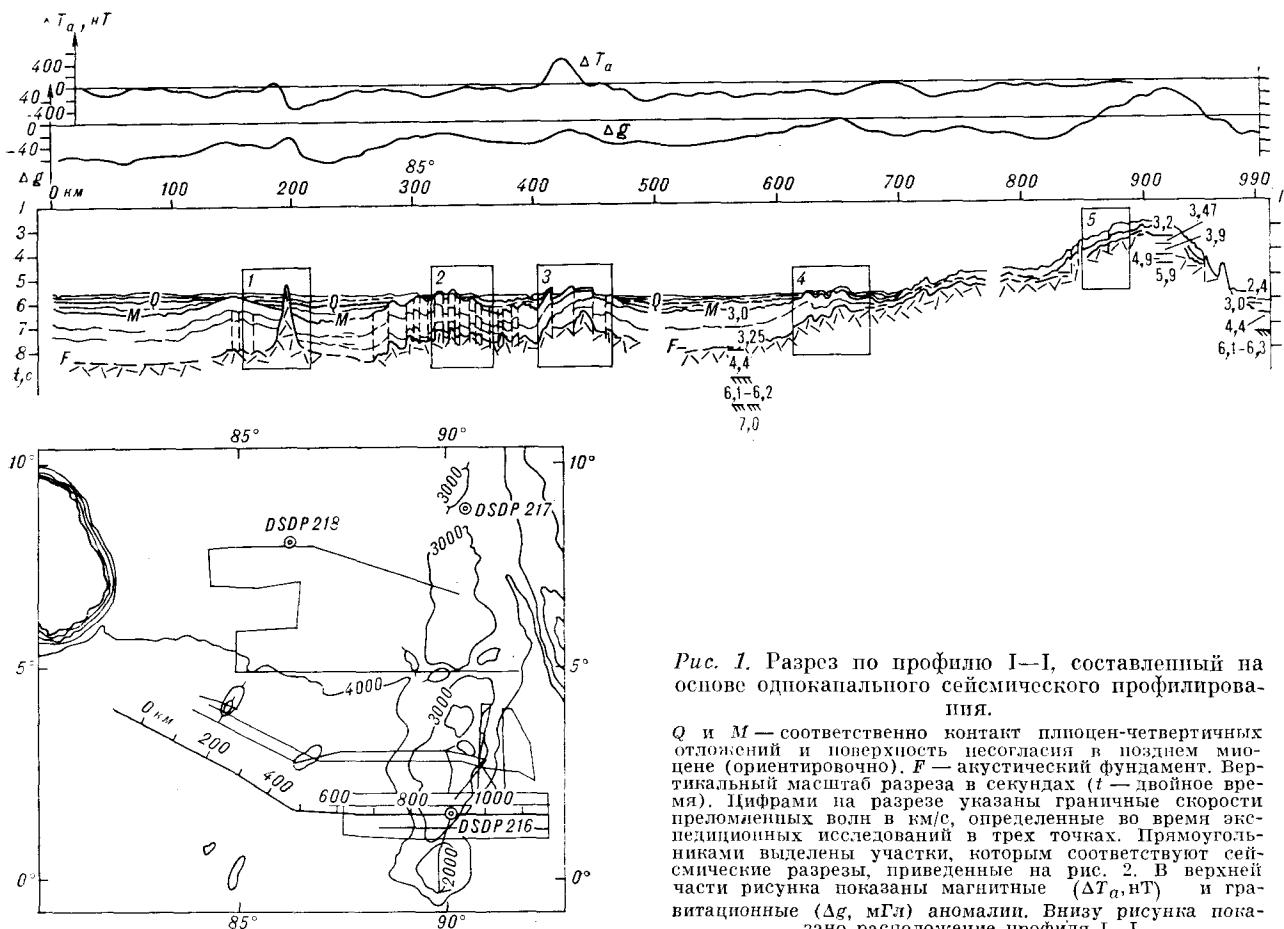


Рис. 1. Разрез по профилю I—I, составленный на основе однокапельного сейсмического профилирования.

Q и *M* — соответственно контакт плиоцен-четвертичных отложений и поверхность несогласия в позднем миоцене (ориентировочно). *F* — акустический фундамент. Вертикальный масштаб разреза в секундах (*t* — двойное время). Цифрами на разрезе указаны граничные скорости преломленных волн в км/с, определенные во время экспедиционных исследований в трех точках. Прямоугольниками выделены участки, которым соответствуют сейсмические разрезы, приведенные на рис. 2. В верхней части рисунка показаны магнитные (ΔT_a , $^{\circ}C$) и гравитационные (Δg , мГл) аномалии. Внизу рисунка показано расположение профиля I—I.

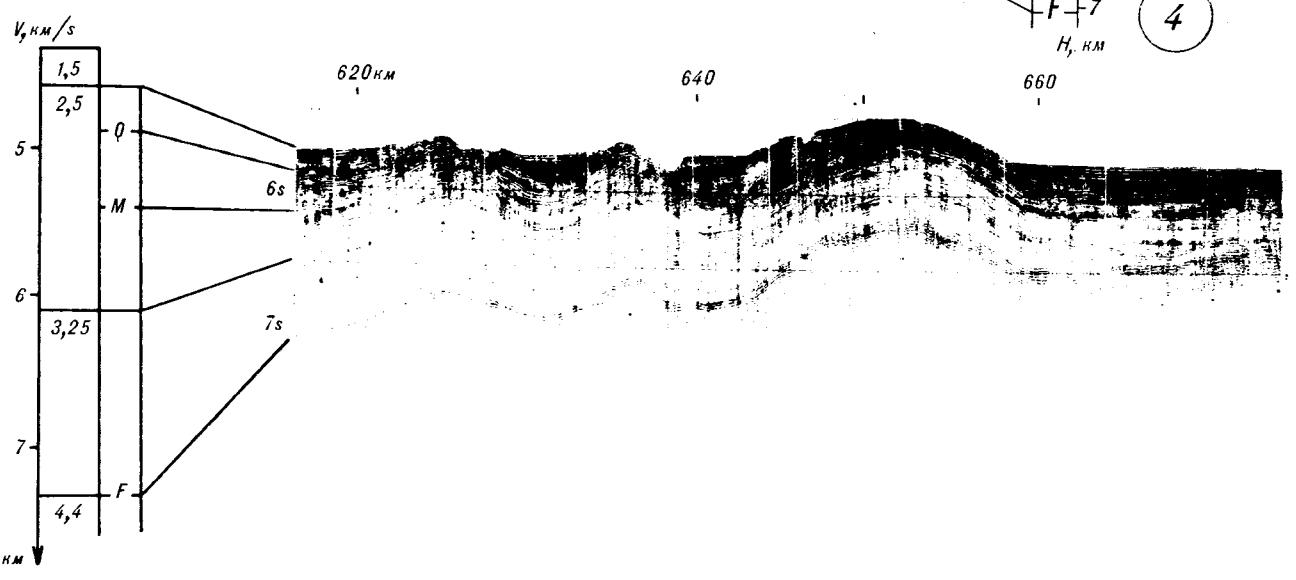
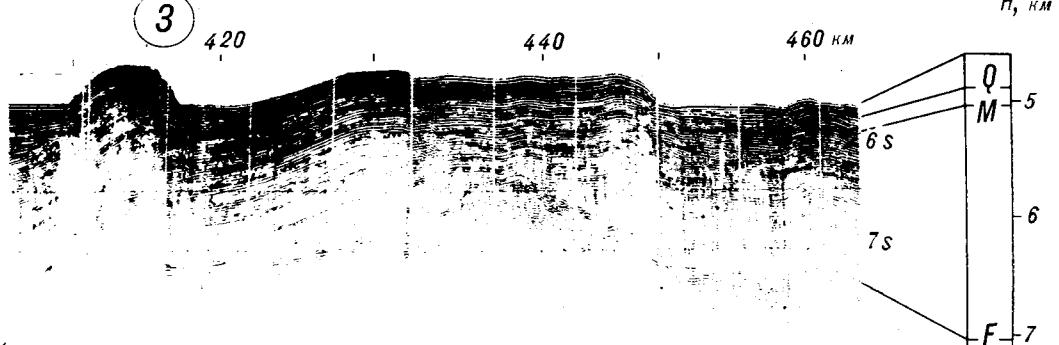
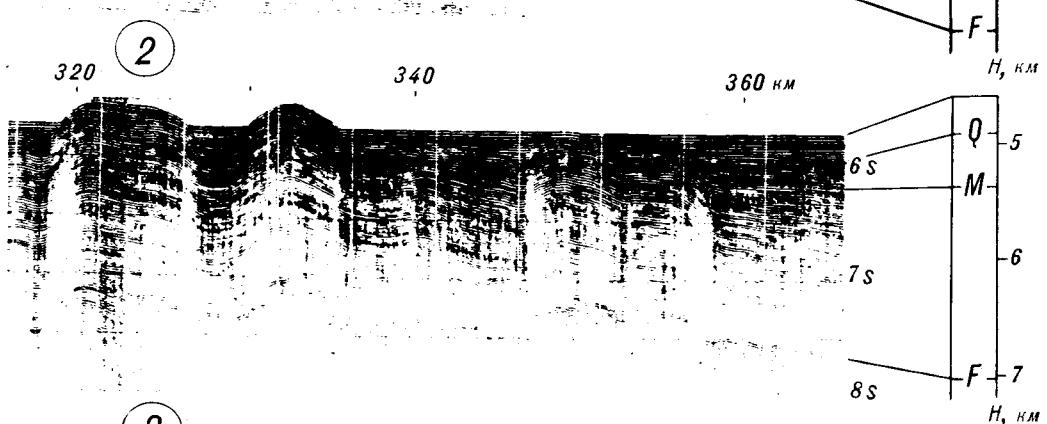
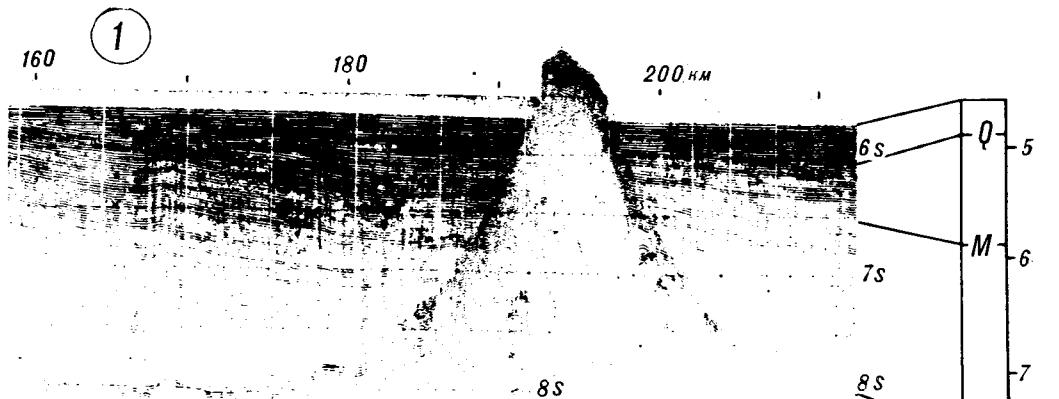
Даже незначительные выступы и изгибы последнего почти всюду отражаются в вышележащих слоях. Примечательно также, что мелкие складки обычно ограничены вертикальными разрывами, указывающими на кратковременность событий, связанных с образованием деформаций. Примеры непосредственной записи характера деформаций и взаимоотношение различных слоев показаны на рис. 2.

Основываясь на стратиграфической привязке несогласий в верхней части разреза осадков, можно сделать вывод, что как крупные поднятия, так и мелкая складчатость обусловлены деформациями, проявившимися в позднем миоцене. Именно в это время, после сравнительно спокойной тектонической обстановки, на широкой площади юго-запада Бенгальского залива осадки подверглись интенсивной деформации с образованием целого ряда крупных и мелких поднятий. Насколько можно судить по имеющимся данным [3, 5], эти позднемиоценовые деформации захватили обширные районы центральной впадины Индийского океана, простирающиеся до 8—10° ю. ш. Как правило, они выражаются в виде поднятий в рельфе дна высотой 100—400 м при ширине 30—

40 км [5]. Причем эти мелкие поднятия часто тяготеют к более крупным, ранее образованным структурам типа горы Афанасия Никитина.

Позднемиоценовые деформации затронули и Восточно-Индийский хребет. Например, в северной его части, судя по сейсмическому разрезу, расположенному на широте 10° с. ш. ([11], рис. 4), верхнемиоценовая граница действительно фиксирует время подъема всех нижележащих осадочных слоев над хребтом.

Хотя наиболее интенсивная складчатость относится к позднему миоцену, медленный рост поднятий продолжался и позднее, вплоть до современного времени. Это обстоятельство является одной из причин хорошего отражения верхнемиоценовых поднятий в рельфе дна Бенгальского залива. В сущности, почти все положительные формы рельефа дна отражают позднемиоценовые поднятия, которые, в свою очередь, связаны с воздыманием рельефа акустического фундамента. Однако далеко не все поднятия находят отражение в рельфе дна. Поэтому, ориентируясь на рельеф дна, можно было бы полагать, что простиранье поднятий юго-запада Бенгальского залива имеет северо-северо-восточное — юго-юго-западное направле-



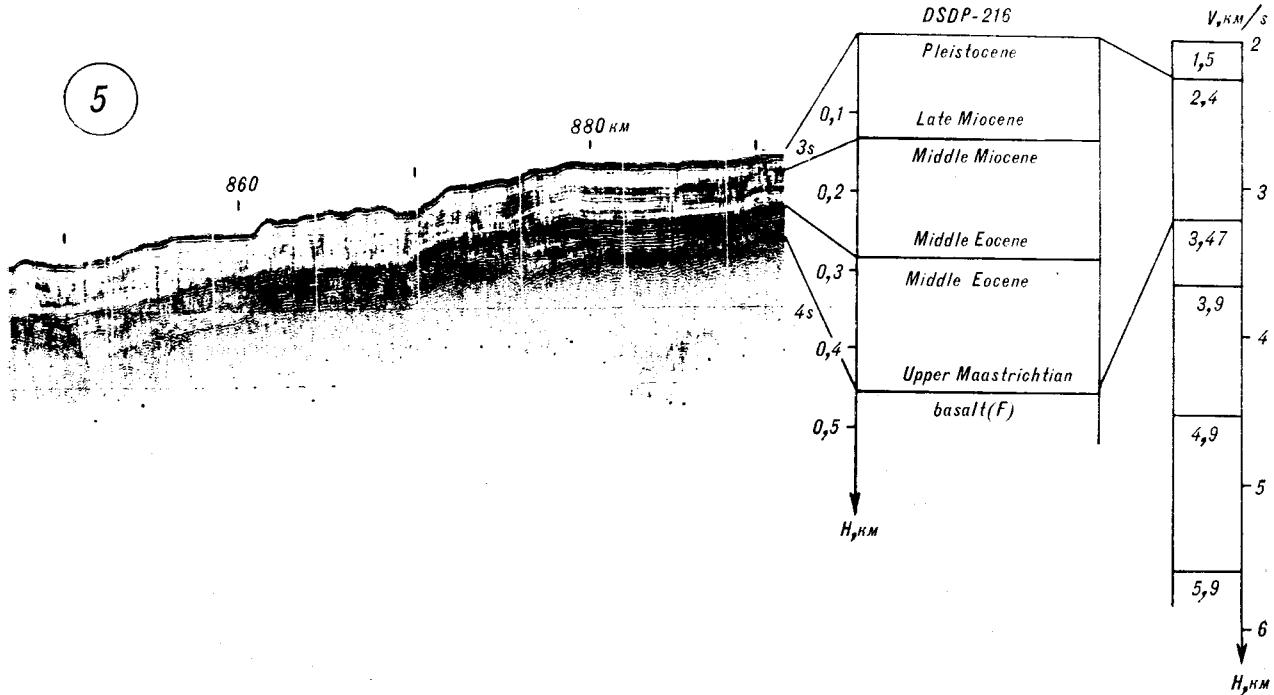


Рис. 2. Фрагменты сейсмических разрезов 1, 2, 3, 4 и 5.

Цифры в кружках соответствуют номерам прямоугольников на рис. 1. Обозначения те же. Вертикальный масштаб в секундах (двойное время) и километрах от уровня моря. Для сейсмического разреза 5 показано также стратиграфическое разделение осадков согласно DSDP 216.

ние. Но карта рельефа акустического фундамента (рис. 3) показывает, что поднятия не обладают четко упорядоченной линейной структурой, а, скорее, представляют собой отдельные изолированные, конусообразные или вулканоподобные горы, хотя элементы северо-восточного простирания и существуют.

Учитывая хорошую корреляцию рельефа фундамента и позднемиоценовых поднятий, трудно предполагать какие-либо существенные тектонические деформации во временному интервале, представленном нижней частью разреза осадочной толщи. Поверхность несогласия (P), предполагаемую в интервале времени от палеоцена до среднего эоцена [11, 19], обнаружить в тектонических деформациях на представленном разрезе (см. рис. 1) затруднительно, хотя возможность ее существования, по-видимому, исключать полностью не следует.

Более древний этап активных тектонических событий следует, очевидно, связывать со временем образования Восточно-Индийского хребта, т. е. с поздним мелом. Зарождение хребта относится, видимо, к более раннему периоду, но именно в позднемеловое время на севере он достиг максимальных высот и местами выходил на поверхность. Таким образом, временный интервал, разделяющий эти два этапа высокой тектонической активности, составляет около 40—50 млн. лет.

Особое место среди поднятий фундамента занимает Хребет 85° . Время его образования точно неизвестно. Палеоцен-эоценовая поверхность несогласия несколько приподнята над северной частью этого хребта [11], что может быть обусловлено либо продолжающимся его ростом, либо иными причинами. Во всяком случае, можно считать, что в палеоцен-эоценовое время формирование хребта в основном закончилось, т. е. начало его образования относится к более раннему времени, возможно, также к позднему мелу. Как предполагается [13], хребет начинается на севере Бенгальского залива в районе максимальной мощности осадков и продолжается на юг вплоть до 5° ю. ш. Его отличительной особенностью считается [11, 13] то, что он характеризуется в гравитационном поле интенсивными отрицательными аномалиями, достигающими — 75 мГл. Кроме того, хребет выражен также и в магнитном поле в виде асимметричной аномалии.

Если Хребет 85° действительно существует, то на юго-западе Бенгальского залива с ним следует связывать узкую конусообразную возвышенность в интервале профиля 180—200 км (см. рис. 1). Именно эта «захороненная» гора имеет, видимо, довольно древний возраст и характеризуется соответствующей аномалией магнитного поля. Другие поднятия фундамента в этом районе имеют позднемиоценовый воз-



Рис. 3. Карта рельефа акустического фундамента (мощности осадков) юго-запада Бенгальского залива. Изолинии глубин даны от поверхности дна. Составлена на основе разрезов, полученных во время экспедиций, и литературных данных.

раст и в магнитном поле, за одним исключением, не отмечаются. Поднятие Хребта 85° , как и все другие поднятия фундамента, отмечается в гравитационном поле относительным максимумом. Вычисленная плотность поднятия выше плотности осадков на $0,2 \cdot 10^3$ кг/м³. Подобное соотношение между поднятиями фундамента и гравитационным полем сохраняется в пределах исследованного района и далее на север до 8° с. ш. Представляется нелогичным, чтобы уже на 10° с. ш. ситуация изменилась на противоположную. В связи с этим возможны, пожалуй, лишь два объяснения: либо в один хребет объединены две совершенно разнородные структуры, либо сделаны ошибки при измерении гравитационного поля. В любом случае требуются дальнейшие исследования истинной структуры предполагаемого хребта и его гравитационной характеристики.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Сведения о строении земной коры и верхней мантии немногочисленны. Тем не менее имеющиеся данные позволяют сделать ряд интересных выводов.

Результаты исследований методом преломленных волн в значительной степени связаны с характеристикой «второго» и иногда верхов «третьего» океанического слоев, тогда как общая мощность земной коры и скоростная структура верхней мантии остаются слабоизученными.

«Второй» океанический слой, подстилающий осадки, обычно выделяется достаточно уверенно и в районах депрессий характеризуется скоростями сейсмических волн от 4,4 до 5,1

км/с. Его мощность составляет около 1,5 км. «Третий» океанический слой имеет скорости 6,2–6,8 км/с при мощности от 3,5 до 6,7 км [2].

В пределах Восточно-Индийского хребта строение земной коры значительно усложняется. Общая мощность «второго» слоя в целом по хребту изменяется от 2 до 4,5 км, т. е. она значительно увеличивается, а сам слой становится более неоднородным. На представленном разрезе (см. рис. 1), который расположен вблизи скв. 216, акустическому фундаменту соответствует слой со скоростью 3,5 км/с и мощностью менее 0,5 км. Ниже выделяется слой со скоростью 3,9 км/с и мощностью около 0,5 км. Наконец, третий слой, характеризующийся скоростью 4,9 км/с, имеет мощность около 1,0 км. Небольшие скорости сейсмических волн в верхней части разреза «второго» слоя могут свидетельствовать о том, что в данном случае акустический фундамент не сложен полностью базальтами, вскрытыми бурением, а, скорее, представлен их чередованием с осадочными породами. Поэтому, возможно, под акустическим фундаментом имеется более древний осадочный комплекс.

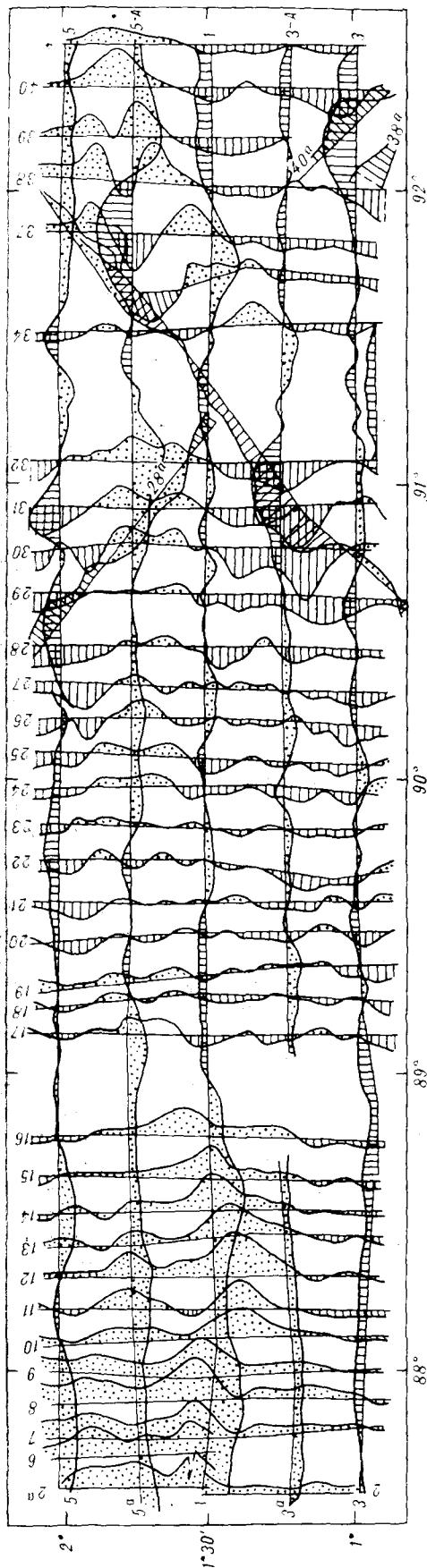
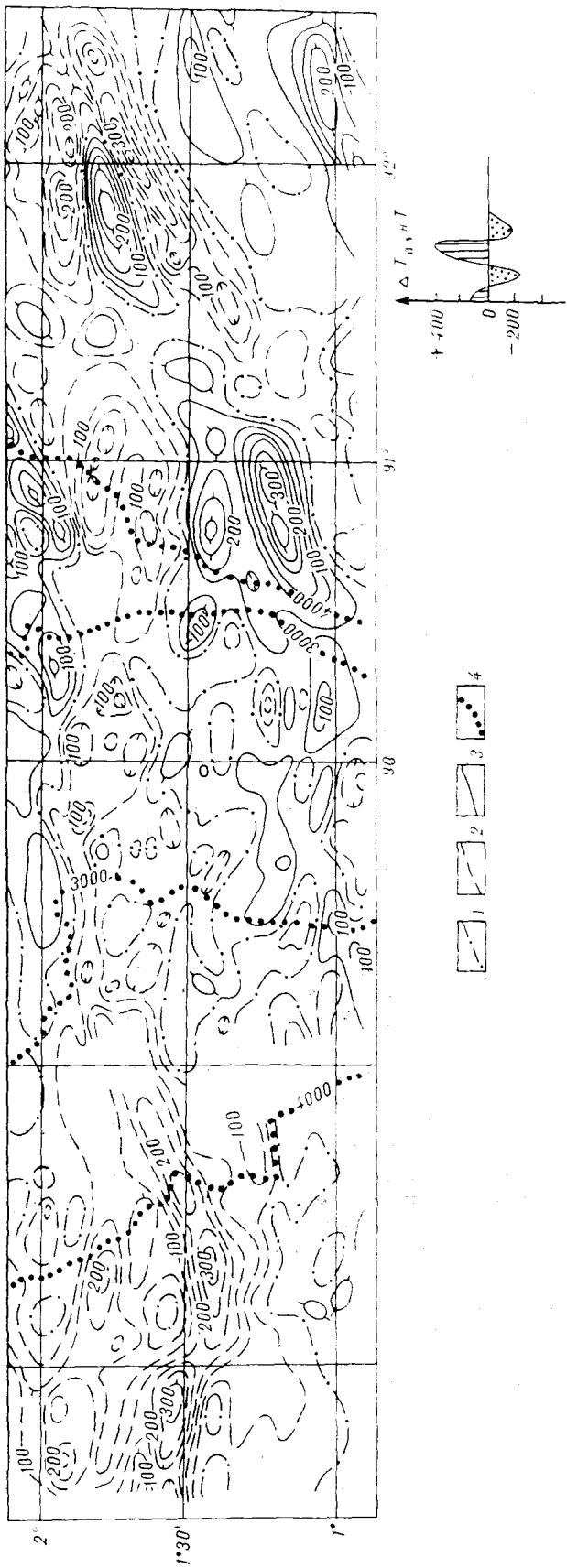
Мощность «третьего» слоя и в целом земной коры под Восточно-Индийским хребтом достоверно не установлена. Согласно сейсмическим исследованиям методом преломленных волн [2], она составляет 3–5,5 км, а глубина поверхности Мохоровичча — около 12 км от поверхности воды. Однако интерпретация гравитационных данных требует для компенсации поднятия хребта наличия «корня» из аномальной мантии, простирающегося до глубин 22–24 км, с недостатком плотности по отношению к мантийному материалу в $0,3 \cdot 10^3$ кг/м³ [2]. В сущности, эти плотности ($3,0 - 3,1 \cdot 10^3$ кг/м³) характерны для нижней части разреза земной коры, а не для аномальной мантии. К. Боуин [10], подробно проанализировавший природу гравитационной аномалии Восточно-Индийского хребта, пришел к выводу, что поднятие хребта полностью скомпенсировано увеличением мощности земной коры за счет привноса вулканического материала. Сходный вывод сделан ранее на основании сейсмологических данных [20], согласно которым мощность земной коры под хребтом составляет 23 км. Кроме того, здесь выделены две границы в верхней мантии на глубинах 87 км и от 102 до 127 км, образующие отчетливую зону, которая, возможно, является низкоскоростной и связана с частично расплавленным материалом верхней мантии. Не исключено, что с образованием и эволюцией этой зоны связаны землетрясения, которые характерны для района исследований [15]. Возможно также, что она является источником магм, с которыми, как будет пока-

зано ниже, связано образование деформаций осадочной толщи.

Другая проблема связана с природой крупнейшего гравитационного минимума. Этот минимум находится как раз в пределах района позднемиоценовых деформаций осадков. Не останавливаясь на обзоре работ, посвященных выяснению причин гравитационного минимума, отметим, что он приурочен к району аномального прогибания земной коры и значительной мощности осадков. Именно это обстоятельство в конечном счете и позволяет объяснить наличие глубокого гравитационного минимума и аномалии поверхности геоида. Подобное заключение следует из следующей предпосылки.

При «нормальной» плотности мантии стандартный океанический разрез включает примерно 5 км воды и 5 км твердой оболочки земной коры. Сохранение изостатического равновесия при накоплении осадков в этом случае определяется формулой $H = \frac{\delta_0 - \delta_1}{\delta_0 - \delta} \cdot H_0$, где H — мощность осадков; H_0 — глубина водного слоя, замещенного осадками; δ_0 , δ и δ_1 — соответственно плотность подкорового слоя, осадков и воды. При постоянной мощности земной коры и плотности слоев соответственно 3,3, 2,4 и $1 \cdot 10^3$ кг/м³ в случае накопления 4-километровой мощности осадков получим, что они должны заместить около 2 км воды. Тогда глубина океана должна составить около 3 км или немногим больше. На самом же деле при мощности осадков в юго-западной части района до 4–5 км (см. рис. 3) глубина океана здесь превышает 4 км. Это означает, что прогибание дна океана в рассматриваемом районе связано не только с накоплением осадков, но и с иными причинами. При этом величина аномального прогибания составляет более 1 км. Для сохранения изостатического равновесия необходимо, чтобы плотность верхней мантии под осадками была большей по сравнению с ее «нормальными» значениями. Увеличение плотности верхней мантии, если оно сосредоточено в верхнем 100-километровом слое, составит около $+0,024 \cdot 10^3$ кг/м³, в 200-километровом слое — $+0,012 \cdot 10^3$ кг/м³ и т. д. В силу того, что дефицит масс, создаваемый осадками и аномальным прогибанием земной коры, расположены вблизи поверхности наблюдения, а компенсирующие их избыточные массы удалены, суммарный гравитационный эффект будет характеризоваться отрицательными величинами. Возможно, мощность земной коры в рассматриваемом районе может быть несколько увеличена и за счет притока сиалических магм. Тогда следует ожидать, что величина аномального прогибания или

Рис. 4. Карта гравиляров и изодинам ΔT_a района Восточно-Мидийского хребта.
 1 — нулевая изодинама; 2 — отрицательные значения аномального поля; 3 — положительные значения аномального поля; 4 — рельеф дна. Цифры на рисунке — номера профилей.



переуглубления котловины может составить около 1,5—2 км, и соответственно плотнее должна быть и верхняя мантия в некотором интервале глубин.

Участки уплотненной мантии в принципе могут располагаться на различных глубинах. Однако есть основания полагать, что они сосредоточены в верхних слоях мантии. Как показывает изучение скорости поперечных волн, последние при пересечении геоидального минимума распространяются значительно быстрее, чем по другим путям [14]. Поскольку, как отмечается, длиннопериодные волны Рэлея также распространяются значительно быстрее в окрестностях этого минимума, то следует предполагать, что существенная часть источника скоростной и плотностной аномалии лежит в верхних 300 км мантии. Если это так, то уплотнение 300-километрового слоя верхней мантии составит около $0,006 \cdot 10^3$ кг/м³ или несколько больше.

Таким образом, выясняется, что не только земная кора, но и верхняя мантия в регионе является неоднородной. Разница ее плотности под Восточно-Индийским хребтом и лежащим к западу районом гравитационного минимума составляет не менее $0,006 \cdot 10^3$ кг/м³. Возможным объяснением этого различия являются либо температурные вариации, либо, что более вероятно, некоторые изменения химического состава.

Для оценки общей геологической обстановки представляется целесообразным привести так-

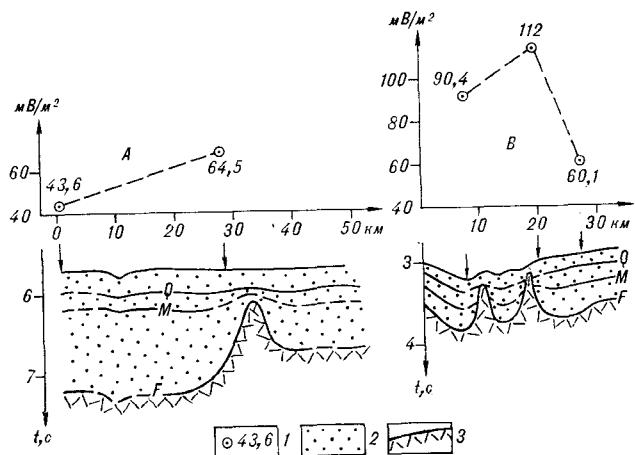


Рис. 6. Сопоставление теплового потока и рельефа акустического фундамента.

Расположение профилей (A и B) см. на рис. 5. 1 — величина теплового потока в мВ/м²; 2 — осадки; 3 — поверхность акустического фундамента. Остальные обозначения те же, что на рис. 1.

же сведения о характере магнитного поля и распределении теплового потока, которые получены в основном в пределах Восточно-Индийского хребта. Результаты магнитной съемки представлены в виде графиков и карты изодинам ΔT_a на рис. 4. Магнитное поле выражено аномалиями, хотя и имеющими часто изометричную форму, но обладающими достаточно четко выраженным широтным и субширотным простираем. Отдельные положительные аномалии прослеживаются лишь на короткое расстояние. В этой связи следует подчеркнуть ненадежность и даже неправомерность идентификации аномалий в случае большого расстояния между профилями наблюдений.

Восточно-Индийский хребет выражен слабо-переменным магнитным полем. К западу от хребта одновременно с увеличением мощности осадков общий уровень магнитного поля уменьшается, тогда как к востоку он увеличивается. Отличительной чертой магнитного поля является тот факт, что не наблюдается какой-либо связи между рельефом фундамента хребта и магнитными аномалиями.

Отмеченные особенности характера магнитного поля позволяют сделать заключение, что Восточно-Индийский хребет, по крайней мере в пределах района исследования, сложен преимущественно слабомагнитными породами, т. е., по-видимому, средними или даже кислыми. Благодаря слабой намагниченности пород хребта в магнитном поле отражается, вероятно, какой-то древний структурный план земной коры, основные элементы которого («реликты») имеют субширотное простирание.

Карта теплового потока, где представлены результаты 38 измерений, выполненных на НИС «Морской геофизик», показана на рис. 5. Ано-

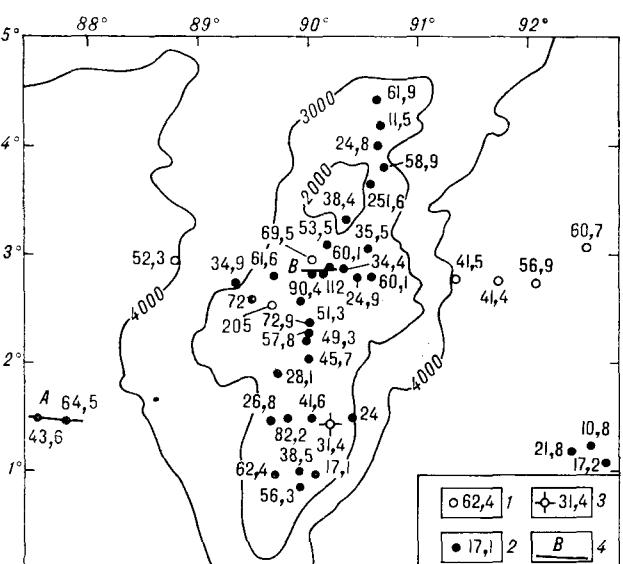


Рис. 5. Карта теплового потока района Восточно-Индийского хребта.

1 — известные данные по тепловому потоку (см. [12]); 2 — измерение теплового потока во время экспедиций НИС «Морской геофизик» (1982—1983 гг.); 3 — скв. 216; 4 — профили (см. рис. 6).

мальные величины теплового потока, достигающие 205—251 мВт/м², приурочены к осевой части Восточно-Индийского хребта. При этом, как правило, аномально высокие величины теплового потока зафиксированы над локальными поднятиями поверхности акустического фундамента. Возрастание величины теплового потока над некоторыми выступами обусловлено, видимо, повышенной теплопроводностью фундамента, но ряд тепловых аномалий явно связан с наличием источников избыточного тепла (рис. 6). Расчетные глубины залегания этих источников, определенные по схеме параметрической интерпретации тепловой аномалии за счет интрузии [6], составляют 11—15 км. Для района, где величина теплового потока равна 251 мВт/м², эта глубина равна 6—7 км от поверхности дна. Конечно, следует иметь в виду, что это предельно возможные оценки, тогда как истинные глубины могут быть гораздо меньше.

Высокий тепловой поток над некоторыми выступами фундамента и одновременно поднятие слоистых осадков или нарушение слоистости в этих местах свидетельствуют, что отдельные участки изученной части Восточно-Индийского хребта, испытавшие локальные восходящие движения, несомненно, связаны с тектономагматической активизацией, которая началась в позднем миоцене и продолжается в настоящее время.

ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Наиболее однозначно природа тектонических деформаций устанавливается для западного участка района исследований, который характеризуется наличием довольно мощной толщи осадочных пород. Как уже указывалось, наблюдаемые здесь крупные пологие поднятия в осадках обусловлены такими же выступами акустического фундамента. Выступами отдельных сравнительно небольших блоков фундамента обусловлена и мелкая складчатость. Во всех этих случаях направление движений, создающих эти деформации, является преимущественно вертикальным. В то же время при тщательном анализе возможных зон разрывных дислокаций в осадках, сопровождающих образование мелких складок, обнаруживается, что их формирование в некоторых случаях сопровождалось движениями, имеющими, видимо, значительную горизонтальную составляющую. Однако это обстоятельство не изменяет вывода о том, что вертикальные движения в целом являются преобладающими. Проблема

заключается лишь в выяснении причин этих движений.

Нет никаких оснований полагать, что вертикальные движения являются следствием каких-либо горизонтальных деформаций или сжимающих сил. С другой стороны, наблюдается четкая закономерность, заключающаяся в том, что к более или менее значительным поднятиям акустического фундамента приурочено увеличение мощности «второго» океанического слоя, который становится при этом более неоднородным (см., например, [7]). Поскольку «второй» слой связывается чаще всего с магматическими породами, то естественно считать, что и обсуждаемые поднятия также связаны с увеличением мощности «второго» слоя благодаря привносу магматического материала из недр Земли, который происходил в основном в позднем миоцене, но в ослабленном виде продолжается под некоторыми поднятиями до настоящего времени.

Деформации осадков Восточно-Индийского хребта в общем носят такой же характер, что и в рассмотренной выше депрессии. Наличие же отдельных интенсивных положительных аномалий теплового потока непосредственно свидетельствуют о существовании здесь в недавнем прошлом или даже в настоящее время магматических очагов. Мagma, по-видимому, не только внедряется где-то в толще «второго» слоя, но может проникать и в осадки, образуя структуры, сходные с диапирами. Подобные структуры в пределах Восточно-Индийского хребта отмечены Дж. Р. Кэрри с соавторами [11].

Если судить по строению Восточно-Индийского хребта, то рост мощности «второго» слоя сопровождается здесь гораздо более значительным увеличением мощности «третьего» слоя. Можно полагать, что такое увеличение происходит также и под позднемиоценовыми поднятиями, расположеннымными к западу от хребта.

Как уже отмечалось в предшествующем разделе, тектономагматическая активность в рассматриваемом регионе связана с двумя этажами, разделенными длительным интервалом спокойной тектонической обстановки. По-видимому, справедливо предположение [19], что эти этапы совпадают с fazами поднятия Гималаев. Наличие же субширотных магнитных аномалий позволяет предполагать, что существовал какой-то и гораздо более древний структурный план, созданный на ранних этапах формирования земной коры в Индийском океане.

Результаты исследований могут быть использованы и для обсуждения более общих вопросов истории геологического развития северо-востока Индийского океана и, в частности, происхождения Восточно-Индийского хребта.

С точки зрения полученных данных, начиная с позднего миоцена и по настоящее время хребет представляет собой тектонически активную зону. На это указывают не только деформации осадков, интенсивные землетрясения и отдельные участки, характеризующиеся высоким тепловым потоком, но и современный вулканизм, предполагающийся как в центральной [12], так и в южной [4] частях хребта. В связи с этим трудно согласиться с распространенным мнением о происхождении хребта вследствие прохождения Индийской плиты над «горячей точкой». Ведь в конечном счете это предположение подразумевает одноактный процесс, тогда как хребет — явно длительно живущая структура, претерпевшая несколько этапов тектонической активизации. С другой стороны, линейный характер хребта ставит его в ряд сходных линейных структур, наблюдающихся в Тихом океане, где проверка гипотезы «горячей точки» обнаруживает ее уязвимость (см., например, [18]).

В своей центральной части по гравитационной характеристике [1] Восточно-Индийский хребет идентичен даже островным дугам с присущим им глубоководным желобом. Во время экспедиционных исследований на НИС «Пегас» при драгировании в нескольких местах на восточном склоне хребта (вблизи скв. 216) были подняты породы, которые можно классифицировать как туффиты и гравелиты. В последних обнаружены риолиты и трахиты. Не исключено, в связи с этим, что кислые и субщелочные породы распространены на хребте достаточно широко, что может указывать на островодужный характер вулканизма. Возникает вопрос: не является ли Восточно-Индийский хребет неким подобием островных дуг или какой-то промежуточной формой между островными дугами и линейными структурами океанов? Положительный ответ на этот вопрос пока преждевременен, требуются дополнительные исследования. Однако подобное сходство позволяет вернуться к старой идеи Бетца и Хесса [9] о том, что линейное расположение архипелагов связано с определенными глубинными разломами, которые служат путями проникновения магмы из верхней мантии в земную кору. Образование глубинных разломов и соответственно положительных структур в земной коре может происходить либо одновременно сразу по всей их длине, либо они постепенно растут в каком-либо направлении, образуя в конечном счете временную последовательность возникающих структур. Происхождение таких разломов, по-видимому, связано с глубинными причинами: гравитационной дифференциацией на больших глубинах и ступенчатым подъемом более легких дифференциаторов вверх с образованием

вертикальных или наклонных разломов (ослабленных зон), а также с формированием в верхней мантии протяженных зон частичного плавления [8, 17, 18]. В последующем зоны частичного плавления в верхней мантии служат источниками магм, внедряющихся в земную кору. Возникнув, глубинные разломы длительное время сохраняются как зоны пониженной прочности. Поэтому поступление новых порций глубинных дифференциаторов будет происходить преимущественно по старым каналам, что может привести к новой тектономагматической активизации соответствующих структур земной коры. С изложенных позиций легко понять причину возникновения отдельных сравнительно кратковременных этапов тектонической активности, разделенных значительными интервалами спокойной геологической обстановки. Отдельные глубинные импульсы, видимо, захватывали обширные регионы, проявляясь, однако, с различной интенсивностью в тех или иных районах.

Изложенные выводы о причинах тектонических деформаций рассматриваемого района, об относительной кратковременности этапов тектономагматической активизации и т. п. вступают в противоречие с концепцией тектоники плит, которая предполагает механические деформации, вызываемые горизонтальными перемещениями более или менее постоянно движущихся отдельных плит. При оценке этой концепции возникают и другие вопросы. Например, почему несомненно более тяжелая литосфера гравитационного минимума, приводя к избыточному прогибанию земной коры, вместе с тем не погружается внутрь Земли, тогда как на востоке более легкая литосфера вовлекается в процесс субдукции? Все эти противоречия заставляют критически относиться к возможности использования концепции плитовой тектоники, по крайней мере в приложении к геологической истории Бенгальского залива.

Наконец, представляется целесообразным кратко обсудить проблему происхождения деформаций в океанах вообще.

Различного рода деформации в океанах распространены достаточно широко, и многие из них сходны с рассмотренными выше. Может быть, их основным отличием от складок юго-запада Бенгальского залива является обычно меньшая мощность осадков. При этом следует иметь в виду, что поднятия крупных размолов при малой мощности осадков обнаруживаются не всегда отчетливо, так как они, по существу, сливаются с пологими формами рельефа дна. Если принять выводы настоящей статьи, то можно предположить, что многие из складчатых деформаций в океанах также обусловлены магматизмом. Следует даже

полагать, что некоторые из складок, принятые за соляные диапиры, на самом деле есть не что иное, как инъекции магмы в осадки. Отсутствие магнитных аномалий над такими складками не может являться доказательством их иного происхождения.

Проблема магматизма в океанах имеет и другую сторону — это вопрос о природе акустического фундамента. Является ли он выступами (блоками) каких-то, допустим, сравнительно древних метаморфических пород «второго» слоя, испытавшими движение вверх под влиянием внедрившейся в основание этого слоя магмы, или непосредственно отражает магматические образования в виде силлов и иных форм? Видимо, возможно и то, и другое. В последнем случае акустический фундамент может оказаться гораздо моложе, чем покрывающие его осадки. Кроме того, нижняя часть разреза осадков может быть при этом ассилирована или перекрыта магматическими образованиями. Одним словом, проявления магматизма могут весьма существенно маскировать действительную геологическую летопись. Выяснение этого вопроса имеет принципиальное значение при рассмотрении истории геологического развития океанов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ тектонических деформаций в пределах основных структур юго-запада Бенгальского залива, по мнению авторов, дает основание полагать, что образование поднятий и мелких

складок обусловлено вертикальными движениями, вызванными притоком сиалического материала из верхней мантии в земную кору, иначе говоря, — магматизмом.

Образование различного рода поднятий вследствие указанных выше причин связано с отдельными фазами тектономагматической активности, разделенными значительными интервалами спокойной геологической обстановки. В рассмотренном районе четко выделяются две такие фазы: в позднемеловое — эоценовое время и позднемиоценовое — четвертичное время. Предполагается, что существовали и более древние этапы тектономагматической активности, которые были связаны с субширотным простираем структур.

Таким образом, общее геологическое развитие района, и особенно его наиболее примечательной структуры — Восточно-Индийского хребта, — обусловлено, по всей видимости, подкоровым и затем коровыми магматизмом, проявляющимся в виде отдельных импульсов или фаз.

Не исключено, что магматизм как причина деформаций осадков в океанах является широко распространенным явлением. Это обстоятельство следует иметь в виду как при обсуждении механизма тектонических деформаций, так и при оценке природы и возраста фундамента в океаниях.

Авторы пользуются случаем выразить признательность Дж. Карри и Ю. М. Пущаровскому за предоставленные материалы и рекомендации, которые способствовали выполнению экспедиционных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геолого-геофизический атлас Индийского океана/Под ред. Г. Б. Удинцева.— М.: ГУГК, 1975.
2. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана/Отв. ред. П. Л. Безруков, Ю. П. Непрочнов.— М.: Наука, 1981.
3. Илюхин С. Р., Кара В. И. и др. Тектонические деформации на юге Бенгальского конуса выноса.— Докл. АН СССР, 1964, т. 276, № 1.
4. Канаев В. С. Рельеф дна Индийского океана.— М.: Наука, 1979.
5. Левченко С. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана.— Геотектоника, 1985, № 1.
6. Любимова Е. А.; Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР.— М.: Наука, 1976.
7. Панаев В. А. Второй слой земной коры Атлантического и Индийского океанов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2.
8. Сычев П. М. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии
- структур земной коры.— Тихоокеанская геол., № 6, 1985.
9. Betz F., Hess H. H. The floor of the North Pacific Ocean.— Geol. Rev., 1942, v. 32.
10. Bowin C. Origin of the Ninety East Ridge from studies near the Equator.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 26.
11. Curray J. R., Emmel F. J. et al. Structure, tectonics and geological history of the Northeastern Indian Ocean.— In: The Ocean Basins and Margins. V. 6: The Indian Ocean. Plenum Press, New York — London, 1982.
12. Hedervari P. A possible submarine volcano near the central part of Ninety-East Ridge, Indian Ocean.— Jour. Volcanol. Geoth. Res., 1982, v. 13, N 3-4.
13. Liu Char-Shine, Sandwell D. T., Curray J. R. The negative gravity field over the 85°E Ridge.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, N B9.
14. Stark M., Forsyth D. W. The geoid, small-scale convection and differential travel time anomalies of

- shear waves in the Central Indian Ocean.— *Ibid*, 1983, v. 88, N B3.
15. *Stein S., Okal E. A.* Seismicity and tectonics of the Ninety-East Ridge.— *Ibid*, 1978, v. 83, N 5.
 16. *Sychev P. M.* Deep fracture and crust formation in the North-West Pacific.— In: *Volcanoes and Tectonosphere*. Tokai Univ. Press, 1976.
 17. *Sychev P. M., Sharaskin A. Ya.* Heat flow and magmatism in the Barc-Arc Basins of the Northwestern Pacific.— In: *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc., Special Publication No 16, Oxford, 1984.
 18. *Turner D. L., Jarrard R. D. K.* Ar Dating of the Cook-
Austral Island Chain: a test of the hot-spot hypothesis.— *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 1982, v.12.
 19. *Von der Borch Ch. C., Sclater J. C. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1974, v. 22, Washington (U. S. Government Printing Office).
 20. *Whitcomb J. H.* Reflection of $P'P'$ seismic waves from 0 to 150 km depth under the Ninety-East Ridge, Indian Ocean and the Atlantic-Indian Rise.— In: *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust. Geophysical Monograph Series*. Am. Geophys. Un., Washington, 1971, v. 14.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
19 августа 1985 г.

И. М. Альперович, В. М. Никифоров, В. В. Харахинов

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ о. САХАЛИН

По данным магнитотеллурических исследований, выделен электропроводящий слой, идентифицируемый с астеносферой. Определено его пространственное по-

Магнитотеллурические исследования, выполненные в последние годы как в Советском Союзе, так и за рубежом, указывают на наличие зон повышенной электропроводности в верхней мантии во многих районах. Пока трудно выявить какую-либо закономерность в распространении этих зон. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что наиболее уверенно они прослеживаются в тектонически активных районах (окраины континентов, рифтовые зоны). Исследования, проведенные в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану — на Камчатке [19], Сахалине [2, 3, 9], Курильских островах [1, 4], Японии [16], — показали, что в различных районах этого обширного региона аномалии проводимости в верхней мантии отмечаются практически повсеместно в диапазоне глубин от 60 до 220 км. При этом отчетливо прослеживается уменьшение глубины залегания проводящего слоя в сторону океана.

Большинство исследователей связывают аномалии электропроводности в верхней мантии с астеносферным слоем, подстилающим литосферу и характеризующимся минимумами вязкости и сопротивления пластическому течению. Астеносфере свойственно также понижение скоростей сейсмических волн, особенно заметное в районах повышенной тектонической активности.

На территории Сахалина к настоящему времени с помощью аппаратуры МТЛ-71 и высокочастотной станции ПМТС выполнен значительный объем (более 600 пунктов) магнитотеллурических зондирований (МТЗ). Примерно на 200 пунктах отработаны длинные периоды — до 2500 с, что позволило получить информацию от электропроводности верхней мантии. На четырех пунктах МТЗ зарегистрированы вариации МТ-поля с периодами до 10 000 с. Здесь исследования выполнялись сотрудниками Института океанологии АН СССР и СахКНИИ

ложenie; показано, что от глубины его залегания зависит строение земной коры и составляющих ее слоев.

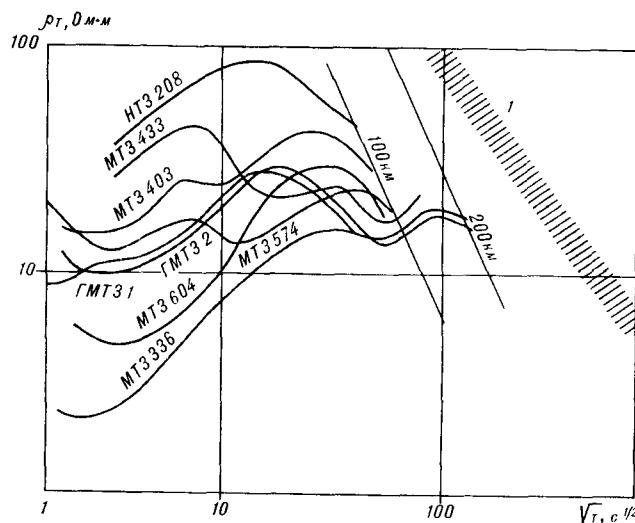


Рис. 1. Глубинные кривые МТЗ. 1 — нормальное кажущееся удельное сопротивление.

ДВНЦ АН СССР с использованием аппаратуры «ИЗМИРАН-4».

Разработанные в последнее время приемы машинной обработки данных МТЗ (Никифоров, 1978) позволили получить надежные и устойчивые результаты при обработке аналоговых записей в диапазоне длинных периодов (100—20 000 с) и достоверно определить глубины залегания зон повышенной электропроводности в земной коре и верхней мантии.

К количественной интерпретации принимались продольные, полученные по направлению большой оси острова, кривые ρ_t . Семейство таких кривых в сопоставлении с нормальным кажущимся удельным сопротивлением, характерным для модели строения верхней мантии, не содержащей проводящих слоев [6], приведено на рис. 1.

Ввиду того, что Сахалин можно с определенной степенью достоверности отождествить с

двумерной структурой, продольные кривые наименее подвержены воздействию как региональных, так и локальных гальванических искажений, связанных с поверхностными геоэлектрическими неоднородностями. Действительно, результаты трехмерного математического моделирования, выполненного для Сахалина и прилегающих к нему территорий, показали, что продольный ток незначительно искажается региональными гальваническими эффектами [8]. Учет искажающего влияния поверхностных неоднородностей, смещающих, как правило, уровень кривых МТЗ при их неизменной форме, осуществлялся на основании сопоставления экспериментальных кривых с осредненной кривой, полученной путем суммирования всех рядовых кривых по зонам, характеризующимся незначительным изменением глубинного геоэлектрического разреза [13].

Анализ материала показывает, что воздействие поверхностных неоднородностей является основной причиной разброса значений глубин до проводящего слоя в верхней мантии.

Следует, однако, учитывать возможное искажение продольных кривых индукционным эффектом, вызванным влиянием проводящих масс акваторий. Как показали расчеты, выполненные по формулам М. Н. Бердичевского и Б. И. Дмитриева [7] для ряда широтных профилей, пересекающих Сахалин [2], а также результаты численного двумерного моделирования [6], влияние индукционного эффекта является незначительным и не превышает ошибок, связанных с точностью интерпретации глубинных кривых.

Проводящий астеносферный слой отмечается и на поперечных кривых МТЗ, но из-за влияния гальванических искажений (эффект S) крутизна наклона нисходящей ветви меняется. В зонах поднятий, где значения S минимальны, нисходящая астеносферная ветвь выражена слабо и сдвинута в сторону более длинных периодов.

Суммирование всех поперечных длиннопериодных кривых МТЗ в пределах Сахалина показывает, что осредненная поперечная кривая имеет нисходящую ветвь, которая отражает примерно те же глубины залегания поверхности астеносферы, что и нисходящая ветвь осредненной продольной кривой [13]. Проявление проводящей астеносферы на продольных и на поперечных кривых МТЗ свидетельствует о том, что она располагается не в виде узкой полосы вдоль острова, а имеет широкое распространение во всем Охотоморском регионе.

По данным МТЗ, построена схема глубин до кровли проводящей астеносферы (рис. 2). При построении схемы применялось осреднение продольных кривых по отдельным районам острова. Критериям правильности выбора положе-

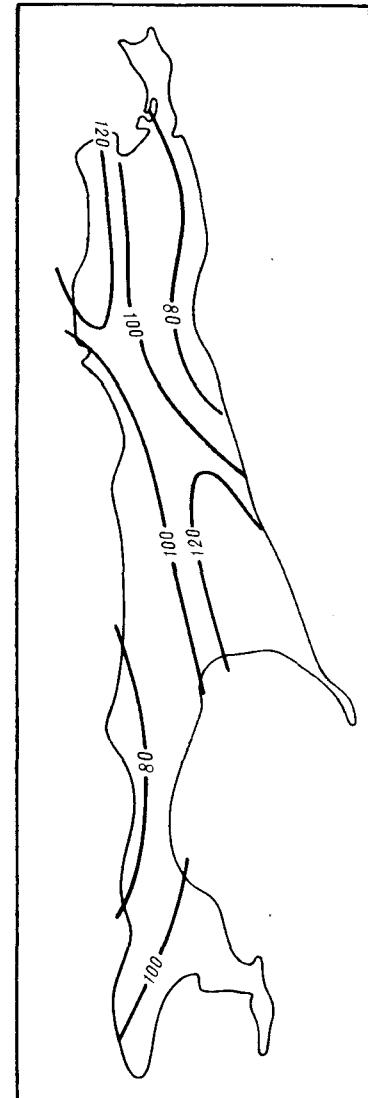


Рис. 2. Схема глубин до кровли проводящего слоя в мантии.

ния нисходящей ветви в каждом из районов являлось сопоставление данных МТЗ в разведочном интервале периодов с результатами глубокого бурения, что позволяло оценить величину ошибки в определении глубины залегания опорных электрических границ в осадочной толще и значений сопротивлений проводящих электрических горизонтов. В случае существенных расхождений положение нисходящей астеносферной ветви корректировалось. Такой методический прием является весьма эффективным, но требует регистрации вариаций магнитотеллурического поля в самом широком диапазоне периодов, достаточно плотной сети наблюдений и высокой точности построения кривых МТЗ.

Полученные кривые позволяют говорить о сложном рельфе поверхности астеносферного

слоя в пределах Сахалина. Зона наибольших глубин — до 100—120 км — прослеживается в виде довольно широкой полосы от зал. Терпения до Амурского лимана, причем максимальные значения приурочены к юго-восточному и северо-западному участкам этой зоны. Близкий к указанному уровень глубин отмечается к югу от зал. Терпения и в пределах Тонино-Анивского полуострова. Интервал глубин поверхности астеносферы — 80—100 км — характеризует центральную часть Северного Сахалина и значительную часть территории южной половины острова, примыкающей к Татарскому проливу. Минимальные значения глубин — до 80 км — отмечаются на северо-востоке Сахалина вблизи берега Охотского моря и в юго-западной его части — на Ламанонском полуострове и перешейке Поясок.

В северо-восточной и центральной частях Сахалина по материалам единичных зондирований удалось определить не только глубину залегания астеносферного слоя, но и оценить его проводимость, равную 3500—4000 См. Истинное сопротивление слоя колеблется, вероятно, в пределах 5—10 Ом · м, мощность не превышает 40 км. Полученные данные о глубинах залегания проводящей астеносферы вполне удовлетворительно сопоставляются с результатами магнитотеллурических и магнитовариационных исследований, полученными в других районах переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану.

По данным МТЗ, на Курильских островах глубины до проводящего астеносферного слоя составляют: на Итурупе и Шикотане 60—80, на Кунашире 110—130 км [1, 4]. На Камчатке отмечается широкий диапазон глубин залегания кровли астеносферы — от 30—50 км в районах, характеризующихся вулканической деятельностью, до 150 км вблизи побережья Охотского моря [12]. Последние данные по материевой части Дальнего Востока, полученные в рамках программы ЭЗОП [14], указывают на присутствие проводящей астеносферы на глубинах 120—220 км, причем отмечается постепенное погружение поверхности астеносферы по мере удаления от берега Татарского пролива. Отмечается уменьшение проводимости астеносферы на материке по сравнению с Сахалином.

Результаты магнитовариационных исследований, проведенных на Сахалине, в Хабаровском крае и Приморье, в целом подтверждают данные, полученные методом МТЗ [10, 14, 15]. Магнитовариационные наблюдения, проведенные в Японии, свидетельствуют о наличии значительных аномалий электропроводности в верхней мантии (Центральная Японская и Северо-Восточная Японская аномалии). По мнению Т. Рикитаки, поверхность проводящего

слоя под Японией залегает на глубине около 200 км, возвышаясь в пределах акватории Японского моря и Тихого океана до глубин 40—50 км [16]. При этом Рикитаки полностью исключает влияние морских индукционных токов на формирование этих аномалий, тогда как, по мнению ряда исследователей [5, 12], аномалии электропроводности в значительной степени обусловлены морскими индукционными токами. Это обстоятельство заставляет относиться к приведенным выше данным о глубине залегания астеносферы с осторожностью. Действительно, столь значительный горизонтальный градиент электропроводности представляется маловероятным. Б. Е. Мардерфельдом на основании анализа характеристик берегового эффекта получены данные о залегании проводящей астеносферы в Японии на глубинах 100—120 км [10].

Представляет значительный интерес сопоставление данных по электропроводности верхней мантии с результатами сейсмологических исследований. В Курило-Камчатском регионе по особенностям распространения волн от очагов землетрясений в сейсмофокальной зоне были выделены четыре астеносферных слоя с пониженными скоростями сейсмических волн на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км [17], что указывает на сложное слоистое строение верхней мантии. Можно отметить определенную корреляцию между выделенными по данным МТЗ токопроводящими слоями в верхней мантии и вышеотмеченными астеносферными слоями. Действительно, токопроводящий слой, отмеченный на Итурупе и Шикотане на глубине 60—80 км, уверенно сопоставляется с верхним сейсмическим астеносферным слоем. Близок к этому интервалу глубин и слой повышенной электропроводности, обнаруженный на Сахалине.

По данным МТЗ, на Курильских островах зарегистрированы вариации МТ- поля с периодами порядка 10 000 с, на кривых отражается еще один токопроводящий слой на глубине 200—250 км [9, 11].

Поскольку выполнено незначительное число зондирований в таком диапазоне периодов, к полученным данным следует относиться как к предварительным и требующим дальнейшего изучения. Тем не менее следует обратить внимание на то, что этот токопроводящий слой соответствует сейсмическому слою пониженных скоростей на глубинах 220—300 км модели Р. З. Тараканова и Н. В. Левого.

Совпадение токопроводящих слоев с зонами пониженных скоростей сейсмических волн вряд ли можно считать случайным. Скорее всего, оно свидетельствует о единой физической природе отмеченных явлений, а именно: ослабленные астеносферные зоны в верхней мантии,

характеризующиеся повышенным поглощением сейсмических волн и понижением их скорости, представлены ультраосновными породами, разогретыми до температуры, достаточной для их частичного плавления. Высокая сходимость данных сейсмологии и электрометрии может указывать на то, что некоторые особенности упругих свойств верхней мантии, выявленные в сейсмофокальной зоне, вероятно, можно распространить и на другие менее активные участки переходной зоны, в частности на о. Сахалин.

В пределах острова трудно заметить определенную закономерность между глубиной залегания астеносферного слоя и величиной теплового потока. В целом для большей части Сахалина, по данным геотермических исследований [18], характерны невысокие значения теплового потока — в среднем 45—50 мВт/м². Увеличение этих значений отмечается в юго-западной части острова и вблизи побережья залива Терпения — до 55—90 мВт/м², аномально высокая величина — до 165—180 мВт/м² — зарегистрирована в Охотском море примерно в 100 км от северо-восточной оконечности Сахалина и к западу от п-ова Крильон в Татарском проливе. Таким образом, участки с высоким тепловым потоком, выявленные на акваториях, тяготеют к районам острова, характеризующимся наименьшей глубиной залегания астеносферы. То обстоятельство, что эта связь практически не проявляется в пределах северо-восточной части острова, возможно, обусловлено искажающим влиянием мощного осадочного чехла и значительной скоростью его накопления, которые могут существенно уменьшить тепловой поток в этом районе. Кроме того, по-видимому, невысокие значения теплового по-

тока свидетельствуют о том, что процесс подъема вещества с температурой, близкой к 1200°, начался сравнительно недавно и аномалия теплового потока не достигла земной поверхности.

Возвращаясь к анализу схемы глубин до астеносферного слоя, можно отметить определенную зависимость между глубиной залегания астеносферы и строением верхней части земной коры. Участкам погружения астеносферы соответствуют в современном структурном плане сводовая часть Хоккайдо-Сахалинского антиклиниория, сложенная мезозалеозойскими образованиями, а в северо-западной части Сахалина — мощная толща вулканогенно-осадочных мезозойско-палеогеновых отложений, близкая по своему геологическому строению району Нижнего Приамурья. «Гранитный» и «базальтовый» слои имеют на этих участках примерно одинаковую мощность. Участкам наибольшего подъема поверхности астеносферы (северо-восточная и юго-западная части Сахалина) соответствуют прогибы, заполненные мощными толщами кайнозойских осадков. Здесь резко сокращена мощность «гранитного» слоя.

Полученные данные свидетельствуют об активизирующем воздействии астеносферы на земную кору. Можно предположить, что подъем астеносферы — главного источника магматических излияний — вызывает «проплавление» нижних слоев земной коры. При этом сокращается мощность «гранитного» слоя и увеличивается объем осадочной толщи. Астеносферный диапирит, по-видимому, явился причиной образования крупнейших неогеновых прогибов Сахалинского региона — Северо-Сахалинского и Западно-Сахалинского, — занимающих соответственно северо-восточную и юго-западную части острова и прилегающие акватории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперович И. М., Никифоров В. М., Усанова М. И. Магнитотеллурические зондирования на о. Итуруп. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 1.
2. Альперович И. М., Никифоров В. М., Харахинов В. В. Изучение мощностей осадочных отложений на Сахалине методом магнитотеллурических зондирований. — Геол. и геофиз., 1980, № 3.
3. Бердичевский М. Н., Черняевский Г. А. и др. Результаты глубинного магнитотеллурического зондирования на Сахалине. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 3.
4. Борец В. В. Некоторые характеристики электромагнитного поля земли на островах Кунашир и Шикотан. — В кн.: Седьмая конференция молодых ученых и специалистов. Новоалександровск, 1972.
5. Ваньян Л. Л., Мардерфельд Б. Е. О природе Японской аномалии в геомагнитных вариациях. — В кн.: Геомагнитные исследования. М.: Наука, 1971.
6. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. — М.: Наука, 1983.
7. Дмитриев В. И., Бердичевский М. Н., Кокотуш-кин Г. А. Альбом палеток для магнитотеллурических зондирований в неоднородных средах. Ч. 4. — М.: МГУ, 1975.
8. Егоров И. В., Осипова И. Л. Структура низкочастотного теллурического поля Дальнего Востока по результатам численного моделирования. — Геомагнетизм и аэрономия, 1982, т. 22, № 4.
9. Косыгин Ю. А., Никифоров В. М. и др. Глубинная электропроводность о. Сахалин. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 6.
10. Мардерфельд Б. Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях. — М.: Наука, 1977.
11. Мартанус Е. Р. Магнитотеллурическое зондирование Тымь-Поронайской низменности. — В кн.: Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
12. Мороз Ю. Ф., Смирнов В. С. Геологический разрез земной коры и верхней мантии Камчатки. — В кн.: Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
13. Никифоров В. М., Альперович И. М., Ваньян Л. Л. Некоторые особенности кривых МТЗ на Сахалине и

методика их интерпретации.— Тихоокеанская геол.,
1983, № 5.

14. Никифорова Н. Н., Ахмадулин В. А. и др. Глубинные
магнитотеллурические исследования в Хабаровском
крае.— В кн.: Глубинные электромагнитные
зондирования Дальнего Востока. Владивосток:
ДВНЦ АН СССР, 1980.

15. Порай-Кошиц А. М., Ноздрина А. А. и др. Об ин-
терпретации данных магнитовариационного профи-
лирования в Приморском крае.— В кн.: Глубинные
электромагнитные зондирования Дальнего Востока.
Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

СахалинНИПИнефтегаз
Оха-на-Сахалине

16. Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строе-
ние Земли.— Л.: Недра, 1968.

17. Тараканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого
строения верхней мантии Земли Курило-Японского
региона зоны перехода от Азиатского континента
к Тихому океану по сейсмологическим данным.— В кн.: Строение и развитие земной коры на
Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.

18. Тузев И. К., Веселов О. В. и др. Геотермика запа-
да Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.

Поступила в редакцию
7 января 1984 г.

УДК 551.243 : 553.98(571.64)

Ю. Н. Гололов

СООТНОШЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ И ПЛИКАТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

На нефтегазоносных структурах Северного Сахалина показано парагенетическое единство дизъюнктивных и пликативных дислокаций, которые предложено называть дизплакатами. Особенности строения и закономерности расположения локальных дизплакатов и других структур относительно материнских разрывов являются диагностическими признаками выделения разновозрастных сдвиговых и надвиговых дизплакатов, определения кинематики структурообразующих (материнских) разрывов и определения относи-

тельного времени их образования. Описаны дизплакаты локального и надлокального рангов, простого и сложного строения. Надвиговые дизплакаты наложены на сдвиговые структуры предшествующего этапа структурообразования. Выделение и изучение дизплакатов служат одним из способов решения проблемы иерархии геологических объектов. Закономерности строения сдвигово-надвиговых структур необходимо учитывать в процессе нефтегазопоисковых работ.

Комбинации дизъюнктивных и пликативных дислокаций обычно описывают как складки, приуроченные к разрывам или осложненные разрывами, т. е. рассматриваются две причинно-следственные связи, в которых причина и следствие меняются ролью. Но в природе и на моделях установлено, что различные парагенетические ассоциации дизъюнктивных и пликативных форм возникают одновременно и переходят друг в друга, являясь следствием одной причины [3, 4—12, 16], и этим отличаются от наложенных или составленных дизъюнктивных и пликативных структур, которые образованы в различное время. Парагенезы элементарных и (или) одноранговых дизъюнктивно-пликативных структур (рис. 1), возникая и развиваясь взаимосвязанно во времени и пространстве в результате единых односторонних тектонических движений, занимают положение в морфогенетическом ряду нарушений (в широком понимании) вместе с пликативом (складкой), дизъюнктивом (разрывом) и инъективом. Предлагается единичному парагенезу дизъюнктивно-пликативных структур дать название *дизплакат*. Дизплакат — это самостоятельный морфогенетический тип геологических объектов, обладающий своеобразной формой, структурой и составом. Видимо, все сложные одноранговые тектонические образования, парагенетически возникшие в результате единого тектонического процесса и состоящие из сопряженных дизъюнктивных и пликативных структур, могут рассматриваться как дизплакаты.

Дизплакаты генетически связаны с материнскими [16] разрывами, в зонах которых парагенезы структур сжатия, растяжения и скола повторяются многократно и устойчиво на значительных территориях [7, 8], занимая определенное пространственное положение относительно материнских разрывов. Например, в сдвиговых зонах дизплакаты сжатия (их парагенетические составляющие) располагаются под некоторым острым углом, погружаются и затухают, удаляясь от материнских сдвигов, а в надвиговых — морфология дизплакатов полностью контролируется материнским разрывом. Кинематика локальных разрывов, следы волочения, изгибы разрывов и осевых линий складок, формы крыльев складок и другие морфологические характеристики служат критериями определения кинематики тектонических движений. В то же время материнские разрывы входят в состав более крупных дизплакатов. Поэтому ранг дизплаката определяется рангом материнского разрыва. В свою очередь, информация об относительном возрасте различных систем разрывов и о их роли в структурообразовании содержится в характеристиках и взаимоотношениях различных кинематических типов дизплакатов. Системный парагенетический анализ позволяет выделять дизплакаты различного возраста в единой разрывной зоне и, тем самым, является часто единственным способом определения этапов кульминационного развития отдельных дислокаций и крупных тектонических районов [2, 8]. Таким образом, парагенетическая сущность

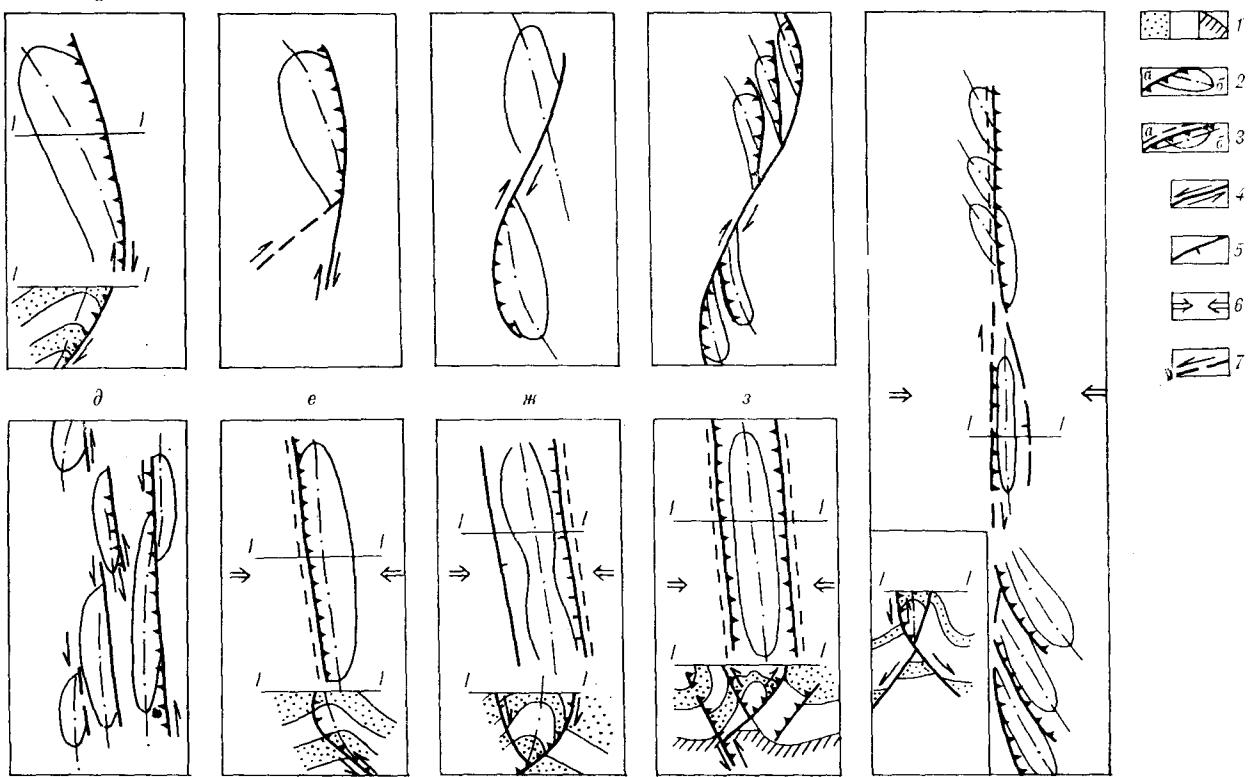


Рис. 1. Дизпликаты (*а*—*з*) и сдвигово-надвиговые дислокации (*и*) Северного Сахалина.

Сдвиговые дизпликаты: простой (*а*) и сложный (*б*) локальные; простой (*в*) и сложный (*г*, *д*) надлокальные. Надвиговые дизпликаты: простой (*е*) и сложный (*ж*, *з*) локальные. *1* — условные комплексы осадочных пород на разрезах по линиям *I—I*; парагенетические формы в сдвиговом (*2*) и надвиговом (*3*) дизпликатах: антитетический взброс (*2*, *а*), гемантаклиналь (*2*, *б*), материнский надвиг (*3*, *а*), рубцовая антиклиналь (*3*, *б*); *4* — материнский сдвиг; *5* — сброс отставания; *6* — напряжения сжатия на заключительном этапе сахалинской фазы тектогенеза; *7* — синтетический сбрососдвиг.

дизпликаты — одна из главных его отличительных особенностей: время его образования служит относительной точкой отсчета при определении этапов формирования регионов и локальных структур, а следовательно — времени и условий образования месторождений полезных ископаемых.

В диагностике сдвиговых дизпликатов наряду с морфологией складок определяющее значение имеют морфокинематические характеристики антитетических и синтетических разрывов [16]. Антитетические разрывы — взбросы, надвиги, сдвигонадвиги — расположены на крыльях антиклинальных складок, наклоненных в сторону сдвигового перемещения, и формируются вместе с ними в зонах сжатия на участках трансформации горизонтальных (сдвиговых) перемещений в вертикальные (надвиговые, взбросовые). Сместители антитетических разрывов надают несогласно направлению сдвигового перемещения. Синтетические разрывы — сбросы, сбрососдвиги, раздвиги — возникают на участках растяжения и скола, падают согласно направлению перемещения крыльев материнских разрывов, увеличивая его амплитуду.

В крупных надвиговых зонах развиты сбросы отставания и сопровождения, простирающиеся субпараллельно надвигам на значительные расстояния. Первые образуются в аллохтонах при проседании их фронтальных частей под воздействием реактивных на сжатие напряжений растяжения [6], вторые — в автохтонах, в результате проседания периферийных частей, удаленных от главного сместителя.

Целесообразно выделять простые (элементарные) и сложные дизпликаты локального и надлокального рангов иерархий. Элементарные локальные дизпликаты состоят из парагенетически сопряженных одиночных пликативной и дизъюнктивной структурных форм (см. рис. 1, *а*, *е*). Сложные локальные дизпликаты состоят из трех и более морфокинематических типов структур. В сдвиговых зонах наиболее распространены сложные локальные дизпликаты, состоящие из брахиантиклинали, антитетического взброса, синтетического сбрососдвига (см. рис. 1, *б*), а в аллохтонах надвигов — из взброса (надвига), рубцовой антиклинали, сброса отставания (см. рис. 1, *ж*).

Количество элементарных дизпликатов, разрывов и складок определяет степень сложности

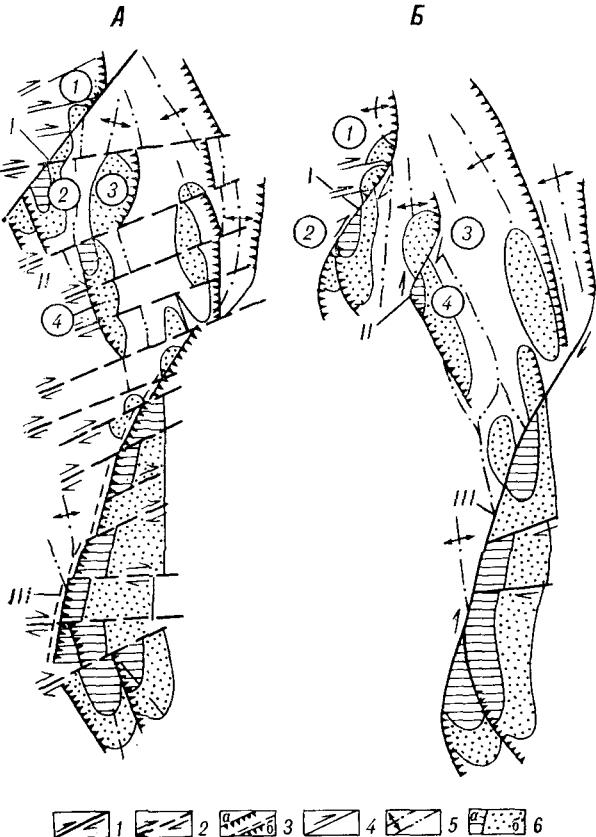


Рис. 2. Сдвиговые и надвиговые дизплекаты Гыргыланьинского поднятия: А — схематическая геологическая карта, Б — палингностическая реконструкция района на период, предшествующий проявлению транс-региональных сдвигов.

1 — материнские сдвиги и своды: I — Горельский, II — Западно-Глухарский, III — Гыргыланьинский; 2 — транс-региональные сдвиги; 3 — надвиги, вбросы: а — антитетические, б — трансформированные материнские сводогонадвиги; 4 — синтетические сбрососдвиги; 5 — оси антиклиналей и синклиналей; 6 — отложения окобыкайской свиты (верхний миоцен), обнажающиеся в сводах структур: а — нижнеокобыкайские, б — верхнеокобыкайские; цифры в кружках — дизъюнктивно-пликативные структуры: 1 — Горельская, 2 — Большереченская, 3 — Малоглухарская, 4 — Западно-Глухарская.

надлокального дизплеката: простой состоит из материнского разрыва и двух локальных дизплекатов или складок волочения (см. рис. 1, в), сложный — из многих элементарных парагенезов структур (см. рис. 1, г, д, и), обычно образующих в зоне материнского разрыва закономерно сопряженные системы оперения [5]. Соотношение локальных и надлокальных дизплекатов аналогично иерархическому соподчинению парагенезов структур и структурных рисунков сдвиговых зон [8].

В кайнозойском структурно-формационном комплексе Северного Сахалина локальным дизплекатам соответствуют парагенезы пликативных и дизъюнктивных структур в границах локальных структурных ловушек, выделенных на всех детальных тектонических картах, надлокальным дизплекатам — парагенезы структур в границах зон и поднятий [1, 14]. Дизплекаты

и большинство локальных антиклиналей Северного Сахалина связаны с разрывами (зонными и региональными [3]), простирающимися в северо-северо-восточном, субмеридиональном и северо-северо-западном направлениях. Ориентировка локальных дизплекатов и складок на разных крыльях разрывов, их право- и левокулисное расположение и причленение под острым углом к разрывам, зеркальная симметрия [15] надлокальных дизплекатов — все это служит веским основанием считать материнские разрывы сдвигами [2—4, 12]. Имея S- и Z-образные формы, материнские сдвиги простираются в средней части обычно субмеридионально, где оперяются системами складок, шарниры которых отходят под острым углом от главного сместителя в направлении бокового перемещения по сдвигу. Отклоняясь на окончаниях от субмеридионального простирания, материнские сдвиги разветвляются и компенсируются эшелонами локальных дизплекатов, расположеннымими по лево- и правокулисной системам в зонах соответственно левых и правых сдвигов (см. рис. 1, д, и; 2, 3).

Ниже на упрощенных моделях Сахалинских нефтяных и газовых месторождений рассмотрены условия образования и особенности строения дизплекатов сжатия в сдвигово-надвиговых зонах (см. рис. 1—3). При этом характеристика локальных дизплекатов дана при описании надлокальных рангов.

Простой надлокальный дизплекат зеркально симметричной Z-образной формы (см. рис. 1, в, рис. 2) представлен парагенезом Западно-Глухарского правого сдвига [2], Мало-Глухарской и Западно-Глухарской складок волочения. Шарниры складок погружаются соответственно на северо-северо-запад и юго-юго-восток. Обе складки имеют форму полуантиклиналей, призывают сводами к материнскому разрыву, тектонически контактируют с кильевыми частями смежных синклиналей или перекрывают их. Материнский разрыв затухает, компенсируясь локальными складками. На кульминационном этапе сахалинской фазы тектогенеза материнский разрыв расченен трансрегиональным сдвигом [3], и составные части надлокального дизплеката в современном структурном плане района выглядят как элементарные дизплекаты (см. рис. 2, Б).

Гыргыланьинский сложный надлокальный дизплекат (Гыргыланьинское поднятие [1]) имеет зеркально симметричную Z-образную форму и образован одноименным правым сдвигом, простирающимся (генерализованно) на северо-северо-восток (см. рис. 2). В центральной части разрыв простирается субмеридионально и имеет морфологию надвига. Здесь, в восточном аллохтонном крыле разрыва, образованы надвиговые дизплекаты, контролируемые сместителем и перекрывающие

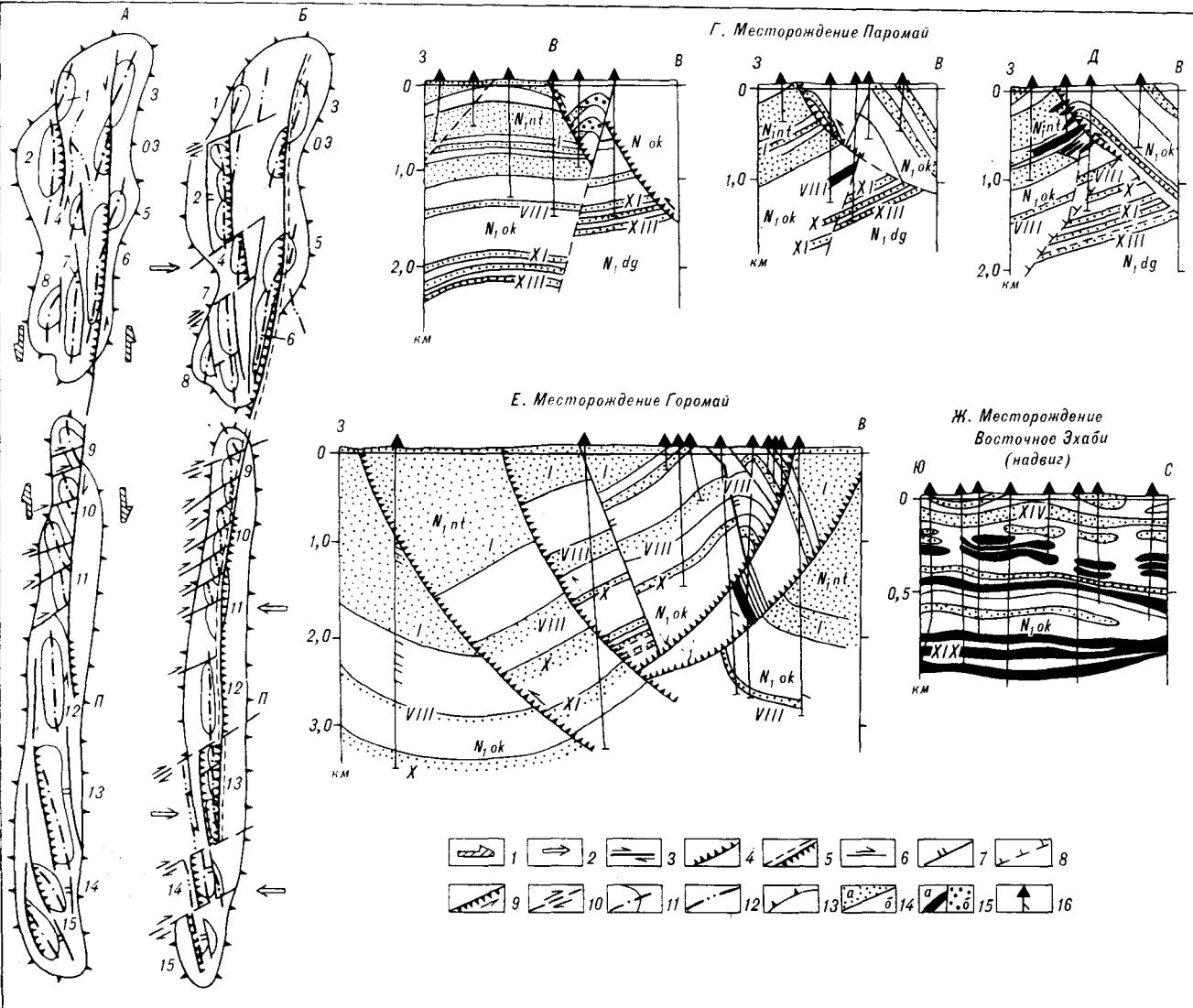


Рис. 3. Тектоника Паромайского и Охино-Эхабинского надлокальных дизплакатов на этапах их образования (A) и перестройки (B).

Типы сопряжений и пересечений парных дизъюнктивов: X-образное со смещением надвига сбросом (B) и сброса надвигом (Г); λ-образное (Д). Сопряжение аллохтонных пликативных и дизъюнктивных структур в системе «надвиг-надвиг» на Горомайском месторождении (Е). Тектоническое разлинивание компетентных (песчаных) пластов в аллохтоне Восточно-Эхабинского месторождения (Ж). Общие направления перемещений крыльев материинских дизъюнктивов: 1 — сдвиговые; 2 — надвиговые; 3 — материинский сдвиг; 4 — антитетический взброс (надвиг); 5 — материинский сдвиг, трансформированный в надвиг; 6 — синтетический сброс-сдвиг; 7 — сброс отставания; 8 — сброс сопровождения; 9 — взброс (надвиг) в разрезе; 10 — трансригидный сдвиг; 11 — контур антиклинали; 12 — ось синклиналии; 13 — контур надлокального дизплаката; 14 — пласти песчаные (а), глинистые (б); 15 — залежи нефти (а), газа (б); 16 — элементы залегания пород в скважине. Пликативные структуры дизплакатов: 1 — Хангузинская, 2 — Охинская, 3 — Кеутинская, 4 — Эхабинская, 5, 6 — Восточно-Эхабинская («поднадвиг» — 5; «надвиг» — 6), 7 — Тунгорская, 8 — Юганская, 9 — Кызылланынская, 10 — Мухтинская, 11 — Паромайская, 12 — Пильтунская, 13 — Горомай-Боатасинская, 14, 15 — складки компенсационных дизплакатов: 14 — Нижневалдская, 15 — Нижнеэвайская.

синклиналь, развитую в автохтоне. Эшелонированные правокулисные системы компенсационных локальных дизплакатов расположены на северном и южном окончаниях надлокального дизплаката. Они представляют собой полуантитклинали, сопряженные с антитетическими надвигами, которые на северном окончании развиты вдоль восточных крыльев локальных структур, на южном — вдоль западных. По антитетическим разрывам структуры надвинуты на смежные синклинали.

Паромайский сложный надлокальный дизплакат (Паромайская антиклинальная зона [1]) образован одноименным разрывом, складками волочения в западном его крыле, рубцовой складкой в восточном крыле и компенсационными дизплакатами на южном окончании (см. рис. 1, ү; 3). Материнский разрыв до глубин 1—2 км характеризуется как взброс, падающий на восток под углом 65—75° (см. рис. 1—3). Но в его автохтонном западном крыле расположены по правокулисной системе опе-

ряющие полуантиклинали, шарниры которых погружаются только на северо-северо-запад. Оси складок отходят от разрыва под углами 10–20°. Все складки частично перекрыты аллохтоном и отчетливо выражены в глубинном поле Δg [13]. Наиболее раскрытые части складок автохтона непосредственно примыкают к материнскому разрыву и кбросу сопровождения. Складки интенсивно нарушены субпараллельными системами оперяющих сбросо-сдвигов, которые простираются на северо-северо-восток. Перечисленные и другие особенности строения «автохтонных» структур служат основанием считать их сдвиговыми. В восточном аллохтонном крыле Паромайского разрыва развита узкая гребневидная антиклинальная складка, линейно вытянутая вдоль надвига и контролируемая им. Складка прослеживается до глубин менее 1 км [13], где ограничена надвигом. Западное крыло ее короткое, иногда опрокинутое, восточное переходит в выполаживающуюся моноклиналь аллохтона. На отдельных участках восточное крыло складки разбито продольными сбросами отставания, а западное — чешуйчатыми взбросами. Южная часть надлокального дизплаката состоит из правокулисного эшелона локальных дизплакатов (Нижневалский, Нижнеэвайский), расположенных в восточном крыле материнского разрыва (см. рис. 1, и; 3, А). Шарниры их погружаются на юго-юго-восток.

Специфичность структурных рисунков в крыльях материнского разрыва, его южного окончания и общая Z-образная форма Паромайского дизплаката характеризуют материнский разрыв как правосторонний сдвиг [12], переработанный на позднем этапе развития района в надвиг (взброс).

Охино-Эхабинское поднятие [1] представляет собой систему локальных и надлокальных дизплакатов S-образной формы. Локальные дизплакаты (Эхабинский, Тунгурский, Юганский) образованы парагенезами разрывов и локальных складок, у которых отсутствуют северные периклинали (см. рис. 3, А). Своды складок примыкают с запада к установленным или предполагающимся по геофизическим данным северо-северо-западным и субмеридиональным разрывам. Кинематика одного из них установлена на Эхабинском месторождении [2] — это взброс, осложняющий восточное крыло и падающий на запад. Осевые линии складок образуют с разрывами углы менее 10°.

Охинско-Хангузинский простой надлокальный дизплакат образован парагенезом Восточно-Охинского сдвигонадвига, Охинской и Хангузинской локальных складок. При этом Охинская складка расположена в западном, а Хангузинская — в восточном крыльях материнского разрыва, падающего на запад; своды струк-

тур удалены друг от друга на расстояние более 15 км по правилу левого сдвига [2]. В пределах структур разрыв характеризуется соответственно как высокоамплитудные взброс и сброс.

Сходное строение имеет Восточноэхабинско-Кеутинский сложный надлокальный дизплакат, образованный материнским Восточно-Эхабинским левым сдвигонадвигом и складками: в западном крыле разрыва — Восточно-Эхабинская (надвиг); в восточном — Восточно-Эхабинская (поднадвиг) и Кеутинская. Установлено уменьшение амплитуды разрыва с 1,5 до 0,3 км в северном направлении от надвига к поднадвигу, где он определен как взброс [2]. На Кеутинской структуре это — сброс с амплитудой более 0,5 км. Своды надвига и поднадвига смешены по правилу левого сдвига на расстояние около 10 км. Общая S-образная форма Охино-Эхабинского поднятия является зеркальным подобием Z-образной формы (см. рис. 2, 3) Гыргыланьского надлокального дизплаката. Кинематика материнских разрывов и всего Охино-Эхабинского поднятия определяется как левосдвиговая. В то же время Охинская и Восточно-Эхабинская (надвиг) структуры могут служить эталонами надвиговых дизплакатов: их восточные крылья крутые, иногда опрокинутые и осложнены продольными взбросами, западные пологие, осложнены сбросами отставания, падающими навстречу надвигам. Осевые линии этих складок практически параллельны надвигам.

Образование сложной системы надлокальных сдвиговых и надвиговых дизплакатов (Охино-Эхабинского и Паромайского) обусловлено глубинным разломом [13, 14]. Зонные и региональные разрывы этого района, отражающие глубинный разлом в кайнозойском комплексе, представляют собой эшелонированную систему, в которой сопряженные парные разрывы сопровождаются узкой полосой приповерхностных рубцовых структур (см. рис. 2). Выделяются следующие кинематические системы парных зонных разрывов: надвиг-брос и надвиг-надвиг. Системы разрывов надвиг-брос, непосредственно вмещающие приповерхностные рубцовые структуры, вложены в системы надвиг-надвиг более высокого ранга. Парные разрывы соединяются X-, Y- и λ -образно (см. рис. 1, 3). В X-системах поверхность одного из разрывов обычно смешена вторым, хотя известны и более сложные пересечения. В Y- и λ -системах специфичны соответственно сбросы отставания и сопровождения, сопряженные со сдвигонадвигами: прямолинейные, субпараллельные надвиги и имеют крутые (до вертикальных) падения и амплитуды до 600 м. Этими параметрами они отличаются от оперяющих (синтетических) сбросо-сдвигов, характеризующихся ам-

плитудами в первые десятки (редко сотни) метров и углами падения 55–75°. Одной из наиболее важных особенностей X- и λ-систем является то, что главные сместьители (надвиги) ниже пересечения (и сочленения) со сбросами сопровождения морфологически характеризуются как высокоамплитудные сбросы.

Автохтонные блоки, заключенные между сместьителями сбросов сопровождения и надвигов, построены моноклинально и приподняты относительно смежных (см. рис. 1, *в*–*д*; 3). При этом контактирующие аллохтонные блоки построены также моноклинально, а в периферийных блоках автохтонов, опущенных по сбросам сопровождения, развиты право- и левокулисные эшелоны оперяющих складок (см. описание Паромайского надлокального дизпликата).

В аллохтонах всех парных систем разрывов повсеместно образованы парагенезы надвигов и рубцовых структур — надвиговые дизпликаты, простирающиеся согласно разрывам. Большинство рубцовых складок имеют крутые (40–90°), часто опрокинутые вблизи надвигов крылья, гребневидные своды. Морфологические особенности складок свидетельствуют об их образовании под действием горизонтального сжатия, ориентированного нормально к простирианию материнских разрывов и зоне глубинного разлома. При этом мощности некомпетентных (глинистых) пород в замках складок резко увеличены по сравнению с крыльевыми частями, а маломощные компетентные пласты песчаников разлинованы [6] и обладают аномально высокими пластовыми давлениями (АВПД), превышающими гидростатическое на 40–90 атм (месторождение Паромай). АВПД обладают также маломощные линзы — «будины», заключенные между надвигами и сбросами сопровождения. Тектоническое разлиновование пластов произошло, видимо, при напряжениях, значительно превосходящих гидростатические давления на глубинах максимального погружения пород. При воздымании пластовое давление сохранилось лишь в «будинах». Неразлинованные песчаные пласты значительной мощности, раздробленные оперяющими разрывами на мелкие блоки, не обладают АВПД.

Сместьители системы надвиг-надвиг полого наклонены в противоположные стороны (45–60°). В приповерхностных условиях они часто сопровождаются или выражены в виде флексурных зон шириной до 3 км [1]. Нижние крылья флексур повсеместно залегают моноклинально.

Вертикальные амплитуды надвигов всех систем изменяются по простирианию от 1,5 км вплоть до смены знака в зависимости от приведенных в контакт пликативных форм и элементов. Сместьители надвигов в приповерхност-

ных зонах (до 2 км) обычно круто наклонены и часто представлены системами более мелких чешуйчатых взбросов. С глубиной взбросы сливаются, и уже единые сместьители выполняются до 40–45°.

Таким образом, в строении сложных надлокальных дизпликатов четко выделяются продольные зоны, обусловленные развитием различных типов и систем складок, дизпликатов и разрывов: «автохтонная—периферийная», в которой развиты сдвиговые дизпликаты и структуры волочения, «автохтонная—моноклинальная», «аллохтонная», характеризующаяся развитием надвиговых дизпликатов, «тыльно-надвиговая» — моноклинальная. Все они специфичны по особенностям геологического строения и нефтегазоносности, по направлениям и методике поисков залежей нефти и газа.

Поперечная блоковая зональность надлокальных дизпликатов обусловлена проявлением трансрегиональных сдвигов [3], простирающихся на северо-восток. При этом в каждом поперечном блоке надвигание горных пород происходило по субмеридиональным разрывам в противоположном направлении относительно смежных с севера и юга тектонических блоков (см. рис. 3). Тектонические движения по трансрегиональным сдвигам и материнским разрывам в этот период были взаимосвязаны динамически и обусловлены боковыми (субширотными) напряжениями сжатия. В результате их проявления материнские сдвиги трансформированы в надвиги, дислокации которых наложены на сдвиговые. Структуры, образованные правыми и левыми материнскими сдвигами, являются основными антиклинальными и комбинированными ловушками нефти и газа, поэтому изучены детально. Не установлено ни одного случая их наложения на субмеридиональные надвиговые дизпликаты. Кинематика Охино-Эхабинского, Паромайского и других дизпликатов может быть объяснена лишь неоднократными тангенциальными движениями. Подвижки на заключительных тектоническом и орогеническом этапах по материнским и антидиптическим разрывам лишь усложнили ранее сформированные сдвиговые структуры, которые оказались перекрытыми молодыми аллохтонами. Эшелоны компенсационных сдвиговых дизпликатов, надвинутые до проявления трансрегиональных сдвигов на смежные фронтальные синклинали по антидиптическим взбросам, на последующих этапах тектонических движений были перемещены вплоть до килевых частей синклиналей. Поэтому фронтальные зоны компенсационных дизпликатов малоперспективны в отношении поисков «поднадвиговых» антиклиналей. В свете новых материалов и изложенных концепций сдвиговые складки волочения и дизпликаты, развитые в одном из кры-

льев материнских разрывов, непосредственно контактируют, как правило, с зонами растяжения (синклиналями) другого крыла. Следовательно, если складки обнаружены в аллохтоне надвига, то в автохтоне здесь же структурных ловушек не будет, так как складки и дизплакаты аллохтонов являются переработанными сдвиговыми структурами волочения.

Таким образом, образование складок и дизплакатов Северного Сахалина обусловлено горизонтальными тектоническими движениями. Своебразие этому процессу придано заключением литосферного блока в жесткую раму За-

падно-Сахалинского и Восточно-Сахалинского глубинных левых сдвигов [14]. Тектонический режим в этом блоке обусловил образование региональных и зонных материнских разрывов скола и отрыва [3], с которыми связано образование локальных структур. Анализ строения дизплакатов позволяет уверенно прогнозировать поиски структурных ловушек, перекрытых более молодыми аллохтонами лишь на участках прямолинейного простираия материнских разрывов, где в их крыльях образуются оперяющие складки и дизплакаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин.— М.: Недра, 1970.
2. Гололобов Ю. Н. О природе основных разрывов северной части Промыслового района Сахалина.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина.— Л.: Геогр. об-во, СССР, Сахалинск. отдел., 1977.
3. Гололобов Ю. Н. Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 11.
4. Гололобов Ю. Н., Харахинов В. В. Проявление горизонтальных тектонических движений на Северном Сахалине.— В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений Сахалина. М., 1973 (Тр. ВНИИ, вып. 46).
5. Забродин В. Ю. Системный анализ дизъюнктивов.— М.: Наука, 1981.
6. Клинов В. Г., Гололобов Ю. Н. Особенности строения надвинутой части Восточно-Эхабинского нефтяного месторождения.— В кн.: Геология и особенности разработки нефтяных месторождений Сахалина. М.: ВНИИОЭНГ, 1977.
7. Лукьянин А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— М.: Наука, 1965.
8. Лукьянин А. В., Щерба Н. Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического райони-
рования и составления структурных карт складчатых областей.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М.: Наука, 1972.
9. Муди Д. Д., Хилл М. Д. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960.
10. Павлинов В. Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 8, 9.
11. Разломы и горизонтальные движения земной коры.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
12. Рождественский В. С. Сдвиги Северо-Восточного Сахалина.— Геотектоника, 1975, № 2.
13. Терещенков А. А., Мавринский Ю. С., Тронов Ю. А. Глубинное строение Сабинской и Паромайской антиклинальных зон Северного Сахалина.— Геол. нефти и газа, 1976, № 8.
14. Харахинов В. В., Альперович И. М. и др. Глубинная структура Сахалина.— Сов. геол., 1979, № 4.
15. Шафрановский И. И. Симметрия в природе.— Л.: Недра, 1968.
16. Ronald E. Wilcox, T. P. Harding, D. R. Seely. Basis Wrench Tectonics — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, v. 57, N 1.

СахалинНИПИнефтехаз
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
24 января 1984 г.

УДК 551.4+551.248.2

B. K. Кучай

СОВРЕМЕННАЯ ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОЙ ЧАСТИ о. САХАЛИН

Приведены данные об особенностях геоморфологии и современной орогенности структуры южной части о. Сахалин. Для этой территории выделены три комплекса четвертичных террас и две поверхности выравнивания.

К современной орогенности структуре обычно относят формы земной коры, активно развивающиеся в последние миллион — сотни тысяч лет и находящие отражение в рельефе. В комплексе с геофизическими данными материалы о современной структуре служат основой изучения современной динамики литосферы. Анализ структуры связан с широким использованием специальных методов структурной геоморфологии. Эти методы последние 25 лет широко и успешно применяются в условиях Памира, Тянь-Шаня и Кавказа. На Дальнем Востоке опыт подобных работ значительно более скромен. Это, в частности, привело к слабой разработанности геоморфологической стратиграфии о. Сахалин, без которой структурно-геоморфологические исследования практически невозможны. В связи с этим перед непосредственным рассмотрением орогенной структуры острова приводятся данные о поверхностях выравнивания и террасовых уровнях. Причем к последним будем относить не только ясно выраженные останцы террас, но и останцы, представленные перегибами склонов, — так называемые «заплечики» [3].

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И ТЕРРАСОВЫЕ УРОВНИ

Как известно [1, 2], дислоцированные слои верхних частей маруямской и нутовской свит Сахалина имеют позднеплиоценовый (N_2^{3-4}) возраст. Поэтому наиболее древние поверхности выравнивания и террасы острова, выработанные на отложениях упомянутых свит, не могут иметь более древнего возраста, чем конец позднего плиоцена — начало четвертичного времени. Что касается стратиграфии четвертичных отложений, то она в основном базируется на данных спорово-пыльцевого анализа в Сусунайской и Поронайской депрессиях [2]. Значительно хуже обстоит дело с определени-

ем возраста поверхностей выравнивания и террасовых уровней, на которых, как правило, не сохранились четвертичные отложения. Определение возраста по их высотному положению в условиях высокой тектонической активности острова приведет к ошибочным решениям, поскольку одновозрастные террасы здесь деформированы, смешены по разломам и в зависимости от конкретных тектонических условий находятся на существенно разных высотах. Как показывает опыт, в горных районах в данном случае необходимо обратиться к изучению этапности развития рельефа [3] и площадному картированию поверхностей выравнивания и террасовых уровней [5, 6]. Выделяемым при этом геоморфологическим комплексам террас и поверхностей выравнивания (так же как и геологическим свитам) обычно придаются местные наименования, а их возраст в каждом конкретном случае определяется имеющимися палеонтологическими, археологическими данными, определениями абсолютного возраста и т. д.

В пределах Западно-Сахалинских гор выделяются три комплекса террасовых поверхностей и две более древние поверхности выравнивания: анивский, сусунайский и апреловский комплексы террас и лютогская и мицульская поверхности выравнивания. В пределах Западно-Сахалинских гор выделяются три комплекса террасовых поверхностей и две более древние поверхности выравнивания: анивский, сусунайский и апреловский комплексы террас и лютогская и мицульская поверхности выравнивания.

К анивскому комплексу относятся пойма и первая надпойменная терраса высотой 0,5—2 м, к сусунайскому — надпойменные террасы средней высоты 3—6 м, располагающиеся в нижних частях склонов современных речных долин. Как правило, террасы этих комплексов цокольные и эрозионные. Террасы апреловского комплекса — эрозионные, реже цокольные с остатками ожелезненного мелкогалечного аллювия. В горах и высоких предгорьях они занимают примерно середины бортов речных долин, а в низких предгорьях нередко выходят и на водораздельные пространства. Высоты

террас над тальвегом изменяются от 15—20 м в низких предгорьях до 50—80 м в высоких предгорьях и горах.

В предгорьях Камышового хребта и на Корсаковском плато лютогская полигенетическая поверхность может рассматриваться как абразионно-денудационная, в то время как для приводораздельных частей Западно-Сахалинских гор и Сусунайского хребта более вероятен ее денудационно-эрзационный генезис. Наиболее широкое развитие поверхность имеет в предгорьях Западно-Сахалинских гор и на Корсаковском плато, где ее останцы занимают водораздельные пространства. В горных частях поверхность моделирует крылья главнейших четвертичных поднятий и располагается на водоразделах второго порядка, не заходя в долины, расчленяющие ныне четвертичные антиклинали Западно-Сахалинских и Сусунайских гор. Исключение составляют лишь крупнейшие речные долины, приуроченные к современным синклиналям (бассейн р. Лютоги и верховья р. Сусу). В Западно-Сахалинских и Сусунайских горах останцы этой поверхности достигают высот 400—600 м, в высоких предгорьях Западно-Сахалинских гор (современные высоты лютогской поверхности) — 200—400 м, в низких предгорьях и на Корсаковском плато — не более 200 м. В Сусунайской депрессии отложения, коррелятные рассматриваемой поверхности, погребены под толщами более молодых четвертичных осадков. Останцы абразионно (эрзационно?) -денудационной (наиболее древней в Западно-Сахалинских горах) мицульской поверхности в современном рельефе занимают водоразделы первого порядка: выше них поднимаются только небольшие останцы предогенного рельефа. От лютогской поверхности мицульская отделена уступами высотой около 50—80 м.

Представительность и морфологическая выраженность перечисленных комплексов террас и поверхностей выравнивания в разных частях Южного Сахалина различна. Наиболее четко они прослеживаются в Западно-Сахалинских горах. В Сусунайском же хребте террасы сусунайского комплекса либо слабо выражены, либо погребены под аллювиально-пролювиальными осадками анивского комплекса. Кроме того, здесь (в Сусунайском хребте) возможно присутствие и более древней, нежели мицульская, абразионно (эрзационно?) -денудационной поверхности выравнивания.

Сопоставление выделенных террасовых уровней с описаниями террас известного возраста [1, 2] позволяет отнести террасы анивского комплекса к позднему голоцену*, сусунайско-

го — к раннему голоцену — позднему плейстоцену и апеловского — к среднему плейстоцену. Выше указывалось, что наиболее древняя поверхность выравнивания Западно-Сахалинских гор не может быть древнее плиоцен-раннеплейстоценового возраста, поскольку она выработана на осадках маруямской и нутовской позднеплиоценовых свит. Но поскольку после отложения эти свиты испытали тектонические деформации и еще какое-то время потребовалось на выработку на них поверхности выравнивания, постолько наиболее вероятным представляется раннеплейстоценовый возраст наиболее древней — мицульской поверхности. Тогда более молодая — лютогская поверхность выработана в среднем плейстоцене. Иными словами, на средний плейстоцен приходится не только образование апеловского комплекса террас, но и лютогской поверхности выравнивания. Условно примем, что более древняя лютогская поверхность образована в первой половине среднего плейстоцена, а апеловский комплекс — во второй половине этого временного интервала. Соответственно будем индексировать лютогскую поверхность Q_2^1 и апеловский комплекс Q_2^2 . Следовательно, деформации лютогской поверхности произошли в период: вторая половина среднего плейстоцена — настоящее время, а террасы апеловского комплекса в период позднего плейстоцена — голоцена.

СОВРЕМЕННАЯ ОРОГЕННАЯ СТРУКТУРА

Картографически современная орогенная структура отображается на специальных картах изолиниями равных высот опорной поверхности выравнивания или террасы. Методика построения таких карт достаточно подробно освещена в специальных публикациях [5, 6]. В качестве опорной нами избрана лютогская поверхность выравнивания, исходные уклоны и высоты которой настолько малы, что карта ее современного высотного положения по существу является и картой амплитуд вертикальных тектонических движений, последовавших после ее выработки (вторая половина среднего плейстоцена — настоящее время). Связанные пространственно объемы земной коры с одинаковой направленностью и близкими темпами четвертичных тектонических движений выделим в качестве тектонических зон. Внутри тектонических зон будем различать складки, блоки и разломы, устанавливаемые по деформациям террас и поверхностей выравнивания. Системы разломов, расположенные на границах тектонических зон, выделим как зоны главнейших разломов. Внутри этих зон крупные разломы будем считать разломами

* Абсолютный возраст древесины, собранной в по-
коле анивской террасы на южной окраине села Ключи, — 4 140 ± 80 лет (обр. 3298, ГИН АН СССР).

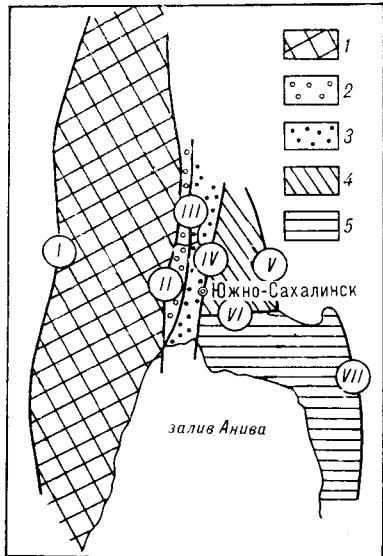


Рис. 1. Схема тектонического районирования современной орогенной структуры южной части о. Сахалин.

Тектонические зоны: 1 — Южно-Камышовая, 2 — Тепловодская, 3 — Анивская, 4 — Сусунайская, 5 — Корсаковская; зоны главнейших разрывных нарушений: I — Западно-Сахалинская, II — Центрально-Сахалинская, III — Ключевская, IV — Сусунайская, V — Охотоморская, VI — Хомутовская, VII — Тонино-Анивская.

первого порядка, более мелкие дисъюнктивные нарушения — разломами второго порядка, остальные — разломами третьего и более высокого порядков.

В рамках принятых определений в современной структуре Южного Сахалина выделяются следующие тектонические зоны (рис. 1): Южно-Камышовая, Тепловодская, Анивская, Сусунайская и Корсаковская.

Южно-Камышовая и Сусунайская тектонические зоны в современной структуре представляют собой системы четвертичных складок и блоков, испытывающих устойчивые восходящие движения в течение всего плейстоцена. Замковые части наиболее значительных антиклиналей и горстовые поднятия этих тектонических зон в виде низкогорных гряд и холмогорий были отражены в рельефе еще во время выработки мицульской поверхности, о чем свидетельствуют останцы предорогенного рельефа, возвышающиеся над мицульской поверхностью. В Анивской же тектонической зоне, напротив, режим устойчивых нисходящих движений сохраняется в течение всего плейстоцена, и поэтому здесь накопились мощные (более 250 м) толщи четвертичных отложений. История развития в плейстоцене структурных форм Корсаковской и Тепловодской тектонических зон по своему типу является переходной между режимом Южно-Камышовой и Сусунайской зон, с одной стороны, и Анивской тектонической зоной — с другой. Хотя структурные формы Тепловодской и Корсаковской зон и

вовлечены в поднятие, но произошло это позже, нежели в Южно-Камышовой и Сусунайской тектонических зонах, а именно — после выработки лютогской поверхности. Морфологически структуры Тепловодской зоны являются предгорьями Южно-Камышового хребта, а Корсаковской — Сусунайского.

Границы между тектоническими зонами разрывные (см. рис. 1). Южно-Камышовая зона на западе от прогиба Татарского пролива отделена зоной Западно-Сахалинского глубинного разлома (I на рис. 1, 2), а на востоке по Центрально-Сахалинскому разлому она контактирует с Тепловодской тектонической зоной. Соответственно граница между Тепловодской и Анивской тектоническими зонами проходит по Ключевской зоне разломов. Границами Анивской зоны являются Ключевская зона разломов на западе и Сусунайская — на востоке. Сусунайская тектоническая зона с запада оборвана одноименной зоной разломов, с востока — Охотоморской, а с юга — Хомутовской зонами разломов. Наконец, в качестве тектонических границ Корсаковской тектонической зоны выступают упомянутые выше Сусунайская, Хомутовская и Тонино-Анивская зоны разломов.

Южно-Камышовая тектоническая зона в структурном отношении может быть рассмотрена как субмеридиональное складчато-глыбовое сооружение, пространственно совпадающее с Западно-Сахалинским антиклиниорием [4, 8]. Опорная лютогская поверхность в пределах зоны находится на высотах 300—600 м, будучи полого ($5-8^{\circ}$) деформированной в серию субмеридиональных антиклиналей (Невельская — 1, Камышовая — 3, Мицульская — 6, Найбинская — 9, Белогорская — 10, на рис. 2) и синклиналей (Хрустальная — 2, Лютогская — 4, Костромская — 5, Синегорская — 7 и Быковская — 8). Характерной чертой зоны является приуроченность наиболее значительных величин поднятий не к ее центру, а к периферии. Если вдоль западной и восточной границ зоны опорная поверхность поднята до высот 500—600 м, то в ее центральных, осевых частях высоты редко превосходят 300 м.

Структурные формы Тепловодской тектонической зоны окаймляют с запада поднятие Южно-Камышового хребта и представлены серией субмеридиональных четвертичных складок и блоков, ступенями опускающихся в направлении с запада на восток. Если на западе вблизи Центрально-Сахалинского разлома (II, см. рис. 1, 2) высоты опорной лютогской поверхности нередко достигают и превышают 400 м, то в восточных, относительно опущенных блоках она находится на высотах 100—200 м. Наиболее высоко поднятыми являются: Уланская (11), Петропавловская (12) и Ставропурская (16) антиклинали, образующие гряз-

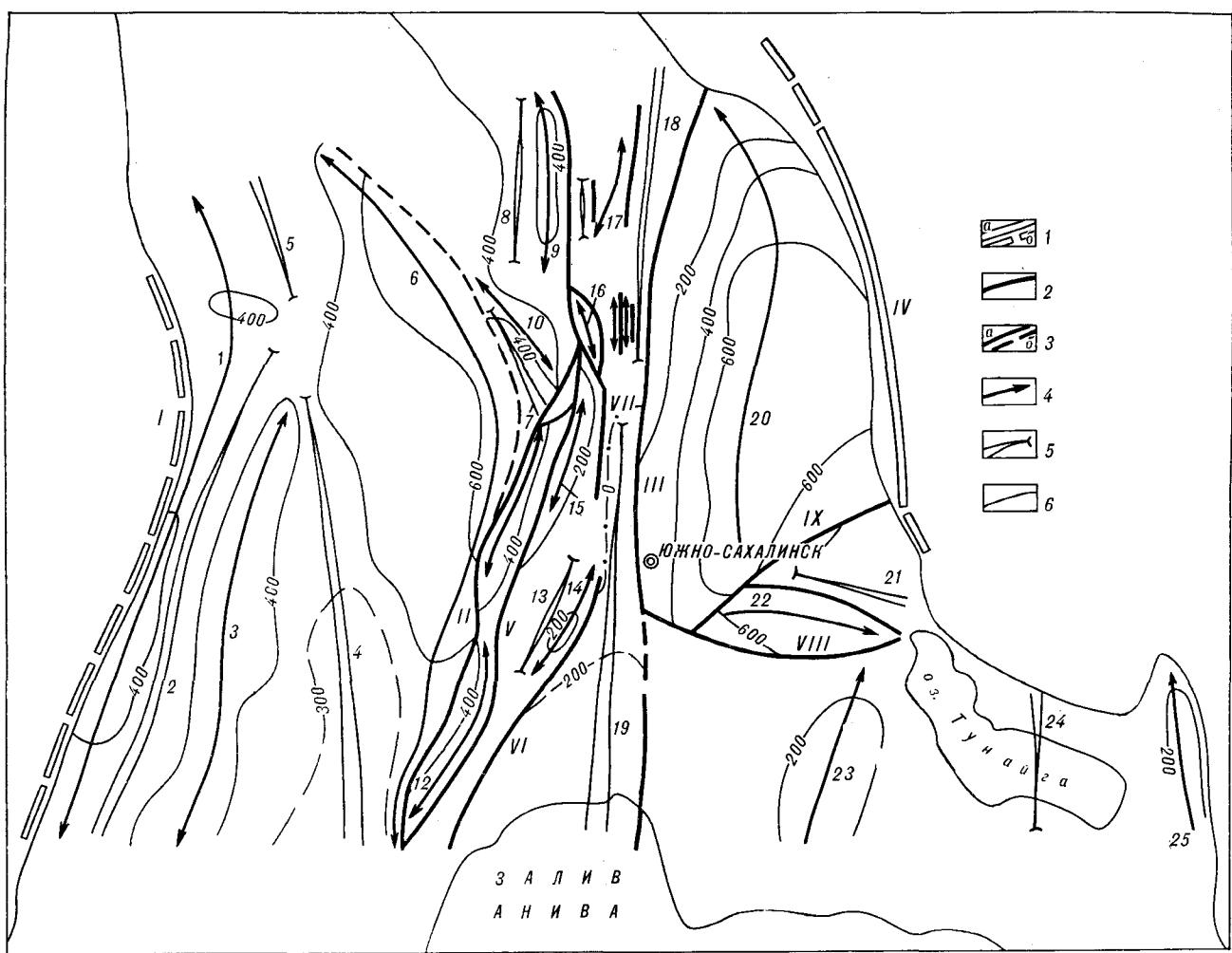


Рис. 2. Схема современной орогенной структуры южной части о. Сахалин.

Разломы: 1 — первого, 2 — второго и 3 — третьего порядков (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые); оси складок: 4 — антиклиналей, 5 — синклиналей, 6 — изолинии высотного положения опорной лютогской поверхности выравнивания. Римскими цифрами обозначены номера главнейших разломов, арабскими — складчатых и глыбово-складчатых структурных форм (см. текст).

ду высоких предгорий Южно-Камышового хребта (см. рис. 2). Более низкая ступень предгорий сформирована Троицкой (14), Апреловской (15) и Мозолистой (17) антиклиналями. Западное ограничение структурных форм низких предгорий достаточно четкое и повсеместно совпадает с хорошо выраженным, активным в четвертичное время разломами — Перевальным (V) на юге и Центрально-Сахалинским — на севере. На востоке же, на контакте Тепловодской и Анивской тектонических зон, вместо непрерывно прослеживаемой разломной зоны имеет место цепочка активных в позднем плейстоцене и голоцене дизъюнктивных нарушений, между которыми расположены участки без видимых следов разрывных смещений. Наиболее значительными в этой цепочке разломов, объединяемых в Ключевскую зону разломов, являются Успенский (VI) на юге и Апреловский (VII) в междуречье

Сусуя-Владимировки. Характерное задирание фронтальных частей аллохтонов надвигов и взбросов обусловлено формированием здесь антиклинальных поднятий (например, Троицкая и Мозолистая антиклинали и сопряженная с ними Мурашкина синклиналь — 13, см. рис. 2).

Анивская тектоническая зона представляет собой четвертичный грабен, ограниченный на западе надвигами и взбросами Ключевской зоны разломов, а на востоке Сусунайским разломом (III). Судя по буровым данным [1, 2], мощности четвертичных отложений постепенно уменьшаются в бассейне Сусуи от Анивского залива на север. Геоморфологические же наблюдения указывают на то, что такое воздымание наблюдается только до междуречья Сусуи и Большого Такоя, и далее на север к Долинску происходит погружение четвертичных осадков. Это позволяет в Анивской зоне выделить две синклинали — северную Долинскую

и южную Апилскую (18 и 19, см. рис. 2). В строении Сусунайской тектонической зоны принимают участие Сусунайская (20) и Высокая (22) антиклинали и Очепуховская (21) синклиналь. Первые в течение всего четвертичного периода являлись относительно приподнятыми участками, поэтому здесь были выработаны как лютогская (находится на высотах 600—700 м), так и мицульская поверхности выравнивания. Очепуховская синклиналь над уровнем моря оказалась поднятой только после выработки лютогской поверхности, высота которой практически нигде не превосходит 200 м. Границы зоны разрывные: на западе это Сусунайский разлом (III), на востоке — Охотоморский (IV) и на юге — Хомутовский (VIII). Внутренняя структура зоны осложнена Пироговским разломом (IX), отделяющим Сусунайскую антиклиналь от Очепуховской синклинали и Высокой антиклинали. В северном крыле разлома опорная поверхность взрошена на 100—300 м.

Корсаковская тектоническая зона с юга представляет Сусунайскую и морфологически представляет собой предгорья Сусунайского хребта. В поднятие структурные формы этой зоны были вовлечены лишь после выработки лютогской поверхности выравнивания, останцы которой сохранились только в замковых частях Корсаковской (23) и Тонинской (25) антиклиналей, разделенных Тунайчинской синклиналью (24). Опорная поверхность в пределах структур Корсаковской зоны полого ($2-4^{\circ}$) падает на крылья упомянутых структурных форм.

Зоны главнейших разрывных нарушений показаны на рис. 1. Зона Западно-Сахалинского разлома на основании геологических и геофизических данных [1, 8] сахалинскими геологами уже выделяется давно. В современной орогенной структуре она фиксируется «зависанием» террасовых уровней и поверхностей выравнивания его восточного взбросенного крыла над водами Татарского пролива, в котором погребены отложения, коррелятные террасам и поверхностям выравнивания.

Центрально-Сахалинская система разломов является тектоническим швом, разделяющим различные структурно-фашиальные зоны [1, 4]. По данным В. Н. Занюкова, его сместитель падает на запад под углом около 60° . В четвертичное время разлом проявил себя как одна из важнейших структурных линий, по которой смещены мицульская, лютогская и апиловская поверхности. В более молодых террасах достоверные следы тектонических подвижек не установлены; современный фронт активных тектонических дислокаций, начиная с позднего плейстоцена (после и в момент формирования террас сусунайского комплекса),

оказался смещением к востоку от Центрально-Сахалинского разлома в зону Ключевских разломов. Как указывалось при описании глыбово-складчатых структурных форм, эта последняя зона представлена серией подставляющих друг друга разрывов, протягивающихся в 3—7 км восточнее Центрально-Сахалинского разлома. Морфологически разрывные нарушения представлены тектоническими уступами, пересекающими долины рек, стекающих с восточных склонов Западно-Сахалинских гор. Сместитель входящего в эту зону Апиловского надвига обнажен в районе выхода р. Апиловки из предгорий в Сусунайскую долину и под углом $15-20^{\circ}$ падает на запад. По нему в аллюхтоне на аллювиальные галечники анивского комплекса р. Апиловки и озерные глины, залегающие горизонтально, надвинуты крутопадающие в юго-западном направлении глины и рыхлые конгломераты маруямыской свиты (N_2^{2-3}). В непосредственной близости от сместителя маруямыские слои стоят почти вертикально, но уже в 40—50 м западнее углы падения выполняются до $15-20^{\circ}$. Кроме аномально высокой дислокированности маруямыских слоев вблизи сместителя надвига, для аллюхтона характерно образование своеобразного вала выдавливания, отмечаемого и в других современных надвигах [7]. «Задирание» фронтальной части аллюхтона вблизи сместителя обусловли-



Рис. 3. Сместитель Апиловского надвига (отмечен стрелками).

В автохтоне (слева) — горизонтально залегающие аллювиальные и озерные осадки анивского комплекса (верхний голоцен). В аллюхтоне — крутопадающие глины и конгломераты маруямыской верхнеплиоценовой свиты, перекрытые малоносными аллювиальными отложениями анивского комплекса, взброшенными не менее чем на 4 м относительно автохтона.

и южную Анивскую (18 и 19, см. рис. 2).

В строении Сусунайской тектонической зоны принимают участие Сусунайская (20) и Высокая (22) антиклинали и Очепуховская (21) синклиналь. Первые в течение всего четвертичного периода являлись относительно приподнятыми участками, поэтому здесь были выработаны как лютогская (находится на высотах 600—700 м), так и мицульская поверхности выравнивания. Очепуховская синклиналь над уровнем моря оказалась поднятой только после выработки лютогской поверхности, высота которой практически нигде не превосходит 200 м. Границы зоны разрывные: на западе это Сусунайский разлом (III), на востоке — Охотоморский (IV) и на юге — Хомутовский (VIII). Внутренняя структура зоны осложнена Пироговским разломом (IX), отделяющим Сусунайскую антиклиналь от Очепуховской синклинали и Высокой антиклинали. В северном крыле разлома опорная поверхность взрошена на 100—300 м.

Корсаковская тектоническая зона с юга подставляет Сусунайскую и морфологически представляет собой предгорья Сусунайского хребта. В поднятие структурные формы этой зоны были вовлечены лишь после выработки лютогской поверхности выравнивания, останцы которой сохранились только в замковых частях Корсаковской (23) и Топинской (25) антиклиналей, разделенных Тунайчинской синклиналью (24). Опорная поверхность в пределах структур Корсаковской зоны полого ($2-4^\circ$) падает на крылья упомянутых структурных форм.

Зоны главнейших разрывных нарушений показаны на рис. 1. Зона Западно-Сахалинского разлома на основании геологических и геофизических данных [1, 8] сахалинскими геологами уже выделяется давно. В современной ортотной структуре она фиксируется «зависанием» террасовых уровней и поверхностей выравнивания его восточного взброшенного крыла над водами Татарского пролива, в котором погребены отложения, коррелиятные террасам и поверхностям выравнивания.

Центрально-Сахалинская система разломов является тектоническим швом, разделяющим различные структурно-фашиальные зоны [1, 4]. По данным В. Н. Занюкова, его сместьитель падает на запад под углом около 60° . В четвертичное время разлом проявил себя как одна из важнейших структурных линий, по которой смешены мицульская, лютогская и апреловская поверхности. В более молодых террасах достоверные следы тектонических подвижек не установлены; современный фронт активных тектонических дислокаций, начиная с позднего плейстоцена (после и в момент формирования террас сусунайского комплекса),

оказался смещенным к востоку от Центрально-Сахалинского разлома в зону Ключевских разломов. Как указывалось при описании глыбово-складчатых структурных форм, эта последняя зона представлена серией подставляющих друг друга разрывов, протягивающихся в 3—7 км восточнее Центрально-Сахалинского разлома. Морфологически разрывные нарушения представлены тектоническими уступами, пересекающими долины рек, стекающих с восточных склонов Западно-Сахалинских гор. Сместитель входящего в эту зону Апреловского надвига обнажен в районе выхода р. Апреловки из предгорий в Сусунайскую долину и под углом $15-20^\circ$ падает на запад. По нему в аллюхтоне на аллювиальные галечники анивского комплекса р. Апреловки и озерные глины, залегающие горизонтально, надвинуты крутопадающие в юго-западном направлении глины и рыхлые конгломераты маруямыской свиты (N_2^{2-3}). В непосредственной близости от сместителя маруямыские слои стоят почти вертикально, но уже в 40—50 м западнее углы падения выполняются до $15-20^\circ$. Кроме аномально высокой дислоцированности маруямыских слоев вблизи сместителя надвига, для аллюхтона характерно образование своеобразного вала выдавливания, отмечаемого и в других современных надвигах [7]. «Задирание» фронтальной части аллюхтона вблизи сместителя обусловли-



Рис. 3. Сместитель Апреловского надвига (отмечен стрелками).

В автохтоне (слева) — горизонтально залегающие аллювиальные и озерные осадки анивского комплекса (верхний голоцен). В аллюхтоне — крутопадающие глины и конгломераты маруямыской верхнеплиоценовой свиты, перекрытые маломощными аллювиальными отложениями анивского комплекса, взброшенными не менее чем на 4 м относительно автохтона.



Рис. 4. Аллювиальные отложения анивского комплекса в аллохтоне Апреловского надвига в 40—50 м за- паднее сместителя (см. рис. 3).

Цоколь террасы с высоты 4 м над урезом воды вблизи фронтальной части надвига снизился примерно до 2 м, углы падения отложений маруямской свиты уменьшились до 20—25°.

вает наклон террас навстречу течению реки. Так, в бассейне р. Апреловки отложения анивского комплекса мощностью около 1 м залегают на цоколе высотой 0,8—1 м. По мере приближения к сместителю надвига цоколь поднимается до высоты 2,5—3 м, а мощность аллювиальной покрышки уменьшается до 0,5—0,8 м. Террасы же сусунайского комплекса вблизи сместителя имеют обратный (против течения реки) уклон в 2—3°, несомненно, тектонической природы (рис. 3—5).

Сусунайская, Охотоморская, Хомутовская и Тонино-Анивская зоны разломов выделены по геоморфологическим признакам, аналогичным тем, которые использованы при установлении Западно-Сахалинской зоны разломов: «повисание» останцов террас и поверхностей выравнивания во взбросленном крыле и контрастное погружение корреляントных поверхностям и террасам осадков в морском бассейне или в тектонической депрессии типа Анивского grabena.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

История геологического развития о. Сахалин в мезозое и кайнозое достаточно сложна [1], эпохи трансгрессий и опусканий сменялись здесь периодами поднятий и регрессий. Собственно орогенные процессы, приведшие к формированию рельефа в его современном облике, начались, как показано выше, в начале антропогена, после завершения сахалинской фазы складчатости. В это время на месте южной части Сахалина над водами Охотского и Японского морей возвышалась лишь цепочка низких холмов субмеридионального простирания, фиксирующих замковые части наиболее крупных антиклиналей Южно-Камышовой и Сусунайской тектонических зон. Структуры Тепловодской и Корсаковской тектонических зон как поднятия в рельфе еще не были отражены. В начале среднего плейстоцена во время выработки лютогской поверхности выравнивания



Рис. 4. Аллювиальные отложения анивского комплекса в аллохтоне Апреловского надвига в 40—50 м за-
паднее сместителя (см. рис. 3).

Цоколь террасы с высоты 4 м над урезом воды вблизи фронтальной части надвига снизился примерно до 2 м, углы падения отложений маруямской свиты уменьшились до 20—25°.

вает наклон террас навстречу течению реки. Так, в бассейне р. Апреловки отложения анивского комплекса мощностью около 1 м залегают на цоколе высотой 0,8—1 м. По мере приближения к сместителю надвига цоколь поднимается до высоты 2,5—3 м, а мощность аллювиальной покрышки уменьшается до 0,5—0,8 м. Террасы же сусунайского комплекса вблизи сместителя имеют обратный (против течения реки) уклон в 2—3°, несомненно, тектонической природы (рис. 3—5).

Сусунайская, Охотоморская, Хомутовская и Тонино-Анивская зоны разломов выделены по геоморфологическим признакам, аналогичным тем, которые использованы при установлении Западно-Сахалинской зоны разломов: «повисание» останцов террас и поверхностей выравнивания во взброшенном крыле и контрастное погружение корреляントных поверхностей и террасам осадков в морском бассейне или в тектонической депрессии типа Анивского грабена.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

История геологического развития о. Сахалин в мезозое и кайнозое достаточно сложна [1], эпохи трансгрессий и опусканий сменялись здесь периодами поднятий и регрессий. Собственно орогенные процессы, приведшие к формированию рельефа в его современном облике, начались, как показано выше, в начале антропогена, после завершения сахалинской фазы складчатости. В это время на месте южной части Сахалина над водами Охотского и Японского морей возвышалась лишь цепочка низких холмов субмеридионального простирания, фиксирующих замковые части наиболее крупных антиклиналей Южно-Камышовой и Сусунайской тектонических зон. Структуры Тепловодской и Корсаковской тектонических зон как поднятия в рельефе еще не были отражены. В начале среднего плейстоцена во время выработки лютогской поверхности выравнивания



Рис. 5. Погружение цоколя террасы анивского комплекса в аллохтоне Апреловского надвига в 120 м западнее его сместителя (см. рис. 3, 4).

территория морфологически выраженных частей поднятий значительно расширилась: получили отражение в рельефе замковые части Петропавловской и Троицкой антиклиналей. Однако и тогда Южно-Камышовое поднятие еще не было единым орогенным сооружением — холмогорья и увалы в замковых частях Невельской, Камышовой, Мицульской, Найбинской и Белогорской антиклиналей были разделены обширными депрессиями, в которые, возможно, заходили окраинные части моря. Тем не менее границы Южно-Камышового поднятия в это время, несомненно, проходили в зонах Западно- и Центрально-Сахалинского, а границы Сусунайского поднятия — в зонах Сусунайского и Охотоморского районов.

Граница лютогского и апреловского времени отмечена фазой новой активизации тектонических движений. В поднятие вовлекаются структурные формы Тепловодской и Корсаковской тектонических зон, происходят интенсивные тектонические движения в южной части Сусунайского разлома и в Ключевской зоне разломов. Эти движения привели к блоковому

вовлечению в поднятие периферических частей пра-Анивской тектонической зоны, граница которой в лютогское время проходила по Центрально-Сахалинскому разлому. Судя по аккумулятивным чехлам террас апреловского, сусунайского и анивского комплексов, поднятие структурных форм о. Сахалин происходило неравномерно. Эпохи ускоренного роста хребтов и врезания речных долин сменялись периодами относительных опусканий, когда в днищах речных долин Южно-Камышового и Сусунайского поднятий и их предгорий происходило накопление аккумулятивных толщ четвертичных отложений.

Интересны различия в развитии западного и восточного бортов Анивского грабена. Если для Южно-Камышового поднятия, составляющего западный борт грабена, в сусунайское и анивское время были характерны восходящие движения, отразившиеся здесь в формировании серии цокольных террас, то восточный (сусунайский) борт в это же время испытал погружение и наложенную аккумуляцию. Террасы сусунайского комплекса либо погребены под



Рис. 5. Погружение цоколя террасы анивского комплекса в аллохтоне Апреловского надвига в 120 м западнее его сместителя (см. рис. 3, 4).

территория морфологически выраженных частей поднятий значительно расширилась: получили отражение в рельфе замковые части Петропавловской и Троицкой антиклиналей. Однако и тогда Южно-Камышовое поднятие еще не было единым орогенным сооружением — холмогорья и увалы в замковых частях Невельской, Камышовой, Мицульской, Найбинской и Белогорской антиклиналей были разделены обширными депрессиями, в которые, возможно, заходили окраинные части моря. Тем не менее границы Южно-Камышового поднятия в это время, несомненно, проходили в зонах Западно- и Центрально-Сахалинского, а границы Сусунайского поднятия — в зонах Сусунайского и Охотоморского районов.

Граница лютогского и апреловского времени отмечена фазой новой активизации тектонических движений. В поднятие вовлекаются структурные формы Тепловодской и Корсаковской тектонических зон, происходят интенсивные тектонические движения в южной части Сусунайского разлома и в Ключевской зоне разломов. Эти движения привели к блоковому

вовлечению в поднятие периферических частей пра-Анивской тектонической зоны, граница которой в лютогское время проходила по Центрально-Сахалинскому разлому. Судя по аккумулятивным чехлам террас апреловского, сусунайского и анивского комплексов, поднятие структурных форм о. Сахалин происходило неравномерно. Эпохи ускоренного роста хребтов и врезания речных долин сменялись периодами относительных опусканий, когда в днищах речных долин Южно-Камышового и Сусунайского поднятий и их предгорий происходило накопление аккумулятивных толщ четвертичных отложений.

Интересны различия в развитии западного и восточного бортов Анивского грабена. Если для Южно-Камышового поднятия, составляющего западный борт грабена, в сусунайское и анивское время были характерны восходящие движения, отразившиеся здесь в формировании серии цокольных террас, то восточный (сусунайский) борт в это же время испытал погружение и наложенную аккумуляцию. Террасы сусунайского комплекса либо погребены под

анивскими осадками, либо сохранились фрагментарно. В современных условиях в Южно-Камышовом поднятии идет интенсивная глубинная эрозия — русла рек проложены непосредственно в коренных породах, а для Сусунайского поднятия, напротив, характерна наложенная аккумуляция — горы здесь буквально засыпаются продуктами собственного разрушения.

Такие различия в структуре и эволюции западного и восточного бортов Анивского грабена, свидетельствующие о своеобразном «перекосе» его с наклоном на запад, могут быть обусловлены различной интенсивностью надвигания на грабен масс Южно-Камышового и Сусунайского поднятий.

Таким образом, современные структуры и рельеф южной части о. Сахалин сформированы в четвертичное время в обстановке горизонтального сжатия. Их основной особенностью является прогрессивное увеличение площадей и высот тектонических поднятий в плеистоцене и голоцене. Латеральный рост поднятий осуществляется в основном путем блокового вовлечения в поднятие периферических частей тектонических депрессий. Морфологически это отражается в образовании системы предгорий, ограничивающих, например, с востока Южно-Камышовое поднятие. Как показывает структурный анализ, во все этапы становления современной орогенной структуры Сахалина наиболее интенсивные тектонические движения

происходили в зоне контакта предгорий с тектонической впадиной. Поэтому в нашем конкретном случае по мере латерального увеличения зоны предгорий Южно-Камышового поднятия зона активных тектонических движений по разломам все время смешалась в направлении с запада на восток. Если в раннем и среднем квартере наиболее активные тектонические движения были характерны для Центрально-Сахалинского разлома, то в голоцене активные надвиговые смещения осуществляются по разломам, расположенным в 3—7 км восточнее.

Рассмотренные особенности современной орогенной структуры и ее эволюции, как показали наши исследования, остаются в силе и для северных частей острова. В частности, в Поронайской впадине Западно-Сахалинские горы с востока также обрамлены предгорьями, ограниченными на западе Центрально-Сахалинским разломом, а на востоке — зоной голоценовых надвигов, аналогичных Ключевской зоне Южного Сахалина. Эти надвиги четко прослеживаются, например, вдоль западных окраин поселков Буюкли и Смирных. Поэтому геодинамические модели развития структуры острова в целом должны, на наш взгляд, учитывать особенности современной орогении, изложенные в настоящей статье.

Пользуясь случаем, выражая признательность К. Ф. Сергееву и В. К. Захарову за помощь и содействие в проведении экспедиционных исследований на о. Сахалин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. М. Остров Сахалин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1973.
2. Александрова А. Н. Плейстоцен Сахалина.— М.: Наука, 1982.
3. Костенко И. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогеническом рельефе.— М.: Недра, 1972.
4. Козырев В. Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центрально-Сахалинской низменности.— Тр. ВНИГРИ. Вып. 99, нов. сер., 1956.
5. Кучай В. К. Количественный анализ тектонических движений горных стран.— Геол. и геофиз., 1976, № 8.
6. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность.— М.: Наука, 1981.
7. Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахмского надвига.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3.
8. Салгун С. А. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина.— В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. Вып. 5. М.: Недра, 1965.

УДК 552.16(571.642)

А. Б. Осипенко

О ВЛИЯНИИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАБАЗИТОВ о. САХАЛИН

Рассмотрено влияние низкотемпературного регионального метаморфизма зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фаций на химический состав метабазитов из метаморфических комплексов о. Сахалин. Установлен субизохимический характер метаморфических преобразований базит-ультрабазитов в целом, исключая аномально высокую подвижность патрия и (в мень-

Один из наиболее дискуссионных вопросов метаморфической петрологии — миграционная способность основных петрогенных компонентов в процессе регионального метаморфизма, особенно низких степеней. Эта проблема уже на протяжении многих лет обсуждается в печати [2, 7, 9, 10, 12, 14 и др.], тем не менее актуальность ее постановки при исследований метаморфических толщ сохраняется. Считается общепринятым подвижное поведение воды и углекислоты [7, 9, 10], в то же время не существует однозначного решения в отношении основных петрогенных элементов, и прежде всего патрия, калия, кальция и железа. Ряд исследователей считают их в различной степени подвижными, объясняя таким образом метаморфизм процессами регионального метасоматоза [7, 9]. Другие, отрицая региональный метасоматоз и считая процесс регионального метаморфизма в целом изохимическим, тем не менее допускают локальный метасоматоз, вызывающий местное перераспределение некоторых петрогенных элементов в метаморфических породах [2, 10, 15].

В настоящей работе на основании петрографического и петрохимического материалов предпринята попытка оценить влияние низкотемпературного зеленосланцевого и глаукофан-сланцевого метаморфизма на химический состав метабазитов из метаморфических комплексов о. Сахалин.

Метаморфические породы о. Сахалин развиты в двух изолированных структурах: в Сусунайском хребте (Южный Сахалин) и в осевой части Восточно-Сахалинских гор. Кроме того, известен ряд мелких выходов аналогичных образований в средней части острова. Все эти блоки, по-видимому, являются разобщен-

шей мере) кальция в локально обособленных участках, связанных с зонами дислокаций. Сделан вывод об одинаковом поведении патрия и калия в процессе метаморфического изменения пород. Рассмотрен вопрос о первичном составе метавулканитов и их тектонической природе.

ными частями единого метаморфического пояса, включающего в себя также и зону Камуникотан в осевой части о. Хоккайдо. Метаморфические образования Сахалина, объединяемые в вальзинскую серию, являются продуктами низкотемпературного метаморфизма вулканогенно-кремнистых и терригенно-кремнистых отложений и представлены разнообразными пара- и ортосланцами, зеленокаменными породами, кварцитами, мраморизованными известняками, амфиболитами. Среди метаморфических образований локальным распространением пользуются породы метасоматического генезиса (тремолитовые, хлоритовые, кросситовые породы, альбиты, лотрриты и др.). В тектоническом плане метаморфические комплексы Сахалина представляют собою сложнодислоцированные толщи с интенсивным проявлением дизъюнктивной тектоники, испытавшие несколько этапов деформаций. Суммарная мощность образований вальзинской серии оценивается в 2500 м [6]. Возраст метаморфических пород Сахалина дискутируется и в настоящее время различными исследователями принимается как позднепалеозойский [2], пермско-триасовый [4] или мезозойский (от триаса до позднего мела включительно) [13].

Метабазиты составляют в Сусунайском хребте 30—40%, а в Восточно-Сахалинских горах — 15—30% от общего объема метаморфических пород [2]. Среди них по минеральному составу можно выделить несколько групп пород:

1. Зеленые сланцы и зеленокаменные породы. Распространены повсеместно. В разрезе образуют выдержаные горизонты и толщи. Основная масса и первичные кристаллы в этих

породах замещены тонкозернистым агрегатом хлорита, актинолита, альбита, эпидота, пумпеллиита, клиноцизита и сфена. Иногда сохраняются реликтовые зерна пироксена (авгита или титан-авгита). В различных частях разреза зеленых сланцев появляются гематит, графит, кальцит, серицит, мусковит, стилюномелан.

2. Глаукофановые и лавсонитовые сланцы. К этой группе отнесены все породы, содержащие натриевый амфибол глаукофан-кросситового ряда и лавсонит. Характерно, что совместное нахождение этих минералов не обнаружено. Вместе с натриевыми амфиболами часто ассоциирует натриевый пироксен — хлормеланит (богатый эгириновым, но бедный жадеитовым компонентами), поэтому хлормеланитсодержащие породы также отнесены в эту группу.

Перечисленные выше минералы ассоциируют с типичными минералами фации зеленых сланцев: хлоритом, эпидотом, альбитом, актинолитом, пумпеллиитом, стилюномеланом, гематитом. Породы этой группы крайне неравномерно распространены среди зеленых сланцев, с которыми связаны постепенными переходами. В ряде случаев эти породы пространственно (и, возможно, генетически) связаны с серпентинитами.

3. Амфиболиты, горнблендиты, амфиболовые сланцы; серпентиниты. Распространены в локально обособленных зонах, связанных с разломами. Исходными, по-видимому, явились гипербазиты (дуниты и гарцбургиты) и габброиды. Все типы пород этой группы пространственно и генетически связаны между собой. Для них характерны крупнозернистость и маломинеральность. Для горнблендитов, амфиболов и амфиболовых сланцев типичны роговая обманка, альбит, эпидот, актинолит и кроссит (оба минерала нередко обрастают роговую обманку). Серпентиниты состоят из антигорита, брусита, магнетита (реже встречается басит и лизардит).

Для сравнения с петрохимическими закономерностями метабазитов Сахалина рассмотрены данные по породам метасоматического генезиса, а также образований спорного генезиса — «эклогитоподобных» пород р. Сокол.

Для изучения петрохимических закономерностей метабазитов Сахалина использован метод сравнительного анализа положения вариационных линий мезозойских неметаморфизованных основных вулканитов различных районов мира с метаморфическими породами первично-вулканогенного и первично-интрузивного генезиса на диаграммах логарифмов отношений молекулярных количеств основных пордообразующих окислов. Исследования, проведенные по данной методике для докембрийских

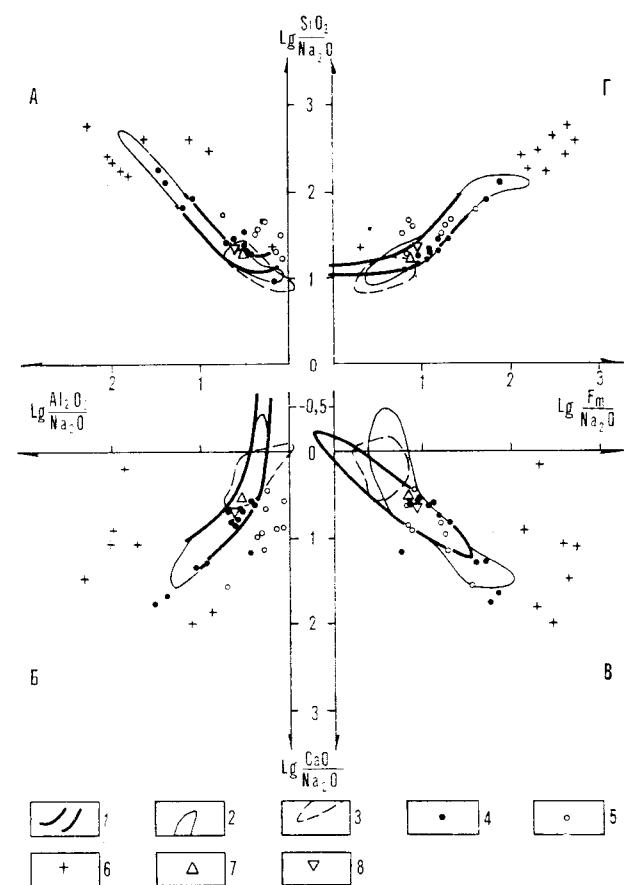


Рис. 1. Диаграмма логарифмов отношений молекулярных количеств петрографических окислов к Na_2O .

1 — область неметаморфизованных мезозойских основных вулканитов из различных районов мира [17]; 2, 3 — области метавулканитов о. Сахалин; 2 — зеленые, 3 — глаукофановые сланцы; 4 — метаморфизованные первично-интрузивные породы; 5 — «эклогитоподобные» породы р. Сокол; 6 — метасоматиты; 7, 8 — значения средних составов базальтов (7) и габбро (8), по [18]. $F_m = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$.

зеленокаменных поясов Тимагами, Канада, [17] и Юго-Восточной Карелии [8], на основании отклонения от области неметаморфизованных пород на диаграммах позволили установить неизохимический характер метаморфических преобразований, а также величину и качественный характер этих изменений. При исследованиях нами использовался материал, опубликованный в работах [2, 5, 16].

Рассмотрим положение основных и ультраосновных пород, метаморфизованных в зеленосланцевой и глаукофансланцевой фациях, на диаграммах логарифмов отношений молекулярных количеств окислов кремния, алюминия, кальция и суммы фемических окислов (железа, марганца и магния) к натрию и калию.

На диаграммах A—Г (см. рис. 1) метавулканиты, метадиабазы и метагаббро в большинстве своем занимают поля неизмененных основных вулканитов, выделенные в работе [17]. Обращает на себя внимание тот факт, что наи-

большее отклонение от полей неизмененных пород наблюдается для метавулканитов с повышенным содержанием натрий-глаукофановых сланцев и некоторых зеленых сланцев (отклонение вблизи начала координатных осей). Метагаброиды и метадиабазы также тяготеют к полям неизмененных вулканитов, причем большая часть проанализированных значений составов метагаббро группируется вокруг среднего состава неизмененных габбро [18]. Для метадиабазов значительные отклонения фиксируются только у малоглиноземистых и высокоглиноземистых разностей.

Значительное смещение составов относительно полей неизмененных основных пород фиксируется для метасоматитов. На диаграммах A, Γ (см. рис. 1) обособленное положение вблизи координатной оси $\lg SiO_2/Na_2O$ занимает кварцевый альбитит (положение обусловлено высокими содержаниями окислов кремния и натрия). На диаграммах A, B (см. рис. 1) значения tremolитовых пород находятся справа от полей неметаморфизованных вулканитов, на диаграмме B (см. рис. 1) располагаются под углом 45° к координатным осям, а на диаграмме Γ группируются вместе с другими метасоматитами. Такое положение обусловлено повышенным содержанием кальция и низким — натрия (существование привноса кальция и выноса натрия). Остальные значения для метасоматических пород группируются вместе на всех диаграммах и характеризуются высоким содержанием глинозема и крайне низкими кремнекислотностью и известковистостью, свидетельствующими о выносе кальция и, в меньшей степени, кремния.

Особое положение занимают на диаграммах составы «эклогитоподобных» пород р. Сокол. На диаграммах A, B (см. рис. 1) они располагаются правее полей неизмененных пород, близко к координатным осям, что обусловлено привносом натрия и кальция. Подтверждение этому мы видим в существовании в этих породах натриевых и кальциевидных минералов: альбита, глаукофан-кроссита, граната с повышенным содержанием кальция, клинопироксена с жадеитовой составляющей до 25%, актинолита и роговой обманки. На диаграммах B, Γ (см. рис. 1) точки, отвечающие составам этих образований, тяготеют к полям неизмененных основных пород, исключая значения для кварц-гранат-клинопироксеновых пород.

Преобладающая группа метавулканитов, метадиабазов и метагаброидов занимает поля неизмененных основных пород и на диаграммах $A - \Gamma$ (рис. 2) характеризуется лишь повышенным содержанием калия в метагаббро. Метасоматиты здесь ведут себя в целом так же, как и на диаграммах $A - \Gamma$ (см. рис. 1). Наибольшее отличие отмечено в поведении па-

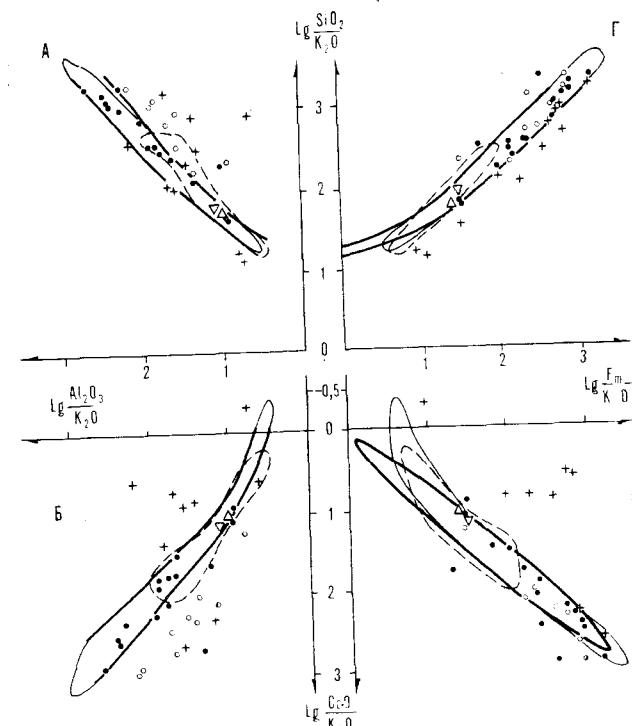


Рис. 2. Диаграмма логарифмов отношений молекулярных количеств петрогенных окислов к K_2O . Усл. обозн. те же, что и на рис. 1.

раметров составов метасоматитов на диаграмме Γ (см. рис. 1), где значения для хлоритовых пород характеризуются высоким количеством фемических окислов (прежде всего — окиси магния). Положение точек значений для пород р. Сокол аналогично их положению на диаграммах $A - \Gamma$ (см. рис. 1).

Из рассмотренного материала видно, что диаграммы логарифмов позволяют установить следующее: во-первых, одинаковое поведение натрия и калия при низкотемпературном метаморфизме, которое вытекает из сходства диаграмм $A - \Gamma$ (см. рис. 1, 2), сходного характера распределения параметров составов метабазитов и метасоматитов на них; во-вторых, влияние наложенных метасоматических процессов, выражющееся в смещении ореолов составов метасоматитов относительно полей неметаморфизованных базитов; в-третьих, субизохимический (в целом) характер зеленосланцевого метаморфизма относительно главных петрогенных элементов метабазитов.

Последнее справедливо для метаморфических пород всего Сахалина, за исключением локальных участков, связанных с зонами дислокаций, где характер метаморфизма аллохимический (по натрию, кальцию и в меньшей степени кремнию). Неизохимичность метаморфизма на этих участках, на наш взгляд, связана с активным участием в метаморфических

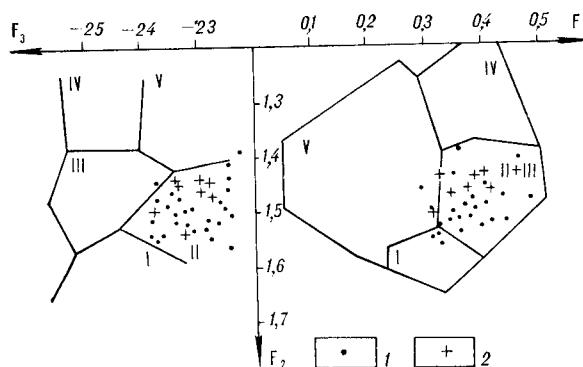


Рис. 3. Диаграмма дискриминантных функций Дж. Пирса [19]. Показаны поля: I — базальтов срединно-океанических хребтов и ложа океана, II — низкокалиевый островодужных толеитов, III — известково-щелочных базальтов, IV — шофонитов, V — базальтов устойчивых континентальных и океанических областей. 1 — зеленые, 2 — глаукофановые сланцы.

процессах потоков активизирующих растворов, которые распространялись по разломам и характеризовались повышенным значением химического потенциала натрия.

В свете полученных результатов представляется возможным рассмотреть вопрос о первичном составе метавулканитов о. Сахалин. Исходя из изохимичности процесса метаморфического преобразования рассматриваемой группы пород, на диаграммах дискриминантных функций, предложенных Дж. Пирсом [19] и Б. Н. Пискуновым [11] (рис. 3 и 4), выбороочно проанализированы метавулканиты 1 и 2 групп (зеленые и глаукофановые сланцы). Основным критерием при выборе данных для анализа явилось положение параметров составов пород на диаграммах А—Г (см. рис. 1, 2). Анализировались лишь те породы, параметры составов которых на этих диаграммах попали в поля неметаморфизованных основных вулканитов.

Анализ диаграмм дискриминантных функций не дает однозначного решения вопроса о первичной природе метавулканитов Сахалина. Значительное большинство значений составов пород ложится левее и ниже дискриминантной кривой на диаграмме Б. Н. Пискунова (см. рис. 4), что позволяет отнести их к океаническим базальтам, причем большая часть значений соответствует абиссальным толеитам. Полученные данные хорошо согласуются с результатами исследований, опублико-

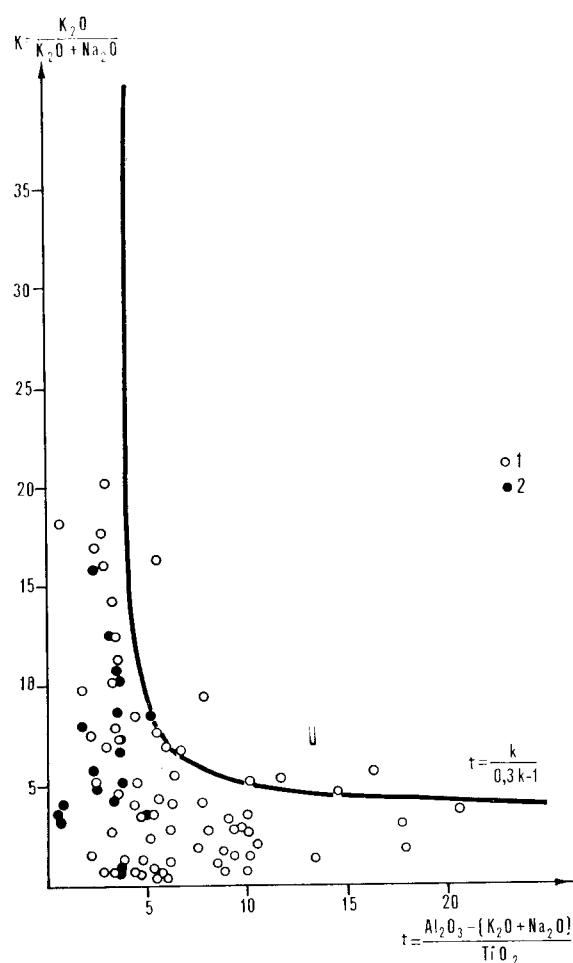


Рис. 4. Диаграмма разграничения пород островодужной и океанической вулканических ассоциаций Б. Н. Пискунова [11]. 1 — зеленые, 2 — глаукофановые сланцы. Значения петрогенных окислов даны в молекулярных количествах.

ванными Н. Л. Добречовым [3], В. К. Гавриловым и Н. А. Соловьевой [1]. В то же время изучение метавулканитов с помощью диаграммы Дж. Пирса (см. рис. 3) свидетельствует об их принадлежности к низкокалиевым островодужным толеитовым базальтам. Изложенный материал показывает, что определение тектонической природы измененных вулканитов на основании применения только петрохимических диаграмм следует проводить с достаточной осторожностью и окончательное решение вопроса требует привлечения дополнительных методов исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаврилов В. К., Соловьев Н. А. Палеоапалоги океанических базальтов в палеозойско-мезозойских комплексах Сахалина и Японии.—ДАН СССР, 1982, т. 263, № 2.
- Добречов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР.—Новосибирск: Наука, 1974 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 57).
- Добречов Н. Л. Петрохимические особенности оке-

- апических и раннегеосинклинальных базальтов.—
Геол. и геофиз., 1975, № 2.
4. Егоров А. Е. О возрасте метаморфического комплекса Сахалина.— В кн.: Метаморфические комплексы о. Сахалин. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1969 (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 22).
5. Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. П. Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения.— Там же.
6. Егоров А. Е., Евсеев В. Ф. и др. Стратиграфия и состав метаморфических комплексов о. Сахалин.— Там же.
7. Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Наука, 1973.
8. Кулешевич Л. В. Влияние метаморфизма и метасоматоза на состав базит-ультрабазитов зеленокаменных поясов Юго-Восточной Карелии.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1984, № 2.
9. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.— М.: Наука, 1965.
10. Миасиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса.— М.: Мир, 1976.
11. Пискунов Б. И. Петрохимическая граница Тихого океана.— ДАН СССР, 1977, т. 236, № 6.
12. Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембра.— Л.: Наука, 1980.
13. Пущаровский Ю. М., Зинкевич В. П. и др. Покровные и чешуйчато-шадвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана.— Геотектоника, 1983, № 6.
14. Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород.— Сов. геол., 1972, № 6.
15. Фации метаморфизма/Под ред. В. С. Соболева.— М.: Недра, 1970.
16. Шашкина В. П. Петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
17. Beswick A. U., Soucie A. A correction procedure for metasomatism in archean greenstone belt.— J. Precambrian Res., 1978, v. 6, N 2.
18. Le Maître R. W. The chemical variability of some common igneous rocks.— J. Petrology, 1976, v. 17, p. 4.
19. Pearce J. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts.— Ibid, 1976, v. 17, p. 1.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
23 июля 1984 г.

УДК 553.981(571.66)

Ю. В. Мотовилов, В. К. Козынин, Ю. А. Косыгин, И. И. Тютрин

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КОЛПАКОВСКОГО ПРОГИБА ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

В результате проведенных в XI пятилетке геологоразведочных работ в Колпаковском прогибе Западной Камчатки открыты первые месторождения газа и газоконденсата — Кшукское и Нижне-Квакчикское, разведанные запасы газа которых уже сейчас необходимо использовать для газификации населенных пунктов

Основные объемы геофизических исследований и глубокого бурения, выполненные ПГО Сахалингеология в XI пятилетке, были сосредоточены в Колпаковском прогибе (Западная Камчатка). В результате в 1983 г. открыто первое на Камчатке Кшукское месторождение газа, а в 1985 г.—Нижне-Квакчикское газоконденсатное месторождение. Разведанные к настоящему времени запасы газа позволяют газифицировать близлежащие населенные пункты и рыбообрабатывающие заводы района. Это дает возможность избавиться от трудоемких и дорогостоящих завозов каменного угля на западное побережье Камчатки.

Колпаковский прогиб находится в южной части Западной Камчатки. Сухопутная его часть занимает прибрежную полосу шириной до 50 км, простирающуюся вдоль побережья Охотского моря на 190 км. Значительная часть прогиба находится ниже уровня моря.

В Колпаковском прогибе, по данным глубокого бурения и геофизических исследований, выделяются фундамент и осадочный чехол (рис. 1, 2). Фундамент сложен метаморфизованными мезозойскими отложениями, представленными литифицированными песчаниками и аргиллитами. Рельеф кровли фундамента весьма расчленен, породы сильно дислоцированы и представляют собой систему блоков с амплитудой вертикальных смещений от сотен до нескольких тысяч метров. Чехол представлен вулканогенно-осадочными отложениями кайнозойского возраста мощностью более 5 тыс. м, несогласно залегающими на породах фундамента. Установленная в Колпаковском прогибе мощность кайнозоя является максимальной для осадочных бассейнов Камчатки. Разрез чехла начинается с палеогеновых отложений, представленных низкопроницаемыми

тогами и рыбообрабатывающими заводами района. Получены новые данные о геологическом строении, доказана промышленная газоносность изучаемой территории, определены основные направления, первоочередные объекты и объемы нефтегазопоисковых работ на период 1986—1990 гг.

туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами. В них установлены многочисленные нефте- и газопроявления, однако пока ни в одной из скважин не получены промышленные притоки углеводородов. Это, по-видимому, связано с отсутствием дифференциации пород по емкостно-фильтрационным свойствам, с их однородностью и сравнительно высокой плотностью. Исключение составляют верхи палеогена (утхолокская свита); здесь туфопесчаники имеют удовлетворительные коллекторские свойства и перекрыты региональным флюидоупором — нижнемиоценовыми аргиллитами. Открытие Нижне-Квакчикского месторождения в песчаниках утхолокской свиты подтверждает, что с этой частью палеогенового разреза при наличии ловушек могут быть связаны месторождения углеводородов (УВ). В пределах прогиба установлены значительные изменения мощности палеогеновых отложений, которая уменьшается к сводам меловых выступов за счет выклинивания нижних частей.

Неогеновый комплекс с угловым несогласием залегает на палеогеновых отложениях и представлен миоценовыми и плиоценовыми осадками. Нижняя часть миоцена, сформировавшаяся в глубоководных условиях, сложена преимущественно аргиллитами, среди которых широко распространены трещиноватые кремнистые разности. Плиоцен, а также верхний и средний миоцен представлены дельтовыми и прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными отложениями, песчаниками и алевролитами. Чередование толщ с различными физическими и коллекторскими свойствами создает благоприятные условия для образования залежей УВ. Для изучения структуры зоны эффективных сейсморазведочных методов.

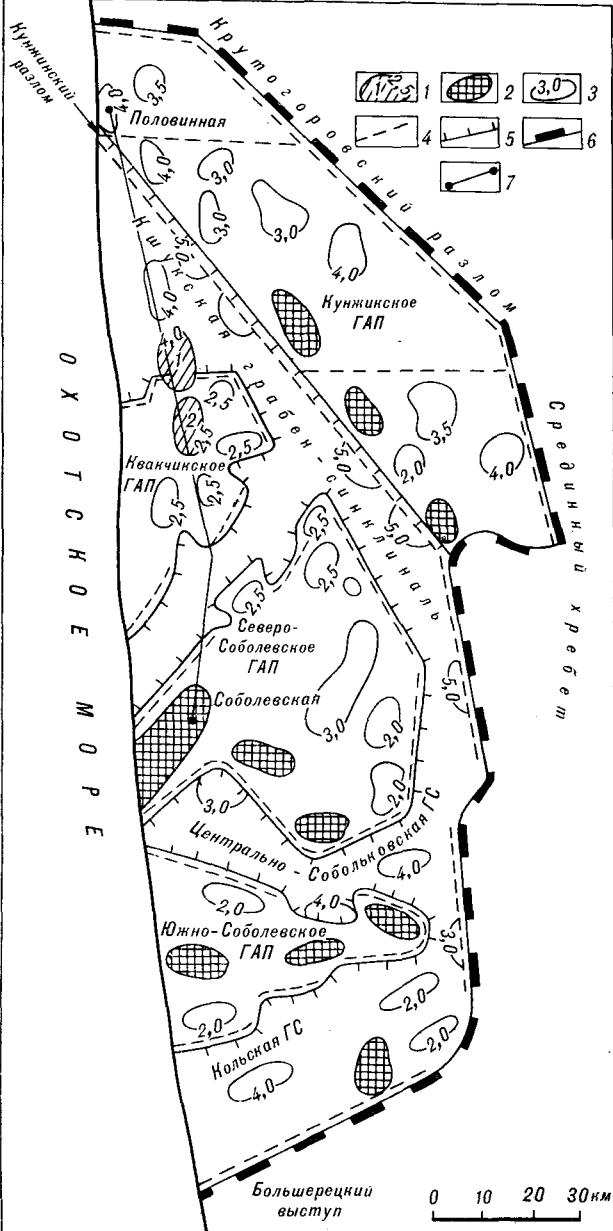


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Колпаховского прогиба.

1 — месторождения газа; 2 — Нижне-Квакчинское, 2 — Нижне-Квакчинское; 3 — выступы фундамента с маломощным осадочным чехлом; 3 — контуры выявленных локальных антиклинальных структур, цифры на изолиниях — мощность осадочного чехла в км; 4 — тектонические нарушения; 5 — границы горст-антиклинальных поднятий; 6 — границы Колпаховского прогиба; 7 — линия геологического профиля.

В прогибе (см. рис. 1) развиты изометричные горст-антиклинальные поднятия (ГАП), разделенные опущенными трабенсиклинальными зонами (ГС). Квакчинское, Кунжинское, Соболевское горст-антиклинальные поднятия связаны с поднятыми блоками мелового основания. В пределах поднятий имеются локальные выступы фундамента, к которым в чехле

приурочены антиклинальные структуры, осложненные разрывными нарушениями, формирующими ловушки для УВ.

Кшукское газовое месторождение расположено в центральной части прогиба. Оно приурочено к приразломной антиклинальной структуре площадью 22 км², высотой 50 м. Из девяти пробуренных на структуре скважин шесть вскрыли газовые и газоконденсатные залежи.

Верхняя зона газоносности связана с отложениями эрмановской свиты верхнего миоцена, представленными вулканогенно-осадочной молассой. Газонасыщенным коллекторами являются туфопесчаники, переслаивающиеся с пластами туфоаргиллитов и углей. Мощности газосодержащих пластов составляют от 3 до 10 м, они имеют хорошие емкостно-фильтрационные свойства. На глубинах 1140—1300 м разведаны четыре пластово-сводовые залежи углеводородного газа, давшие при испытании от 100 до 300 тыс. м³/сут. В верхних залежах газ метанового состава, в нижних присутствуют тяжелые углеводороды и конденсат. Кроме этого на Кшукском месторождении открыта газоконденсатная литологически экранированная залежь в этолонской свите верхнего миоцена. Залежь расположена на глубине 1550 м, коллектором является мелкозернистый туфопесчаник, давший приток газа 79 тыс. м³/сут и конденсата 4,1 м³/сут.

Непромышленные притоки газа и конденсата получены также из отложений палеогенового возраста, а в утхолокской свите установлены благоприятные литолого-структурные условия для скопления УВ.

Нижне-Квакчинское газоконденсатное месторождение, расположенное южнее Кшукского, открыто второй поисковой скважиной. Здесь газоконденсат установлен на глубине 2395 м и приурочен к туфогенным песчаникам утхолокской свиты, перекрытым аргиллитовой толщей нижнего миоцена. Залежь подчинена брахиантиклинали (площадь 30 км², амплитуда 100 м), связанной с выступом мелового

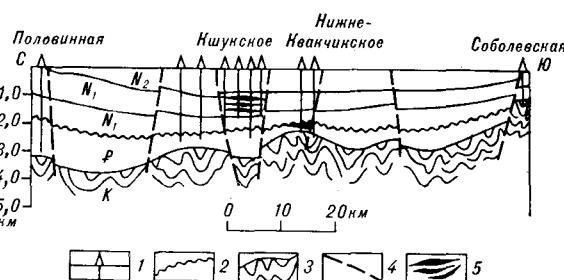


Рис. 2. Схематический геологический профиль по линии Половинная — Соболевская.

1 — пробуренные скважины; 2 — угловое несогласие; 3 — метаморфизованные породы фундамента; 4 — тектонические нарушения; 5 — залежи газоконденсата.

блока. Мощность продуктивного пласта здесь более 60 м. При испытании получены притоки газа до 140 тыс. м³/сут и конденсата 4 м³/сут. Состав газа (в об. %): метана — 86,8; этана — 4,7; тяжелых УВ — 4,7; азота — 3,8.

Таким образом, открытие Кшукского и Нижне-Квакчикского месторождений позволяет рассматривать Колпаковский прогиб как район с установленной промышленной газоносностью. Газоносными являются отложения эрмановской и этолонской свит миоценового возраста и утхолокской свиты в кровельной части палеогена.

Эрмановская свита развита по всему прогибу, ее пласты-коллекторы имеют высокие емкостно-фильтрационные свойства. Определяющим фактором для поисков месторождений газа в эрмановских отложениях является наличие антиклинальных структур полного контура. Важное значение в формировании залежей имеют играющие роль экрана пласти туфоаргиллитов, мощность которых не превышает 15 м и не выдержана по площади.

С этолонской свитой могут быть связаны литологически экранированные залежи газоконденсата. Литологические ловушки приурочены к крыльям антиклинальных структур.

Важное значение для дальнейших поисков месторождений УВ имеет открытие Нижне-Квакчикского месторождения. Продуктивные на этом месторождении песчаные пласти утхолокской свиты прослеживаются во всех скважинах Колпаковского прогиба и повсеместно отмечены проявлениями газоконденсатов.

Ловушки располагаются над блоковыми выступами фундамента, которые обладают более высокой плотностью, чем чехол, и картируются гравиметрической съемкой. Высокий нефтематеринский потенциал палеогеновых образований в сочетании с хорошими экранирующими свойствами нижненеогеновых отложений позволяет считать эту часть разреза наиболее перспективной для обнаружения новых месторождений. Основным критерием поисков являются коллекторские свойства, улучшающиеся к выступам фундамента и значительно ухуд-

шающиеся в погруженных частях впадины. К литолого-стратиграфической границе неоген — палеоген приурочен регионально прослеживающийся отражающий горизонт, что дает возможность успешно применять сейсморазведку для подготовки объектов под нефтегазопоисковое бурение. Изученность перспективных территорий Колпаковского прогиба сейсморазведкой не превышает 10 %. Из трех подготовленных сейсморазведкой под глубокое бурение структур на двух открыты месторождения.

Первоочередным объектом поисков месторождений УВ в пределах прогиба являются песчаники утхолокской свиты. Наиболее благоприятны условия образования залежей вблизи выступов фундамента, где улучшаются коллекторские свойства отложений. Такие условия существуют в пределах Квакчикского, Кунжикского, Соболевского горстаклинальных поднятий (см. рис. 1). Здесь, по данным геофизических исследований, установлено около 20 локальных поднятий. В Кшукской, Центрально-Соболевской, Кольской грабенсинглинальных зонах предполагается существование антиклинальных структур полного контура, а также тектонически или литологически экранированных ловушек. Особенно интересна зона, примыкающая с запада к Кунжикскому разлому, протяженность которого около 100 км, а амплитуда — более 200 м. Разлом может являться экраном, а приразломные структуры могут быть ловушками на пути латеральной миграции УВ из погруженных частей седиментационного бассейна.

Перспективными нефтегазопоисковыми объектами в Колпаковском прогибе являются эрмановская и этолонская свиты с доказанной газоносностью, туфогенные песчаники какертской и трещиноватые кремнистые аргиллиты кулувенской свиты неогена. Перспективны песчаники в кровле палеогена, изучению которых раньше уделялось недостаточно внимания. Возможно также обнаружение скоплений УВ в зонах трещиноватости и в базальних горизонтах палеогеновых отложений, а также в корах выветривания меловых пород.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск
ПГО Сахалингеология, Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
21 мая 1986 г.

УДК 551.78 : 552.5 : 551.24+553.98(571.66)

B. V. Крапивенцева, С. З. Сайфутдинов

ГОЛЫГИНСКИЙ ПРОГИБ КАМЧАТКИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Изложены результаты детального литолого-петрографического исследования вулканогенно-терригенных пород, слагающих палеоген-неогеновый осадочный комплекс выполнения Голыгинского прогиба Южной Камчатки по данным бурения глубокой структурно-параметрической скважины Крестовской-1. Выделены также три стадии вулканизма, синхронного осадконакоплению в прогибе, с закопомерной сменой состава продуктов

извержения.

Результаты исследований позволяют подчеркнуть специфику структурного положения и вещественного выполнения Голыгинского прогиба и важны для определения особенностей строения разреза, позволяющих предварительно оценивать перспективы нефтегазоносности по аналогии с сопредельными районами, как положительные.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Южная Камчатка рассматривается рядом авторов [1, 2, 27] как система крупных и мелких блоков со следующими основными структурами (с востока на запад): Прибрежный вулканотектонический горст (система поднятий Берегового хребта) как передовая часть надвига с преобладающими деформациями сжатия; Камбально-Гореловский вулканотектонический грабен как тыловая часть надвига, испытывающая в основном деформацию растяжения; Голыгинский прогиб, осложненный Ункановичским вулканотектоническим горстом (поднятие Сивучье).

Рассматриваемый в настоящей работе Голыгинский прогиб, расположенный в юго-западной части Камчатки, ограничен на севере и северо-западе по глубинному разлому Большерецким поднятием, а на северо-востоке через поднятие Сивучье смыкается с Камбальнym прогибом [10]. На западе и юго-западе он открывается в сторону Охотского моря и, видимо, ограничен глубинным разломом (рис. 1), проявляющимся в прямолинейной форме бере-

говой линии и выделяемым по космологическим данным [11].

Мощность осадочного выполнения прогиба по геофизическим данным составляет от 3,5 до 5–6 км [9, 10, 22]. Голыгинский прогиб

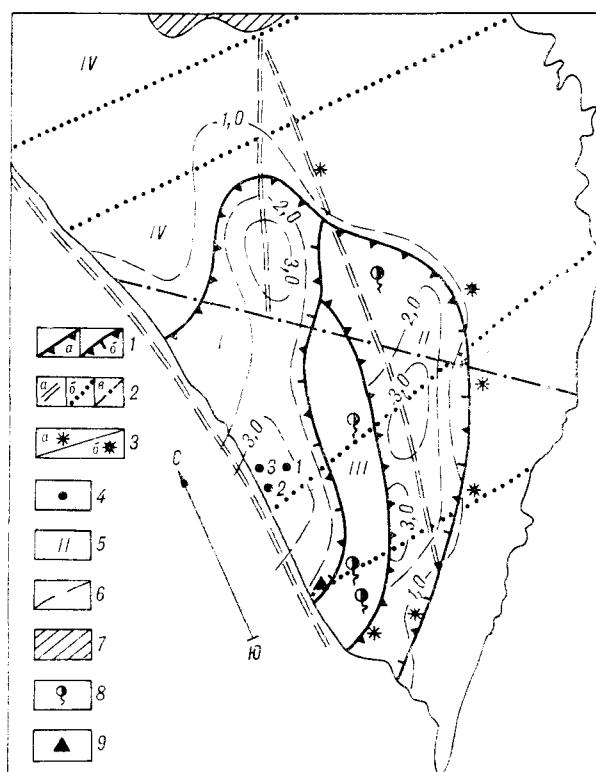


Рис. 1. Тектоническая схема района Голыгинского прогиба (по [10, 22] с дополнениями авторов).

1 — границы отрицательных структур: *a* — с невыясненным контактом, *b* — по тектоническому нарушению, по геофизическим данным; 2 — предполагаемые глубинные разломы: *a* — северо-восточного, *b* — субширотного, *c* — северо-западного направлений; 3 — четвертичные вулканы: *a* — действующие, *b* — потухшие; 4 — скважина и ее номер: 1 — Крестовская, 2 — Кошегачекская, 3 — Отрадненская; 5 — обозначение структур: I — Голыгинский, II — Большереческий прогибы, III — поднятие Сивучье, IV — Большереческое поднятие; 6 — изопахиты осадочного чехла; 7 — выходы докайнозойского основания; 8 — термальные источники, содержащие углеводороды [18]; 9 — поисковая гидрогеологическая скважина и ее номер [18].

имеет близкое к меридиональному простира-
ние, но несколько южнее р. Опалы испыты-
вает смещение северной половины к востоку.
В широтном сечении прогиб почти симметри-
чен с незначительным смещением его осевой
линии к востоку. В пределах поднятия Си-
вучье по восточному обрамлению Голыгинско-
го прогиба располагаются (с севера на юг)
вулканы: Опала, Малые Иголки, Голыгинский,
Явинский.

Зоны поднятий кристаллического фундамен-
та (глубины менее 2 км) имеют блоковое
строение, причем отдельные блоки ограничи-
ваются разломами меридионального и северо-
восточного простирания [20]. За пределами
Голыгинского прогиба и поднятия Сивучье по
восточному борту Камбального прогиба в бе-
реговой зоне поднятий с севера на юг распо-
лагается целая цепь четвертичных вулканитов.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

С поверхности район Голыгинского прогиба
в западной и центральной частях сложен мор-
скими верхнечетвертичными отложениями, на
юге — континентальными среднечетвертичными
и неогеновыми вулканогенными и вулканоген-
но-осадочными отложениями алнейской серии,
а также средне- и верхнечетвертичными про-
дуктами вулканической деятельности вулка-
нов Кошевела и Камбальной сопки. На севере
располагаются четвертичные и современные
базальты, андезитобазальты, андезиты, шлаки,
дациты, андезитодакиты, липариты, пемзы.

Стратиграфический разрез нижележащих от-
ложений, выполняющих прогибы Южной Кам-
чатки (Голыгинский и Камбальный), ранее
был изучен по их выходам па обрамлении.
В северо-северо-восточной части Южной Кам-
чатки на небольшой площади обнажены палеоген-нижнемиоценовые отложения анавгай-
ской серии, а на востоке и юго-востоке Голы-
гинского прогиба в его обрамлении развиты
неогеновые отложения алнейской серии верх-
немиоцен-плиоценового возраста [6, 20].

Анавгайская серия подразделена в [7] на
южную часть, в составе которой выделены
вилючинская эоцен-олигоценовая и паратун-
ская верхнеолигоценовая свиты, и северную —
с паратунской, березовской и крапивинской
нерасчлененными свитами олигоцен-миоценово-
го возраста.

Вилючинская свита представлена аргиллитами,
алевропелитами, туфогенными песчаника-
ми с прослоями гравелитов, мелкогалечниково-
ых конгломератов, пестрых андезитобазальто-
вых брекчий, базальтов и других вулканоген-

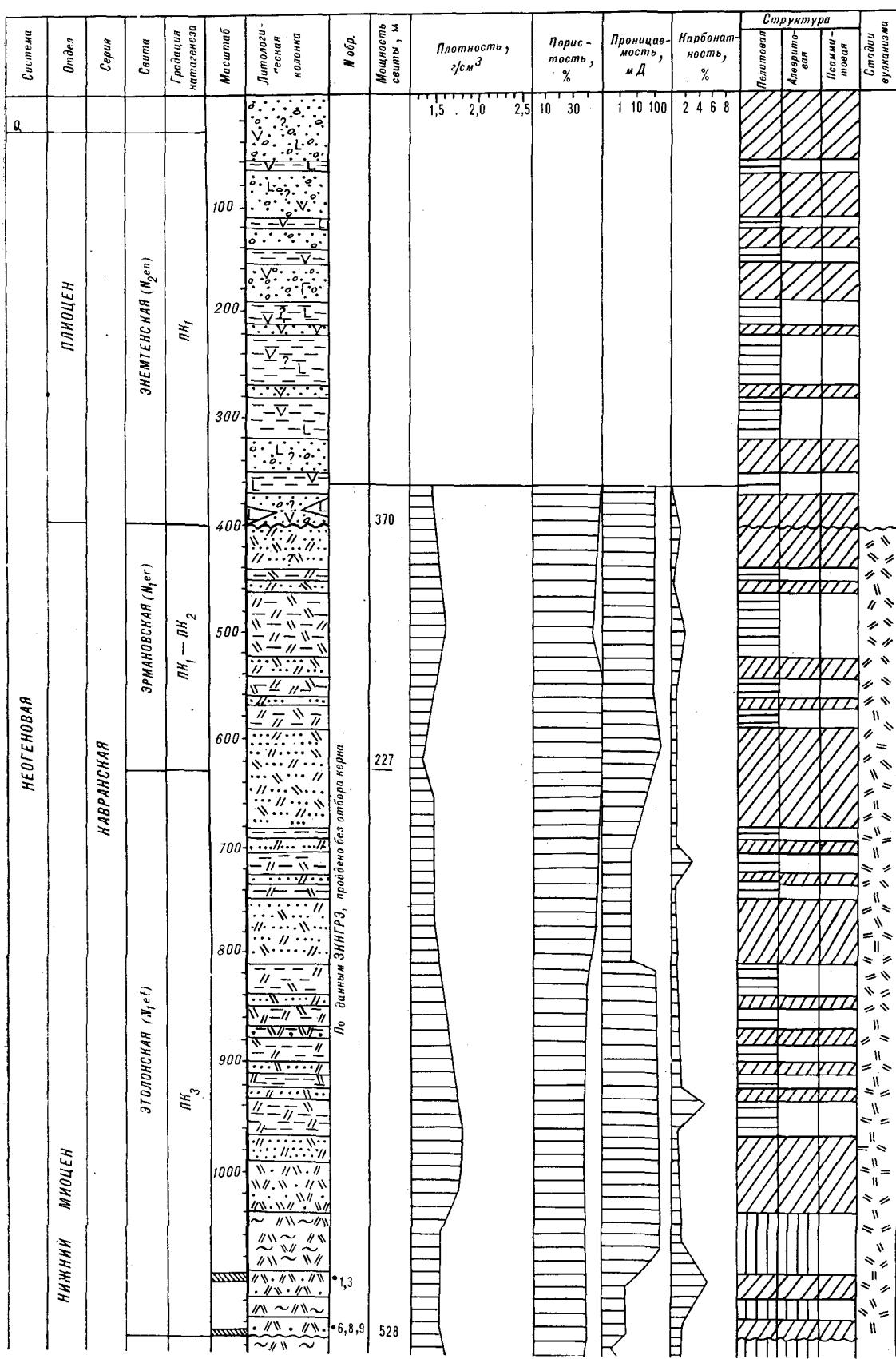
ных пород. Преобладают пелитовые породы, смятые в пологие складки северо-западного и широтного простирания, прорванные многочис-
ленными интрузиями и субвуликаническими телами гранитоидов и кварцевых диоритов. С не-
большим размывом вилючинская свита пере-
крывается паратунской, которая имеет более
широкое площадное распространение и сложе-
на туфогенно-осадочным (в нижней) и эффузивно-пирокластическим (в верхней частях) комплексами пород [20].

В целом паратунская свита существенно туфогенная, породы ее слагают пологие моно-
клинальные складки с углами падения 18—25°,
реже 30—35° и прорваны многочисленными
интрузивными, субинтрузивными и дайковыми
телами гранодиоритового и диоритового со-
става.

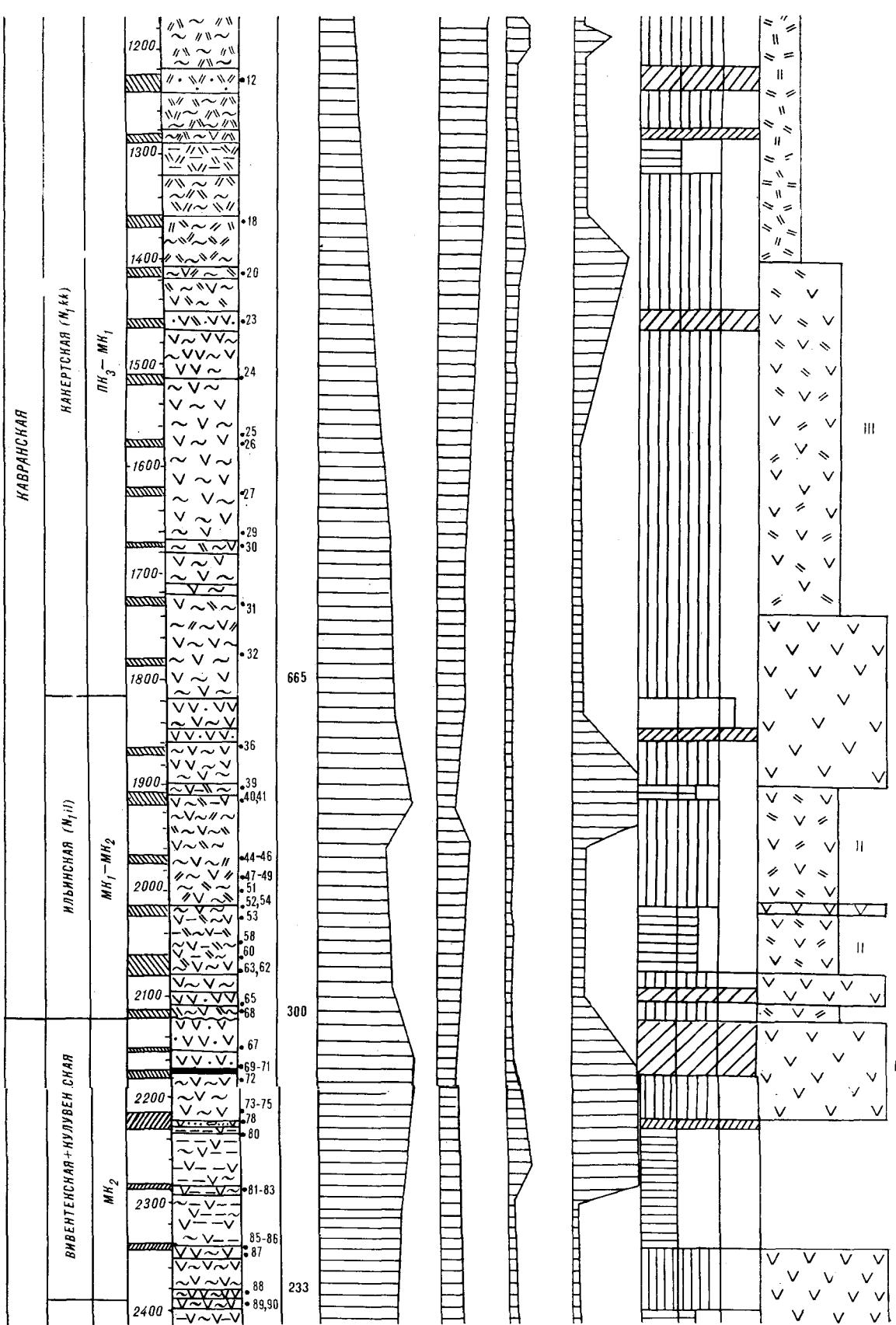
Отложения вилючинской свиты образовались
предположительно в относительно глубоковод-
ных морских условиях. Формирование же по-
род паратунской свиты, по мнению Н. В. Ого-
родова, происходило в условиях типичной ост-
ровной дуги [20]. В отличие от вилючинской и
паратунской отложения переслаиены бере-
зовской, паратунской и крапивинской свит
слабо обнажены и в обрамлении прогиба непо-
средственно не встречены. Они представлены
базальтами, андезитами, туфами, туфобрек-
чиями, туффитами, туфогенными конгломерата-
ми и песчаниками [7]. По восточному об-
рамлению и в южной части Голыгинского про-
гиба развиты неогеновые отложения алнейской
серии, состоящие из вулканических и вулкано-
генно-осадочных пород разнообразного соста-
ва [7].

Вулканогенно-осадочные образования преоб-
ладают в нижних частях разреза серии, имеют
небольшую мощность и представлены пере-
слаиванием псефитовых туфов и туфобрекчий
с маломощными прослоями туфопесчаников и
алевролитов, постепенно переходящих в наз-
емные эффузивно-пирокластические комплек-
сы. В средней части разреза алнейской серии преобладают базальты, андезитобазальты и ме-
нее — андезиты. Толща прорвана силлами и
дайками, фиксирующими центральные части
построек. Общее залегание пород горизонталь-
ное или наклонное, отражающее их первичное
залегание. Верхняя часть разрезов в отдель-
ных вулканических центрах сложена сущ-
ественно эффузивными комплексами [20]. В до-
полнение к существующим построениям авторы
выполнено детальное изучение разреза единственный глубокой структурно-параметри-
ческой скв. 1, пробуренной в 1980 г. на Кре-
стовской площади Голыгинского прогиба, и
проведено сравнение ее со структурными сква-
жинами на сопредельных площадях (см.
рис. 1; 2).

Начало рис. 2



НЕОГЕННАЯ

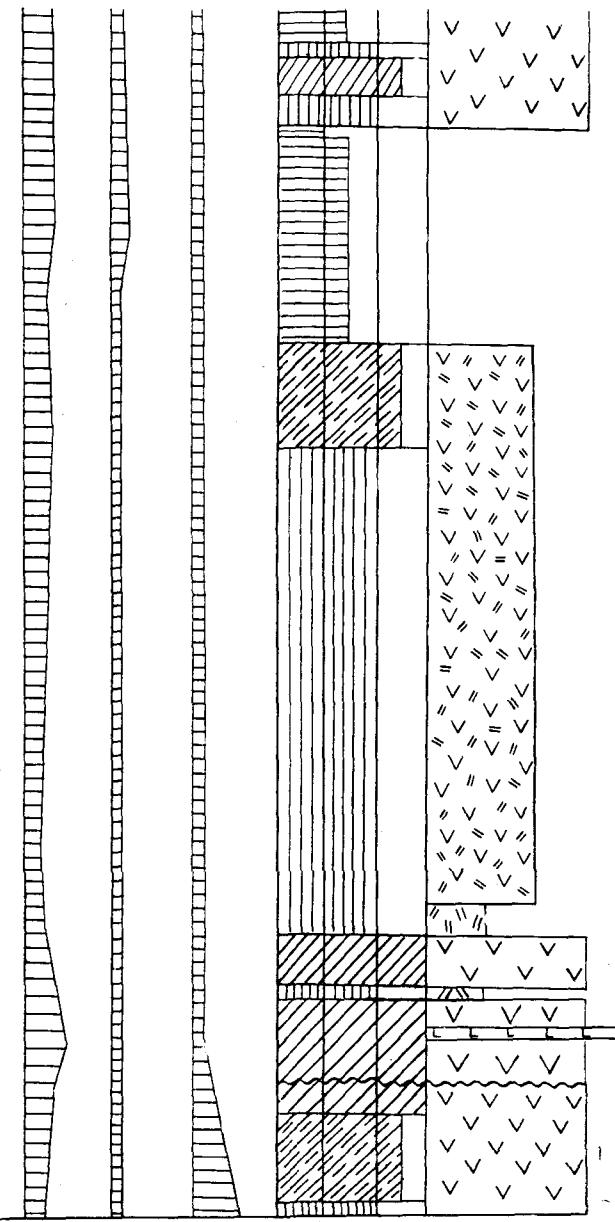
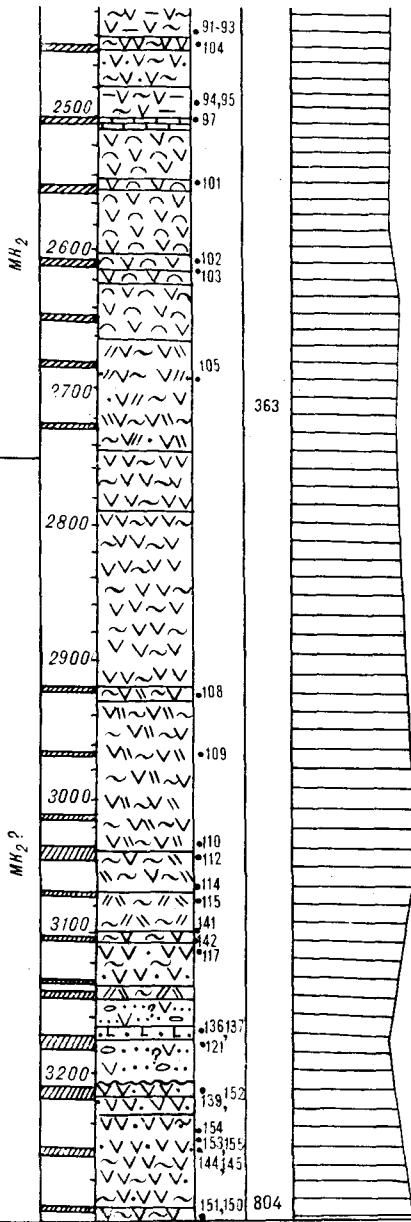


ПАЛЕОГЕНОВЫЕ
ОЛИГОЦЕН

ВОЯМПОЛЬСКАЯ

ГАНХИНСКАЯ

УТКОНОСКАЯ



Литолого-петрографический разрез палеогеновых и неогеновых отложений Крестовской площади Голыгинского прогиба (по скв. 1).

Туфы: 1 — дакита, липаритодакита псаммитовые, 2 — дакита алевропелитовые, 3 — дакита алевропелитовые, 4 — кварцевых андезитов псаммитовые, 5 — кварцевых андезитов алевропелитовые и андезита, 6 — кварцевых андезитов алевропсаммитовые; туффиты: 7 — кварц-андезитовые алевропсаммитовые, 8 — кварц-андезитовые алевропелитовые, андезитовые алевропелитовые; 9 — андезитовые алевропелитовые (6); 10 — туфы андезитодакитовые алевропелитовые; 11 — туффиты андезитодакитовые алевропелитовые (а), алевропелитовые; 12 — туфобигнимбрит андезитового состава; 13 — туфосиликаты органогенно-хемогенные; 14 — туффиты андезитобазальтовые алевропсаммонитесфитовые; 15 — туфогенные песчаники гравелистистые граувакковые и другие псаммитовые породы, пройденные без выхода керна с неустановленной степенью туфогенности (по данным каротажа); 16 — аргиллиты алевропелитовые, туфогенные; 17 — известняк органогенно-детритовый хемогенный. Этапы вулканизма (I, II, III): 18 — основного; 19 — среднего; 20 — кисло-среднего; 21 — кислого.

Изучение разреза Крестовской скв. 1 проводилось авторами в 1980—1982 гг. с участием В. В. Васильевой (ИТИГ ДНВЦ АН СССР).

Воямпольская серия. Отложения воямпольской серии представлены гакхинской (олигоценовой), утхолокской и вивентекско-кулувенской свитами нижнемиоценового возраста.

Гакхинская свита вскрыта на глубинах ~2746—3550 м и имеет мощность 804 м. В разрезе преобладают алевритовые туфы среднего и кисло-среднего состава (58,6%), реже — псаммитовые туфы (21,8%), составляющие в сумме ~80,4%, т. е. около 650 м от вскрытой мощности свиты (см. рис. 2).

Из алевритовых туфов среднего состава преобладают витрокластические кварцевых андезитов, залегающие в виде мощных пачек в верхней (~175 м) и ближе к нижней (около 80 м) частях свиты. Алевритовые туфы андезитодактилового состава мощностью 108 м (6%) располагаются в средней части свиты и подстилаются пачкой алевритовых туффитов мощностью около 30 м. Подчиненную роль играют базальные граувакковые туфогенные песчаники с прослоем туффита андезитобазальтового состава с псаммитопсифитовой структурой мощностью около 10 м, с размывом залегающие на псаммитовом туфе.

В целом верхняя вскрытая часть свиты мощностью ~364 м (~43%) представлена туфами алевритовой структуры, в то время как «нижняя» в своей верхней части сложена туфогенными псифитопсаммитовыми песчаниками, а ниже — псаммоалевритовыми туфами, возможно, отделенными от гравелистых базальных песчаников размывом.

По данным авторов, отмечается значительно большая туфогенность пород гакхинской свиты Голыгинского прогиба по сравнению с олигоценовыми отложениями Ичинской и Колпаковской впадин при сохранении преобладающей алевритовой структуры в верхней и псаммитовой в нижней частях разреза. Углы падения пород не более 3—5°. По всему разрезу свиты встречены редкие включения окатанных галек темноцветных эфузивных пород размером до 1 см, местами (особенно в интервале 2924—3142 м) — углефицированный растительный детрит, иногда замещенный пиритом. В отложениях свиты присутствует комплекс остатков микрофауны фораминифер, выполненных карбонатным цементом, цеолитами, позволивший Л. И. Митрофановой (ПГО Сахалингеология) отнести эту часть разреза к олигоцену.

Текстура в туфах массивная, реже микрослоистая, в туффитах — слоистая и микрослоистая, в туфогенных песчаниках — массивная, участками катакластическая. Верхняя граница свиты — литологически четкая, выраженная сменой алевритовых андезитодактиловых витро-

и литокристаллокластических туфов псаммитоалевритовыми андезитодактиловыми литокристаллокластическими туфами, частично карбонатизированными. Цемент во всех типах пород поровый, местами поровый полубазальный хлорито-гидрослюдисто-каолинитовый, гидрослюдистый в верхней части разреза и поровый обволакивания, поровый вторично-хлоритовый, карбонатизированный, цеолитизированный в нижней части. Плотность пород 2,20—2,58, в среднем 2,30 г/см³, открытая пористость 10—25%, проницаемость около 0,4 мД.

Утхолокская свита нижнемиоценового возраста вскрыта в интервале 2383—2746 м. Ее мощность 363 м. В низах свиты располагается пачка туфа псаммитоалевритового андезитодактилового состава мощностью ~86 м. В разрезе преобладает туфосилицит (~42,8%), располагающийся в виде мощной (~152 м) пачки в средней части свиты. Над пачкой туфосилициата установлен прослой (?) биохемогенного известняка мощностью около 7 м (~2%) с многочисленными остатками фораминифер (до 25%). Верхняя часть разреза сложена туффитом алевропелитовым андезитовым и алевропсаммитовым кварц-андезитовым (~100 м) с маломощным (~10 м) прослоем алевритового туфа над ним. Таким образом, по изменению гранулометрического состава выделяется два цикла осадконакопления с более грубым составом в нижней и более тонким в верхней частях каждого цикла (см. рис. 2). Угол падения пород в верхней части разреза утхолокской свиты 4—5°, в нижней — не определим. В туфогенных породах части зеркала скольжения, отмечается трещиноватость.

Возраст отложений по микрофауне фораминифер определен Л. И. Митрофановой. В шлифах изредка встречаются остатки диатомей, выполненные кремнистым материалом, остатки фораминифер (до 2—3%), в туфосилициатах содержание их увеличивается.

Породы утхолокской свиты в верхней части разреза имеют микрослоистую и слоистую текстуру, в низах — массивную. Туфосилициты — слоистые и брекчиевидные, с зеркалами скольжения и трещинами, выполненные темным глинистым и, возможно, битуминозным (?) веществом. Объемная плотность пород свиты составляет 2,10—2,67 г/см³, максимальные ее значения отмечены для известняка. Кремнистые породы имеют плотность около 2,2—2,4 г/см³, открытую пористость 15—19%, проницаемость 0,4—0,6 мД.

Контакт пород утхолокской свиты с вышележащими отложениями выражен четко.

Если породы верхней части разреза гакхинской свиты характеризуются кисло-средним, а нижней — средним составом вулканической компоненты, то в утхолокской свите в началь-

ный период ее формирования продолжалось отложение туфогенных пород кисло-среднего состава, т. е. как бы заканчивалась стадия I вулканизма с центром, расположенным, вероятно, поблизости (возможно на Отрадненской площади). Туфогенные породы верхней части разреза утхолокской свиты имеют средний состав, т. е. отражают, возможно, начало стадии II вулканизма, которая продолжалась в вивентекско-кулувенское время.

Вивентекская и кулувенская нерасчлененные свиты выделены в интервале ~2120—2383 м с общей мощностью 263 м. В разрезе преобладает аргиллит туфогенный, составляющий ~43% (112 м) по мощности и располагающийся в его средней части. Над ним залегает пласт (7 м) туфогенного грауваккового песчаника гравелистого. В основании разреза и выше пласта туфогенного песчаника залегают туффиты алевритовые андезитовые, составляющие в сумме около 33% (~86 м). В верхней части разреза залегает пласт псаммитового туфа (50 м) андезитового состава с брекчевидно-такситовой текстурой. В основании его над алевритовым туффитом располагается впервые установленный в скважинах прослой туфоигнимбрита андезитового состава близэкструзивного (подводного) залегания. Мощность его около 4 м (~1,5% от мощности свит).

Прослой туфоигнимбрита указывает на близость вулканической постройки с вулканизмом, синхронным осадконакоплению, которой могла быть структура, вскрытая Отрадненской скважиной в 9—10 км северо-западнее.

Соотношение различных по гранулометрическому составу пород для вивентекской и кулувенской нерасчлененных свит примерно такое же, как и для утхолокской свиты (см. рис. 2).

По-видимому, верхняя псаммитовая часть разреза свит вместе с вышележащим алевритовым туффитом и псаммитовым туфом ильинской свиты мощностью 90 м может рассматриваться как коллектор, а нижележащие туфогенные аргиллиты и туфосилициты утхолокской свиты суммарной мощностью 264 м как возможно нефтегазоматеринские породы.

Плотность пород псаммитоалевритовой части разреза изменяется от 2,08 до 2,42 г/см³. Открытая пористость пород составляет около 13—15%, а проницаемость 0,25—0,5 мД, несколько увеличиваясь в трещиноватых туфогенных аргиллитах и залегающих над ними граувакковых гравелистых песчаниках.

Контакт пород вивентекской и кулувенской нерасчлененных свит с вышележащими отложениями четкий, с размытом. Верхняя часть туфогенного разреза отражает продолжение стадии II вулканизма, синхронного осадконакоплению, который далее — в ильинское вре-

мя — закончился образованием мощной пачки (около 200 м) туффитов среднекислого состава.

Образование пород воямпольской серии в олиоцене и нижнем миоцене происходило в прибрежно-морских, а не глубоководных [20] условиях с подводным вулканизмом, синхронным осадконакоплению, и характеризовалось наличием турбидитных потоков и обрушений, обусловивших привнос «плавающих» галек и изменение текстуры пород от массивной и слоистой до брекчиевидной.

Каеранская серия. В Голыгинском прогибе серия представлена (снизу вверх) среднемиоценовыми ильинской и какертской, верхнемиоценовыми этолонской, эрмановской и плиоценовой энемтепской свитами.

Отложения ильинской свиты с угловым несогласием перекрывают подстилающие породы и вскрыты в интервале ~1820—2120 м. Они представлены в основном туффитом алевритовым (~57%), реже — алевропелитовым (~27%) среднекислого (андезитоадацитового) состава, занимающим нижнюю и среднюю части свиты и завершающим стадию II вулканизма.

Второстепенную роль играют прослои псамmitовых (~11%), реже алевритовых (~1%) туфов, кварцевых андезитов, приуроченные чаще к верхней части свиты. Вместе с туффитами алевритовыми андезитового состава эти туфы знаменуют, возможно, начало стадии III вулканизма, синхронного осадконакоплению (см. рис. 2). По гранулометрическому составу в сложении свиты преобладают туфогенные породы с алевритовой, реже алевропелитовой структурой.

В целом для свиты характерна неравномерность, «пятнистость» окраски за счет неравномерного распределения пеплового материала и обломков пород. Углы наклона пластов не более 5°. Контакт с вышележащими отложениями какертской свиты литологически четкий.

Плотность пород ильинской свиты изменяется от 2,05 до 2,45 г/см³, пористость (открытая) — от 14 до 25% (в среднем около 20%), проницаемость невелика (около 0,5 мД). Возможно, но не лучшим коллектором, кроме пачки псаммитового туфа в верхней части свиты (40 м), может служить пачка алевритового туффита мощностью 96 м в средней части разреза, которая на глубине около 1965 м характеризуется меньшей плотностью (2,05 г/см³) и несколько большей пористостью (25%).

Какертская свита вскрыта на глубине от 1155 до 1820 м, мощность ее 665 м. Нижняя и средняя части свиты (~350 м) представлены главным образом туффитами алевритовыми, имеющими в основании свиты (около 80 м), как и в подстилающих их отложениях верхней части ильинской свиты, андезитовый состав. Выше алевритовые туффиты дацитоандезитового состава, т. е. кисло-средние. Они продол-

жают стадию III вулканической деятельности, начавшуюся в конце ильинского и в начале какертского времени с образования туфов и туффитов среднего состава. Верхняя часть свиты мощностью около 316 м сложена алевритовыми туфами дацитового состава с двумя маломощными (16–20 м) прослоями псаммитовых туфов дацитового и дацитандезитового состава, что свидетельствует об усилении вулканической деятельности и о смене состава продуктов вулканизма на кислый. По гранулометрическому составу в разрезе свиты преобладают алевритовые разности туффитов (внизу) и туфов в верхней части (см. рис. 2).

В общем отложения свиты не являются благоприятным коллектором. Однако существенно то, что плотность пород какертской свиты в целом невысокая, особенно в ее верхней части (до 1,66 г/см³), где преобладают алевритовые туфы дацитов. Соответственно возрастают их проницаемость (до 6 мД) и открытая пористость (до 35 %).

Этолопская свита залегает на глубине около 627–1155 м, ее мощность 528 м. Состав пород установлен как по каротажным данным, так и по двум (главный ~1096 м) интервалам отбора керна (см. рис. 2).

В нижней части свита сложена переслаивающимися пачками псаммитового и алевритового туфа дацита (~32,8 %), в средней и верхней — по данным каротажа — туфогенными песчаниками и аргиллитами примерно в равных количествах (соответственно ~34,4 и ~32,8 %). В начале этолонского времени завершается активная и наиболее продолжительная стадия III палеоген-миоценового вулканизма.

По гранулометрическому составу в нижней и верхней частях свиты преобладают псаммитовые разности, в средней части — пелитовые. Наиболее полно разрез этолонской свиты охарактеризован керновым материалом в структурных скважинах на Кошегочекской и Отрадненской площадях, где он представлен слабосцепментированными туфогенными песками с прослоями туфогенных алевритов, туфов, туфоглин, с единичными пропластками бурого угля. Следует заметить, что породы низов разреза этолонской свиты, макроскопически нередко относимые к туфогенным песчаникам и алевролитам, в действительности (по материалам Крестовской и Отрадненской скважин) являются туфами липаритодацитов с псаммитовой, алевропсаммитовой мелко- и среднезернистой структурой. В этих туфах часто отмечаются отпечатки макрофауны. Породы низов разреза относительно крепкие и трещиноватые. Характерно обилие включений обломков пирокластического материала. В туфогенных песчаниках из верхней части разреза нередки

галька и гравий эффициентных пород. Углы падения пород 2–3°.

Верхнемиоценовый возраст отложений этолонской свиты по микрофауне фораминифер определен Л. И. Митрофановой. Контакт с вышележащей эрмановской свитой установлен на основании данных электрокаротажа.

По петрофизическим свойствам (плотность 1,28–1,83 г/см³, открытая пористость 38–40% и проницаемость 5–6 мД) отложения псаммитовых и алевритовых туфов этолонской свиты близки к таковым из верхней части какертской свиты. Однако с глубины около 1080 м и выше наблюдается возрастание проницаемости псаммитовых пород (>100 мД), при этом пористость почти сохраняется (около 38–39 %), а плотность несколько повышается (1,8–1,9 г/см³). Данные о петрофизических свойствах этой части разреза получены по образцам из Кошегочекской скв. 1, вскрывшей тот же разрез, включая отложения какертской свиты.

Эрмановская свита выделена во всех скважинах, пройденных в Голыгинском прогибе, на основании промыслового-геофизических данных. На Крестовской площади эрмановская свита вскрыта бескерновым бурением в интервале глубин 400–627 м (мощность 227 м). В Кошегочекской скв. 1 однотипные отложения пройдены с отбором керна в интервале 562–674 м. Возраст свиты (по данным Л. М. Долматовой и Н. И. Стукаловой, 1980 г.) оценивается как поздний миоцен.

Состав пород свиты установлен по данным каротажа и по аналогии с соседней Кошегочекской скважиной, расположенной примерно в 7 км юго-западнее (см. рис. 1). В нижней и верхней (реже в средней) частях разреза эрмановской свиты преобладают туфогенные глинистые пески, составляющие около 51 %, в средней части преобладают туфоглины (до ~49 %) с маломощными (8–20 м) прослоями туфогенных песков. По гранулометрическому составу отмечается та же закономерность — нижняя и верхняя части разреза свиты существенно псаммитовые, средняя — пелитовая. Породы псаммитовой размерности нередко рыхлые, сыпучие и, по-видимому, более обогащены пирокластикой (возможно, в их составе преобладают псаммитовые туфы и туффиты), что отражает затухание вулканической деятельности в конце миоцена.

От вышележащих пород этолонской свиты эрмановская свита отличается в целом более разрозненным составом преимущественно рыхлых отложений.

Петрофизические свойства пород приводятся по определениям из образцов Кошегочекской скв. 1. Плотность пород составляет 1,08–1,49 г/см³, открытая пористость 45–52 %, про-

ниаемость единичных проб достигает 315, иногда 31,3—44,0, чаще — 5,9—16,2 мд. В целом отложения эрмановской свиты характеризуются меньшей плотностью (в среднем 1,29 г/см³), большей пористостью (до 52%) и проницаемостью, т. е. могут быть хорошим коллектором при наличии нефтематеринских пород в низах миоцена.

Энгеменская свита вскрыта во всех скважинах Голыгинского прогиба и представлена туфогенными слабоуплотненными и рыхлыми песками с редкими прослоями туфоглин и лигнитов (по данным Р. И. Шиленко и др., 1981 г.). На Крестовской площади энгеменская свита залегает на глубине 30—400 м. Отложения свиты пройдены здесь бескерновым бурением, и их состав определен по данным каротажа и согласно материалов по Кошечекской скважине, где отложения свиты с размывом залегают на верхнемиоценовых эрмановских отложениях.

По гранулометрическому составу в нижней части разреза Крестовской скв. 1 (80 м) преобладают туфогенные пески, выше — туфоглины (110 м). Верхняя часть разреза — существенно песчанистая туфогенная с примесью галечно-гравийного материала. Плотность туфогенных песков составляет 1,40—1,48 г/см³, открытая пористость 35—45% (по данным А. С. Пономарева, Б. Ф. Чуркина, А. С. Авдеева).

Палеонтологических остатков в породах не обнаружено, поэтому возраст отложений свиты определен условно. Вскрытая мощность свиты в районе Голыгинского прогиба изменяется от 220 до 370 м.

Условия образования пород нижней и верхней частей кавранской серии не одинаковы. Нижняя, среднемиоценовая часть кавранской серии (ильинская и какертская свиты) накапливалась в прибрежно-морских, морских, относительно глубоководных условиях. Одновременно с терригенным осадконакоплением происходил привнос пирокластического материала за счет вулканизма, синхронного осадконакоплению на сопредельной (возможно, Отрадненской) площади, с образованием туфов и туффитов среднего, кисло-среднего и кислого состава, отражающих стадии I и II (?) вулканизма.

Верхнемиоценовым отложениям, слагающим верхнюю часть кавранской серии (этолонская и эрмановская свиты), свойственны регressiveные прибрежно-морские и временами лагунные обстановки осадконакопления. Об этом свидетельствует наличие обильной макрофауны в основании этолонской свиты, а также псаммитовых и псаммитовых разностей туфогенных и туфогенно-терригенных пород с бурыми углями и лигнитами, связанными, по-видимому,

с лагунно-озерно-болотными условиями осадконакопления.

Раннеплиоценовые грубо- и разнозернистые отложения энгеменской свиты, залегающие с размывом на отложениях верхнего миоцена, характеризуют переход к условиям прибрежно-морского мелководья с кратковременными периодами лагунно-озерно-болотного угленакопления. Наличие небольшой неповсеместной трансгрессии мелководного моря в начале энгеменского времени отмечается в [21].

В то же время в ряде мест (в районе Пенжинской губы на северо-западе Камчатки, а также и на более обширной территории, в том числе на Южной Камчатке) отмечается повышение активной вулканической деятельности, соответствующей плиоценовому этапу вулканизма [19, 20, 21].

Четвертичные отложения в Крестовской скв. 1 представлены гравийно-галечными песками мощностью около 30 м, восточнее — в обрамлении прогиба — вулканогенными четвертичными отложениями [7, 19, 20].

ВЫВОДЫ

В настоящей статье впервые достаточно детально изучен состав отложений, выполняющих Голыгинский прогиб до глубины 3310 м. Основными породами, участвующими в сложении прогиба, являются осадочно-пирокластические (преимущественно туффиты алевритовые) и пирокластические (туфы алевритовые, реже псаммитовые) среднего, среднекислого и кислого (в верхней части разреза) состава. На долю туфов в среднем приходится около 50%, на долю туффитов около 37%.

В целом для отложений олигоцена гакхинской свиты характерно двучленное строение — существенно псаммитовое в нижней и алевритовое в верхней,ющей, частях. Для нижнемиоценовых отложений утхолокской свиты отмечается также двучленный тип разреза (см. рис. 2). При этом в утхолокской свите установлена пачка туфосилицитов значительной мощности, выделяемая как возможно нефтематеринская для района (по аналогии с сопредельными районами, и в первую очередь с кремнистыми нефтесодержащими породами Пограничного прогиба Восточного Сахалина) [3, 8, 13, 23—25].

Для нерасчлененных вивентекской и кулувенской свит нижнего миоцена характерно преобладание в средней части разреза туфогенных аргиллитов, для какертской свиты — двучленное строение разреза с преимущественным развитием туффитов алевритовых в нижней и алевритовых (реже псаммитовых туфов кислого состава) в верхней частях.

Установлено, что олигоцен-миоценовое осадконакопление в Голыгинском прогибе сопровождалось синхронным вулканизмом с аэральным привносом пирокластики в бассейн, а временами (в конце нижнего миоцена) с подводным трещинным характером извержения.

Выделяются три стадии вулканизма со смешанной состава продуктов извержений от среднего (в олигоцене — от основного) до кислого среднего и кислого (в конце среднего и начале верхнего миоцена). Первая стадия началась, вероятно, в палеоцене и закончилась в олигоцене, вторая характеризует интервал от нижнего миоцена до начала среднего миоцена, третья — средний — верхний миоцен с наиболее продолжительным временем проявления завершилась образованием мощной (около 420 м) в основном верхнемиоценовой пачки туфов кислого состава. Полученные данные позволяют более точно установить положение этой пачки, ранее условно относимой к березовской свите среднемиоценового возраста.

Некоторые авторы [12, 24, 26] палеоген-неогеновые отложения Западной Камчатки и Восточного Сахалина относят к плитному комплексу Охотоморской платформы. Кайнозойские же (в первую очередь неоген-четвертичные) отложения, выполняющие Голыгинский прогиб, рядом исследователей [20, 26, 28] относятся к островодужному комплексу, хотя ранее эти отложения рассматривались в составе единой Западно-Камчатской структурно-формационной зоны [6].

Результаты проведенных исследований позволяют отметить определенную специфику палеоген-неогеновых отложений Голыгинского прогиба. Она выражается, с одной стороны, в их сходстве и стратиграфической коррелятности с отложениями Западной Камчатки (Ичинский и Колпаковский районы), а с другой — в их большей вулканогенности за счет привноса продуктов подводного и наземного вулканизма, синхронного осадконакоплению, связи последнего с глубинными разломами, определяющими также блоковое строение фундамента прогиба. Эта особенность прогиба обусловлена расположением его на стыке между структурно-формационным геосинклинальным комплексом Западной Камчатки и островодужным комплексом Центральной и Юго-Восточной Камчатки.

Породы воямпольской серии олигоцена и нижнего миоцена Голыгинского прогиба по шкале палеоглубин и петрофизическим характеристикам предположительно относятся пами к градации катагенеза МК₂ и вместе с отложе-

ниями ильинской свиты, отвечающими градации МК₁ — МК₂, находятся (теоретически, по Н. Б. Вассоевичу) в главной зоне нефтеобразования. Отложения верхней части кавранской серии, по-видимому, относятся к градации ПК₃ — МК₁ (для какертской свиты) и ПК₁ — ПК₂ (для эрмановских отложений), что соответствует теоретически верхней зоне газообразования. Присутствие относительно мощной пачки биохемогенных туфосилицитов в утхолокской свите и туфогенных аргиллитов в виентекской и кулувенской нерасчлененных свитах позволяет говорить о наличии, возможно, нефтематеринских пород в разрезе нижнего миоцена по аналогии с сопредельными районами [3, 8, 13, 23—25]. Соотношение пород по граноставу в верхней части разреза кавранской серии (средний — верхний миоцен) и удовлетворительные данные по плотности (1,08—2,02 г/см³) и открытой пористости (30—52 %) этих отложений по аналогии с сопредельной Колпаковской впадиной, где установлена промышленная газоносность эрмановской свиты [5, 24], позволяют рассматривать эту часть разреза как наиболее благоприятную для развития региональных коллекторов и покрышек.

Благоприятным фактором при оценке нефтегазоматеринского потенциала неогеновых отложений является также наличие глубинных разломов как в обрамлении, так и в северной и южной частях Голыгинского прогиба (см. рис. 1), контролирующих развитие проницаемых зон, формирование структурных ловушек и порово-трещинных коллекторов, а также определяющих взаимосвязь экзо- и эндогенных процессов при нефтеобразовании и миграции нефти и газа [14]. С учетом многочисленных нефтегазотермоводопроявлений по обрамлению Голыгинского прогиба [4, 5, 15—18] можно предполагать, что миоценовые отложения рассматриваемого района являются возможно нефтегазоносными, и в перспективе потребуется проведение более детальных геофизических и буровых нефтегазопоисковых работ для решения этого вопроса *.

* Приведенный в статье набор критериев нефтегазоносности является неполным и недостаточно изученным. Особенно это касается оценки нефтегазоматеринского потенциала, который для данного существенно туфогенного типа пород может оказаться предельно минимальным для того, чтобы обеспечить их промышленную продуктивность. Поэтому заключения авторов о перспективах нефтегазоносности Голыгинского прогиба остаются во многом дискуссионными. (Примечание редактора.)

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрелков С. Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки.— Геотектоника, 1971, № 2.
2. Апрелков С. Е., Ежов Б. В. и др. Вулканотектоника Южной Камчатки.— Бюл. вулканолог. станций, 1979, № 57.
3. Баженова О. К., Бурлин Ю. К. и др. Особенности нефтеобразования в кремнистых породах.— В кн.: Нефтесматеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979.
4. Воронков Ю. С., Берсон Г. Л., Кудрявцева Е. И. Перспективы нефтегазоносности Камчатки и дальнейшие направления нефтеисковых работ.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Камчатки. Л.: ВНИГРИ, 1980.
5. Воронков Ю. С. Перспективно нефтегазоносные комплексы кайпазоя Западной Камчатки по данным бурения.— В кн.: Основные этапы развития осадочных бассейнов северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Л.: ВНИГРИ, 1982.
6. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова.— М.: Недра, 1964.
7. Геологическая карта Камчатской области, м-б 1 : 1 500 000/Под ред. Г. М. Власова.— Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
8. Данченко Р. В., Чочия Г. Л. Типы кремнистых пород нефтегазоносных толщ Сахалина.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1983, № 1.
9. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки/Под ред. Ю. П. Масуренкова.— М.: Наука, 1980.
10. Зубин М. И. Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным.— В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980.
11. Космологическая карта линейных и колышевых структур м-ба 1 : 5 000 000/Под ред. А. Д. Щеглова.— М.: 1979.
12. Косыгин Ю. А., Дуничев В. М., Тютрин И. И. Об однотипности геологического развития в кайпазое Сахалина и Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 2.
13. Крапивенцева В. В., Берсенев В. П., Васильева В. В. Справительная характеристика и нефтегазоносность отложений Охотско-Западно-Камчатского и Пограничного (Восточный Сахалин) прогибов.— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. Тез. докл. IV Всес. семинара. М.: МГУ, 1981.
14. Краснов Е. В., Крапивенцева В. В. О сопряженности экзогенных и эндогенных процессов с линеаментами в связи с оценкой перспектив поисков крупных месторождений нефти и газа.— Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 5.
15. Кудрявцева Е. И. Гидрогеологические условия перспективно нефтегазоносных районов Камчатки.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Камчатки. Л.: ВНИГРИ, 1980.
16. Кудрявцева Е. И., Андреева З. А. и др. О новых нефтегазопроявлениях из мезокайнозойских отложений Западной Камчатки.— Геол. и геофиз., 1979, № 10.
17. Кудрявцева Е. И., Андреева З. А. и др. Нефти Камчатки и их геохимическая характеристика.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Камчатки. Л.: ВНИГРИ, 1980.
18. Лебедев М. М., Декусар З. Б. Проявления УВ в термальных водах Южной Камчатки.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 5.
19. Лоншаков Е. А. Кайнозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Южной Камчатки.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
20. Огородов Н. В. Геологический очерк.— В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980.
21. Синельникова В. А., Скиба Л. А. и др. Ранний плиоцен Западной Камчатки.— М.: Наука, 1979.
22. Смирнов Л. М. Тектоника Западной Камчатки.— Геотектоника, 1971, № 3.
23. Супруненко О. И., Карнишина Е. Е. Литолого-geoхимическая характеристика неогеновых отложений Ичинского района Западной Камчатки.— Л.: ВНИГРИ, 1981.
24. Тютрин И. И. О направлении нефтегазопоисковых работ на п-ове Камчатка.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
25. Юрочкин А. И., Кузнецова Л. В., Светенко В. С. Кремнистая нефтеносная формация Восточно-Пограничного Сахалина.— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. Тез. докл. IV Всесоюзн. семинара. М.: МГУ, 1981.
26. Ханчук А. И. Новое в тектоническом районировании Юго-Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 5.
27. Шанцер А. Е. Некоторые особенности эволюции тектономагматических структур Камчатки в зависимости от ее блокового строения и движения блоков в позднем кайпазе.— Бюл. вулканолог. станций, 1979, № 57.
28. Шанцер А. Е., Шапиро М. Н. Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины.— Вулканология и сейсмология, 1984, № 2.

*ИТиГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск,
Хатангская нефтегазоразведочная экспедиция,
п. Хатанга Красноярского края*

*Поступила в редакцию
23 апреля 1985 г.*

Ю. Ф. Мороз, Р. И. Шиленко

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД КАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЮГО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

По результатам обобщения материалов глубокого бурения приводятся плотностные, скоростные и электрические свойства горных пород осадочного чехла. Изучены закономерности в распределении этих свойств по вертикали и латерали. Выявлены аномалии в измене-

нии физических свойств, представляющие интерес при поисках месторождений нефти и газа. Полученные характеристики разреза рекомендуется использовать при интерпретации геофизических полей.

В последние годы выполнен большой объем глубокого бурения на территории Юго-Западной Камчатки, в Ичинско-Колпаковском районе. Нами в результате тематических исследований обобщены данные измерений плотности, скорости распространения упругих колебаний и электропроводности в скважинах, что позволило выявить некоторые закономерности изменения физических свойств пород по латерали и вертикали. Результаты исследований могут быть использованы при изучении геологического строения региона, а также при интерпретации геофизических полей в пределах Западной Камчатки и близлежащих участков акваторий.

Рассматриваемый район расположен в пределах прогиба, сложенного верхнемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями [1]. По Крутогоровскому глубинному разлому северо-западного простирания район разделяется на две зоны: северную — Ичинскую и южную — Колпаковскую, отличающиеся по своему геологическому строению. Колпаковская зона характеризуется увеличенной мощностью кайнозойского осадочного чехла (5—6 км), сложенного в основном неогеновыми отложениями. Палеогеновые отложения имеют здесь меньшую мощность по сравнению с Ичинской зоной, где мощность кайнозойского чехла не превышает 3,5 км.

ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Плотность пород измерялась на водопасыщенных образцах керна в атмосферных условиях. Измерения выполнены в лабораториях объединений ПГО Камчатгеология и Сахалингеология. Для оценки средневзвешенной плотности отдельных горизонтов использовалось

количество определений от 10 до 100. По каждой скважине построены графики изменения плотности с глубиной. Они по своей форме могут быть разделены на две группы, отвечающие Ичинской и Колпаковской зонам (рис. 1, а, б). Для Ичинской зоны отмечается более высокий градиент изменения плотности в верхней части разреза. В нижележащей толще увеличение плотности с возрастанием глубины резко уменьшается. Расхождение кривых свидетельствует об изменении плотностного разреза по латерали. Как видно из рис. 1, аномально низкие значения плотности установлены в разрезе Междуреченской скважины № 2, расположенной в синклинальной зоне, где верхняя часть разреза сложена слабоуплотненными неогеновыми отложениями большой мощности.

Кривые, построенные по разрезам скважин Колпаковской зоны, характеризуются более низкими градиентами изменения плотности с глубиной. Здесь на ряде кривых в средней части в интервале глубин 1200—1800 м (что стратиграфически приурочено к переходу от кавранской к воямпольской толще) отмечается перегиб, обусловленный возрастанием градиента плотности.

Построенный денситометрический разрез по профилям, пересекающим район с севера на юг, показывает в общем соответствие в поведении плотностных и стратиграфических границ. Исключение составляет Озерная площадь, где палеоген-неогеновые отложения характеризуются аномальным понижением плотности, которое может быть связано с существованием зоны глубинного разлома.

Сводные графики изменения плотности (σ) с глубиной (H) для Ичинской и Колпаковской зон приведены на рис. 1, в. Зависимость между этими параметрами для различных интервалов

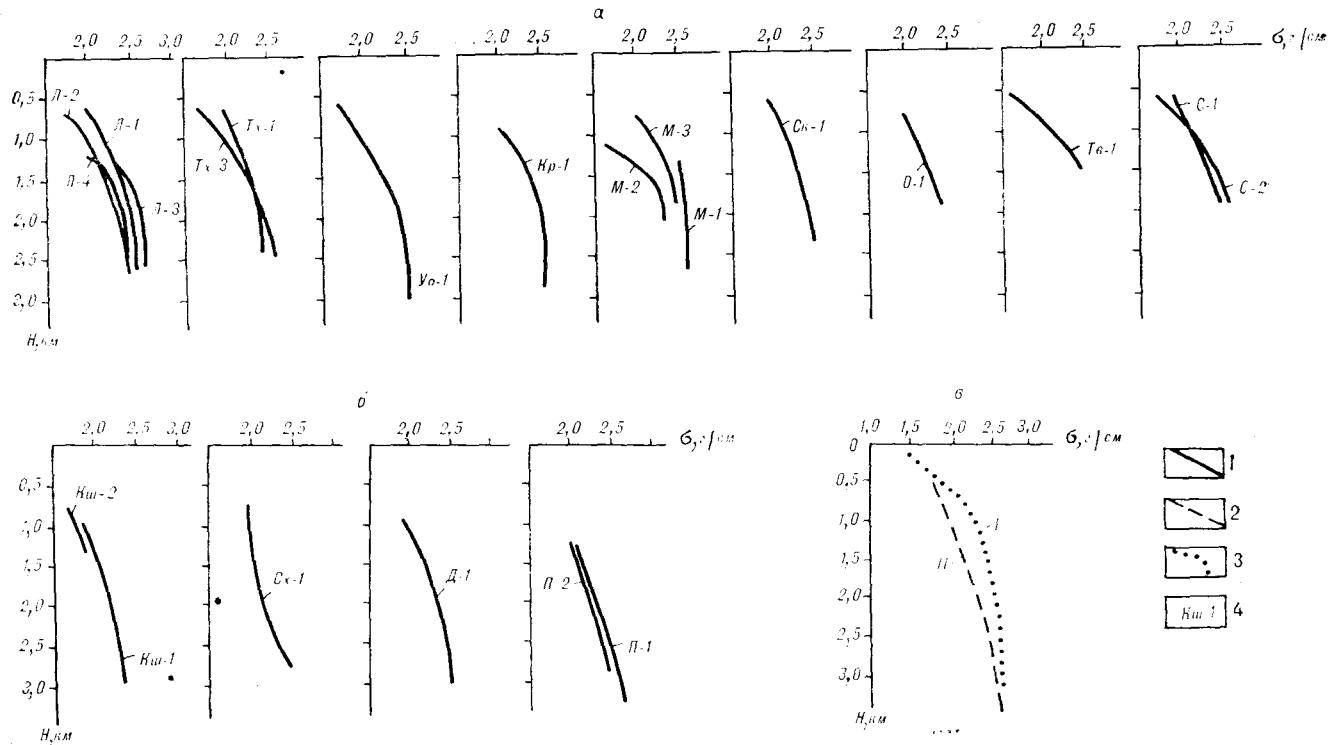


Рис. 1. Графики изменения плотности с глубиной. а — Ичинская, б — Колпаковская площади, в — средние кривые плотности. 1 — кривые плотности по отдельным скважинам, 2, 3 — кривые средних значений плотности: 2 — Ичинской, 3 — Колпаковской площадей; 4 — скважины.

глубин выражается в виде формул: Ичинская зона до глубины 1 км — $\sigma = 2,35 \cdot H^{0,32}$, от 1 до 3 км — $\sigma = 2,35 \cdot H^{0,092}$; Колпаковская зона до 2,4 км — $\sigma = 2,0 \cdot H^{0,076}$, от 2,4 до 4 км — $\sigma = 1,6 \cdot H^{0,428}$. Установленные закономерности изменения плотности с глубиной в Ичинской и Колпаковской зонах определяют характер поведения гравитационного поля. В Ичинской зоне, где отмечается более высокий градиент увеличения плотности с глубиной в верхней части разреза, поле силы тяжести имеет повышенную напряженность. Резкое изменение по латерали плотностных характеристик определяет наличие интенсивных аномалий с зонами высоких горизонтальных градиентов поля силы тяжести. В Колпаковской зоне с невысоким градиентом изменения плотности с глубиной гравитационное поле является более спокойным, остаточные аномалии характеризуются невысокой интенсивностью, отсутствуют зоны высоких горизонтальных градиентов поля силы тяжести.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Скорости распространения упругих волн в кайнозойском осадочном чехле изучены по данным сейсмокаротажа и вертикального сей-

смического профилирования, выполненных в двенадцати скважинах, большинство из которых расположено в северной части района. На рис. 2 приведены кривые изменения скорости с глубиной по разрезам скважин, свидетельствующие о более высоком градиенте изменения скорости в верхней части разреза. Расхождение этих кривых указывает на существенное изменение скорости по латерали, что может быть обусловлено различной степенью изменения пород. Более детально скоростные характеристики изучены по данным акустического каротажа и лабораторных измерений, согласно которым в верхней части разреза можно выделить ряд горизонтов, различающихся по скорости прохождения в них упругих волн (в масштабе разрезов они не выражены), представленных различными по литологическому составу породами. Аномально низкими значениями скоростей в верхней части разреза характеризуются углистые пачки Эрмановской свиты. Мощность и внутренняя структура пачек не постоянны, но такие свойства, как соотношение скоростей по кровле и подошве пачки, средние значения скорости, как правило, мало меняются в пределах площади их распространения. Такие скоростные неоднородности в вертикальном разрезе могут оказывать существенное влияние на формирование суммарно-

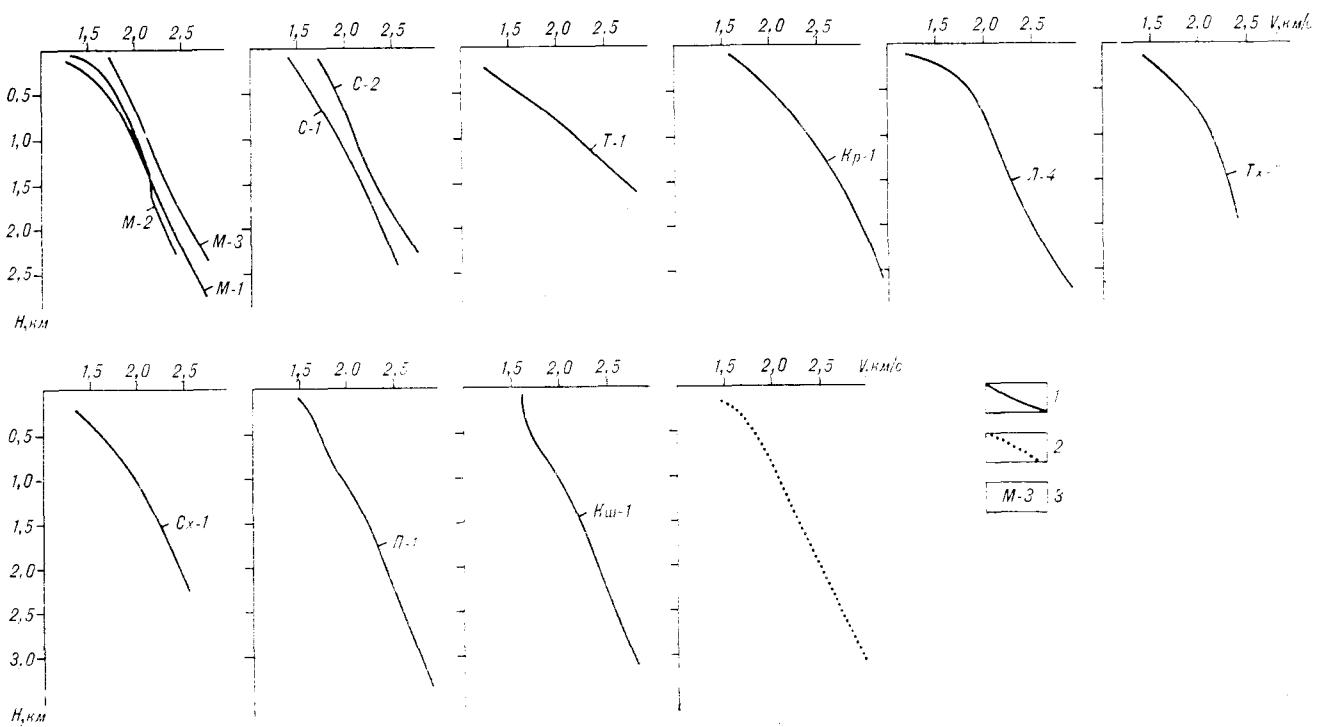


Рис. 2. Графики изменения скорости с глубиной.

1 — кривые изменения скорости с глубиной по скважинам; 2 — осредненные значения скорости; 3 — скважины.

го поля сейсмических отраженных волн. На более изученной Кшукской площади по данным ОГТ установлено, что кривые зависимости скорости от глубины в верхней и нижней частях разреза имеют близкие значения, а в интервале глубин 1500—2100 м наблюдается расхождение до 500 м/с. На временных сейсмических разрезах в этом интервале выделены поверхности несогласий.

На рис. 2 приведена осредненная кривая изменения скорости (V) с глубиной для всего района. Зависимость может быть выражена в виде формул: до глубины 0,5 км $V = 1,75 \cdot H^{0,064}$, от 0,5 до 4 км $V = 2,0 \cdot H^{0,32}$. Рассмотрим зависимость между скоростью распространения упругих волн и плотностью пород для Юго-Западной Камчатки. При общей тенденции возрастания скорости с увеличением плотности наблюдается колебание значений скорости при одинаковой плотности (широкое поле корреляции). Отклонение крайних значений от средних при одинаковой плотности составляет 15—20%. Коэффициент корреляции между скоростью и плотностью равен 0,8. Полученная зависимость между скоростью и плотностью имеет вид: $V = 1,34(1,3 \sigma - 1)$.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Электропроводность горных пород изучена по данным стандартного электрокаротажа и бокового каротажного зондирования, выполненных

на всех глубоких скважинах, что дало возможность получить более полную характеристику электрических параметров кайнозойской осадочной толщи. Представление о геоэлектрическом разрезе можно получить из рис. 3, где приведены результаты по профилю, пересекающему исследуемую площадь с севера на юг.

В обобщенном виде на Юго-Западной Камчатке выделяются следующие геоэлектрические горизонты:

ρ_0 — представлен четвертичными и современными аллювиально-галечниковыми отложениями мощностью от первых десятков до 200 и более метров, с сопротивлением от первых единиц до тысяч Ом · м.

ρ_1 — характеризуется сопротивлением от 10 до 60 Ом · м, мощностью от 0 до 1000 м. Включает отложения энемтешской и эрмановской свит, сложенных более грубообломочными породами. В отдельных районах этот горизонт дифференцируется на два подгоризонта, различных по своему сопротивлению: верхний, более высокоомный ρ_1^1 и нижний, относительно низкоомный ρ_1^2 .

ρ_2 — имеет пониженное сопротивление от 2 до 7 Ом · м, мощность от 400 до 2300 м. Сложен в основном терригенными отложениями нижней части кавранской и воямпольской серий, представленных песчано-глинистыми и кремнистыми породами. В отдельных частях

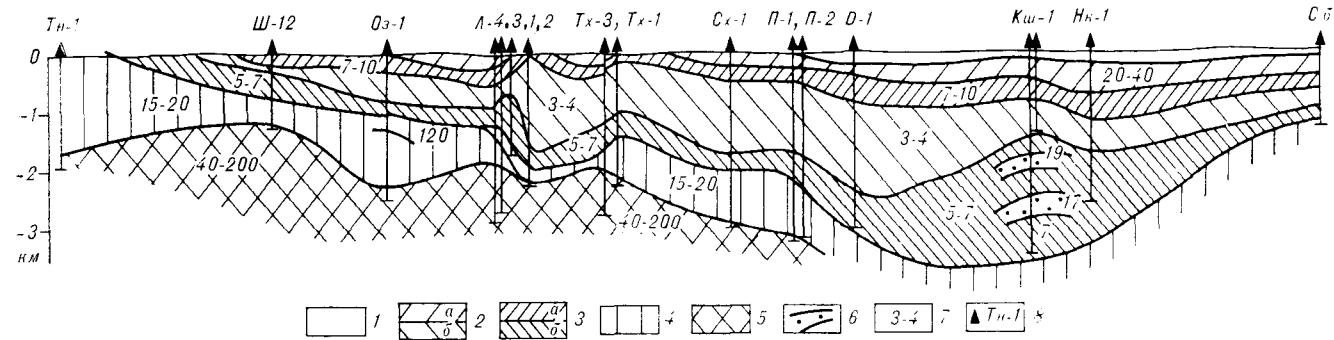


Рис. 3. Геоэлектрический разрез по профилю глубоких скважин.

1—6 — геоэлектрические горизонты: 1 — ρ_0 ; 2, а — ρ_1^1 , 2, б — ρ_1^2 ; 3, а — ρ_2^1 , 3, б — ρ_2^2 ; 4 — ρ_3 ; 5 — ρ_4 ; 6 — промежуточные выемки; 7 — электрическое сопротивление в Ом·м; 8 — скважины.

площади его можно разделить на два подгоризонта, различных по своему сопротивлению: верхний ρ_1^1 — пизкоомный, сопротивлением 3—4 Ом · м, мощностью 0—1200 м, соответствующий миоценовым, преимущественно глинистым, породам, и нижний ρ_2^2 , более высокоомный, сопротивлением 5—7 Ом · м, мощностью

до 1000 м, отвечающий олигоценовым, более песчанистым, образованиям. Горизонт ρ_2 определяет основную проводимость разреза, составляющую до 80% суммарной проводимости кайнозойской толщи. На Кшукской площади этот горизонт включает ряд подгоризонтов мощностью от 50 до 500 м с сопротивлением до

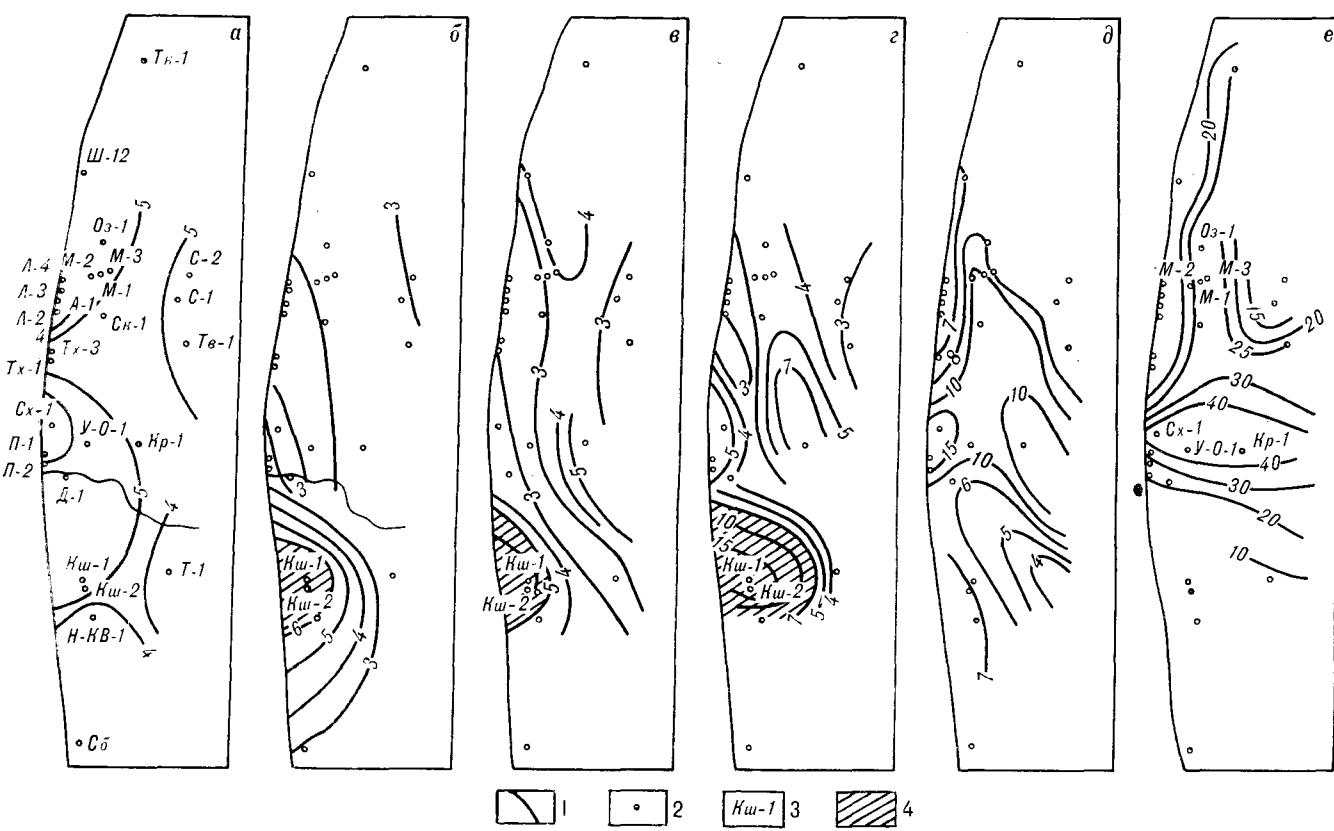


Рис. 4. Электропроводность отдельных стратиграфических подразделений (свит): а — эталонской, б — какертской — ильинской, в — кулувенской — вивентекской, г — утххолокской, д — гакхипской — аманинской, е — снатольской (см. рис. 5), 1 — изолинии в Ом·м; 2 — скважины глубокого бурения; 3 — название скважины, 4 — аномалии повышенного сопротивления.

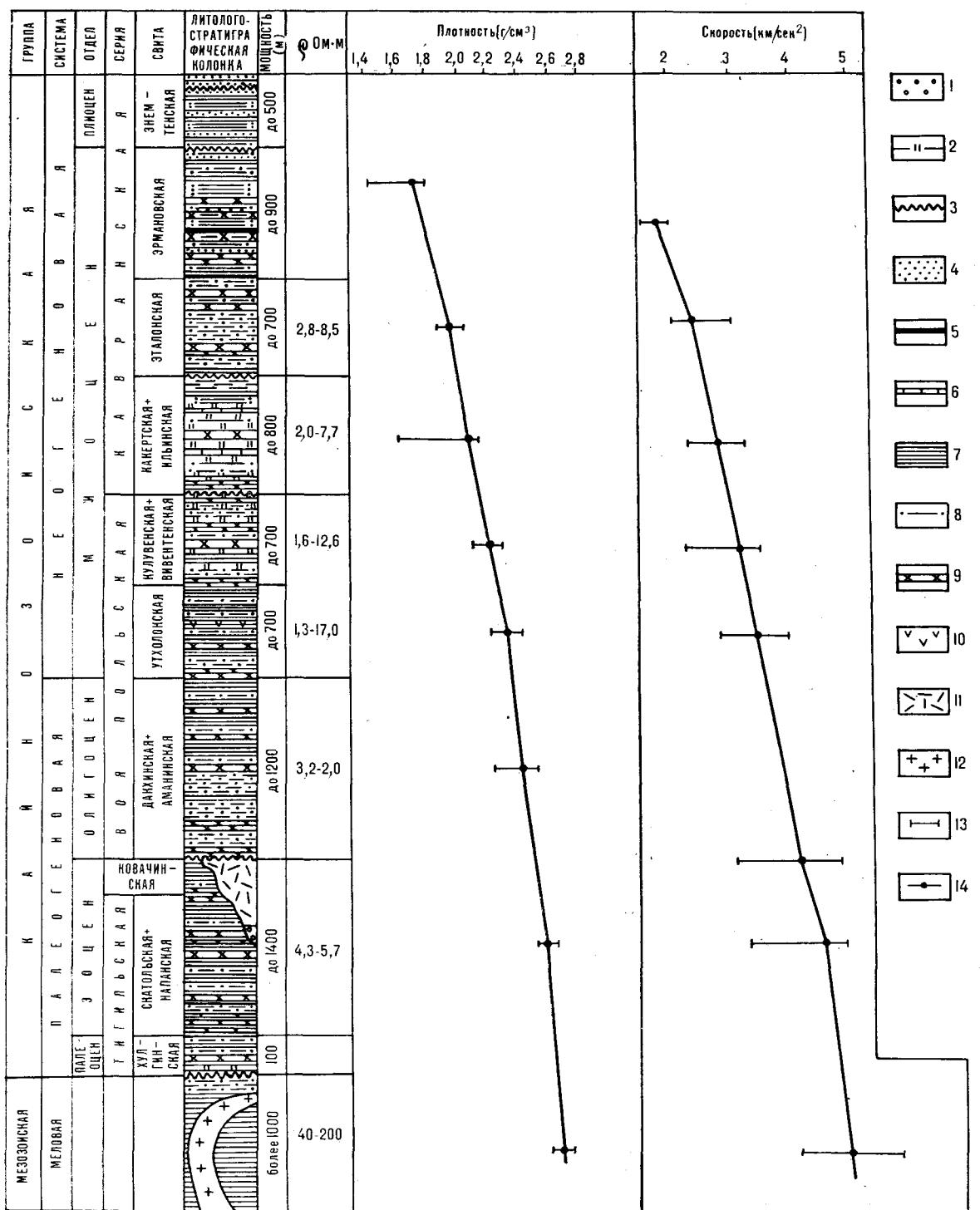


Рис. 5. Обобщенные данные по физическим свойствам стратиграфических толщ Ичинско-Колпаковского района Юго-Западной Камчатки.

1 — гравий, галька; 2 — опоки; 3 — песчаники; 4 — пески; 5 — угли; 6 — известняки; 7 — аргиллиты, глины; 8 — аргиллит алевритистый; 9 — несогласие; 10 — примесь тuffогенного материала; 11 — диабазы; 12 — кварцевые дюориты; 13 — диапазон изменения скорости и плотности; 14 — среднезвешенные значения плотности и скорости.

17—20 Ом · м. За счет этих подгоризонтов среднее продольное сопротивление горизонта ρ_2 возрастает до 7 Ом · м.

ρ_3 — имеет более высокое сопротивление — 15—20 Ом · м, мощность от 200 до 2000 м. Горизонт сложен более плотными олигоцен-эоценовыми терригеническими образованиями. В северной части площади выделяется ряд подгоризонтов, представленных эфузивными образованиями, сопротивлением 60—120 Ом · м, мощностью 500—1500 м.

ρ_4 — отождествляется с верхнемеловым более дислоцированным комплексом пород сопротивлением 40—200 Ом · м. Он является опорным высокоомным горизонтом для методов электrorазведки.

Основные особенности в распределении электропроводности отдельных стратиграфических толщ иллюстрируются рис. 4. Как видно из него, сопротивление этих толщ значительно изменяется по латерали. Так, среднее продольное сопротивление спатольской свиты меняется от 6,5 до 40 Ом · м. При этом выделяется зона повышенного сопротивления, включающая Крутогоровскую, Усть-Облуковинскую, Схикийскую скважины, которая имеет поперечную ориентировку по отношению к субмеридиональному простиранию основных структурных элементов. Эта зона имеет продолжение на север, где включает Междуреченские и Озерную скважины. Увеличение сопротивления может быть связано как с уплотнением, так и с литолого-фациальным изменением пород. На Озерной площади возрастание сопротивления обусловлено появлением в разрезе эфузивных образований. Обращает на себя внимание аномальное увеличение сопротивления какертско-утхолокской толщи в районе Кашукской скважины, из которой получен приток газа. Возрастание сопротивления на этой площади нельзя объяснить уменьшением минерализации вод, насыщающих породы, и пористости (увеличением плотности). Так, на близлежащих Половинной и Дорожной площадях, где рассматриваемая толща располагается на этих же

глубинах, минерализация, плотность (пористость) являются близкими к соответствующим значениям на Кашукской площади. Среднее продольное сопротивление на этих площадях не превышает 8 Ом · м. Аномальное увеличение сопротивления какертско-утхолокской толщи, возможно, связано с литолого-фациальным изменением пород. По данным глубокого бурения, разрез этой толщи в Кашукской скважине в отличие от близлежащих скважин представлен более несчастными породами с улучшенными коллекторскими свойствами отдельных горизонтов. Поэтому можно предполагать, что увеличение сопротивления может быть связано с возможным насыщением пород углеводородами. Как известно, удельное сопротивление жидкых углеводородов достигает 10^{16} Ом · м, газ практически является диэлектриком [2]. За счет диффузии газа возрастает среднее продольное сопротивление толщи, перекрывающей залежь. Это может являться одной из причин увеличения среднего продольного сопротивления какертско-утхолокской толщи. Поэтому важной задачей является изучение и оконтуривание выявленной аномалии повышенного сопротивления наземными методами электrorазведки.

Обобщенные данные по физическим свойствам стратиграфических толщ Ичинско-Колпаковского района юго-западной Камчатки, приведенные на рис. 5, показывают, что плотность, скорость и электропроводность отдельных свит меняются в широком диапазоне. При этом, если плотность и скорость испытывают изменение в первые десятки процентов, то среднее продольное электрическое сопротивление изменяется на 200—300 % и более.

Выявленные особенности в распределении физических свойств необходимо учитывать при рациональном комплексировании геофизических методов, изучении геологического строения региона, в частности, при поисках нефтегазопромышленных структур и выявлении аномалий типа «залежь».

ЛИТЕРАТУРА

- Смирнов Л. М. Тектоника Западной Камчатки.— Геотектоника, 1971, № 3.
- Физические свойства горных пород и полезных ис-

копаемых (петрофизика). Справочник геофизика.— М.: Недра, 1976.

В. А. Михайлов, А. А. Врублевский, Ю. П. Юшманов

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ПОКРОВНЫХ СТРУКТУР ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ (Приморье)

Рассмотрены особенности строения и становления покровных структур Дальнегорского и Ольгинского районов Прибрежной зоны, где выделяются следующие элементы: автохтон, параавтохтон, аллохтон, неоавтохтон и корневые зоны. Показано, что для Прибрежной зоны характерно широкое развитие так называемых

тектостратиграфических комплексов. Возможной причиной образования конседиментационных чешуйчато-надвиговых структур Прибрежной зоны в раннемеловом периоде являлись напряжения, возникшие в тылу формирующейся островной дуги.

В основе традиционных взглядов на строение Прибрежной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области как антиклиниорно-блоковой структуры лежали в первую очередь представления об автохтонном положении массивов известняков и кремней в составе вмещающих их терригенных толщ [4]. Возраст последних считался идентичным возрасту известняков и кремней, охарактеризованных триасовой и юрской фауной соответственно.

В последние годы благодаря находкам раннемеловой фауны и флоры в терригенных породах тетюхинской и горбушинской свит и результатам детального изучения этих отложений в пределах Дальнегорского рудного района выявлено широкое развитие аллохтонных образований [8, 11, 13, 18]. Это привело к существенному изменению представлений о структуре района. Исследования разрезов Дальнегорского рудного района, особенно находки раннемеловой фауны и флоры в терригенных породах тетюхинской и горбушинской свит [8, 14], позволили высказать предположение о его чешуйчато-надвиговой структуре с существенной ролью аллохтонных образований [11, 18]. Полученные авторами в последнее время новые материалы, а также переинтерпретация материалов по другим районам Прибрежной зоны позволяют решить вопрос о корневых зонах аллохтонных пластин и масштабах перемещений тектонических покровов и оползней, рассмотреть особенности их внутреннего строения и развития.

Прибрежная зона на юго-востоке омывается акваторией Японского моря, а с северо-запада отделена Прибрежным разломом от Главного синклиниория [4] или Центральной зоны, в понимании В. В. Голозубова и др. [5]. В ее строении принимают участие образования двух структурных этажей. Нижний сложен терригенными, органогенными и вулканогенно-крем-

истыми формациями триасового, юрского и раннемелового возраста, обнажающимися в виде эрозионно-тектонических окон среди полей развития позднемеловых палеогеновых вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, слагающих верхний структурный этаж. Породы нижнего этажа смыты в крутые изоклинальные и асимметричные, часто опрокинутые на северо-запад складки северо-восточного простирания, разбиты продольными, поперечными и диагональными разломами на ряд блоков. Соскладчательными и послескладчательными сдвиговыми перемещениями в значительной мере затушевано первоначальное покровно-шарнирное строение Прибрежной зоны. Отдельные фрагменты покровно-шарнирных структур устанавливаются в Дальнегорском рудном районе [18], где выделяются следующие структурные элементы: автохтон, параавтохтон, аллохтон, неоавтохтон и корневые зоны (рис. 1).

Автохтон сложен готерив-альбскими отложениями Центральной зоны, на которые в раннемеловую эпоху были надвинуты отложения Прибрежной зоны по системе разрывов, составляющих зону одноименного разлома [4, 19]. Для разреза автохтона в целом характерно мегаритмичное строение, в качестве составных частей выступают породы выделяемых здесь свит. В основании первого мегаритма залегают песчаники с редкими прослоями алевролитов (Усть-колумбийская свита) мощностью до 1 км, сменяющиеся вверх по разрезу алевролитами с прослоями песчаников (меандровская свита) мощностью до 1 км. Второй мегаритм начинается песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами (нижняя подсвита кемской свиты) мощностью до 1,2 км и завершается алевролитами и песчаниками (верхняя подсвита) мощностью 0,5 км. Суммарная мощность готерив-альбских отложений оценивается в 4—

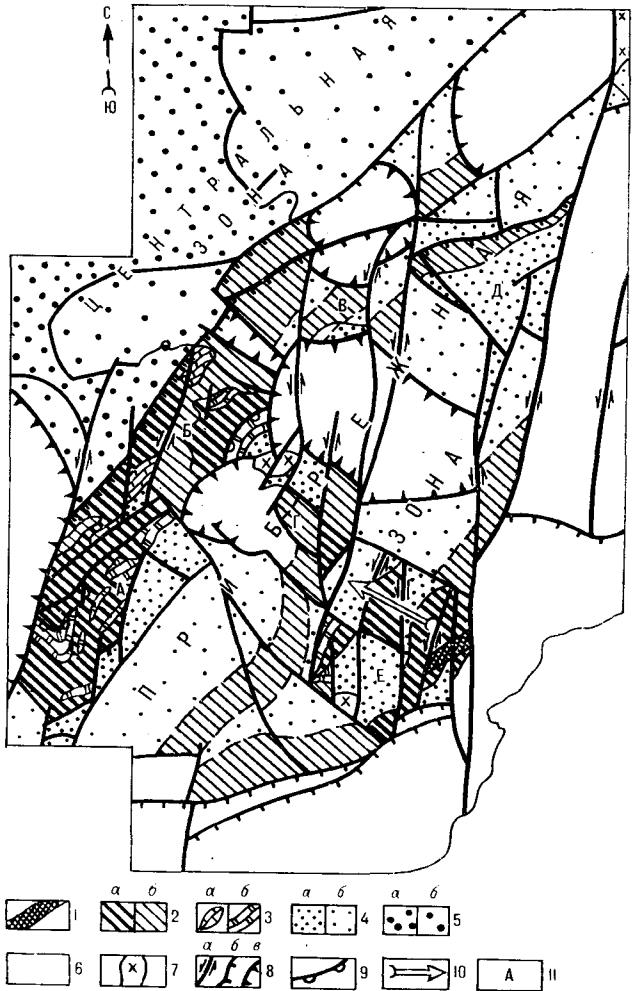


Рис. 1. Структурная схема Дальнегорского рудного района.

1 — корневые зоны: тетюхинская серия — известняки, известняковые брекции; 2 — нерасчлененные аллохтонные образования: нижняя часть мономаховской серии — флишилное переслаивание алевролитов и песчаников с обломками, глыбами и оползневыми пластинами известняков, кремней, спилитов, песчаников, известняковых брекций, выходящие на дневную поверхность (а), перекрытые чехлом вулканитов (б); 3 — клипсы известняков (а), покровы кремней (б); 4 — неавтохтон нерасчлененный: верхняя часть мономаховской серии и ключевская свита — алевролиты, песчаники, гравелиты, выходящие на дневную поверхность (а), перекрытые чехлом вулканитов (б); 5 — автохтон: меандровская и кемская свиты — флицидное переслаивание алевролитов и песчаников, выходящие на дневную поверхность (а), перекрытые чехлом вулканитов (б); 6 — покровы верхнемеловых — палеогеновых вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований мощностью более 1,5—2,0 км; 7 — верхнемеловые интрузивные образования — граниты, гранодиориты, диориты; 8 — ранне-позднемеловые разрывные структуры: сдвиги, сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги (а), надвиги, взбросонадвиги (б), сбросы (в); 9 — раннемеловые конгломерационные надвиги; 10 — общее направление перемещения аллохтонного комплекса и сноса материала олистостромового комплекса; А — Высокогорский, В — Довгалево-Горбушинский, Г — Садовый, Д — Лидовский, Е — Мономаховский.

5 км. Породы смяты в симметричные и асимметричные складки северо-восточного простирания с крутыми северо-западными ($60-80^\circ$) и пологими юго-восточными ($30-50^\circ$) крыльями, с круто наклоненными на юго-восток осевыми поверхностями.

В качестве *корневых зон* мы выделяем палеозойские и ранне-среднемезозойские образования, не испытавшие существенных конседиментационных шарьяжно-надвиговых или гравитационно-оползневых перемещений и в то же время служившие поставщиками материала аллохтонных пластин, глыб, обломков в раннемеловой морской бассейн.

В Дальнегорском рудном районе предполагаемая корневая зона обнажается в восточной части Мономаховского блока на левобережье р. Рудной в виде неширокой (0,6—0,8 км), осложненной разрывами антиклинальной структуры, прослеживающейся в северо-восточном направлении (см. рис. 1). Она сложена известняками и генетически с ними связанными спилит-кремнисто-терригенно-карбонатными отложениями тетюхинской серии среднетриасового — раннемелового возраста. Серия объединяет две толщи: известняков средне-позднетриасового возраста и известняковых брекций позднетриасового — раннемелового возраста. Общая мощность серии 990 м (рис. 2, а).

Толщей известняков сложены локальные линзовидные массивы г. Каньера и руч. Известкового, расположенные в зоне Мономаховского сдвига. В ее составе преобладают темно-серые и серые массивные, реже слоистые, известняки с редкими прослоями (3—5 м) слоистых мергелистых известняков, алевритовых мергелей с фауной карнийских двустворок (*Parallelodon cf. esenensis*, *P. imbricarius*, *Cardita cf. crenata*, *Neomegalodon cf. cf. planatus*, *N. cf. triqueter* и др.; определения Н. К. Жарниковой). В других массивах известны находки ладинских — норийских двустворок, гастропод, кораллов, конодонтов, фораминифер, что достаточно уверенно обосновывает их средне-позднетриасовый возраст.

Массивы известняков окружены продуктами их разрушения: известняковыми и полимиктовыми брекциями с прослоями и линзами кремней, спилитов, известняков, песчаников, алевролитов, алевропесчаников, кремнистых аргиллитов, выделяемых в качестве толщи известняковых брекций. Мощность толщи 260 м, возраст ее позднетриасовый — раннемеловой. Толща согласно, с постепенным переходом перекрывает известняки и сама согласно перекрывается мономаховской серией берриас-валанжинского возраста. В обломке известняков вблизи нижнего контакта толщи обнаружена позднетриасовая фауна *Neomegalodon cf. triqueter*, в цементе известняковых брекций собраны юрские радиолярии *Unuma sp. A* (*U sp. B*), *Zhamoideum ovum Dum.*, *Zh. ventucosum Dum.*, *Hsuum aff. stanleyensis Pess.* и др., в алевролитах и кремнистых породах — юрско-меловые и раннемеловые радиолярии: *Stylosphaera ex. gr. lanceola* (*Parona*), *Dictiomitra cf.*

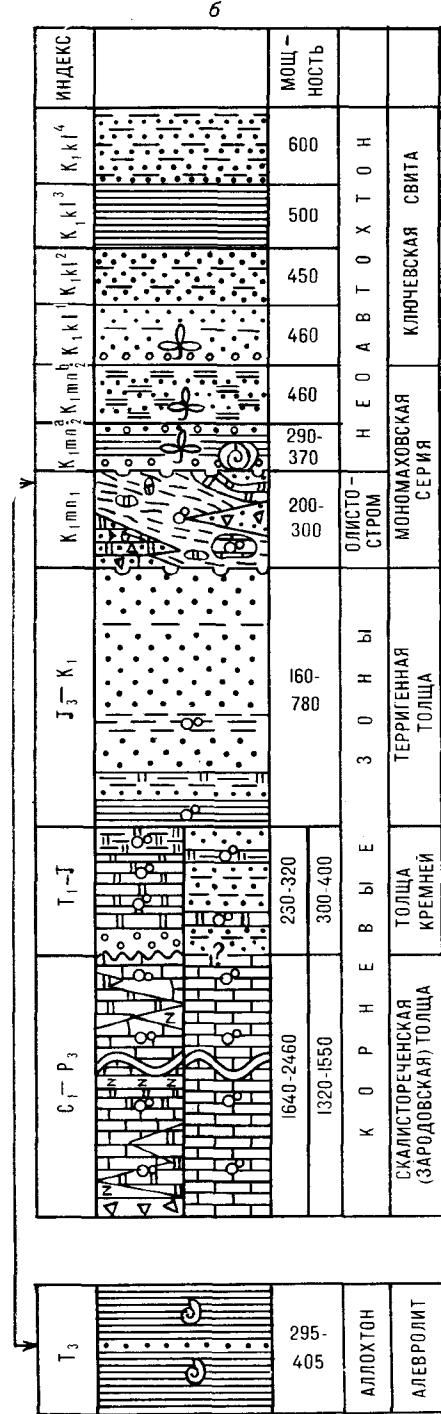
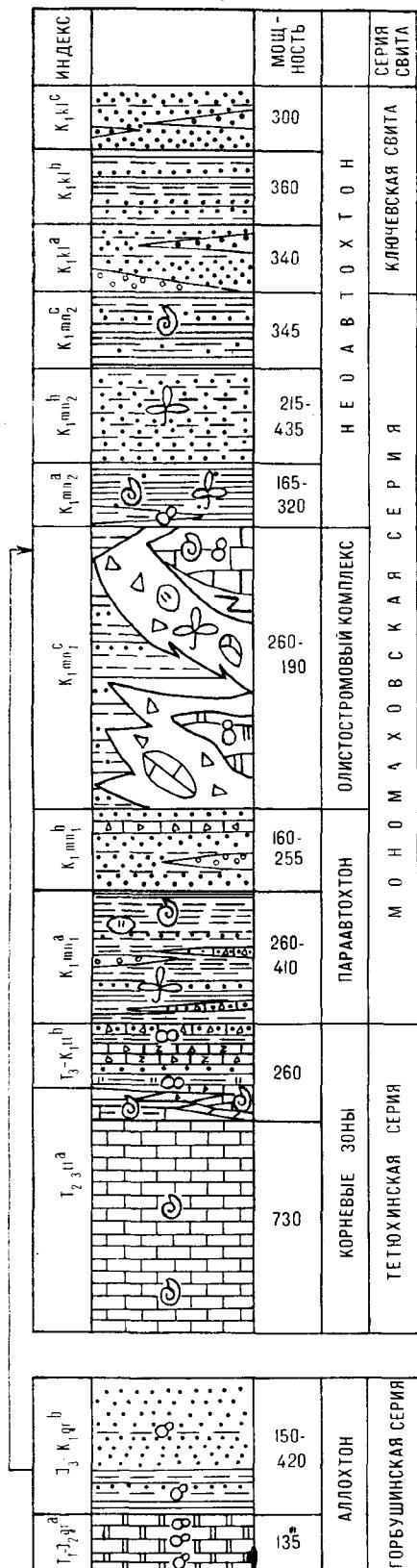


Рис. 2. Тектоностратиграфические комплексы Прибрежной зоны: *a* — Дальнегорского рудного района, *б* — Ольгинского района.

1 — фауна и микрофауна; 2 — флора; 3 — брекчии; 4 — диабазы и другие основные породы; 5 — песчаники; 6 — гравелиты и конгломераты; 7 — алевролиты; 8 — чередование алевролитов и песчаников; 9 — туфы; 10 — кремни; 11 — известняки; 12 — глыбы кремней, известняков и т. д.

cosmoconica For, *Stichocapsa Khaltanensis* Kh. Aliev и др. (здесь и далее определения радиолярий сделаны Л. М. Олейник и Л. Б. Тихомировой).

С одной стороны, тетюхинская серия относится к типичным рифогенно-аккумулятивным образованиям. Ее фациальный облик определяется сложным сочетанием органогенных построек, продуктов их разрушения и размыва и аккумулятивных накоплений, что свидетельствует об автохтонном залегании рифов. С другой стороны, по данным П. В. Маркевич, к юго-западу, на правобережье р. Рудной, полимиктовые брекчики содержат обломки пермских известняков, а в алевролитовом цементе найдена нижнемеловая фауна, что позволяет отнести брекчию к олистостромовым образованиям. Тектонические контакты и находки нижнемеловой фауны в цементе брекчию не исключают возможность аллохтонного залегания массивов известняков г. Карьерной и ключа Известкового.

В Ольгинском районе корпевые зоны сложены карбонатными, спилит-карбонатными, карбонатно-терригенно-кремнистыми отложениями каменноугольного — пермского возраста, объединяемыми в зародовскую (1,5 км) и скалистореченную (до 2,5 км) толщи (см. рис. 2, б).

На палеозойских отложениях с размывом и угловым несогласием залегает толща кремней с базальными мелкообломочными конгломерато-брекчиями, состоящими из окатанных обломков кремнистых пород, известняков и спилитов, сцементированных мелкозернистым песчаником, переходящим вверх по разрезу в кремнисто-глинистую породу. Мощность горизонта, по данным Ф. И. Ростовского, колеблется от 20 до 70 м. Выше залегают тонко- и грубообластные кремнистые породы мощностью 130—170 м с прослойями яшмовидных пород, кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников. Они охарактеризованы микрофауной конодонтов (*Hadrodontina simmetrica* (Staesche), *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler)) ранне- и позднетриасового возраста (по определениям Г. И. Бурий и С. В. Рыбалко) и радиолярий средне-позднетриасового возраста (*Carposphaera* sp., *Gongylothorax anticerhalus* Tikh. и др.). Разрез толщи кремней завершается 80-метровым горизонтом кремнисто-глинистых сланцев с радиоляриями позднетриасового — раннеюрского (*Stichocapsa pyramidalis* Chedia, *Tricolocapsa pilula* Hinde, *T. elongata* Pant. и др.), средне-позднеюрского и позднеюрского (*Emiluvia antiqua* Rust, *Em. sedecimporata* (Rust), *Theocapsa uterculus* Paroma, *Trisphaera bicornispinosa* Zham) возраста. Общая мощность толщи кремней здесь колеблется от 230 до 320 м (см. рис. 2, б). Последняя

согласно перекрыта терригенной толщей, в основании которой залегает горизонт алевролитов с прослойми кремнисто-глинистых сланцев и арковых мелко- и грубозернистых песчаников. Мощность горизонта колеблется от 80 до 130 м, в кремнистых алевролитах собраны юрские радиолярии: *Trisphaera fistulis tyens* Zham., *Emiluvia sedecimporata* (Rust), *Em. antigma* (Rust), *Zithomitra apiarium* Rust и др. Алевролиты согласно перекрыты серыми арковыми песчаниками средне-, мелкозернистыми до грубозернистых, с угловатыми обломками черных алевролитов размером 0,3—1 см, с прослойми алевролитов с юрскими и юрско-раннемеловыми радиоляриями: *Nemicyrtocapsa ornata* (Zham.), *Tricolocapsa clepsidra* Rust, *T. eleganta* Pant., *Gongylothorax* sp. и др. Общая мощность терригенной толщи 160—780 м (см. рис. 2, б).

К аллохтонным с определенной долей условности отнесены образования мономаховской и горбушинской серий и ключевской свиты. При этом они расчленены (см. рис. 2, б) на параавтохтон, промежуточный олистостромовый комплекс, собственно аллохтон (нижний и верхний) и неоавтохтон. Эти образования, по нашему мнению, представляют единый тектоностратиграфический комплекс, который в одних случаях содержит аллохтоны, а в других можно наблюдать стратиграфическое налагание неоавтохтона на параавтохтон. Отсюда следует объяснение тому, что в мономаховскую серию пами объединены параавтохтон с олистостромовым горизонтом и часть неоавтохтона.

Параавтохтон представлен двумя пачками.

Нижняя пачка сложена флишоидным переслаиванием алевролитов (преобладают) и песчаников с горизонтами и прослойми алевролитов, иногда содержащих гальки известняков и песчаников, с линзами и прослойми гравелитов и конгломерато-брекчий (до 15 м), редкими глыбами и обломками известняков и известняковых брекчий. Прослои полимиктовых брекчий пространственно приурочены к контактам с массивами известняков и окружающей их толщей известняковых брекчий; при удалении от них брекчики выклиниваются и фациально замещаются гравелито-брекчиями и гравелитами. Наряду с прослойями нередко наблюдаются обломки и глыбы (5—6 м) известняковых брекчий и известняков во флишоидном матриксе. Общая мощность пачки 260—410 м. Она согласно перекрывает толщу известняковых брекчий позднетриасового — раннемелового возраста и согласно перекрывает породами средней пачки. Пачка охарактеризована раннемеловой (берриас-валанжинской) флорой: *Dnychiopsis* sp., *Nilssonia* cf. *schdumburgensis* (Dunk) Nath, *Olozamites* cf. *Klipsteinii* (Dunk) Sew и др. (заключения С. А. Шороховой) и

фауной: *Buchia*(?) aff. *inflata*, B. cf. *fisheriana* (Orb.) *Neokomites* sp. и др. (заключения В. П. Коновалова).

В верхней пачке преобладают (более 60%) песчаники, присутствуют многочисленные прослои гравелитов и конгломерато-брекчий. Для пачки характерно ритмичное строение с ритмами мощностью около 2 м, сложенными светло-серыми, серыми перавномерно-зернистыми аркоз-граувакковыми песчаниками и алевролитами, с прослойми песчаников (30—40 м), гравелито-брекчий (10—12 м). Мощность пачки 160—255 м (см. рис. 2, а).

Следующая, собственно олистостромовая, пачка представлена флишоидным матриксом, насыщенным глыбами, обломками и оползневыми пластинами известняков, кремней, силикатов и др.

Наиболее крупные глыбы (размером до 500 м) сложены известняками, широко охарактеризованными ископаемой фауной двустворок, кораллов, гастропод, фораминифер, конодонтов средне-позднетриасового возраста. В разрезе по р. Мраморной встречена также глыба известняков с позднепермскими (по определению А. П. Никитиной) форамициферами: *Reichelina cribroseptata* Erk., *R. choiensis* Sosn., *Rausarella sphaeroidea* Sosh., *Zarodella* (?) *zhamoidai* Sosh. и др. Как правило, тела известняков имеют грубоизометричную форму, не прослеживаются по простиранию и окружены шлейфом бесформенных обломков известняков, погруженных в белесую до голубовато-серой массу — продукт дезинтеграции известняков при их оползании в процессе седиментации.

Менее крупные глыбы, сложенные известняками, известняковыми брекчиями, песчаниками, как правило, имеют размеры 1—10 м, с длиной осью, ориентированной согласно слоистости. Глыбы облекаются слоями флишоида, однако не имеют продолжения и как бы «плавают» в матриксе. Наблюдаются притыканье слоев и «затекание» их в межглыбовое пространство. Контакты тел с вмещающими породами очень часто сопровождаются белесо-бурой тектонической глиной.

Кроме известняков, встречаются также относительно крупные (до 60—100 м) глыбы переслаивающихся спилитов и кремней, известняковых брекчий с известковистым, территенно-известковистым и кремнисто-спилитовым цементом, аркозовых песчаников, кремней и кремнистых пород с триасовыми (*Capnuchos phaera?*, *Dictyomitrella* aff. D. sp. A *Deweever* и др.), ранне-позднеюрскими (*Thecosphaera conosphaerica* Zham., *Tricolocapsa plikarum* Matsuoaka, *T. tetragona* Yao, *T. blakei* Pess и др.), позднеюрскими — раннемеловыми (*Stichocapsa ovatoidea* Zham и др.) радиоляриями.

Матрикс представлен ритмичным переслаиванием алевролитов, разпознеристых песчаников и полимиктовых брекчий. Для пород характерны текстуры взмучивания и подводного оползания: беспорядочная слоистость, «притыканье» слоев друг к другу, замусоренность алевролитов мелкими, иногда серповидными обломками песчаников, конседиментационные складки оползания. Редко встречаются горизонты гидробудильников с явно выраженными подводно-оползневыми текстурами. Они сложены чередованием пологонаклонных слоев алевролитового флишоида, для которых характерны перемежаемость слоев с нарушенным и ненарушенным напластованием, наличие конседиментационных складок на изолированных уровнях, текстур взмучивания и олистостромовых слоев. Слои с нарушенным напластованием характеризуются неупорядоченной слоистостью, наличием многочисленных мелких складок с криволинейными осями, ориентированных в целом согласно напластованию слоев, как правило, опрокинутых, «притыкающих» друг к другу без следов смещения. Отмечаются эрозионные срезы складок вышележащими пластами. Подобные конседиментационные складки (компрессионная складчатость) считаются характерными для олистостромовых образований и турбидитов [7, 15, 16].

Матрикс охарактеризован рапнемеловой (берриас-валанжинской) фауной: *Buchia* cf. *volgensis* (Zah), B. cf. *tolli* (Sok), B. sp., *Neocomites* sp., *Thurmaniceras* sp. cf., T.? Jenkis (Anderson), *Variamus* sp. *Jotrigonia tauchearana* Kon., и флорой: *Dicsonia arctica* (Prih) Krass., *D. concinna* Heer, *Nilssonia densinerris* (Font) Berry, *Otozamites klipsteinii*, *Alsophilites nipponeensis* (Oishi) Krass и др. [8].

По простиранию пачка испытывает резкую фациальную изменчивость: в ней постепенно уменьшаются размер и количество чужеродных глыб, вплоть до их полного исчезновения. Мощность пачки до 890 м.

Олистостромовая пачка в северном направлении прослеживается до бассейна р. Черемуховой, где В. В. Ветренников в 1972 г. описал в основании толщи песчаников 100-метровый горизонт конгломерато-брекчий с угловатыми обломками серых кремнистых пород, песчаников и алевролитов, подстилающийся 80-метровым слоем кремнисто-глинистых сланцев. В северо-восточном направлении олистостромовая толща протягивается до Духовского горста, где в толще тонкоритмичного переслаивания алевролитов и песчаников локализованы линзовидные тела кремней размером от 50 × 200 до 200 × 1000 м с позднеюрскими — рапнемеловыми радиоляриями: *Stichocapsa pyramidalis* Chedia, *Mirifusus mediolilatatus*.

К верхним частям олистостромовой пачки

ионогда приурочены гигантские (до 3×5 км) собственно аллохтонные пластины кремней и терригенных пород горбушинской серии. Нижние контакты этих пластин повсеместно тектонические, иногда сопровождаются зонами конседиментационного брекчирования. Пласти характеризуются сложным внутренним строением с многократным повторением разреза за счет последовательного оползания, нагромождения тектонических покровов друг на друга. Они сложены терригенно-кремнистыми породами горбушинской серии, в составе которой выделяется толща кремней раннетриасового — позднеюрского возраста и терригенная толща позднеюрского — раннемелового возраста. Общая мощность серии изменяется от 285 до 555 м (см. рис. 2, а).

Толща кремней, слагающая основание горбушинской серии, сложена кремнями, глинистыми кремнями с маломощными прослойями фтанитов и глинистых яшм. Неполная мощность толщи оценивается в 135 м. Она охарактеризована ранне-позднетриасовыми конодонтами и средне-позднетриасовыми — позднеюрскими радиоляриями, что позволяет с достаточной уверенностью говорить о ее раннетриасовом — позднеюрском возрасте. Для внутреннего строения пластин кремней характерна мелкая дистармоничная складчатость, часто отмечаются следы эрозии полуконсолидированного осадка. По особенностям вещественного состава и палеонтологической характеристике толща хорошо коррелируется с толщей кремней Ольгинского района.

Терригенная толща согласно, с постепенным переходом, перекрывает толщу кремней [14]. В основании толщи залегает горизонт флишиоидного переслаивания алевролитов (преобладают), кремнистых аргиллитов, мелко-, среднезернистых песчаников. Мощность горизонта колеблется от 50 до 180 м. В алевролитах собран обширный комплекс позднеюрских радиолярий: *Detrabs sanssalvadorensis* (Pess.), *Nothoceratragana elegans* (Pess.), *Tricolocapsa plicarum* Yao и др. Верхняя часть толщи сложена характерными светло-серыми массивными аркозовыми песчаниками с мелкими остроугольными обломками алевролитов и кремнистых аргиллитов. Отмечаются редкие маломощные прослои алевролитов (до 0,1 м), горизонты флишиоидного переслаивания алевролитов и песчаников (5—10 м), гравелито-брекчий (0,1—0,2 м). Мощность горизонта до 240 м. В прослое алевролитов у пос. Садового в нем обнаружены позднеюрские радиолярии: *Zhamoidellum ovum* Dum., *Williriedellum crystallinum* Dum., *Alsophilites nipponeensis* (Oishi) Krass (по определению С. А. Шорховой).

Резкая тектонизированность, многократное

повторение разрезов серии, тектонические контакты с подстилающими, а часто и перекрывающими отложениями свидетельствуют о ее нарушенном залегании в составе глыб и обломков олистостромовой толщи и аллохтонных пластин, приуроченных, как правило, к верхним горизонтам нижней части мономаховской свиты.

Идентичность состава и строения, близость палеонтологических характеристик горбушинской серии с толщей кремней и терригенной толщей Ольгинского района позволяют рассматривать аллохтонные пластины, сложенные в Дальнегорском районе горбушинской серией, в качестве оторженцев от их корневых частей в Ольгинском районе. Тем самым амплитуда перемещения конседиментационных тектонических покровов ориентировочно может быть оценена в 40—80 км.

С олистостромовой толщей в Ольгинском районе можно параллелизовать толщу взмученных алевролитов с линзовидными выклинивающимися прослойями песчаников, содержащих примесь алевролитового материала в виде бесформенных и линзовидных прослоев и обломков с расплывчатыми границами. Отмечаются текстуры оползания осадков. В алевролитах локализованы глыбы и обломки среднезернистых аркозовых песчаников, кремнистых пород и известняков размером от 1—2 см до 3 м и более. В глыбах известняков в основании толщи в приустьевой части пади Каустафунова определены раннекарбоновые фораминиферы *Fusilinella* (?) *sorulehra* Raus, *Palaeotextularia* sp. и др. Ранее возраст толщи считали триасовым на основании находок карнийской и норийской фауны двусторок в вышележащих массивных и слоистых алевролитах без признаков гидробудинажа [2, 6]. Однако описываемая толща на правобережье пади Каустафунова перекрывает отложения терригенной толщи, охарактеризованные юрскими радиоляриями, а контакты с «вышележащими» карнийскими отложениями, отличающимися от нее по составу и строению, повсеместно тектонические. Это, а также пространственная ограниченность толщи алевролитов с позднетриасовой фауной, залегание на юрских и предположительно более молодых образованиях позволяют (по аналогии с Дальнегорским районом) рассматривать позднетриасовые алевролиты в качестве аллохтонной пластины, оползание которой происходило синхронно с накоплением меловой олистостромовой толщи.

Неоавтохтон включает верхнюю часть мономаховской серии и ключевскую свиту, согласно перекрывающие аллохтонные образования. Так, например, на правобережье р. Прямой, на аллохтонной пластине кремней горбушинской серии через маломощную (0,2—0,3 м) зону, вы-

полненную тектонической глиной, залегают: 1) зеленовато-серые кремнистые аргиллиты с позднеюрскими — раннемеловыми радиоляриями *Gongilothorax* sp., *Parvingula* sp., *Spongocapsulidae* gen. inted., *Stichocapsa* sp. (1,5 м); 2) серые, пепельно-серые, зеленовато-серые алевролиты, часто со следами усыхания, с маломощными (2—3 см) прослойками мелко-, тонкозернистых песчаников, с радиоляриями мелового возраста *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Parvingula cosmoconia* (Foreman), *Tricolocapsa conexa* Mat., *T. tetragona* Mat. и др. (3,0 м); 3) переслаивание аргиллитов, алевролитов, мелко-, тонкозернистых песчаников (100 м).

Сходный разрез описан В. П. Парняковым в верховьях руч. Тигрового, где кремни горбушинской серии перекрыты: 1) 10-метровым слоем дресвянистых и гравелистых песчаников с берриас-валанжинскими бухиями: *Buchia* (?) cf. *uncitoides* (Pavl.) (определения В. П. Коновалова); 2) 10-метровым слоем кремнисто-пелитолитовых пород с позднеюрскими — раннемеловыми радиоляриями: *Parvingula altissima*, *Zhamoideum ovum*, *Dicolocapsa inclusa* и др.; 3) 26-метровым слоем песчаников; 4) более чем 56-метровым слоем черных массивных алевролитов с редкими прослойками песчаников с фауной *Noecomites* sp., *Buchia* sp. indet (определения В. П. Коновалова) и флорой *Cladophlebis* ex. gr. *frigita* (Heer) Sew и др. (определения С. А. Шороховой).

Близкая картина наблюдается и на стратотипическом разрезе по р. Рудной, где в основании верхней части мономаховской свиты согласно, но с размывом перекрывающей аркозовые песчаники горбушинской серии, по данным Б. В. Кузнецова, залегают: 1) 7-метровый слой валунных конгломератов; 2) 12-метровый слой пелитолито-алевролитовых пород с прослойками кремнисто-пелитолитовых пород с позднеюрскими радиоляриями: *Betraccium* cf. *jakounense* Pess. et Blome, *Amphibrachium* cf. *clavatum* Tikn., *Paranaella kotura* Baum и др.; 3) 16-метровый слой кремнисто-пелитолитовых пород с позднеюрскими радиоляриями: *Parvingula altissima* (Rust), *Conosphera?* sp. *haeroconus* Rust и др.; 4) 3-метровый слой пелитолито-алевролитовых пород с редкими мелкими обломками песчаников и силицитов, с радиоляриями *Parvingula altissima* (Rust) и др.; 5) 8-метровый слой песчаниково-кремнистых конгломерато-брекчий с пелитолито-алевролитовым матриксом с позднеюрскими радиоляриями *Parvingula altissima* (Rust). Выше залегают алевролиты с прослойками песчаников.

Верхняя часть мономаховской серии отличается существенно терригенным составом, преобладанием алевролитов, сравнительной монотонностью с подчиненной ролью флишоидных типов разрезов. По литологическим особенно-

стям и характеру переслаивания в Дальнегорском районе в ее составе выделяются три пачки: нижняя (существенно алевролитовая), средняя (флишоидная с преобладанием песчаников) и верхняя (существенно алевролитовая). Суммарная мощность верхней части серии колеблется от 725 до 1100 м (см. рис. 2, а). Она широко охарактеризована берриас-валанжинской фауной: *Buchia* sp., *B.?* cf. *uncitoides* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *Neocomites* s. b., *Berriasella* s. l., и флорой: *Alsophilites nippensis* (Oishi) Krass., *Nilssonia* sp., *Podozamides* sp., *Cladophlebis* sp., *C. exiliformis* Oishi, *C. nippensis* Oishi, *Dictyozamites* cf. *falcatus* (Marris) и др., что позволяет говорить о ее берриас-валанжинском возрасте. Отсутствие признаков гравитационных микститов в составе подсвиты, ее трангрессивное, иногда с размывом, залегание на разнородных и разновозрастных отложениях свидетельствуют о смене тектонического режима геосинклинального бассейна. В этом смысле образования могут рассматриваться в качестве неоавтохтонных.

В Ольгинском районе, по данным Ф. И. Ростовского, разрез верхней части серии начинается горизонтом гравелитов, конгломератов, конгломерато-брекчий, гравелистых песчаников. В составе гальки и валунов встречаются известковистые песчаники и известняки с карнийско-порийской фауной. Она сложена алевролитами, переслаиванием песчаников и алевролитов с раннемеловой флорой: *Cladophlebis nippensis* Oishi, *C. exiliformis* Oishi, *Nilssonia* cf. *shaumburgensis*, *Alsophilites nippensis* (Oishi) Krass. и др. Мощность серии здесь, по данным Ф. И. Ростовского, 750—830 м (см. рис. 2, б).

Ключевская свита завершает разрез геосинклинальных отложений Прибрежной зоны. Ее особенностью в Дальнегорском районе являются существенно песчаниковый состав, преобладание в разрезах массивных неравномерно-зернистых (от мелко-, среднезернистых до средне-, крупнозернистых) песчаников с прослойями гравелистых песчаников, гравелитов, мелкогалечниковых конгломератов. Мощность свиты достигает 1000 м. В верховьях р. Кривой свита охарактеризована ранневаланжинскими (по мнению В. П. Коновалова) бухиями: *Buchia bulliodes* Lah., *B. sokolovi* Bodul, *B. wolossowitschi* Sok., *B. inflata* (Toula) Lah., *B. crassicollis* Keys, var. *gracilis* (Lah.) Sok., *B. pacifica* Ieletzky, *B. ex. gr. visingensis* (Sok), *B. cf. subuncinoides* (Bodul).

В Ольгинском районе, по данным Ф. И. Ростовского, ключевская свита представлена мелко-, среднезернистыми песчаниками с прослойями алевролитов, флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников, алевролитами. Мощность свиты здесь 2010 м. Она охарактеризована раннемеловой флорой: *Onychiopsis elongate*

(Yeige) Yok., *Cladophlebis exiliformis* Oishi и др.

В геологической истории района можно выделить три этапа. В триас-раннемеловой этап осадконакопление происходило в морских условиях. Отлагались типичные рифогенно-аккумулятивные образования, фациальный облик которых определяется сложным сочетанием органогенных построек (известняки), продуктов их разрушения (склоновые известняковые брекчи) и аккумулятивных пакоплений (известняковые песчаники, аргиллиты, гравелитобрекчи удаленных фаций). Эти фации характеризуются пластообразной формой тел с асинхронными литологическими границами, пилообразно смешающимися и скользящими по разрезу. Такие черты характерны для типичных рифовых построек седиментационных бассейнов с сильно расчлененным рельефом дна [7, 15, 16]. Свообразием отложений является наличие слоев кремней и спилитов.

Параллельно происходило формирование кремнисто-терригенной формации (горбушинская серия). Не исключен конседиментационный смыв части накапливающихся осадков. Позже кремнистое осадконакопление постепенно сменяется терригенным с преобладанием аркозовых песчаников.

В берриас-валанжинский этап происходит накопление терригенной (флишоидной) формации (мопомаховская серия). Наличие гравитационных микститов (или собственно олистостромы — по М. Г. Леонову [10]) в разрезах формации свидетельствует о широком развитии обвально-оползневых процессов, отрыве крупных пластин или обломков от уступов и перемещении оползней. Тем самым устанавливается генетическое единство фациального ряда: оползневые пластины — глыбовые олистостромы — флишоид с «закатышами» известняков и кремней — «чистый» флишоид. Увеличение размера и количества глыб в верхних частях разреза олистостромовой толщи, появление там крупных аллохтонных пластин указывает на прогрессирующую развитие процесса олистостромообразования в связи с движением конседиментационных тектонических покровов.

В распространении олистостромы отмечаются определенные закономерности: вблизи крупных массивов известняков отложения обогащены крупными глыбами известняков, при удалении от массивов количество и размер глыб резко уменьшаются. Так, в составе олистостромовой толщи на правобережье р. Рудной при удалении от массивов г. Карьерной и руч. Известкового в юго-западном направлении уменьшаются количество и размер глыб известняков, вплоть до их полного исчезновения в бассейне руч. Рудного (левый приток р. Монастырки).

Наряду с триасовыми в разрезе верхнего оли-

стостромового горизонта по р. Мраморной присутствуют глыбы известняков пермского возраста, что свидетельствует о постепенном вовлечении в процесс олистостромообразования зон длительно развивающихся рифов. В Дальнегорском районе неизвестны рифовые массивы пермского возраста. Севернее Мономаховского горста рифовые массивы вообще отсутствуют. Зато южнее, в Ольгинском районе, закартированы крупные массивы палеозойских (каменноугольных — пермских) известняков. Это позволяет предполагать насыщенность терригенных отложений южных частей Дальнегорского района, перекрытых покровами вулканитов, олистолитами известняков. Не исключено также присутствие массивов известняков в автохтоном залегании. Это повышает перспективность южной части Дальнегорского района (бассейн пади Кисипа) на обнаружение скально-полиметаллического оруденения в рудопоспособной олистостромовой толще или в контактах автохтонных массивов известняков под покровами вулканитов. Амплитуда перемещения олистолитов и олистоплак известняков оценивается шами в 5—20 км, аллохтонных пластин терригенно-кремнистых отложений — в 40—80 км.

В конце этапа в связи с уменьшением тектонической активности преобладает флишоидный тип осадконакопления с постепенным увеличением роли песчаников в разрезах (ключевская свита).

Готерив-альбский этап осадконакопления в пределах Центральной зоны характеризуется относительно спокойными гидродинамическими обстановками. Области спуска располагались на востоке в пределах Прибрежной зоны, о чем свидетельствует уменьшение грубости осадков (меандровская, кемская свиты) с востока на запад. В конце этапа происходили дальнейшее воздымание территории, замыкание морского бассейна и образование складчатости; имели место взбросо-надвиговые смещения по системам северо-восточных разломов при северо-западной ориентировке таинственного сжатия (310—320°). В частности, именно в этот этап Прибрежная зона испытала перемещения относительно автохтона Центральной зоны по Прибрежному разлому [19]. Сжатие сопровождается тектоническим скучиванием и складкообразованием с осями складок, перпендикулярными его направлению (50—60°). При достижении предела пластичности пликтативные формы деформации сменяются на дизъюнктивные с послойными и косыми (относительно осевых поверхностей складок) смещениями. Возможной причиной этих движений могли служить тектонические напряжения, возникшие в тылу зарождающейся островной дуги [3, 12]. Смещения по системам северо-восточных и субмеридиональных разрывов в конце этапа были пре-

имущественно сдвиговыми (левый сдвиг), о чем свидетельствуют пологие углы погружения штрихов скольжения и субвертикальное положение шарниров скольжения [17].

Практическое значение проведенных исследований в том, что они позволяют уточнить прогнозную оценку Дальнегорского рудного района на ведущие типы оруденения: боросиликатный и скарново-полиметаллический. Как известно, месторождения этого типа контролируются размещением тел известняков, их размерами, формой и т. д. Выявление двойственной природы тел известняков, присутствующих в Дальнегорском районе как в автохтонном (корневые зоны), так и в аллохтонном (олистостромовая толща) залегании, позволяет уточнить перспективы обнаружения объектов скарново-полиметаллического и боросиликатного оруденения. Выявлены основные закономерности распределения карбонатных отложений: рифовые массивы известняков располагаются в пределах антиклинальных структур северо-восточного простираия, воздымающихся к югу с одновременным удревнением карбонатных отложений. Они окружены линзовидно-вытянутыми ареалами карбонатсодержащих толщ триас-

рапнемелового (толща известняковых брекчий) и рапнемелового (дальнегорская толща) возраста, в составе которых размер и количество глыб убывают при удалении от массивов известняков. Область карбонатсодержащих отложений в Дальнегорском рудном районе ограничивается с востока Мономаховским сдвигом, с северо-запада Прибрежным разломом, с юга Зеркальникской депрессией (см. рис. 1). В этих пределах в качестве новых перспективных объектов для поисков скарново-полиметаллического и боросиликатного оруденения могут быть рекомендованы следующие площади, где предполагается наличие карбонатсодержащих отложений под сравнительно маломощным (до 1—1,5 км) покровом вулканитов: верховья пади Кисила, междуречье верховьев рек Красная Речка, Горбуша, Змеиный Ключ, левобережье р. Черемуховой. Проведение таких поисков, возможно, смогло бы раздвинуть пространственные рамки горнорудной промышленности района, базирующемся в настоящее время на скарново-полиметаллических и боросиликатных объектах, локализованных на территории центральной части Дальнегорского рудного района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурий И. В., Жарикова Н. К., Полуботко И. В. Карнийские отложения Ольгинского района Приморья.— В кн.: Новые данные по детальной биостратиграфии фациероз Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
2. Бурий И. В., Жарикова Н. К. Стратиграфии триасовых отложений Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня.— В кн.: Новое в геологии Дальнегорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
3. Войнова И. П., Врублевский А. А. и др. Вулканические геоантиклинали.— В кн.: Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
4. Геология СССР, Т. XXXII.— М.: Недра, 1969.
5. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986.
6. Горбачев О. В. Кремнистые породы углеродистых формаций и их геохимические особенности.— Литол. и полез. ископаемые, 1985, № 3.
7. Градзинский Р., Костецкая Л. и др. Седиментология.— М.: Недра, 1980.
8. Красилов В. В., Парняков В. П. Рудопосная тетюхинская свита — олистостромовый комплекс.— Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 3.
9. Краснов Е. В., Рузанов Ф. Н., Каныгин К. Н. Некоторые вопросы геологии и металлогении Дальнегорского рудного поля.— В кн.: Новое в геологии Дальнегорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
10. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей.— М.: Наука, 1981.
11. Маркевич П. В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970.
12. Меланхолина Е. Н. Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальной окраины.— Геотектоника, 1986, № 2.
13. Мельников И. Г., Изосов Л. А. Структурно-формационное районирование Приморья (докайпозойские структуры).— Тихоокеанская геол., 1984, № 1.
14. Парняков В. П. Новые данные о строении и возрасте горбушинской свиты.— В кн.: Новое в геологии Дальнегорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
15. Петтиджон Ф. Осадочные породы.— М.: Мир, 1981.
16. Уильямс Г., Стивенс Р. Древняя континентальная окраина на востоке Северной Америки.— В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979.
17. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
18. Юшманов Ю. П. Конседиментационные тектонические покровы Восточного Сихотэ-Алиня и их перспективы на полиметаллическое оруденение.— Тез. докл. Всесоюзного совещания «Структуры рудных полей вулканических поясов». Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
19. Юшманов Ю. П. К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому (Приморье).— Тихоокеанская геол., 1985, № 3.

УДК 552.321.5/6(571.61/64)

Л. П. Карсаков, А. В. Махинин, А. Н. Михалевский, В. П. Остапчук

БАЛАДЕКСКИЙ ВЫСТУП, ЕГО МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

(Западное Приохотье)

Обобщены материалы по кристаллическим породам Баладекского выступа, о которых в литературе имеются лишь отрывочные сведения. Здесь выделены баладекский габбро-анортозитовый, тохиканский гранитный и гербиканский гипербазитовый комплексы. Установление докембрийского возраста большинства пород Баладекского выступа, сходство их с комплексами Становой складчатой области характеризуют тектоническую позицию Баладекского выступа как элемента Становой складчатой области.

На правобережье р. Уды из-под осадочных отложений палеозоя и мезозоя обнажаются кристаллические породы, выходы которых известны в литературе как Баладекский выступ. С юго-востока выступ ограничен Улигданской системой разломов от складчатых сооружений Монголо-Охотской системы, а на северо-западе перекрыт осадочными, осадочно-вулканогенными образованиями палеозоя и мезо-кайнозоя. Баладекский выступ вытянут в северо-восточном направлении на 115 км при ширине 5—20 км и прослеживается от р. Урми до р. Милькан. Выступ представляет собой ряд блоков с линзовидными очертаниями, наиболее крупными из которых являются Гербиканский, Галамский и Тохиканский (рис. 1).

Кристаллические породы Баладекского выступа изучены слабо [2, 4, 5]. В настоящей статье на основе личных исследований авторов обобщены материалы по кристаллическим породам Баладекского выступа и обсуждаются вопросы его тектонического положения.

В строении Баладекского выступа принимают участие разнообразные магматические образования, особенно широко распространены породы основного состава. По возрасту, взаимным соотношениям и последовательности формирования здесь выделяются баладекский габбро-анортозитовый, тохиканский гранитный и гербиканский гипербазитовый комплексы.

БАЛАДЕКСКИЙ КОМПЛЕКС

Базиты комплекса слагают преобладающую часть Баладекского выступа — крупные Галамский и Гербиканский блоки и несколько относительно мелких блоков в бассейне рек Гербикан и Милькан. Перечисленные блоки пред-

ставляют собой фрагменты единого массива, разделенные выходами палеозойских и верхнепалеозойских отложений. Впервые баладекский комплекс выделен в 1951 г. Л. И. Красным [5]. В состав комплекса этот автор включал аортозиты и габбро. Ю. А. Мамонтов, В. Ф. Сигов и Ф. С. Фролов, изучавшие комплекс при среднемасштабном картировании, объединили в его состав аортозиты, габбро-аортозиты, габбро, ультрамафиты. Последние при крупномасштабном картировании одни авторы (С. Г. Кисляков) выделяли в самостоятельный комплекс, другие (А. В. Махинин) считали их составной частью баладекского комплекса.

Анализ имеющегося материала по магматическим образованиям Баладекского выступа свидетельствует о разновременности их формирования и позволяет уточнить их соотношения, определить место в эволюции этой структуры. В настоящей работе в баладекский комплекс объединены аортозиты, габброиды и плагиоклазодержащие пироксениты, а гарнбургиты и дуниты рассматриваются в составе другого комплекса.

Баладекский комплекс представлен аортозитами, габбро-аортозитами, габбро, рудным габбро, габбро-норитами, пироксенитами и их измененными разностями. Аортозиты составляют, по подсчетам Е. А. Панских, ~55% площади распространения комплекса, на долю габбро и габбро-норитов приходится ~40%, на ультрамафиты — ~5%.

В распределении этих пород наблюдается определенная упорядоченность, свидетельствующая о зональном строении массива. С северо-запада на юго-восток аортозиты сменяются габбро, последние, в свою очередь, — пироксенитами, а затем вновь фиксируются выходы

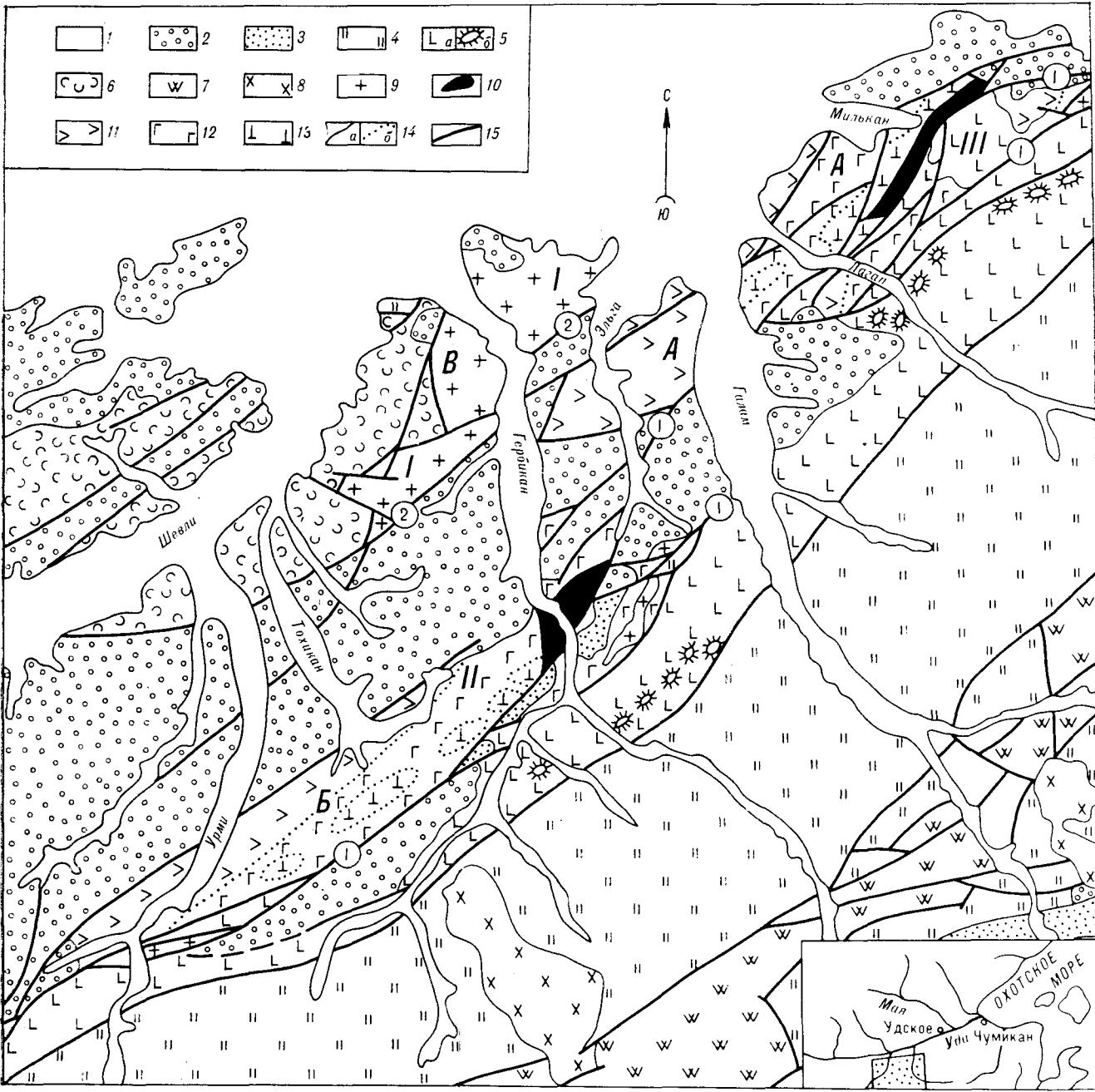


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Баладекского выступа.

1 — четвертичные отложения; 2 — мезозойские осадочные, вулканогенно-осадочные отложения; 3 — каменноугольные отложения; 4 — девонские отложения; 5 — силурийские отложения (а), олистолиты кембрийских известняков в силурийских отложениях (б); 6 — кембрийские и ордовиковые отложения Шевлинского прогиба; 7 — кембрийские отложения Удско-Селемджинского сегмента; 8 — меловые гранитоиды; 9 — гранитоиды тохиканского комплекса; 10 — гипербазиты гербиканского комплекса; 11—13 — баладекский комплекс; 11 — апортоциты, габбро-апортоциты; 12 — габбро, габбро-нориты; 13 — пироксениты; 14 — геологические границы; а — разновозрастных образований, б — фациальных переходов; 15 — разломы (в кружках: 1 — Улгандайский, 2 — Тохиканский). Массивы: I — Тохиканский, II — Гербиканский, III — Мильканский. Блоки: А — Галамский, Б — Гербиканский, В — Тохиканский.

габбро-апортоцитов. Каждая из намеченных зон вытянута в северо-восточном направлении в целом согласно простиранию Баладекского выступа, но под очень небольшим углом к структурному шву. Местами стройная картина зонального распределения пород нарушена раз-

ломами [4]. Зональное строение в той или иной степени проявлено во всех крупных выходах пород комплекса, но лучше всего сохранилось в Галамском блоке.

Северо-западная часть Галамского блока сложена апортоцитами. Эта зона шириной до 8 км

образует полосу северо-восточного иrostириания сужающуюся к северо-востоку и юго-западу до 4 км. В крайней северо-западной части этой полосы, в междуречье Гербикан — Галам и на правобережье р. Лагата, распространены крупнозернистые лабрадориты серого цвета, иногда с розоватым оттенком. Слабоизмененные разности лабрадоритов сложены на 90—95% андезин-лабрадором при незначительном содержании клино- и ортопироксенов. К юго-востоку слабоизмененные лабрадориты постепенно сменяются диафторированными светло-серыми и белыми апортозитами, состоящими из андезина № 42—45, иногда антипертитового строения. Ширина выхода полосы светло-серых апортозитов достигает 4 км. В этих апортозитах присутствуют изометричные и линзовидные шлироподобные обособления порита и габбро размером от первых дециметров до нескольких метров, количество которых повышается к юго-востоку, к следующей зоне развития фациальных разностей пород баладекского комплекса. В этом же направлении усиливается диафторез пород, проявившийся в замещении плагиоклаза клиноцизитом, серицитом, а темноцветных минералов — антиполитом, хлоритом, иддингситом.

За зоной апортозитов следует зона чередующихся слоев апортозита, рудного габбро-апортозита, рудного габбро-порита, габбро-порита шириной 0,2—1,2 км. Положение зоны четко прослеживается по группе линейных аномалий на аэромагнитной карте. Мощность отдельных слоев колеблется от нескольких до первых десятков метров. Нередко внутри сравнительно однородного слоя проявлена более тонкая расслоенность с мощностью слоев от 1—2 см до нескольких дециметров. Элементы залегания полосчатости свидетельствуют о паклоне пород в северо-западных румбах (290—330°) под углом 30—50°. В пределах описываемой зоны рудного габбро и вслед за ним к юго-востоку на расстоянии 100—400 м встречаются участки пегматоидного гигантозернистого габбро с размером минеральных выделений до 10—20 см. На тех участках, где зона рудного габбро выклинивается, апортозиты непосредственно контактируют с пегматоидными габбро. Рудное габбро и рудный габбро-порит представляют собой средне- и крупнозернистые темно-серые массивные или полосчатые породы, состоящие из андезина, авгита, ромбического пироксена, апатита, ильменита, магнетита. Структура их варьирует от габбровой до офитовой. Авгит более идиоморфен по сравнению с ортопироксеном, а последний содержит вrostки клинопироксена (инверсия пижонита). Особенностью описываемых пород являются высокотемпературное рассланцевание и метаморфизм, в результате чего образуются гранатодержащие породы. Гранат в виде неправильных обособле-

ний приурочен к участкам, наиболее обогащенным рудными минералами. Кроме того, он образует реакционную кайму на стыке зерен ильменита с плагиоклазом и авгитом, нередко проникая по микротрецинам в реликтовые деформированные зерна клинопироксена. Следует заметить, что после образования граната порода подвергается более низкотемпературным изменениям, чаще всего по зонам, в результате чего плагиоклаз замещается клиноцизитом и серицитом или почти нацело соссюритизируется, по пироксенам развиваются тальк, tremolит, антиполит, хлорит, а гранат замещается хлоритом, ильменитом, ильменитом-сфеном.

Юго-восточнее зоны рудных и пегматоидных габбро-апортозитов находится зона габбро и габбро-поритов шириной 2—5 км. В этой зоне, как и в предыдущей, наблюдаются четко проявленные признаки расслоенности пород — чередование слоев габбро-поритов, реже апортозитов и крупнозернистых пироксенитов. Последние две разновидности пород образуют, как правило, единые ритмы. Мощность слоев однотипных пород уменьшается от нескольких метров на северо-западе зоны до десятков метров к юго-восточной ее части, реже наблюдается более тонкая расслоенность. Азимут падения полосчатости пород 0—350°, угол 30—35°, до 50—70° в бассейне р. Мильтан. Иногда падение полосчатости имеет юго-восточные румбы.

Породы зоны сложены андезилом, авгитом и гиперстеном, вариации содержания которых обусловливают все разнообразие пород зоны. Структура пород габбровая. Местами в плагиоклазе присутствуют антипертитовые вростки ортоклаза. Участками породы перекристаллизованы в мелкозернистый мозаичный агрегат, состоящий из плагиоклаза, клинопироксена, гиперстена, граната и бурой роговой обманки. Породы зоны, включая и метаморфизованные их разности, претерпели низкотемпературные изменения, сходные с отмеченными в предыдущей зоне. В метаморфизованных разностях иногда наблюдаются мелкие складки, подчеркиваемые изгибом полосчатости (рис. 2).

Переход к следующей зоне пироксенитов постепенный. В полосе перехода шириной около 400 м сначала появляются плиры и слои меланократового габбро, а затем и пироксениты. В полосе перехода особенно четко проявлены полосчатость и линейная ориентировка темноцветных минералов. Зона собственно пироксенитов имеет ширину 1—1,5 км. Они представлены вебстеритами, реже гиперстенитами и их плагиоклазодержащими разностями. Пироксены (авгит и броунит) образуют агрегат с незначительным идиоморфизмом клинопироксена. Присутствуют единичные зерна пинакели, иногда магнезиального граната с симплектитовой каемкой. В отдельных участках встречена

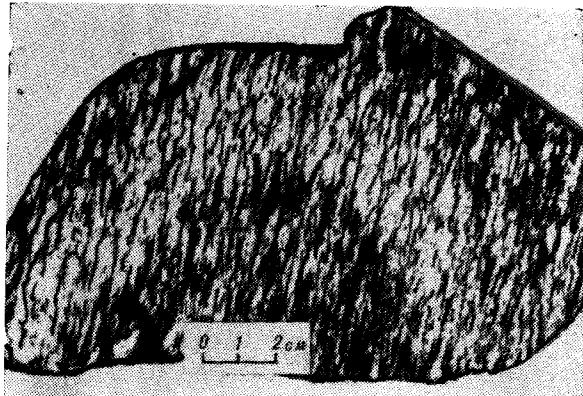


Рис. 2. Мелкие складки в баладекских габброидах. Рассланцевание пород проявлено по осевой поверхности складки. Водораздел Бол. Милькан — руч. Усть-Милькан.

вкрапленность сульфидов и магнетита. Вместе с рудными минералами, образуя реакционные каймы вокруг них и самостоятельные обособления, развивается бурая роговая обманка, иногда вместе с ними появляются гранат и пластиоклаз. В шпинелевых вебстеритах встречен магнезиальный гранат другого типа, который разрушается с образованием симплектитовых срастаний пластиоклаза и ортопироксена. Пироксениты, как правило, сильно изменены. Амфибол представлен актинопилитом, который в юго-восточном направлении сменяется tremолитом. Это связано, по-видимому, с увеличением магнезиальности пироксенитов в этом направлении. Пироксениты далее контактируют по разлому с Мильканским массивом гарцбургитов и дунитов.

К юго-востоку от Мильканского массива ультрамафитов, в эрозионных овалах среди нижнесилурийских отложений и в тектонических блоках обнажаются апортозиты с шлифтами габро-апортозитов. В целом они напоминают апортозиты северо-западной части массива, но в отличие от последних более интенсивно диагностированы, бластомилопитизированы и участками превращены в альбит-эпидот-актинопилитовые и альбит-хлорит-амфиболовые сланцы, нередко содержащие идиоморфные кристаллы граната аномального строения.

В Гербиканском блоке с северо-запада на юго-восток отчетливо намечаются зона апортозитов, габро-апортозитов с их пегматоидными разностями (с рудной вкрапленностью) в пизах зоны, зона габро-ширины 3—6 км и зона переслаивания габро и пироксенитов. Ввиду сильных вторичных изменений эти зоны здесь прослеживаются менее уверенно, чем в Галамском блоке. На левобережье р. Гербикан, в зоне переслаивания габро и пироксенитов на геологических картах обычно показывается крупное тело пироксенитов. При детальных

работах выяснилось, что оно представляет собой серию довольно часто расположенных линзовидных разобщенных тел среди габброидов.

Характерной особенностью пород баладекского комплекса в Гербиканском блоке является сильное их тектоническое рассланцевание и вторичная перекристаллизация. Наибольшей тектонической переработке подвержена юго-западная часть блока, где породы фактически превращены в хлорит-актинопилитовые, альбит-эпидот-актинопилитовые и другие сланцы, в которых с трудом устанавливается их первичная природа. Неизмененные породы сохраняются в виде реликтовых участков и пятен.

Наиболее интенсивные метаморфические преобразования породы баладекского комплекса претерпели на юго-западном и северо-восточном окончаниях Баладекского выступа, к юго-востоку от разлома, вдоль которого локализованы массивы гипербазитов. При этом они превращены в различные кристаллические сланцы, представленные гранат-клиноцизит-амфиболовыми, альбит-клиноцизит-амфиболовыми, актинопилит-кварц-альбитовыми разностями. На левобережье р. Гербикан они слагают клиновидный тектонический блок, разделяющий выходы дунитов (Гербиканский массив) и габброиды баладекского комплекса. Такие же преобразования претерпели апортозиты и габброиды северо-восточного окончания Баладекского выступа кристаллических пород. Они имеют некоторое сходство со сланцами, которые встречаются в шовных зонах верхнеархейско-нижнепротерозойского возраста в Становой области [3].

Гранат-клиноцизит-амфиболовые сланцы — это темно-серые среднезернистые сланцеватые породы с крупными (до 3—5 см в поперечнике) порфиробластическими выделениями известковистого граната аномального строения (рис. 3). Они сложены бледно-зеленым амфи-

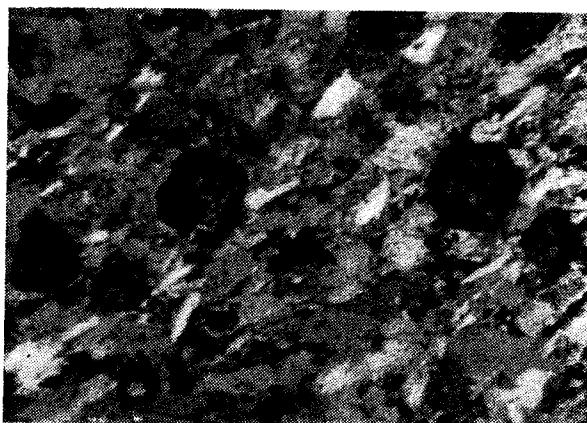
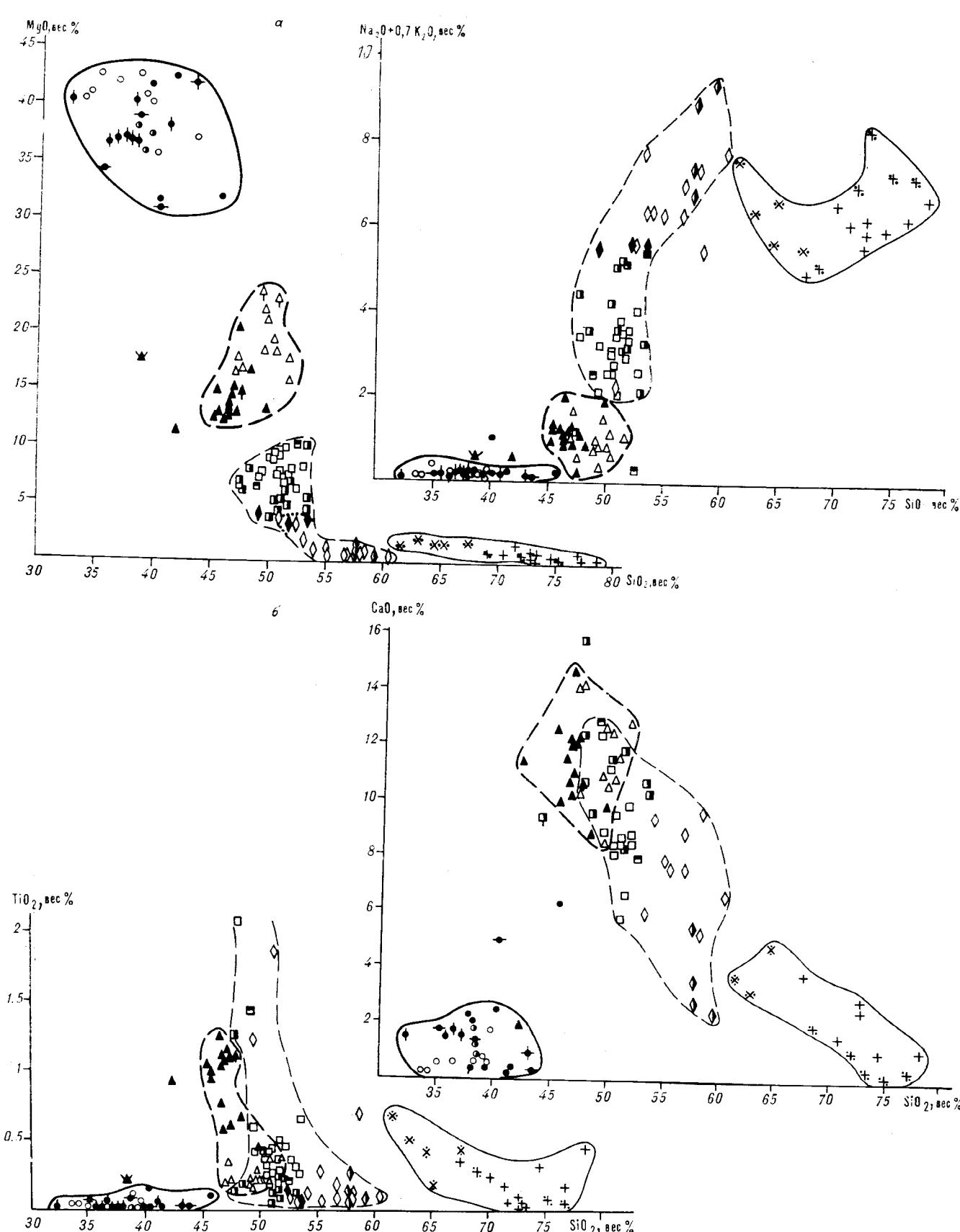


Рис. 3. Гранат-клиноцизит-амфиболовый сланец. Шлиф 2082-73, ник. +, увел. 100. Левый борт р. Гербикан, вблизи устья р. Бугали.



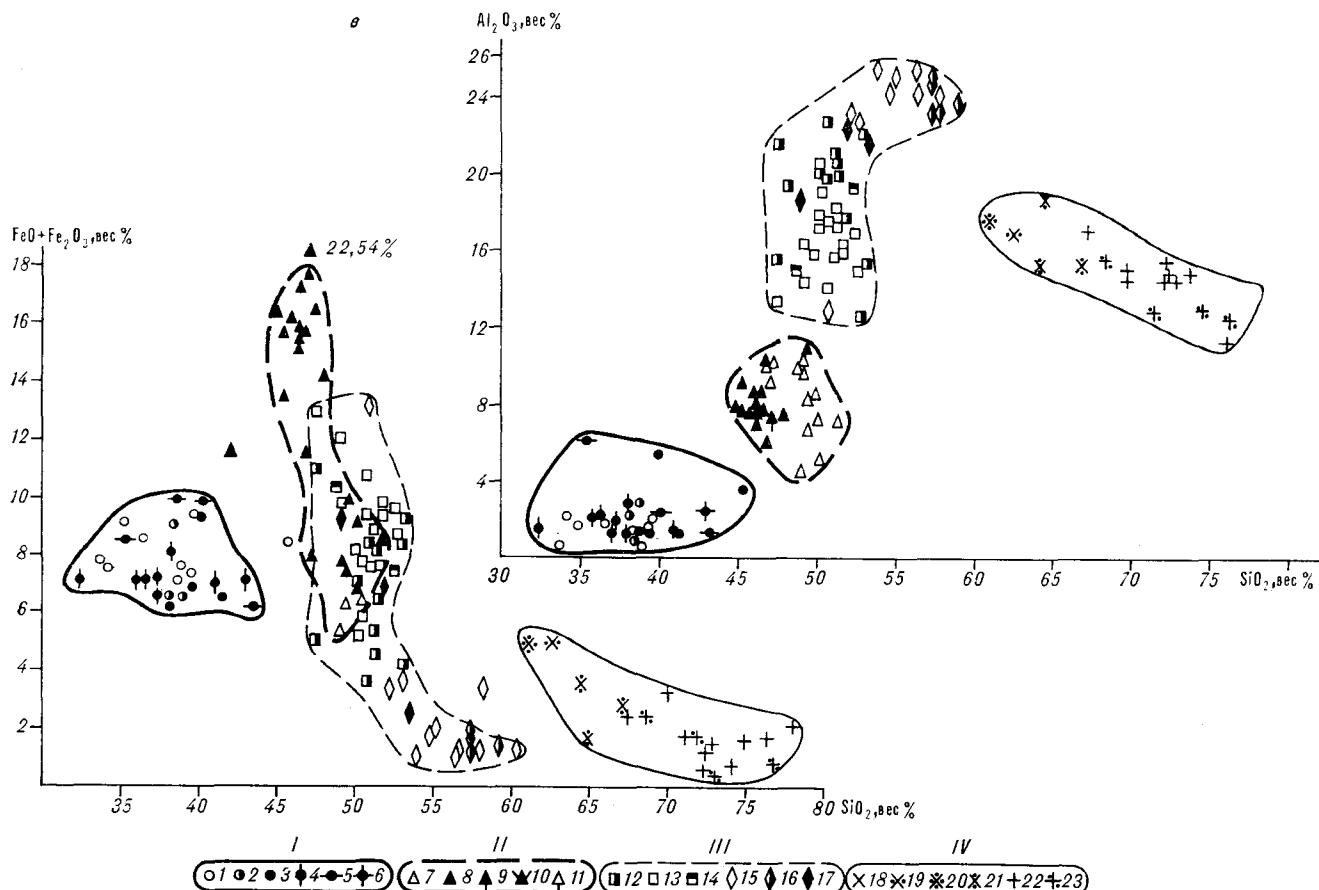


Рис. 4. Вариации содержаний петрогенных окислов в зависимости от содержаний SiO_2 в дунит-перидотитовой (I), пироксенитовой (II), габбро-анортозитовой (III) породных группах Баладекского массива и гранитоидах Тохиканского массива (IV).

I — дуниты-перидотиты: 1 — серпентинизированные дуниты; 2 — аподунитовые серпентиниты; 3 — гарцбургиты; 4 — серпентинизированные гарцбургиты; 5 — перидолиты, аполерцолитовые серпентиниты; 6 — апоцирцититовые серпентиниты; II — пироксениты: 7 — амфиболизированные вебстериты; 8 — амфиболизированные железистые пироксениты; 9 — гранатовые пироксениты; 10 — шпинелевые вебстериты; 11 — пироксениты из магматических прослоев в дунитах; III — габбро, анортозиты: 12 — габбро; 13 — габбро-нориты; 14 — нориты; 15 — диафторированные анортозиты; 16 — гальки анортозитов из силурийских конгломератов; 17 — габбро-анортозиты; IV — диориты, граниты: 18 — кварцевые диориты; 19 — субшелочные кварцевые диориты; 20 — монцодиориты; 21 — гранодиориты; 22 — граниты; 23 — микроклинизированные граниты.

болом (55—60%), клиноцизитом (15—20%), гранатом (15—20%), альбитом (3—5%), кварцем (3—5%), сференом (1—3%). Альбит-клиноцизит-амфиболовые, актинолит-кварц-альбитовые сланцы отличаются друг от друга только вариацией содержания отдельных минералов. Они состоят из альбита, кварца, актинолита, клиноцизита, мусковита, граната, сфена. Химические анализы пород баладекского комплекса приведены в табл. 1. Они образуют в целом обособленную ассоциацию пород (рис. 4) и близки по химическому составу одноименным породам лантарской части Джугджурского апортоизитового массива [6].

Отличительная особенность апортоизитов баладекского комплекса — высокое содержание кремнезема и щелочей. По концентрации щелочей (сумма Na_2O и K_2O до 10,8%) они приближаются к щелочным апортоизитам и не име-

ют аналогов среди апортоизитовых массивов Станового региона [6].

Металлогенической особенностью баладекского габбро-анортозитового комплекса является окисное железотитановое оруденение и сульфидная медно-никелевая минерализация [4]. Железотитановое оруденение приурочено почти исключительно к зоне пегматоидного и рудного габбро. Судя по данным аэромагнитной съемки, рудоносный горизонт образует линзовидные тела, прослеживающиеся на значительное расстояние. Главным рудным минералом является ильменит со сложной структурой распада твердого раствора. Продукты распада представлены магнетитом, гематито-ильменитом и гематитом. В подчиненном количестве в руде присутствуют апатит и магнетит.

Среди магнетит-апатит-ильменитовых руд выделено два типа: вкрапленные и сплошные.

Химический состав пород баладекского комплекса (вес. %)

№	Компоненты																
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	Mg O	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O+	Ппп	Сумма	Cr ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18

Анортозиты, габбро-анортозиты, лейкократовые габбро-нориты

1	54,12	0,40	25,72	0,68	0,37	0,01	0,75	9,42	5,47	1,54	0,05	0,00	0,21	0,80	1,50	99,24	—
2	55,36	0,09	25,22	1,66	0,31	0,02	0,53	7,75	5,37	1,47	0,05	0,00	0,40	0,67	1,40	98,60	—
3	55,21	0,08	22,71	1,31	2,36	0,09	1,78	5,99	7,14	1,01	0,03	—	—	1,69	2,14	99,54	—
4	56,88	0,12	25,42	0,89	0,24	0,01	0,41	7,73	6,00	1,50	0,01	0,03	0,04	0,47	—	99,75	—
5	56,85	0,10	24,37	1,11	0,21	0,00	0,42	8,93	5,79	0,79	0,01	—	0,01	0,45	—	99,04	—
6	58,61	0,83	19,93	2,10	1,17	0,05	0,99	9,78	4,49	1,42	0,38	0,00	0,07	0,12	—	99,94	—
7	55,02	0,31	24,11	1,12	0,71	0,02	1,27	7,96	5,62	1,03	0,05	0,00	0,04	2,25	—	99,54	—
8	60,62	0,13	21,44	0,90	0,38	0,03	0,42	6,70	7,32	0,76	0,01	0,04	0,09	0,69	—	99,53	—
9	58,17	0,15	24,09	0,91	0,31	0,00	0,57	5,30	6,00	2,05	0,24	0,04	0,06	0,71	—	99,60	—
10	52,49	0,14	23,00	0,56	2,81	0,06	3,25	7,96	5,31	0,50	0,04	0,12	0,39	3,49	—	100,12	—
11	56,33	0,21	23,60	1,12	0,89	0,03	1,04	7,75	5,85	1,21	0,09	—	—	1,13	1,68	—	—
12	57,84	0,10	25,02	0,68	0,57	0,02	0,99	3,62	4,62	4,13	0,06	0,00	0,23	1,69	—	99,57	—
13	57,65	0,16	25,14	0,64	0,84	0,01	0,82	5,45	4,80	2,85	0,10	0,00	0,10	1,10	—	99,66	—
14	59,50	0,40	23,70	0,80	0,54	0,03	0,67	2,39	7,16	3,37	0,01	0,02	0,10	1,11	—	99,50	—
15	57,83	0,29	23,20	0,80	1,18	0,03	1,34	2,82	4,82	5,99	0,06	0,01	0,18	1,00	—	99,55	—
16	58,21	0,16	24,27	0,73	0,78	0,02	0,96	3,57	5,35	4,09	0,06	0,01	0,15	1,23	—	99,59	—
17	52,35	0,18	22,29	4,97	1,81	0,04	3,11	7,78	4,62	1,44	0,07	0,00	0,32	1,40	1,75	100,38	—
18	53,60	0,09	21,69	0,69	1,74	0,04	3,82	9,20	5,42	0,34	0,01	0,02	0,90	1,94	—	99,50	—
19	50,98	1,87	12,67	3,51	9,88	0,18	4,24	11,48	2,01	0,27	0,18	0,46	0,05	2,02	—	99,80	—
20	49,30	1,24	18,76	2,49	6,76	0,12	4,37	5,64	5,08	0,54	0,14	0,09	0,63	3,51	3,16	98,67	—
21	51,84	0,27	19,82	3,87	2,50	0,09	4,92	8,93	5,07	0,13	0,06	0,07	0,12	1,52	2,00	99,21	—
22	51,08	0,43	22,79	2,55	1,14	0,04	4,44	9,70	4,87	0,24	0,06	0,00	0,20	1,60	2,30	98,84	—
23	51,42	0,15	20,87	2,34	2,90	0,08	5,94	7,99	5,14	0,07	0,05	0,00	0,32	1,80	2,60	99,04	—
24	51,12	0,43	19,71	2,60	5,61	0,10	5,27	8,24	3,27	0,47	0,05	0,00	0,10	2,36	2,05	99,33	—
25	53,37	0,43	21,95	2,24	1,89	0,07	4,55	7,59	5,30	0,41	0,06	0,00	0,28	1,10	2,49	98,91	—
26	50,37	0,45	19,93	2,25	4,66	0,08	3,76	11,60	3,77	0,62	0,05	0,00	0,42	1,56	—	99,52	—

Габбро-нориты

27	51,95	0,47	16,22	2,39	7,28	0,18	8,04	8,75	2,97	0,64	0,01	0,00	0,00	0,24	0,09	99,14	—
28	51,87	0,50	15,90	4,36	5,02	0,16	7,57	8,51	3,11	0,77	0,04	0,00	0,11	0,67	0,24	98,59	—
29	50,43	0,44	17,81	4,28	4,47	0,16	8,78	8,16	2,51	0,67	0,02	0,00	0,00	1,27	0,87	99,00	—
30	51,38	0,39	15,71	1,43	7,48	0,17	6,83	8,57	3,37	0,59	0,03	0,00	0,12	2,44	2,22	98,51	—
31	49,47	0,44	16,24	2,18	7,47	0,17	7,80	8,99	2,92	0,45	0,03	0,00	0,15	2,48	2,26	98,79	—
32	48,43	0,49	19,19	1,75	5,68	0,08	8,00	9,56	3,36	0,33	0,05	0,00	0,60	2,28	2,80	99,50	—
33	53,00	0,33	14,87	3,10	5,54	0,14	8,18	9,18	2,45	0,25	0,06	0,12	0,25	2,08	2,45	99,55	—
34	51,65	0,30	17,23	3,63	3,79	0,11	7,38	9,89	2,73	0,28	0,05	0,49	0,33	1,62	2,00	99,48	—
35	50,50	0,25	20,36	1,02	4,04	0,05	7,30	9,60	3,00	0,15	0,07	0,06	0,00	2,56	3,28	98,96	—
36	51,05	0,46	13,92	3,03	7,76	0,14	9,34	8,55	1,67	0,50	0,06	0,32	0,13	2,65	2,05	99,58	—
37	49,38	0,60	14,26	4,77	7,20	0,18	7,45	12,46	1,86	0,26	0,11	0,28	0,10	0,44	1,90	100,35	—
38	47,68	2,74	13,12	4,05	8,87	0,21	6,55	10,68	3,18	0,35	0,32	0,00	0,00	1,92	1,70	99,67	—
39	50,14	0,38	15,68	2,95	5,07	0,13	8,86	11,17	2,45	0,15	0,06	0,14	0,10	1,78	2,40	99,06	—
40	50,62	0,34	17,12	3,75	4,13	0,10	7,43	10,85	2,64	0,14	0,06	0,12	0,10	2,30	2,80	99,70	—
41	52,79	0,37	16,87	1,72	7,75	0,19	6,36	9,19	3,52	0,73	0,00	0,06	0,02	0,34	опр.	99,91	—
42	51,55	0,20	18,07	1,13	6,49	0,14	10,00	6,64	2,67	1,29	0,00	0,21	0,03	1,39	»	99,80	—
43	50,94	0,28	17,65	1,77	7,51	0,17	9,73	5,77	3,04	0,63	0,00	—	0,02	2,18	»	99,69	—
44	50,61	0,20	19,07	0,89	4,78	0,06	9,66	8,47	2,44	0,21	0,00	0,00	0,05	3,59	»	100,03	—
45	51,35	0,30	20,84	1,35	3,05	0,01	5,15	11,92	3,04	0,29	0,03	0,00	0,01	1,78	»	99,42	—
46	52,63	0,23	19,26	2,29	5,19	0,15	10,39	8,01	0,26	0,04	0,02	0,15	0,40	0,67	»	99,69	—
47	48,90	1,45	14,87	2,11	8,47	0,19	6,4	12,93	2,33	0,28	0,12	—	—	1,36	»	99,41	—
48	47,55	0,15	21,43	1,35	3,61	0,05	6,70	15,80	1,06	0,22	0,06	0,04	0,20	1,40	»	99,62	—
49	51,81	0,10	17,81	1,44	6,59	0,13	7,19	8,52	2,75	0,55	0,05	0,03	0,09	2,63	»	99,69	—
50	53,59	0,68	15,28	4,02	5,12	0,11	5,44	10,31	3,16	0,18	0,05	0,02	0,07	1,46	»	99,49	—
51	47,63	1,26	15,33	5,70	5,23	0,11	6,28	12,38	4,28	0,20	0,15	0,10	0,22	1,17	»	100,04	—
52	53,27	0,27	12,39	2,25	6,02	0,13	10,34	10,70	1,94	0,25	0,07	0,08	1,81	—	»	99,66	—
53	50,76	0,51	16,79	2,64	5,91	0,13	7,81	9,83	2,64	0,40	0,06	0,08	0,19	1,71	1,93	99,41	—
54	43,92	6,35	11,69	10,99	7,70	0,16	4,90	9,39	2,12	0,80	0,02	0,15	0,05	1,82	—	100,06	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	
Пироксениты																		
55	49,69	0,21	9,63	3,24	4,05	0,18	18,56	12,72	0,78	0,06	0,04	0,00	0,00	0,50	0,00	99,94	0,28	
56	50,24	0,24	8,36	2,33	4,44	0,20	19,54	12,52	0,78	0,05	0,07	0,00	0,00	0,19	0,09	99,76	0,74	
57	50,48	0,40	7,14	3,37	5,61	0,08	47,96	10,82	1,11	0,10	0,07	0,34	0,26	1,60	2,00	99,34	—	
58	51,88	0,40	7,08	3,90	4,53	0,08	16,04	12,95	1,00	0,10	0,06	0,07	0,20	0,92	1,10	99,21	—	
59	47,29	0,35	8,99	2,27	5,67	0,06	18,10	10,31	1,64	0,10	0,05	0,00	1,30	3,00	4,00	99,13	—	
60	49,82	0,21	6,69	0,89	5,24	0,24	20,94	10,64	1,43	0,12	0,04	0,00	0,00	2,29	1,71	99,39	0,84	
														Не				
61	49,33	0,23	9,82	1,43	6,36	0,17	18,59	12,61	0,66	0,06	0,00	0,02	0,02	0,26	опр.	99,56	—	
62	47,08	0,20	9,85	1,81	5,67	0,13	16,86	14,12	0,92	0,08	0,02	—	—	3,25	»	99,95	—	
63	47,57	0,22	9,99	3,71	5,28	0,14	17,10	14,22	0,52	0,05	0,02	1,21	0,46	0,26	»	100,75	—	
														Не				
64	49,61	0,16	10,28	4,49	3,76	0,17	22,19	8,63	0,36	0,02	0,02	0,05	—	0,28	опр.	100,02	—	
65	49,30	0,26	8,78	2,74	5,06	0,15	18,59	11,95	0,92	0,07	0,04	—	—	1,26	1,48	—	0,26	
66	47,09	0,6	10,05	5,33	6,16	0,17	15,08	12,12	1,18	0,14	0,031	—	0,21	0,72	1,51	100,39	—	
67	48,34	0,68	7,26	6,04	8,08	0,24	16,86	8,86	0,75	0,09	0,024	—	0,08	2,02	1,98	—	—	
68	45,54	0,96	7,58	3,50	12,16	0,26	14,97	10,00	1,29	0,06	0,04	0,00	0,18	2,08	1,53	—	—	
														Не				
69	46,64	0,87	8,00	4,23	11,38	0,21	14,05	10,34	1,86	0,17	0,00	0,1	—	1,86	опр.	99,71	—	
70	46,36	1,05	7,47	3,03	12,75	0,29	13,78	10,66	1,00	0,07	0,00	0,61	0,06	3,56	»	99,72	—	
71	46,50	1,07	8,58	4,91	10,13	0,09	13,38	12,11	0,98	0,03	0,07	0,00	0,00	1,73	2,00	99,58	—	
														Не				
72	47,42	1,11	7,57	8,14	9,34	0,25	13,0	12,12	0,85	0,05	0,05	0,43	0,11	0,52	опр.	100,66	—	
73	45,63	0,99	9,10	4,2	9,18	0,24	12,92	14,65	1,18	0,05	0,04	0,50	опр.	0,68	»	99,32	—	
74	46,5	1,10	6,85	6,12	11,08	0,29	12,75	12,18	0,80	0,04	0,03	опр.	0,39	0,97	1,86	Не	—	
75	46,10	1,25	7,54	2,87	13,33	0,24	12,64	11,54	1,21	0,04	0,00	0,03	обн.	2,88	Не	опр.	99,67	—
														Не				
76	45,25	1,05	7,68	3,80	12,54	0,26	12,58	12,61	0,91	0,04	0,01	1,23	опр.	2,69	»	100,65	—	
77	42,06	0,93	16,63	1,53	9,80	0,18	11,24	11,49	0,41	0,18	0,07	0,00	0,20	4,00	3,65	—	—	
78	49,77	0,57	10,85	2,34	7,61	0,04	13,38	9,77	1,83	0,13	0,08	0,09	0,21	1,93	2,25	—	—	
79	46,38	0,94	8,86	4,31	10,27	0,21	13,59	11,42	1,1	0,08	0,03	—	—	1,97	2,11	—	—	
80	46,77	1,11	8,60	6,06	9,31	0,27	14,50	11,14	1,01	0,04	0,03	0,22	0,19	0,12	—	99,37	—	
81	47,57	1,11	7,46	7,79	8,72	0,27	14,94	10,60	1,01	0,09	0,05	0,32	0,37	0,12	—	100,42	—	
82	38,70	0,20	19,33	3,69	3,94	0,21	18,02	12,67	0,52	0,06	0,02	0,00	0,00	1,40	—	99,04	0,28	
83	47,24	0,61	5,80	7,72	14,82	0,22	20,50	1,89	0,13	0,04	0,04	—	0,48	1,18	—	100,67	—	

П р и м е ч а н и е : 1—10 — а н о р т о з и т ы д и а ф г о р и р о в а н ы е : 1 — л е в о б е р е ж н ы е р . Г е р б и к а н , обр . К - 5 0 - 2 3 ; 2 — л е в о б е р е ж н ы е р . Г е р б и к а н , обр . 2 2 9 5 ; 3 — б а с с е й н р . Г е р б и к а н , обр . 1 3 0 2 - Б ; 4 — б а с с е й н р . Б . М илькан , обр . 1 0 7 1 - 2 ; 6 — п р а в о б е р е ж н ы е р . Г а л а м , обр . 1 1 9 1 - 7 ; 7 — п р а в о б е р е ж н ы е р . Л а г а н , обр . К - 6 0 0 - А ; 8 — б а с с е й н р . Б у г а л и , обр . 4 0 2 - 1 ; 9 — б а с с е й н р . Г е р б и к а н - М а к и т , обр . 4 5 0 1 - 4 ; 1 0 — а н о р т о з и т , п р а в о б е р е ж н ы е р . Б . М илькан , обр . 3 2 - В ; 1 1 — с р е д н и й с о с т а в а н о р т о з и т о в б а л а д е к с к о г о к о м п л е к с а по 10 а н а л и з а м (1 - 1 0) ; 1 2 - 1 5 — г а л и к а а н о р т о з и т о в из к о н г л о м е р а т о в н и ж н е г о с и л у р а по 4 а н а л и з а м (1 2 - 1 5) ; 1 7 — г а б б р о - а н о р т о з и т д и а ф г о р и р о в а н н ы й , л е в о б е р е ж н ы й р . Г е р б и к а н , обр . К - 1 8 ; 1 8 — г а б б р о - а н о р т о з и т , р . Б у г а л и , обр . 3 9 2 - 2 ; 1 9 — а н о р т о з и т , р . Б у г а л и , обр . 4 0 2 ; 2 0 — г а б б р о - а н о р т о з и т , л е в о б е р е ж н ы й р . Б . М илькан , обр . 2 6 6 ; 2 1 — г а б б р о м е з о к р а т о в о е д и а ф г о р и р о в а н н ы й , л е в о б е р е ж н ы й р . Г е р б и к а н , обр . 4 0 2 ; 2 2 — г а б б р о м е з о к р а т о в о е д и а ф г о р и р о в а н н ы й , л е в о б е р е ж н ы й р . Г е р б и к а н , обр . K - 1 7 ; 2 3 — г а б б р о л е й к о к р а т о в о е д и а ф г о р и р о в а н н ы й , р . Г е р б и к а н , обр . K - 1 5 - А ; 2 4 — т о н к о п о л о с ч а т о е г а б б р о , л е в о б е р е ж н ы й р . Г е р б и к а н , обр . 1 4 7 3 ; 2 5 — г а б б р о л е й к о к р а т о в о е д и а ф г о р и р о в а н н ы й , р . Г е р б и к а н , обр . K - 1 3 ; 2 6 — г а б б р о , р . Б у г а л и , обр . 3 9 0 - 1 . 2 7 - 2 9 г а б б р о - н о р и т ы н е и з м енен н ы е , л е в о б е р е ж н ы й р . Б . М илькан : 2 7 — обр . 9 . 2 8 — обр . 1 3 5 - 1 ; 2 9 — обр . 3 6 4 4 ; 3 0 - 3 6 г а б б р о - н о р и т ы а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е : 3 0 — л е в о б е р е ж н ы й р . Б . М илькан , обр . 1 3 5 , 3 1 — п р а в ы й б о r t . Б . М илькан , обр . 6 0 , 3 2 — л е в о б е р е ж н ы й р . Г е р б и к а н , обр . 2 1 1 3 , 3 3 — р . Г е р б и к а н , обр . 1 6 9 8 , 3 4 — р . Г е р б и к а н , обр . K - 1 9 , 3 5 — р . Г е р б и к а н , обр . 1 1 7 3 , 3 6 — р . Г е р б и к а н , обр . K - 2 1 ; 3 7 , 3 8 — м е л а н о к р а т о в о е г а б б р о - н о р и т ы а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е : 3 7 — р . Г е р б и к а н , обр . K - 2 2 ; 3 8 — р . Г е р б и к а н , обр . K - 5 4 - 1 1 ; 3 9 , 4 0 — п о л о с ч ат ы а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е г а б б р о - н о р и т ы : 3 9 — р . Г е р б и к а н , обр . 1 0 4 1 ; 4 0 — р . Г е р б и к а н , обр . K - 1 6 ; 4 1 , 4 2 — г а б б р о - н о р и т ы : 4 1 — р . Б . М илькан , обр . A - 4 6 5 , 4 2 — р . Б . М илькан , обр . A - 3 3 4 ; 4 3 — п р а в о б е р е ж н ы й р . Г а л а м , обр . A - 3 5 2 ; 4 4 — м е ж д у р е ч ы Л а г а н - Б . М илькан , обр . 1 0 9 4 - 3 ; 4 5 — г а б б р о , м е ж д у р е ч ы Л а г а н - Б . М илькан , обр . 1 0 9 5 ; 4 6 — н о р и т , л е в о б е р е ж н ы й р . Б . М илькан , обр . 1 1 6 8 ; 4 7 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е г а б б р о , обр . 1 3 0 2 a ; 4 8 — г а б б р о из м енен н ы е , р . Г е р б и к а н , обр . 7 0 3 ; 4 9 — г а б б р о , р . Д а в а к и т , обр . 2 0 3 6 ; 5 0 — г а б б р о , р . Ч а к , обр . 1 4 1 8 ; 5 3 — с р едн и й с о с т а в г а б б р о - н о р и т о в б а л а д е к с к о г о к о м п л е к с а по 26 а н а л и з а м (2 7 - 5 2) ; 5 4 — т и т а н о м агнет и т о в о е г а б б р о , р . Г е р б и к а н — М а к и т , обр . 4 5 0 1 - 4 ; 5 5 , 5 6 — п л а г и о к л а з о в ы е в е б ст е р и т ы : 5 5 — в о д о р а з д ел Л а г а н - Б . М илькан (г . П лоск ая), обр . 1 7 , 5 6 — л е в о б е р е ж н ы й р . Б . М илькан , обр . 1 1 9 ; 5 7 - 6 0 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е в е б ст е р и т ы (5 7 - 5 9 — л е в о б е р е ж н ы й р . Г е р б и к а н ; 5 7 — обр . 1 4 4 5 , 5 8 — обр . K - 5 0 - 3 5 , 5 9 — обр . 1 4 9 2 , 6 0 — в о д о р а з д ел М илькан - Б . М илькан , обр . 1 4 9) ; 6 1 — в е б ст е р и т п л а г и о к л а з о с е д е р а ц и ю , л е в о б е р е ж н ы й р . Б . М илькан , обр . A - 4 3 4 ; 6 2 - 6 4 — п и р о к с е н и т , в е д х о в ы е р . У с т - М илькан , обр . 3 6 6 6 ; 6 5 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е п и р о к с е н и т , б а с с е й н р . Г е р б и к а н , обр . 1 0 6 1 - Б ; 6 7 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е п и р о к с е н и т , б а с с е й н р . Г е р б и к а н , обр . 1 5 0 4 ; 6 8 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е в е б ст е р и т , б а с с е й н р . Б . М илькан , обр . A - 4 4 8 ; 7 0 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е п и р о к с е н и т , б а с с е й н р . Б . М илькан , обр . A - 4 4 4 ; 7 1 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е в е б ст е р и т , л е в о б е р е ж н ы й р . Г е р б и к а н , обр . K - 5 5 - 2 5 ; 7 2 — п и р о к с е н и т , м е ж д у р е ч ы р . Б . М илькан - Л а г а н , обр . 6 / ; 7 3 — п и р о к с е н и т , м е ж д у р е ч ы р . Б . М илькан - Л а г а н , обр . 6 / ; 7 4 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е п и р о к с е н и т , б а с с е й н р . Г е р б и к а н , обр . 1 0 4 8 - Г ; 7 5 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е в е б ст е р и т , б а с с е й н р . М илькан , обр . A - 4 5 0 ; 7 6 — п и р о к с е н и т , в о д о р а з д ел Л а г а н - М илькан , обр . 6 / ; 7 7 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е в е б ст е р и т , в о д о р а з д ел Б . М илькан - У с т - М илькан , обр . K - 1 3 - 2 8 ; 7 8 — а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е в е б ст е р и т , л е в о б е р е ж н ы й р . Г е р б и к а н , обр . K - 5 2 - 1 4 ; 7 9 — с р едн и й с о с т а в а м ф и б о л и з и р о в а н н ы е в е б ст е р и т о в по 13 а н а л и з а м (6 6 - 7 8) ; 8 0 , 8 1 — г р а н а т - п л а г и о к л а з о в ы е в е б ст е р и т ы : 8 0 — в о д о р а з д ел Б . М илькан - У с т - М илькан , обр . 6 0 , 8 1 — в о д о р а з д ел Б . М илькан - У с т - М илькан , обр . 1 0 9 - 1 ; 8 3 — п и р о к с е н и т , п р а в ы й б о r t . Г а л а м , обр . 3 0 5 .

Обр . 1 , 2 , 17 , 20 - 25 , 27 - 40 , 55 - 60 , 68 , 71 , 77 , 78 , 80 - 82 — наст о ящ е и ссл едование ; обр . 8 , 9 , 12 - 15 , 18 , 19 , 25 , 48 - 53 — из коллекции С . Г . Кислякова ; обр . 5 - 7 , 44 , 45 — из коллекции А . В . Махинина ; обр . 3 , 47 , 66 , 67 , 74 — из коллекции Ю . А . Мамонтова ; обр . 4 , 41 - 43 , 61 , 69 , 70 , 75 — из коллекции Е . А . Панских ; обр . 10 , 46 , 62 - 64 , 72 , 73 , 76 , 83 — из коллекции Ф . С . Фролова .

Вкрапленные руды сегрегационного типа образуют пластовые тела, залегающие согласно с аортозитами, габбро-аортозитами и габброноритами, часто содержащими редкую вкрапленность рудных минералов. Среди вкрапленных руд присутствуют прослои сплошных руд, сложенные на 70—80% рудными минералами. Кроме того, встречаются биминеральные магнетит-ильменитовые руды.

Сульфидная медно-никелевая минерализация приурочена к северо-западной части зоны плагиоклазодержащих пироксенитов близ границы ее с зоной габбро-норитов. Зона рассеянной сульфидной вкрапленности простирается согласно с простиранием вмещающих пород, в ее пределах выделяются линзовидные рудные тела мощностью до 25—30 м. Главные рудные минералы представлены, по данным Е. А. Панских, пиритом, пирротином, пентландитом, бравоитом, халькопиритом.

Геологические данные о возрасте баладекского комплекса немногочисленны и дискуссионны. Высказаны предположения о докембрийском и палеозойском возрасте этого комплекса. Л. И. Красный [5] сопоставил породы комплекса с аортозитами хр. Джугджур и отнес их к протерозою. Раннепротерозойским считали возраст комплекса при среднемасштабном картировании, средне- или рапнепалеозойским при крупномасштабной геологической съемке. Предполагавшийся С. Г. Кисляковым интрузивный контакт между силурийскими отложениями и породами баладекского комплекса (правобережье р. Бугали) при последующем изучении оказался тектоническим. Вскоре А. В. Махинин, изучая баладекский комплекс в Галамском блоке, установил, что аортозиты этого комплекса перекрыты фаунистически охарактеризованными нижнесилурийскими отложениями мильканской толщи. В бассейне рек Лагап и Бол. Милькан на аортозитах залегают дресвяники мощностью 1—1,5 м из обломков аортозитов, габбро, пироксенитов, которые выше сменяются конгломератами, песчаниками мильканской толщи. Но баладекский комплекс проявляется гранитами предположительно тохиканского комплекса, которые, в свою очередь, перекрыты нижнекембрийскими отложениями. Таким образом, верхний возрастной предел баладекского комплекса определяется как докембрийский. Нижняя возрастная граница не ясна. Калий-argonовый возраст габбро баладекского комплекса с правобережья р. Лагап составляет 550 млн. лет. Эта цифра, несомненно, занижена, поскольку породы комплекса подвергались неоднократным изменениям.

Косвенные оценки возраста баладекского комплекса основаны на его сравнении с аортозитами хр. Джугджур. Кроме особенностей строения, состава пород и рудоносности есть

ряд признаков, позволяющих сопоставлять баладекский комплекс с древнеджугджурским. Так, в северо-восточной части Баладекского выступа (междуречье Милькан — Лагап) Ф. С. Фролов отмечал появление голубого кварца в метасоматически измененных габбро-аортозитах, которые при этом нередко приобретают даже облик гранитоидов. Эти продукты изменения габбро-аортозитов весьма сходны с теми, которые проявлены на левобережье р. Уды, в пределах южной части Сехтагского габбро-аортозитового массива, а также массива габбро-аортозитов в среднем течении р. Немерикана, где аортозиты и их измененные разности обнажаются в эрозионном окне из-под вулканитов мезозоя. По петрографическому составу, химизму, условиям залегания, металлогеническим особенностям породы габбро-аортозитового комплекса Баладекского выступа весьма близки к породам Сехтагского габбро-аортозитового и других массивов древнеджугджурского комплекса Становой складчатой области, для которых устанавливается архейский возраст [1]. Их изотопный возраст, определенный Pb-Sr-методом, составляет 2900 млн. лет (В. И. Виноградов).

ТОХИКАНСКИЙ КОМПЛЕКС

Тохиканский комплекс гранитов, граподиоритов слагает крупный Тохиканский массив на северо-западе Баладекского выступа и ряд мелких тел среди пород баладекского комплекса на юго-востоке выступа.

Первые сведения о предположительно рапнепалеозойских гранитах рассматриваемого района приведены в работе Л. И. Красного и Ю. Ф. Чемекова. Позднее Л. И. Красный [5] гранитоиды отнес к дюкчангринскому комплексу позднепалеозойского возраста. Л. М. Колмак [2], выделивший тохиканский габбро-плагиогранитовый комплекс раннепалеозойского возраста, объединил в его составе граниты, габбро и пироксениты. Последующие материалы крупномасштабного картирования и тематических работ существенно уточнили объем и возраст данного комплекса.

Тохиканский массив расположен на северо-западе Баладекского выступа, в нижнем течении р. Гербикан. Обнаженный фрагмент массива вытянут в северо-восточном направлении на 40 км в виде расширяющегося до 10 км к северо-востоку клина при ширине на юго-западе 3 км. Площадь обнаженного фрагмента массива 100 км². На юго-востоке массив отделен от выходов баладекского комплекса полосой верхненюрских отложений, а на северо-западе перекрыт нижнекембрийскими отложениями и вулканитами нижнего мела. Контакты с нижним

кембрием и мезозоем большей частью тектонические. В верховьях руч. Мал. Тохиканчик установлено трансгрессивное налегание аркозовых песчаников тохиканской свиты нижнего кембрия на лейкократовых гранитах Тохиканского массива. Непосредственно на выветрелые граниты ложатся мелкощебечатые гранитные дресвяники, сменяющиеся выше аркозовыми песчаниками, переполненными продуктами размыва тохиканских гранитоидов. Аркозовый материал в виде обломочных зерен кварца, полевых шпатов, обломков гранитов, аналогичных распространенным в массиве, гальки гранитов в конгломератах широко распространены по всему разрезу нижнего кембрия, даже в участках, значительно удаленных от массива. Из-за дресвянников граница контакта не всегда резкая.

Тохиканский массив в центральной части сложен средне- и крупнозернистыми лейкократовыми гранитами, на юго-западе и в северо-западной части преобладают биотитовые, биотит-роговообманковые граниты. Биотит-роговообманковые граниты тесно связаны с гранодиоритами, совместно с которыми они образуют участки площадью до 15 км². Непосредственные взаимоотношения лейкократовых гранитов, биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов не наблюдались, переходы между ними являются, по-видимому, фациальными.

Лейкократовые граниты Тохиканского массива представляют собой серовато-розовые среднезернистые породы катакластической (с реликтами гранитной) структуры, состоящие из калиевого полевого шпата (20—50%), кварца (25—30%), олигоклаза (15—30%). Плагиоклаз серицитизирован, микроперит присутствует в реликтах. Калиевый полевой шпат чаще всего представлен свежим решетчатым микроклином, замещающим плагиоклаз и микроперит. В биотитовых гранитах присутствует до 10% биотита, нередко хлоритизированного. В гранодиоритах количество кварца колеблется от 15 до 25%, плагиоклаза от 20 до 55% при содержании микроклина до 10—15, биотита до 2—5, роговой обманки 2—3% (реже до 10%). Аксессорные минералы представлены орбитом, цирконом, ксенотитом, монацитом, молоконом, апатитом, ильменитом, а в биотит-роговообманковых разностях появляются сфеин.

Яркой особенностью пород Тохиканского массива являются наложенные катакластические изменения, которые привели к перекристаллизации пород — «микроклинизации». Часто граниты бластомилопитизированы, имеют очковое строение. Неизмененные породы Тохиканского массива сохранились в виде реликтовых участков и представлены микроперитовыми гранитами со струйчатым распределением

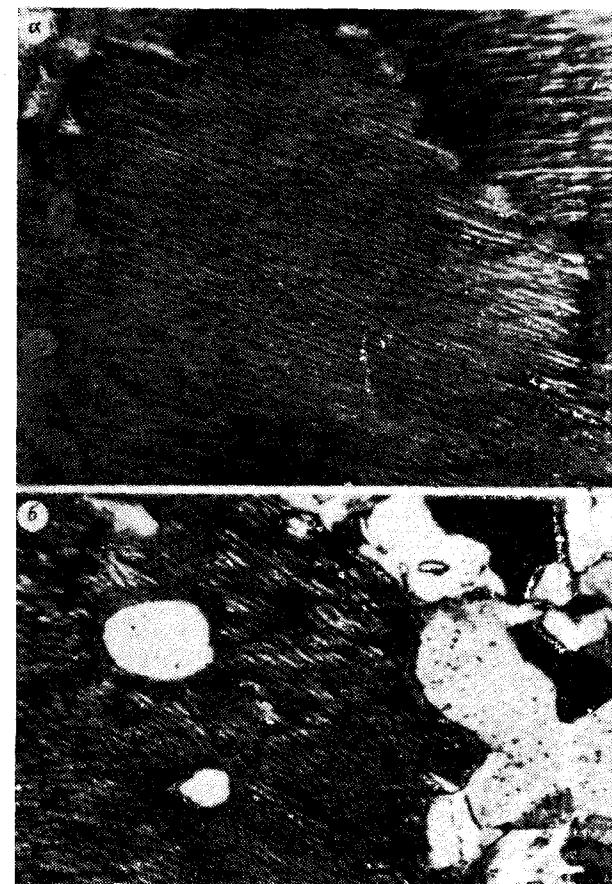


Рис. 5. Микроперититовый гранит из Тохиканского (а) массива (шл. 770-65, ник. +, увел. 120, коллекция А. С. Мавринского, правый берег р. Гербикан, нижнее течение) и из мелких тел (б) в бассейне р. Гербикан (шл. 1565-83, ник. +, увел. 120, левый берег р. Гербикан вблизи устья р. Джялак).

нием перититовых вростков (рис. 5) и с моноклинным цироксеном в качестве цветного минерала. При наложении вторичных изменений микроперитит быстро теряет свое перититовое строение и переходит в измененный олигоклаз, а ортоклазовая часть кристаллизуется в виде тонких жилок и пятен чистого моноклина решетчатого строения. Предыдущие исследователи такой процесс рассматривали как калиевый метасоматоз, наложенный на первичные граниты плагиоряда, и определяли тохиканские граниты как «катализированные микроклинизированные лейкократовые гнейсивидные или массивные плагиограниты или граниты».

С тохиканскими гранитами связаны аplitы, пегматиты и кварц-микроклиновые пегматоиды. Последние, по-видимому, связанные с перекристаллизацией гранитов, в междуречье Шевли — Гербикан слагают достаточно крупные тела, достигающие в плане 0,1—0,3 км².

кембriем и мезозоем большей частью тектонические. В верховьях руч. Мал. Тохиканчик установлено трансгрессивное налегание арковых песчаников тохиканской свиты нижнего кембрия на лейкократовых гранитах Тохиканского массива. Непосредственно на выветрелые граниты ложатся мелкощебеччатые гранитные дресвяники, сменяющиеся выше арковыми песчаниками, переполненными продуктами размыва тохиканских гранитоидов. Арковый материал в виде обломочных зерен кварца, полевых шпатов, обломков гранитов, аналогичных распространенным в массиве, гальки гранитов в конгломератах широко распространены по всему разрезу нижнего кембрия, даже в участках, значительно удаленных от массива. Из-за дресвянников граница контакта не всегда резкая.

Тохиканский массив в центральной части сложен средне- и крупнозернистыми лейкократовыми гранитами, на юго-западе и в северо-западной части преобладают биотитовые, биотит-роговообманковые граниты. Биотит-роговообманковые граниты тесно связаны с гранодиоритами, совместно с которыми они образуют участки площадью до 15 км². Непосредственные взаимоотношения лейкократовых гранитов, биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов не наблюдались, переходы между ними являются, по-видимому, фациальными.

Лейкократовые граниты Тохиканского массива представляют собой серовато-розовые среднезернистые породы катакластической (с реликтами гранитной) структуры, состоящие из калиевого полевого шпата (20—50%), кварца (25—30%), олигоклаза (15—30%). Плагиоклаз серицитизирован, микроперит присутствует в реликтах. Калиевый полевой шпат чаще всего представлен свежим решетчатым микроклином, замещающим плагиоклаз и микроперит. В биотитовых гранитах присутствует до 10% биотита, нередко хлоритизированного. В гранодиоритах количество кварца колеблется от 15 до 25%, плагиоклаза от 20 до 55% при содержании микроклина до 10—15, биотита до 2—5, роговой обманки 2—3% (реже до 10%). Аксессорные минералы представлены орбитом, цирконом, ксенотитом, монацитом, молоконом, апатитом, ильменитом, а в биотит-роговообманковых разностях появляется сфен.

Яркой особенностью пород Тохиканского массива являются наложенные катакластические изменения, которые привели к перекристаллизации пород — «микроклинизации». Часто граниты бластомилонитизированы, имеют очковое строение. Неизмененные породы Тохиканского массива сохранились в виде реликтовых участков и представлены микроперитовыми гранитами со струйчатым распределением



Рис. 5. Микроперитовый гранит из Тохиканского (а) массива (шл. 770-65, ник. +, увел. 120, коллекция А. С. Мавринского, правый берег р. Гербикан, нижнее течение) и из мелких тел (б) в бассейне р. Гербикан (шл. 1565-83, ник. +, увел. 120, левый берег р. Гербикан вблизи устья р. Джялак).

нием перитовых вростков (рис. 5) и с моноклинным пироксеном в качестве цветного минерала. При наложении вторичных изменений микроперит быстро теряет свое перитовое строение и переходит в измененный олигоклаз, а ортоклазовая часть кристаллизуется в виде тонких жилок и пятен чистого микроклина решетчатого строения. Предыдущие исследователи такой процесс рассматривали как калиевый метасоматоз, наложенный на первичные граниты плагиоряда, и определяли тохиканские граниты как «катаклизированные микроклинизированные лейкократовые гнейсоподобные или массивные плагиограниты или граниты».

С тохиканскими гранитами связаны аplitы, пегматиты и кварц-микроклиновые пегматоиды. Последние, по-видимому, связанные с перекристаллизацией гранитов, в междуречье Шевли — Гербикан слагают достаточно крупные тела, достигающие в плане 0,1—0,3 км².

Химический состав гранитоидов тохиканского комплекса (вес. %)

№ п/п	Компонент														Ппп	Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O ⁺		
1	73,25	0,05	14,57	0,08	0,24	0,01	0,08	0,42	2,64	8,30	0,01	—	—	0,34	—	100,19
2	77,11	0,08	12,72	0,41	0,37	0,02	0,13	0,42	3,86	5,01	0,001	0,004	—	0,31	—	100,39
3	72,04	0,50	13,04	0,92	0,85	0,02	0,62	1,17	3,48	5,25	0,07	0,001	—	0,86	—	99,50
4	74,13	0,21	13,44	0,47	0,49	0,02	0,28	0,67	3,33	6,19	0,03	—	—	0,50	—	—
5	63,06	0,53	16,82	2,76	2,17	0,01	2,02	3,18	4,58	2,68	0,24	0,004	—	1,52	—	99,87
6	61,49	0,71	17,55	2,76	2,16	0,01	1,44	3,67	4,27	4,87	0,23	0,001	—	0,75	—	100,11
7	62,28	0,62	17,19	2,76	2,16	0,01	1,73	3,43	4,43	3,78	0,24	—	—	1,14	—	—
8	73,02	0,06	15,01	1,07	0,51	0,01	0,45	2,65	5,62	0,58	0,05	0,00	0,43	0,50	0,70	99,96
9	75,23	0,13	13,09	0,75	1,07	0,05	0,24	0,17	3,39	5,71	0,02	—	—	0,50	—	100,17
10	70,38	0,28	14,72	1,78	1,40	0,07	0,77	1,73	3,84	4,10	0,42	—	—	0,67	—	99,86
11	72,96	0,06	15,32	0,30	0,29	0,00	0,36	3,02	5,96	0,59	0,00	0,03	0,10	0,51	—	99,50
12	71,41	0,22	15,05	0,37	1,41	0,04	1,44	1,84	5,51	1,00	0,13	0,01	0,02	1,11	—	99,56
13	76,84	0,22	11,30	1,22	0,49	0,01	0,41	0,68	2,72	5,23	0,02	0,01	0,05	0,3	—	99,50
14	72,86	0,13	14,56	0,65	0,57	0,03	0,75	3,07	3,90	2,63	0,07	—	0,03	0,36	—	99,61
15	72,24	0,16	14,15	0,88	0,82	0,03	0,63	1,88	4,42	2,83	0,06	—	—	0,56	—	—
16	68,89	0,33	15,64	0,74	1,65	0,04	0,87	1,98	4,69	3,60	0,14	0,05	0,33	0,55	—	99,50
17	74,54	0,35	14,93	0,43	0,42	0,02	0,47	1,08	4,00	2,94	0,09	0,15	0,00	0,39	—	99,81
18	78,54	0,50	14,26	0,65	1,39	0,02	0,38	1,16	4,44	3,43	0,15	0,04	0,05	0,62	—	99,63
19	73,99	0,39	14,94	0,61	1,15	0,03	0,57	1,41	4,38	3,32	0,13	—	—	0,52	—	—
20	67,67	0,41	17,22	0,37	2,06	0,04	1,60	3,86	4,54	0,71	0,10	0,21	0,06	0,93	—	99,78
21	65,09	0,21	18,77	0,25	1,52	0,03	1,43	3,61	5,85	1,30	0,07	0,01	0,08	1,29	—	99,51
22	67,56	0,45	15,25	0,64	2,21	0,02	1,66	2,92	4,84	1,16	0,10	0,08	1,45	1,45	—	99,79
23	66,77	0,38	17,08	0,42	1,93	0,03	1,56	2,30	5,08	1,06	0,09	—	—	1,22	—	—
24	64,74	0,45	15,33	1,63	1,84	0,06	1,53	4,94	4,48	1,84	0,14	0,02	1,77	0,72	—	99,49

Приложение. 1—3 — граниты Тохиканского массива: 1 — щелочная лейкогранит, обр. 2037, 2 — субщелочная лейкогранит, обр. 2015, 3 — лейкократовый гранит, обр. 2126-А-2; 4 — средний состав (1—3); 5, 6 — субщелочные кварцевые диориты Тохиканского массива: 5 — обр. 2011-7, 6 — обр. 2006-1; 7 — субщелочные кварцевые диориты (средний состав 5, 6); 8—14 — граниты из мелких тел: 8 — лейкогранит, обр. 14-А, 9 — микроклиновый лейкогранит, правый борт р. Гербикан, обр. 1569, 10 — гранит, междууречье Гербикана и Эльги, обр. 606, 11 — гранит аллюзийский, устье р. Джаялак, обр. 3523, 12 — гранит, руч. Бездымянья, обр. 190, 13 — гранит, устье р. Бугали, обр. К-376-7, 14 — правобережье р. Лагап, обр. 118-2; 15 — средний состав гранитов мелких тел по 7 анализам (8—14); 16—18 — гальки гранитов их конгломератов нижнего силура, р. Бугали: 16 — обр. 549-7, 17 — обр. 483-28, 18 — обр. 483-31; 19 — средний состав гальек гранитов по 3 анализам (16—18); 20—22 — гранодиориты из мелких тел: 20 — обр. 615, 21 — обр. 3716, 22 — обр. К-386-2; 23 — средний состав гранодиоритов мелких тел (20—22); 24 — галька гранодиоритов из конгломератов нижнего силура, р. Бугали, обр. 459-3. Обр. 1—3, 5, 6, 14 — из коллекции А. В. Махинина, обр. 9, 10 — из коллекции Ф. С. Фролова, обр. 11—13, 16—18, 20—22, 24 — из коллекции С. Г. Кислякова; обр. 8 — настоящее исследование.

Кварц-микроклиновые пегматоиды представляют собой породы розового цвета, в которых размеры кристаллов кварца и микроклина достигают 10—20 см. Ю. А. Мамонтов отмечает в кварц-микроклиновых породах спорадическую вкрапленность флюорита. Из акцессорных минералов в них присутствуют циркон, молокон, оранжит, ильменит, анатаз, торит, винкит, приорит-эшнинит.

Аplitы встречены на юго-западе массива, где они образуют жилы мощностью 5—10 см. Это мелкозернистые породы, состоящие из микроклина (50—60%), плагиоклаза (15—20%) и кварца. Пегматиты кварц-микроклинового состава образуют жилы мощностью в первые метры. В строении жил А. С. Мавринский отмечает зопальность, выражавшуюся в том, что ее центральная существенно кварцевая часть к зальбандам сменяется микроклином.

Кроме описанного Тохиканского массива небольшие (до 4—20 км²) тела гранитов предположительно тохиканского комплекса известны также в тектонических блоках в бассейнах

рек Гербикан, Урми, Мал. Эльга и Мал. Милькан, вблизи зоны Улигданского разлома. Все они залегают среди габброидов баладекского комплекса и за их пределы не распространяются. С габброидами баладекского комплекса граниты имеют рвущие неровные контакты с многочисленными заливами и апофизами. Контакт между ними наблюдался по рекам Гербикан, Бугали и в других местах. Так, на левобережье р. Гербикан, вблизи устья р. Джаялак наблюдается контакт этих гранитов с полосчатыми габбро баладекского комплекса; контакт неровный, с заливами, четкий. На правобережье р. Гербикан в габброидах баладекского комплекса наблюдались апофизы гранитов. По р. Бугали С. Г. Кисляков в гранитах отмечает ксенолиты габброидов. Внешне это светло- и розовато-серые среднезернистые породы с характерным голубоватым, аметистовидным кварцем. Они резко отличаются от более поздних плагиогранитов (дайки последних прорывают силурские отложения), с которыми их ранее объединяли в комплекс палеозойского возраста, и по особенностям ми-

нералогического и петрохимического состава идентичны гранитам Тохиканского массива. Так же, как и тохиканские граниты, граниты описываемых тел в свежих и слабоизмененных разностях являются микропертитовыми с характерным струйчатым расположением перитовых вrostков (см. рис. 5). При наложенных процессах эти граниты легко теряют перитовое строение и приобретают плагиогранитный состав (в %): олигоклаз 50—60, кварц 30—40, калиевый полевой шпат 5—15, редко до 20, биотит 2—8, роговая обманка до 2. Из акцессорных минералов в них присутствуют ортит, циркон, апатит.

Гранитоиды Тохиканского массива (табл. 2) и многочисленных тел на юго-востоке Баладекского выступа на петрохимических диаграммах (см. рис. 4) образуют единое поле фигуративных точек с общими тенденциями изменения состава. Особенность гранитоидов Тохиканского массива — высокая щелочность. Щелочные лейкограниты присутствуют и в мелких телах.

Металлогенические особенности тохиканских гранитов определяются приуроченностью к ним редкоземельной минерализации. В пегматитах, связанных с гранитами, установлена флюоритовая минерализация.

Возраст гранитоидов тохиканского комплекса долго оставался неопределенным, его принимали то рапнепалеозойским [2], то позднепалеозойским [5]. При среднемасштабном картировании гранитоиды были отнесены к раннему протерозою, при крупномасштабном картировании — к среднему и раннему палеозою. Докембрийский возраст гранитоидов тохиканского комплекса определяется тем, что граниты Тохиканского массива перекрыты фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими отложениями тохиканской свиты. Изотопные датировки по калий-аргоновому методу показали для биотитовых гранитов 750, 964, 495 млн. лет, для гранодиоритов — 425, 547 млн. лет, для лейкократовых гранитов и пегматитов — 396 и 365 млн. лет. Прикидочные определения возраста по уран-свинцовому методу дали цифры в интервале 2200—2600 млн. лет. Поскольку породы были подвержены неоднократным изменениям, приведенные цифры не отражают действительного возраста пород, являются заниженными. Учитывая тесную связь и соотношение гранитов с габбро-анортозитовым баладекским комплексом, особенности состава металлогенической специализации, тохиканский комплекс можно сопоставить с марагайским комплексом Становой складчатой системы. Марагайский комплекс формировался после габбро-анортозитов древнеджугджурского комплекса, возраст которых определяется как архейский.

Ультрамафиты на Баладекском выступе имеют ограниченное распространение. Первые сведения о них приведены в работе В. И. Серпухова (1932 г.). В самостоятельный гербиканский комплекс раннепалеозойского возраста они были выделены Л. И. Красным [5]. Позднее Ю. А. Мамонтов, В. Ф. Сигов, Ф. С. Фролов, проводившие среднемасштабное геологическое картирование Баладекского выступа, отнесли ультрамафиты к дифференциатам баладекского габбро-анортозитового комплекса.

При крупномасштабном картировании геологическое положение гербиканского комплекса трактовалось неоднозначно. В бассейне р. Гербикан, где весьма интенсивно проявлены процессы тектонического рассланцевания и вторичной перекристаллизации пород баладекского комплекса, а ультрамафиты закартированы в тектонических блоках, последние рассматривались С. Г. Кисляковым как самостоятельный интрузивный комплекс. В бассейне р. Бол. Милькан, где породы баладекского комплекса менее чем в других местах подвержены тектоническому рассланцеванию и изменениям, А. В. Махниным ультрамафиты включались в состав баладекского комплекса и рассматривались как его фациальная разновидность.

Ультраосновные породы гербиканского комплекса слагают два небольших линзовидных в плане тела: в среднем течении р. Гербикан (вблизи устья руч. Бугали) и в бассейне р. Бол. Милькан. Первое известно в литературе под названием Гербиканский массив, а второе может быть названо Мильканским*. Кроме того, ряд более мелких тел гипербазитов площадью не более 2—3 км² выделен в полосе от верховьев р. Баладек до среднего течения руч. Сородо. Общей чертой тел гипербазитов является резко вытянутая в северо-восточном направлении линзовидная в плане форма, «подорванные» со всех сторон тектонические контакты. Наблюдаемые иногда небольшие тела гипербазитов среди осадочных образований палеозоя, вероятно, являются такими же олистолитами, какими среди них являются известняковые глыбы кембрия, а наиболее крупные лентовидные представляют собой тектонические блоки. Некоторые исследователи считали их дайками, прорывающими осадочные толщи палеозоя. При тщательном изучении устанавливается тектонический характер их контактов. Характерной особенностью структурной пози-

* В литературе этот массив иногда упоминался как Галамский. Однако результаты крупномасштабного картирования показали, что по р. Галам распространены лишь мелкие тела ультрамафитов, а главное поле их развития сосредоточено восточнее р. Галам, в бассейне р. Бол. Милькан.

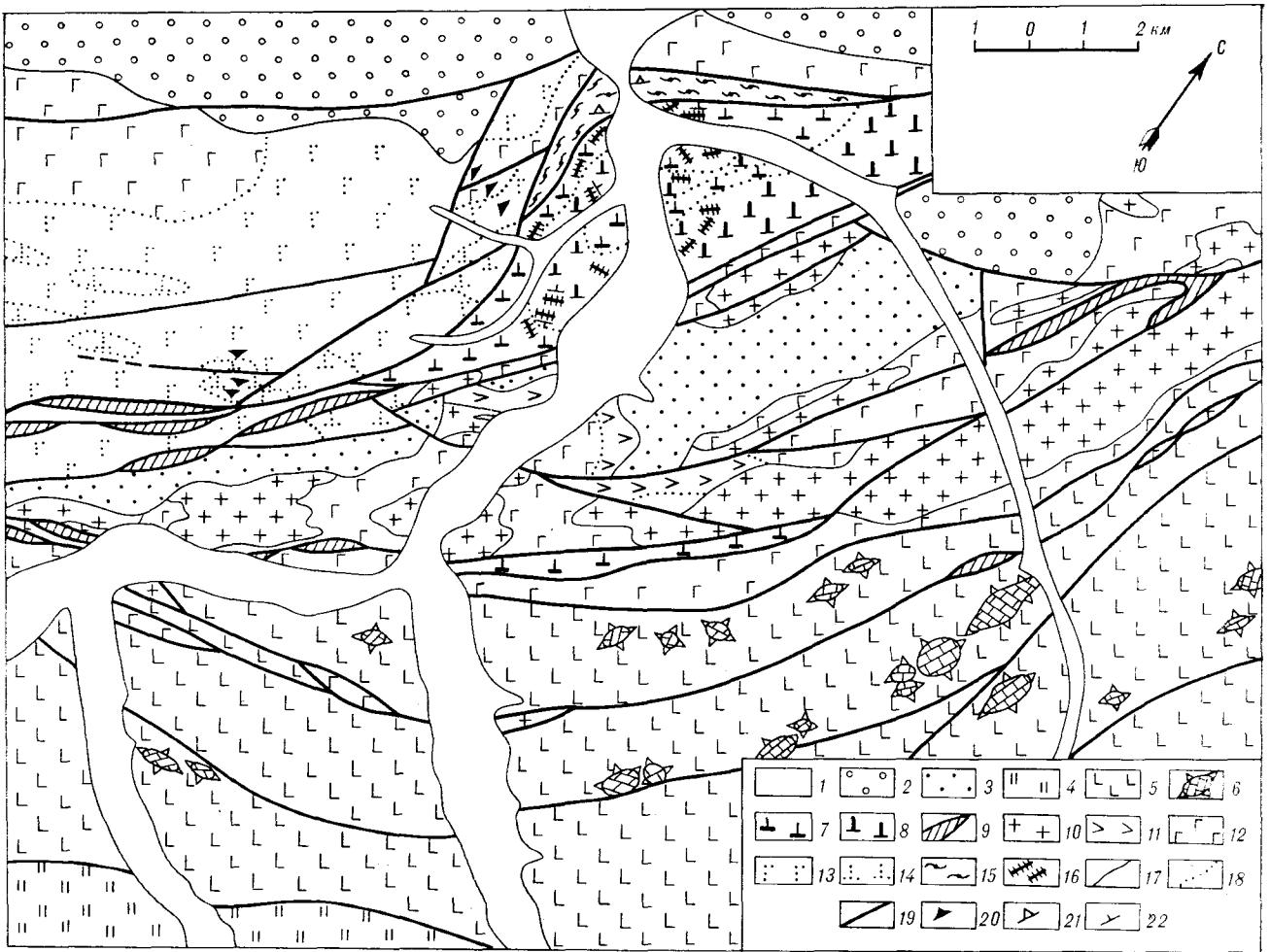


Рис. 6. Схематическая геологическая карта участка Гербикан.

Отложения: 1 — четвертичные, 2 — мезозойские, 3 — нижнекаменноугольные, 4 — девонские, 5 — силурийские, 6 — олистолиты кембрийских известняков в силурийских отложениях; 7—9 — гербиканский комплекс: 7 — серпентинизированные дуниты, 8 — албит-серпентинизированные гарцбургиты, 9 — серпентиниты; 10 — граниты тохиканского комплекса; 11—14 — баладекский комплекс: 11 — аортозиты, габбро-аортозиты, 12 — габбро-пориты, габбро, 13 — габбро-пориты, габбро с прослоями пироксенитов, 14 — пироксениты с прослоями аортозитов, габбро, габбро-поритов; 15 — гранат-клиноцизит-амфиболовые, клиноцизит-амфиболовые, амфибол-кварц-альбитовые кристаллические сланцы; 16 — жилы родингитов; 17 — геологические границы разновозрастных образований; 18 — граница фациальных переходов; 19 — разломы; 20 — элементы залегания полосчатости в интрузивных породах; 21 — элементы залегания сланцеватости в кристаллических сланцах; 22 — элементы залегания жил родингитов.

ции гипербазитов гербиканского комплекса является приуроченность всех более-менее крупных их тел не к структурному шву, разделяющему Баладекский выступ от Удско-Селемджинского сегмента, как это принято считать, а к другому разлому. Последний, ответвляясь от Улигданского шва на левобережье р. Гербикан, далее прослеживается к северо-востоку среди пород баладекского комплекса, отступив от шва к северо-западу на 4—5 км (см. рис. 1) и ограничивая с северо-запада поля распространения наиболее рассланцованных пород. К северо-западу от этого разлома гипербазиты гербиканского комплекса не обнаружены, а к юго-востоку встречаются лишь мелкие разрозненные тела с тектоническими ограничениями. Судя по смещению верхнеюрских и нижнемеловых

отложений, а также по уступу в современном рельефе, активные тектонические движения по разлому, к которому приурочены гипербазитовые тела, продолжались и в кайнозое, и в современную эпоху. Таким образом, намечается четкая структурная обособленность тел гипербазитов гербиканского комплекса, их локализация вдоль разлома, рассеянного массива баладекского комплекса.

Гербиканский массив серпентинитов вытянут в северо-восточном направлении на 10 км при максимальной ширине в средней части около 3 км (рис. 6). Площадь массива 12 км². Контакты его тектонические, фиксируются и трассируются линзовидными полосами рассланцованых, динамометаморфизованных пород, вплоть до образования по вмещающим

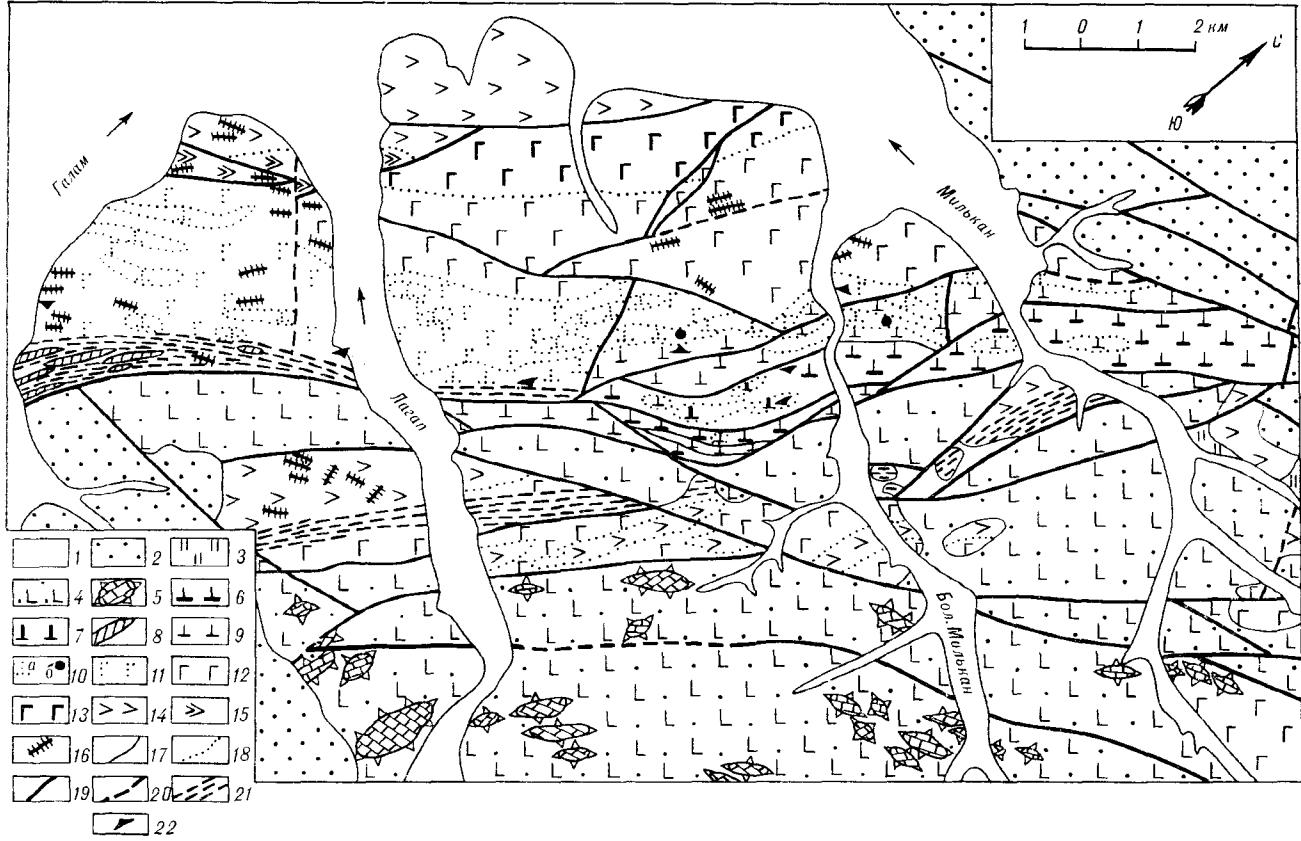


Рис. 7. Геологическая карта участка Милькан.

1 — четвертичные отложения; 2 — мезозойские образования; 3 — девонские отложения; 4 — силурийские отложения; 5 — олистолиты кембрийских известняков в силуринских отложениях; 6—8 — гербиканский комплекс; 6 — дуниты, серпентинизированные, 7 — гардбургиты, серпентинизированные, 8 — серпентиниты; 9—15 — баладекский комплекс: 9 — пироксениты, 10 — пироксениты с прослоями анортозитов, габбро-пориты, габбро (a), гранатодержащие (b), 11 — габбро-пориты с прослоями пироксенитов, 12 — габбро-пориты, габбро, 13 — цематоидные габбро, 14 — анортозиты, 15 — рудоносные габбро-анортозиты, анортозиты; 16 — дайки микрогоаббро, габбро-диабазов; 17 — геологические границы разновозрастных образований; 18 — граница фациальных переходов; 19 — разломы достоверные; 20 — разломы предполагаемые, 21 — зоны рассланцевания; 22 — элементы залегания полосчатости в интрузивных породах.

породам альбит-клиноцизитовых, клиноцизит-актинолитовых сланцев с порфиробластами розовато-серого граната. Наиболее мощная и протяженная линза таких сланцев отмечена в северо-западном боку Гербиканского массива вблизи устья руч. Бугали, где ее ширина достигает 1, а протяженность 5—6 км. Эта линза сланцев огибает Гербиканский массив с севера. Судя по элементам падения кристаллизационной сланцеватости, она наклонена к северо-западу под углом 30—60°. Гипербазиты на контакте сильно серпентинизированы, содержат многочисленные зеркала скольжения, разбиты на линзовидные чешуи. К северо-востоку и юго-западу массив резко выклинивается.

Внутренние структурные элементы Гербиканского массива, которые выявляются по распределению минералов, наклонены к северу. Они не согласны с удлинением массива и структурными элементами вмещающих пород баладекского комплекса. Массив сложен

главным образом апогардбургитовыми, реже анодунитовыми серпентинитами, в которых редко сохраняются реликтовые участки слабоизмененных гардбургитов. Ортопироксен имеет тенденцию располагаться в виде цепочек, что свидетельствует о первичной расслоенности гипербазитов. Мелкие тела гипербазитов (до 0,2 × 5 км), расположенные к юго-западу и северо-востоку от Гербиканского массива, а также вблизи устья р. Джаляка, сложены апогардбургитовыми серпентинитами. Они имеют резко вытянутую в северо-восточном направлении лентовидную «дайкообразную» форму (ранее часто их принимали за дайку), тектонические контакты. Последние представляют собой типичные тектонические блоки, залегающие в окружении самых разнообразных пород: габброидов баладекского и гранитов тохиканского комплексов, осадочно-вулканогенных пород нижнесилурийского, нижнедевонского возраста. Это послужило основанием многим исследователям считать их возраст

раннепалеозойским и даже раннемезозойским (С. Г. Кисляков).

Небольшие тела ультрамафитов наклонены, как и Гербиканский массив, на северо-запад, что установлено в междуречье Гербикан — Бугали наземными магнитометрическими исследованиями.

В связи с гипербазитами гербиканского комплекса некоторые исследователи отмечали жильные породы — дуниты, диаллагиты и диабазы. При детальном изучении последние были отнесены к широко распространенным в пределах Гербиканского массива. Это жильные тела метасоматических пород мощностью до 1—3 м. Массивные темно-серые породы гломеробластовой, гранобластовой и порфиробластовой структуры сложены правильными порфиробластами андрадит-гроссулярового граната аномального строения, в различных количественных соотношениях присутствуют хлорит, клинопироксен, магнетит, сфеен, лейкопироксен.

Мильканский массив расположен в 35 км к северо-востоку от Гербиканского, в среднем течении р. Бол. Милькан (рис. 7). Массив хорошо дешифрируется на аэроснимках как автономное тело, вытянутое в северо-восточном направлении на 14 км, от р. Лагапа до правобережья р. Бол. Милькан, и отображается в магнитном поле. Ширина массива колеблется в пределах 1—1,5 км, площадь 17—20 км². С юго-востока массив по разлому контактирует с блоком неравномерно рассланцеванных габброидов и анортозитов баладекского комплекса. Характер северо-западного контакта Мильканского массива с плагиоклазовыми пироксенитами баладекского комплекса до конца не выяснен и, по-видимому, является также тектоническим. Этот контакт хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках по уступу в рельефе и более светлому фототону полосы дунитов.

В северо-западной краевой части Мильканского массива в дунитах и гарцбургитах присутствуют шлиры, линзы и прослои вебстеритов, имеющие мощность от 2—3 см до нескольких метров. Простижение их северо-восточное (10—20°), падение крутное (60—70°) на юго-восток. Петрохимическая и структурная обособленность дунитов и гарцбургитов Мильканского массива свидетельствуют о том, что это самостоятельный магматический комплекс. С другой стороны, присутствующие в краевой зоне Мильканского массива в виде прослоев и линз вебстериты петрохимически резко отличны от петрографически достаточно близких к ним плагиоклазодержащих пироксенитов баладекского комплекса, что создает большие трудности для их расчленения при картировании. Поэтому сходные внешние пироксениты разных комплексов некоторые исследо-

дователи считали ранними дифференциатами баладекского комплекса. Вопрос о принадлежности ультрамафитов Мильканского массива к гербиканскому или баладекскому комплексам заслуживает дальнейшего изучения.

Гарцбургиты в Гербиканском массиве являются резко доминирующей разновидностью гипербазитов. Главный минерал гарцбургитов оливин, количество его варьирует в пределах 75—80 %. Характерной особенностью оливина является интенсивное псевдодвойникование, катаклаз. Энстатит присутствует в количестве 20—25 % и в виде сравнительно крупных (3—4 мм) зерен неправильной формы. Иногда в минерал включены округлые зерна оливина и структуры распада с немногочисленными тонкими вrostками клинопироксена вдоль спайности. В катаклазированных разностях, отличающихся искривленными трещинами отдельности и волнистым погасанием, встречаются псевдодвойниковые полосы полисинтетического типа. По ним нередко развивается серпентинизация.

Хромшпинелиды в виде неправильных зерен встречаются на стыках интерстиций минералов. Они, как правило, красновато-бурые в центральных частях, а по краям замещаются непрозрачным агрегатом слабо магнитного хромита. Единичные кристаллы желто-бурового хромшпинелида без хромитовой оторочки отмечены в энстатите. Минерал хорошо сохраняется при вторичных изменениях породы.

Дуниты являются неотъемлемой частью комплекса. В Гербиканском массиве они присутствуют в виде прослоев среди гарцбургитов, а в Мильканском преобладают. Переходы с гарцбургитами постепенны, по-видимому, прослои дунитов всегда содержат незначительное количество ортопироксена. Поэтому наличие дунитов в массивах остается в некоторой степени проблематичным. Оливин образует среднезернистую массу, часто сильно трещиноват и серпентинизирован, для него характерны присутствие незначительных количеств никеля и практически полное отсутствие хрома. Энстатит образует неправильные зерна, содержащие повышенные количества хрома (до 0,8 %) и незначительное количество никеля (0,08 %). Хромшпинелид образует единичные зерна и агрегаты. Дуниты, как и гарцбургиты, сильно тектонически изменены. В них проявлены следы микросдвигов в минералах в виде псевдодвойникования, катаклаз, псевдопорфировидная структура. Дуниты неравномерно серпентинизированы в лизардитовой, хризолитовой и антигоритовой стадии и хлоритизированы с выделением никелистого магнетита.

Жильные дуниты трассируют разломы в рассланцеванных габброидах баладекского

комплекса, имеют с ними резкие контакты. Структура их панициоморфно-зернистая, контакз выражается в развитии тонкой сети трещин. Волнистое погасание и псевдодвойникование в оливине этих пород не наблюдаются. Хромит редок, чаще встречается магнетит.

В Гербиканском массиве встречены лишь аподунитовые серпентиниты, сложенные антигоритом (75–80%), лизардитом (5–10%), магнетитом (5–10%) и хромшпинелидами (1–2%).

Бебстериты — темно-зеленые, темно-серые массивные неравномерно-зернистые породы. Сложены они энстатитом, энстатит-бронзитом и клинопироксеном, в небольшом количестве присутствуют также хромшпинелид, магнетит, сульфиды. Пироксены обычно амфиболизированы, амфибол представлен tremолитом.

Химические составы гипербазитов приведены в табл. 3. Это существенно магнезиальные породы, резко обособляющиеся от пород баладекского комплекса (см. рис. 4). По составу дуниты близки к идентичным породам дунит-гардбургитовой формации Урала [7], отличаясь несколько меньшей магнезиальностью, повышенной глиноземистостью, известковистостью и щелочностью. Серпентинизация дунитов сопровождается уменьшением содержания магния, увеличением — кальция и глинозема. Гардбургиты и лерцолиты почти не отличимы по химизму и относительно дунитов обогащены известью, кремнеземом и глиноземом и обеднены магнием и железом. Пироксениты гербиканского комплекса в отличие от идентичных пород баладекского комплекса существенно магнезиальны.

Распределение элементов-примесей в породах баладекского и гербиканского комплексов иллюстрируется на рис. 8. В дунитах и перидотитах Мильканского массива типоморфные элементы представлены хромом, никелем и кобальтом, концентрации которых здесь максимальны. При этом на правобережье р. Бол. Милькан достаточно четко устанавливаются два уровня их концентраций — в приконтактовых частях Мильканского массива. По данным химических анализов, содержания этих компонентов практически идентичны их концентрациям в уральских гипербазитах [7]. Медь, цинк, свинец и олово в максимальных количествах фиксируются в пироксенитах и зоне перехода к габбро-норитам. Кроме того, еще один уровень максимальных концентраций олова приурочен к средней части полосы дунитов Мильканского массива (правобережье р. Бол. Милькан). Содержания ванадия в дунитах и перидотитах Мильканского массива стабильно минимальные. На контакте с пироксенитами они скачкообразно возрастают и в целом обладают тенденцией увеличения по

направлению к габбровой части массива. Из полезных ископаемых в связи с гипербазитами отмечались хризотил-асбест и шпирообразные скопления редковкрашенного хромита. Проявления хризотил-асбеста в Гербиканском массиве образуют прожилки мощностью 1–5 мм [5]. Л. М. Колмак, обследовавший эти проявления в 1963 г., оценил их как бесперспективные. В перидотитах и дунитах Мильканского массива отмечено содержание до 0,5% никеля и 0,5–1% хрома. Основным концентратом указанных элементов являются соответственно оливин и хромшпинелиды.

Возраст пород гербиканского комплекса до настоящего времени остается дискуссионным. Обычно он принимался ранне- или позднепалеозойским [2, 5]. При среднемасштабном картировании породы были отнесены к дифференциатам баладекского комплекса, и возраст соответственно, принят раннепротерозойским. При крупномасштабном же картировании С. Г. Кисляков отнес их к раннему мезозою, В. А. Махинин объединил ультрамафиты с габброидами баладекского комплекса и принял для них раннепалеозойский возраст.

Из прямых фактов, указывающих на возраст гипербазитов гербиканского комплекса, следует указать на присутствие гальки дунитов и пироксенитов в конгломератах мильканской свиты силурийского возраста (бассейн р. Милькан). Отмеченная выше структурная обособленность гипербазитов гербиканского комплекса, петрохимические отличия указывают на самостоятельность гербиканского комплекса относительно баладекского и, вероятно, на более молодой возраст гипербазитов по отношению к габбро-анортозитовому комплексу. Об этом же свидетельствует положение их среди рассланцеванных габброидов баладекского комплекса на правом берегу р. Галам, где они залягают в виде мелких жилоподобных блоков. Возраст гербиканского комплекса определяется как досилурийский, скорее, он является позднепротерозайско-раннепалеозойским.

Тектоническая позиция Баладекского выступа является предметом дискуссий. В зависимости от того, какой возраст принимался для кристаллических пород, его относили либо к комплексу основания или раннекладчатым образованиям Монголо-Охотской складчатой системы, либо к элементам Сибирской платформы. Некоторые исследователи, исходя из одновозрастности осадочных отложений Шевлинского прогиба и Джагдинской эвгеосинклинали и различия в их формационной принадлежности, рассматривали Баладекский выступ как шовную зону, разделяющую районы с различной историей геологического развития [8], идентифицировали его, скорее, как горст.

Таблица 3

Химический состав пород гербиканского комплекса (в вес. %)

№ п/п	Компонент															Сумма	Cr ₂ O ₃	NiO
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O ⁺	Ппп			
1	34,35	0,03	2,10	2,95	4,64	0,11	41,03	0,22	0,07	0,05	0,02	0,00	0,43	12,51	12,22	99,39	0,59	0,29
2	33,74	0,03	0,46	3,47	4,28	0,13	40,45	0,22	0,10	0,09	0,01	0,10	0,36	14,62	14,79	98,55	0,20	0,29
3	39,86	0,06	1,81	4,65	4,59	0,26	35,76	1,86	0,27	0,04	0,04	0,00	0,27	9,08	9,06	99,05	0,50	—
4	38,45	0,00	1,55	2,37	4,60	0,25	42,77	0,57	0,03	0,02	0,00	0,00	0,30	8,52	8,72	99,87	0,44	—
5	36,66	0,02	1,70	3,00	5,49	0,02	42,10	0,54	0,16	0,05	0,01	—	0,17	10,00	—	99,92	—	—
6	35,03	0,02	1,61	3,94	5,14	0,08	42,64	0,52	0,42	0,18	0,04	0,01	0,60	8,96	—	98,97	—	—
7	39,51	0,01	1,42	3,36	3,94	0,08	40,26	0,62	0,08	0,03	0,00	0,01	0,00	10,35	—	99,67	—	—
8	39,11	—	0,52	2,39	5,18	0,09	40,90	0,75	0,08	0,08	0,03	0,01	0,3	8,76	—	98,20	—	—
9	37,09	0,02	1,40	3,27	4,73	0,13	40,73	0,66	0,15	0,07	0,02	0,02	0,28	10,35	11,2	98,92	0,43	0,29
10	2,47	0,02	0,59	0,77	0,51	0,08	2,23	0,52	0,13	0,05	0,02	—	—	2,45	2,87	—	0,47	0,00
11	38,86	0,10	2,65	3,64	2,95	—	35,98	0,81	0,07	0,07	—	—	—	14,20	99,99	0,33	0,33	—
12	38,32	0,00	2,00	3,56	3,04	—	38,06	1,76	0,06	0,10	—	—	—	12,00	100,1	0,58	0,62	—
13	38,58	0,00	0,80	5,47	3,53	—	37,28	1,22	0,05	0,40	—	—	—	12,18	100,12	0,34	0,60	—
14	38,59	0,03	1,82	4,22	3,17	—	37,11	1,26	0,06	0,09	—	—	—	12,79	100,03	0,41	0,52	—
15	0,27	0,06	0,94	1,08	0,31	—	1,05	0,48	0,01	0,02	—	—	—	1,22	—	0,44	0,16	—
16	41,48	0,01	1,17	1,68	4,86	0,23	42,51	0,36	0,17	0,05	0,05	0,00	0,39	5,60	5,23	99,26	0,70	—
17	39,66	0,01	1,28	2,23	4,62	0,24	41,77	0,36	0,16	0,09	0,03	0,00	0,50	8,46	8,46	99,88	0,47	—
18	45,70	0,10	3,55	1,47	7,33	0,14	31,94	6,29	0,24	0,03	0,00	0,10	0,00	1,94	—	100,53	—	—
19	40,20	0,16	5,18	4,05	5,24	0,23	31,62	2,43	1,00	0,18	0,04	0,06	0,44	9,22	8,98	100,40	—	—
20	43,23	0,01	2,27	2,01	4,95	0,03	42,07	0,87	0,08	0,03	0,00	0,05	0,05	4,18	—	99,78	—	—
21	42,05	0,06	2,69	2,23	5,40	0,17	37,98	2,06	0,33	0,08	0,02	—	—	5,88	7,56	—	0,51	—
22	2,46	0,07	1,69	1,09	1,40	0,09	5,67	2,51	0,38	0,06	0,02	—	—	3,01	2,03	—	0,18	—
23	37,28	0,00	1,30	3,21	3,89	—	36,82	2,26	0,06	0,10	—	—	—	14,32	99,97	0,39	0,34	—
24	38,32	0,00	1,00	4,40	3,60	—	36,80	2,02	0,04	0,40	—	—	—	12,54	99,98	0,64	0,52	—
25	36,04	0,00	2,00	3,98	3,02	—	36,57	1,48	0,06	0,10	—	—	—	16,00	99,99	0,41	0,63	—
26	38,30	0,02	2,76	2,43	3,77	0,41	40,36	0,43	0,11	0,05	0,01	0,00	0,71	9,78	10,16	99,40	0,31	0,25
27	37,42	—	1,90	3,41	2,99	—	37,08	1,48	0,04	0,40	—	—	—	14,18	99,97	0,73	0,54	—
28	41,16	0,06	1,35	4,20	2,56	0,27	38,28	0,14	0,12	0,07	0,06	0,00	0,00	10,41	11,70	99,00	—	0,32
29	32,42	—	1,3	3,69	3,31	—	40,22	1,48	0,05	0,10	—	—	—	16,84	99,98	0,29	0,27	—
30	36,64	0,00	1,90	3,47	3,53	—	36,82	1,62	0,06	0,10	—	—	—	15,52	100,09	0,36	0,07	—
31	37,20	0,01	1,69	3,60	3,33	0,19	37,87	1,36	0,07	0,09	0,04	0,00	0,36	10,09	13,91	100,07	0,40	0,37
32	2,47	0,02	0,56	0,62	0,45	0,11	1,58	0,73	0,03	0,02	0,04	0,45	—	0,45	2,29	—	0,21	0,18
33	38,67	0,05	1,42	3,11	6,75	0,25	39,12	1,28	0,20	0,07	0,04	0,00	0,50	7,25	7,00	99,03	0,32	—
34	40,38	0,00	2,20	6,40	3,31	—	31,06	5,04	0,06	0,10	—	—	—	11,28	100,04	0,12	0,09	—
35	35,46	0,00	6,00	5,98	2,52	—	34,26	1,70	0,04	0,40	—	—	—	13,30	100,04	0,65	0,63	—
36	43,46	0,01	1,09	3,00	3,03	0,03	37,20	0,32	0,05	0,07	—	—	—	1,52	11,37	101,15	—	—
37	39,49	0,02	2,68	4,47	3,90	0,14	35,41	2,09	0,09	0,09	0,04	—	0,50	4,38	10,74	100,06	0,36	0,36
38	3,34	0,02	2,26	1,69	1,93	0,16	3,52	2,05	0,08	0,02	0,00	—	—	4,05	2,66	—	0,27	0,38
39	39,17	0,03	2,22	3,44	4,08	0,17	37,32	1,74	0,15	0,08	0,03	0,01	0,33	6,48	11,79	99,78	0,42	0,37
40	3,29	0,05	1,44	1,38	1,39	0,09	3,56	1,65	0,23	0,04	0,02	—	—	3,35	3,38	—	0,21	0,21
41	50,66	0,23	4,99	3,55	2,68	0,20	23,29	11,65	0,55	0,07	0,04	0,00	0,17	4,20	—	100,44	1,16	—
42	49,25	0,18	4,39	1,73	3,64	0,18	23,82	14,05	0,80	0,07	0,05	0,00	0,00	3,50	—	99,66	1,00	—
43	49,95	0,21	4,69	2,64	3,16	0,19	23,55	11,35	0,67	0,07	0,05	—	—	2,25	2,08	—	1,08	—
44	0,99	0,04	0,42	1,29	0,68	0,01	0,37	0,42	0,18	0,00	0,01	—	—	1,63	1,86	—	0,11	—

Приимечание. 1—8 — серпентинизированные дуниты Мильканского массива: 1 — левобережье р. Милькан, обр. Е-2, 2 — первый борт р. Б. Милькан, обр. К-3, 3 — левобережье р. Б. Милькан, обр. 132-2, 4 — бассейн р. Б. Милькан, обр. 118, 5 — левобережье р. Б. Милькан, обр. 1011, 6 — р. Милькан, обр. А-424, 7 — правобережье р. Б. Милькан, обр. 84, 8 — водораздел рек Маган — р. Б. Милькан, обр. Б/н; 9 — средний состав серпентинизированных дунитов Мильканского массива по 8 анализам (1—8); 10 — стандартное отклонение; 11—13 — серпентиниты аподунитовые Гербиканского массива: 11 — обр. 41-В, 12 — обр. 58-17, 13 — обр. 78-Г; 14 — средний состав аподунитовых серпентинитов Гербиканского массива по 3 анализам (11—13); 15 — стандартное отклонение; 16—20 — гардрубиты Мильканского массива: 16 — левобережье р. Б. Милькан, обр. 116; 17 — первый борт р. Милькан, обр. К-5; 18 — р. Милькан, обр. А-410; 19 — левобережье р. Б. Милькан, обр. 54; 20 — серпентинизированный гардрубит, р. Гербикан, обр. 1012-5; 21 — средний состав гардрубитов Мильканского массива по 3 анализам (16—20); 22 — стандартное отклонение; 23—30 — серпентинизированные гардрубиты Гербиканского массива, обр. 41-Г; 23 — серпентинизированные гардрубиты, р. Гербикан, обр. 66-Б; 24 — серпентинит алогардрубитовый, р. Гербикан, обр. 56; 25 — серпентинизированный гардрубит, р. Гербикан, обр. 40-А; 28 — серпентинизированный гардрубит, р. Гербикан, обр. К-6; 29 — серпентинизированный гардрубит, р. Гербикан, обр. 41-Г; 30 — серпентинит алогардрубитовый, р. Гербикан, обр. 78-В; 31 — средний состав гардрубитов Гербиканского массива по 8 анализам (23—30); 32 — стандартное отклонение; 33 — перплит, левобережье р. Б. Милькан, обр. 132-4; 34—36 — серпентиниты аполердолитовые, бассейн р. Гербикан; 34 — обр. 28-Б; 35 — обр. 28-Б; 36 — обр. 1025; 37 — средний состав перплитов и аполердолитовых серпентинитов по 4 анализам (33—36); 38 — стандартное отклонение; 39 — средний состав перплитов гербиканского комплекса по 17 анализам (38—36); 40 — стандартное отклонение; 41—42 — вебстериты Мильканского массива: 41 — вебстерит неизмененный, обр. 132, 42 — вебстерит амфиболизированный, обр. 132-5; 43 — среднее из 2 анализов (41, 42); 44 — стандартное отклонение.

Обр. 4, 16, 17, 19, 26, 28, 33, 41, 42 — настоящее исследование; обр. 5, 20 — из коллекции А. В. Махинина; обр. 6, 18, 34 — из коллекции Е. А. Панских; обр. 7, 8 — из коллекции Ф. С. Фролова; обр. 11—13, 23—25, 27, 29, 30, 34—38 — из коллекции Ю. А. Мамонтова.

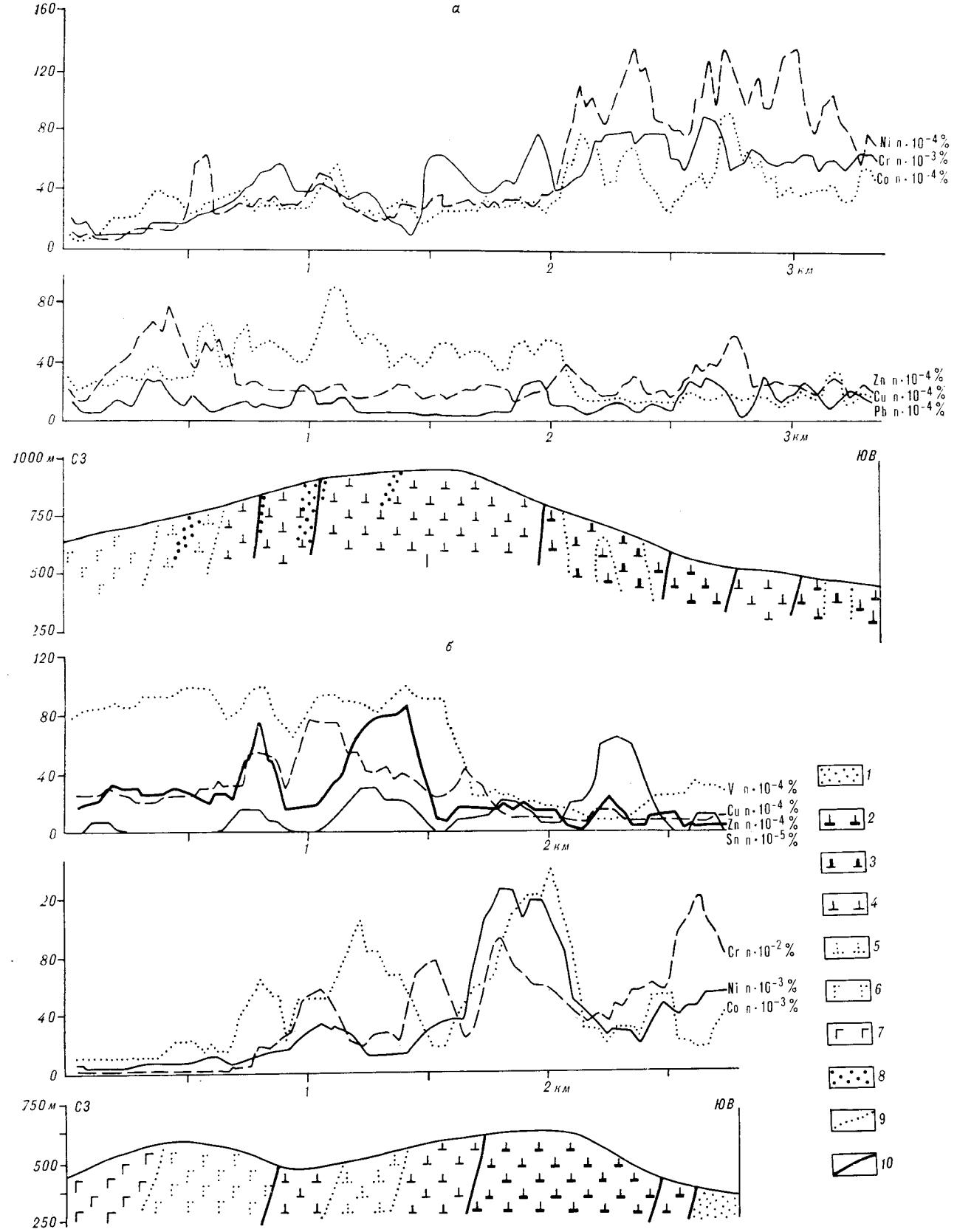


Рис. 8. Геологово-геохимические профили. а — междуречье Бол. Милькан — Лагап; б — междуречье Милькан — Бол. Милькан.

1 — песчаники мильканской толщи нижнесилурийского возраста; 2, 3 — гербиканский комплекс: 2 — дуниты, 3 — перидотиты; 4—7 — баладекский комплекс: 4 — пироксениты, 5 — пироксениты с прослоями анортозитов и габбро-норитов, 6 — габбро-нориты с прослоями пироксенитов, 7 — габбро-нориты, габбро; 8 — вкрашенная сульфидная минерализация; 9 — границы фациальных переходов; 10 — разломы.

Установление докембрийского возраста большинства кристаллических пород Баладекского выступа вносит некоторую ясность в структурную позицию Баладекского выступа. Докембрийские кристаллические породы Баладекского выступа обнаруживают сходство с метаморфитами Становой складчатой системы. Они прослеживаются, по-видимому, под Удским и Шевлинским прогибами на левобережье р. Уды, где обнажаются кристаллические породы архея Чогарского блока Становой складчатой системы, сливаясь с ними в

единое целое. С юго-востока Баладекский выступ зоной Улигданской системы разломов отделен от складчатых сооружений Удско-Селемджинского сегмента Монголо-Охотской системы. Центральный разлом в этой зоне трассируется телами гипербазитов, время формирования которых досилурийское.

Таким образом, выходы кристаллических пород в Баладекском выступе представляют собой элемент южной окраины Чогарского блока архея Становой складчатой системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васькин А. Ф., Карсаков Л. П. Сехтагский габбро-апортозитовый массив (восточная часть Становой области).—В кн.: Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
2. Геология Северо-Восточной Азии. Магматизм. Т. III.—Л.: Недра, 1973.
3. Карсаков Л. П. Метаморфические комплексы Примурья.—В кн.: Метаморфизм докембрая региона БАМ. Л.: Наука, 1983.
4. Карсаков Л. П., Панских Е. А. и др. Особенности строения и рудопосности габбро-апортозитового комплекса Баладекского выступа (Западное Приохотье).—В кн.: Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
5. Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья.—Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 34, 1960.
6. Леников А. М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления.—М.: Наука, 1979.
7. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов.—М.: Наука, 1983.
8. Роганов Г. В., Визгалов В. И. История развития Баладекской шовной зоны (северные отроги хр. Джагды).—В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1972.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР, ПГО Дальгеология
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 мая 1986 г.

УДК 551.73(571.65)56 : 551.73(571.65)

В. И. Ткаченко, Г. А. Максимова, М. Х. Гагиев

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

В кембрийское время на Северо-Востоке СССР существовал крупный морской бассейн с существенно карбонатным осадконакоплением. Регрессия на рубеже кембрия и ордовика привела к частичному размы-

Достоверные палеонтологически доказанные нижнекембрийские отложения на Северо-Востоке СССР были установлены только в конце 60-х годов [3]. Многие исследователи предполагали здесь наличие средне-верхнекембрийских пород, основываясь на структурных и стратиграфических позициях некоторых мощных терригенных и карбонатных толщ — преимущественно «немых», но иногда со следами неопределимой фауны [2, 6]; палеонтологическое подтверждение наличия пород этого возраста в бассейне р. Колымы получено лишь в последние годы [1, 8]. В этой статье обобщаются данные об известных выходах отложений среднего (?) — верхнего кембрия* (см. рисунок), и приводятся некоторые предварительные выводы по истории геологического развития региона в кембрийское время.

ПРИКОЛЫМСКОЕ ПОДНЯТИЕ

На юго-западе Приколымского поднятия, в бассейнах рек Ясачной и Поповки, на южном и западном обрамлении поля развития до-кембрийских пород развита мощная толща терригенных и карбонатных отложений. Наиболее хорошо обнажена и имеет палеонтологическую характеристику только верхняя, карбонатная, часть этой толщи, представленная в разрезе в правом борту р. Белая ночь, описанном авторами, со следующей сменой слоев:

1. Известняки глинистые и алевритистые, линзовидно-слоистые, с пластами оолитовых и массивных известняков с остатками трилобитов *Bolaspidellus modestus* Laz., *Coosella* sp., *Olenetella* sp., *Nganasanella* sp., «*Camaraspis*» sp., *Kontrastina* sp., *Pagodia* sp., *Monosulcatina* sp 100 м.

в у кембрийских толщ и последующему формированию грубообломочных базальных слоев ордовикского этапа трансгрессии.

2. Известняки песчанисто-алевритовые, доломитизированные параллельно-, иногда косослоистые, с пластами оолитовых и глинистых известняков 85 м.

3. Доломиты песчанисто-алевритовые, слоистые, с пластами песчаников доломитовых, иногда красноцветных и известняков 45 м.

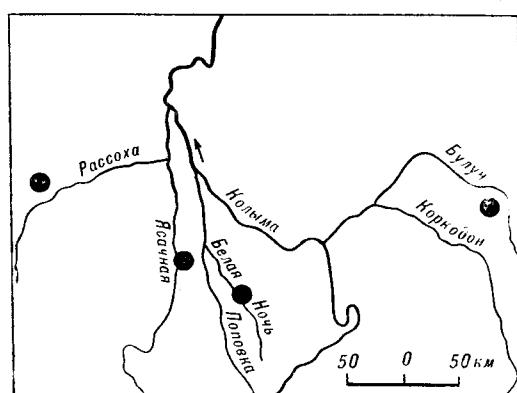
4. Известняки алевритовые и глинистые, с пластами доломитов, в основании — с остатками трилобитов *Yurakia* sp., *Koldinia salairica* (Sivov) 55 м.

5. Доломиты песчанисто-алевритовые, слоистые, с пластами массивных и линзовидных известняков и доломитов, вверху — песчаников кварцевых, доломитовых, красновато-бурых и розовых 215 м.

Общая оценочная мощность составляет 500 м.

Собранный нами и приведенный выше представительный комплекс трилобитов, по заключению Н. Е. Чернышевой и И. Я. Гогина, характеризует среднюю часть верхнего кембра.

В двух километрах восточнее описанного разреза в аналогичных породах в 1982 г.



Местоположение основных выходов средне-верхнекембрийских отложений в бассейне среднего течения р. Колымы.

* Авторы принимают уровень границы кембрийской и ордовикской систем в основании тремадокского яруса.

В. С. Шульгиной и И. В. Ткаченко обнаружены трилобиты *Koldinia salairica* (Sivov), *Garbiella urvantzevi* Laz., *Cheilocephalus* sp., *Densonella* sp., *Komaspidella* (?) sp., *Geragnostus* sp. Этот комплекс, по мнению определявшего трилобиты И. Я. Гогина, характерен для верхнего кембрия.

Непосредственные взаимоотношения описанной толщи карбонатных пород с подстилающими отложениями не наблюдались, однако она слагает ядро крупной синклинальной складки, на северном крыле которой обнажается мощная толща песчаников, алевролитов и доломитов. В составе последней развиты пачки тиллитоподобных пород с многочисленными обломками карбонатов различной размерности (от пеламитовой до 1—2 м). Возраст этой терригенно-карбонатной толщи и прежде рассматривался некоторыми исследователями как средне-позднекембрийский [2].

К западу от указанного района, на водоразделе рек Ясачной (среднее течение) и Лесистой, в ядре крупной антиклинали развита толща глинистых известняков с прослоями кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов. В известняках указанной толщи авторами обнаружены трилобиты *Koldinia* sp., характерные, по мнению Н. Е. Чернышевой и И. Я. Гогина, для среднего — верхнего кембрия. Стратиграфически выше находится мощная (не менее 500 м) толща конгломератов с линзами и прослоями красноцветных песчаников, возможно, перекрытая, в свою очередь, пачкой серых и реже зеленовато-серых известняков. В этой пачке, являющейся базальной для хитинской свиты, обнаружены аренигские конодонты *Semiacontiodus cornuformis* Sergejeva, *Drepanoistodus* cf. *subrectus forceps* (Lindström) и др. (обр. № ЯК-2, ЯК-10); в известняках более высоких слоев хитинской свиты установлены позднеаренигские конодонты *Oistodus lanceolatus* Pander (обр. № 157-2, определения проведены М. Х. Гагиевым).

ОМУЛЕВСКОЕ ПОДНЯТИЕ

В осевой части хр. Улахан-Чистай в 1973 г. Е. П. Сурмиловой установлена толща предположительно кембрийских пород, согласно либо с размывом перекрытых нижеордовикскими образованиями. Толща представлена в нижней и средней ее частях светлыми массивными мраморами, а в верхней части — темно-серыми известняками, переслаивающимися с филлитовидными глинистыми сланцами, белыми мраморами и мраморизованными известняками. Мощность толщи 600—1100 м; в ней обнаружены интенсивно перекристаллизован-

ные неопределенные остатки скелетных организмов.

Восточнее, в Момских горах, в верховьях ручьев Ичен, Биик и других (левобережье верхнего течения р. Рассохи, притока р. Ясачной) развита мощная (500—1000 м) так называемая конгломератовая толща, возраст которой долгое время трактовался то как юрский (А. А. Николаев, 1940 г.), то как раннепермский (А. А. Николаев, 1942 г.; А. Г. Лапшинов, 1959 г.). В 60-х гг. В. М. Мерзляковым установлено, что эта конгломератовая толща залегает в основании мощного вулканогенно-осадочного разреза с ордовикской фауной. В цементе конгломератовой толщи были обнаружены остатки строматолитов, морфологически близких к группе *Stratifera Koroščuk*; в одном из шлифов найдены клеточные структуры водорослей, близких к *Inzeria fibrillosa* Furd., которые, по мнению Р. С. Фурдуя, характерны для верхнего рифея Приколымья [9]. Эти данные позволили В. М. Мерзлякову определить возраст конгломератовой толщи как предположительно рифейско-кембрийский [4]. Новые сведения, указывающие на более молодой, скорее раннеордовикский возраст этой толщи, получены в конце 70-х гг. сотрудниками ПГО Аэрогеология.

Конгломератовая толща, представляющая собой, очевидно, базальные слои ордовикского разреза, залегает под иченской толщей, содержащей в верхней части фауну позднеаренигского возраста [4]. Она обнажена преимущественно в разрозненных тектонических блоках, приуроченных к зоне крупного разлома, местами надвинута на тонкообломочные терригенные образования иченской толщи.

Разрез конгломератовой толщи представлен валунно-галечными и глыбово-валунными конгломератами с редкими прослоями филлитовидных глинистых сланцев, известковистых песчаников и алевролитов, линзами гравелитов, известняковых осадочных брекчий, известняков и доломитов. Цемент конгломератов доломитово-известняковый с ячеистой текстурой; иногда заполнитель в них песчано-гравийный. Обломочный материал состоит из кварцитовидных песчаников, реже встречаются кварциты и жильный кварц. Внутри конгломератовых пачек на разных уровнях присутствуют переваренное распределенные олистолиты-обломки, глыбы (до 10—15 м) известняков с органогенными прослоями, реже известняковые валуны. В олистолитовых глыбах и валунах известняков в верховьях руч. Ичен обнаружены остатки трилобитов и брахиопод (сборы Г. А. Максимовой, Е. П. Сурмиловой, 1978 г. и М. Н. Потаповой, 1979 г.).

Комплекс трилобитов следующий (определения Н. В. Покровской): *Irvingella arctica* Walc.

et Resser, *Glyptagnostus elegans* Laz., *Pseudagnostus quadratus* Laz., *Ps. pseudocyclopyge* Ivsh., *Ps. ex gr. leptoplastorum* (West.), *Jurakia jurakiensis* Ros., *Polyariella pallida* Ros., *Amorphella modesta* Ros., *Koldinia cf. salairica* (Sivov), K. sp. nov., *Parakoldinia plana* Ros., P. sp. nov., *Onchonotellus* sp. nov. (близкий к *O. trisulcus* Ivsh.), *Cyclognathina* sp. nov. (близкая к *C. microps* var. *elevalis* Ivsh.), новый род семейства Olenidae и несколько новых видов.

По заключению Н. В. Покровской, перечисленные виды (исключая новые) известны из верхнекембрийских отложений Сибирской платформы, Казахстана, Салаира и Новой Земли. На Сибирской платформе *Glyptagnostus elegans* Laz., *Pseudagnostus quadratus* Laz., *Ps. pseudocyclopyge* Ivsh. типичны только для зоны *Irvingella* и отсутствуют в отложениях более древнего или более молодого возраста. В Казахстане *Pseudagnostus cyclopyge* Ivsh. обнаружен также в зоне *Aphelaspis* верхнего кембра, предшествующей зоне *Irvingella*. *Polyariella pallida* Ros., *Jurakia jurakiensis* Ros., *Amorphella modesta* Ros. найдены на северо-западе Сибирской платформы в верхнекембрийских отложениях юракийского горизонта, при этом второй вид из перечисленных является преобладающим в зональной схеме верхнего кембра р. Кулюмбе.

Присутствие *Irvingella arctica* Walc. et Resser совместно с остальными перечисленными трилобитами позволяет надежно датировать возраст известняков олистолитовых глыб и валунов второй половиной позднего кембра.

Брахиоподы (спинные створки) *Billingsella* sp., по определению Х. С. Розман, близки к виду *B. rugva* Jadr., известному из основания орактинской свиты верхнего кембра бассейна р. Кулюмбе (Сибирская платформа). В цементе и обломочной части конгломератов содержатся также остатки водорослей *Eriphyton* sp. (определение Л. В. Вороновой).

Отложения, подстилающие конгломератовую толщу, до недавних пор не были известны. В 1983 г. В. М. Мерзляковым, М. И. Тереховым и Е. Ф. Дылевским (СВКНИИ ДНВЦ АН СССР) установлено, что стратиграфически ниже конгломератовой толщи располагается толща карбонатных пород с остатками фауны трилобитов и цефалопод (устное сообщение).

ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

На левобережье р. Булун известен ряд разрезов терригенно-карбонатной нельганской свиты кембрийского возраста [1, 7].

В нижней части этой свиты мощностью более 100 м установлены серые, темно-серые и

розоватые массивные и слоистые известняки, доломиты, известковистые песчаники и алевролиты, прослои известковистых брекчий, гравелитов и брекчиевидных известняков. Последние содержат остатки водорослей *Eriphyton inoservabile* Korde, *Epiphyton* sp., *Gordonophyton durrum* (Korde), *Globuloella incompacta* (Korde), которые, по определению К. Б. Кордэ, характеризуют среднюю часть нижнего кембра.

Верхняя часть разреза нельганской свиты мощностью около 300 м состоит из массивных или слоистых алевритистых и брекчиевидных известняков с прослоями известковистых песчаников, гравелитов и конгломератов. В темно-серых брекчиевидных известняках обнаружены конодонты *Westorgaardodina?* sp., *Cambroistodus* sp., *Prooneotodus* sp., *Oistodus?* sp., а также хитиново-фосфатные брахиоподы *Linnarsoniinae* gen. et sp. ind. (близкие к роду *Neotreta*) и *Acrotretinae* gen. et sp. ind. Комплекс конодонтов, характеризующихся мелкими размерами и невысокой сохранностью, позволяет установить возраст отложений как позднекембрийский (определения М. Х. Гагиева). По данным Мюллера [11], род *Westergaardodina* Muller распространен в интервале от верхов среднего кембра до верхнего кембра включительно. Конодонты рода *Cambroistodus* Miller в разрезах США и Канады установлены в средней части яруса тремпело верхнего кембра [10]. Брахиоподы подсемейства *Linnarsoniinae*, по мнению определявшего их Л. Е. Попова, распространены в основном в кембрии, а подсемейство *Acrotretinae* характерно для кембра — силура; по морфологии брюшной створки наиболее вероятен среднепозднекембрийский возраст брахиопод.

Возраст нельганской свиты определяется, таким образом, в целом как кембрийский; при этом верхняя часть свиты датируется, вероятно, поздним кембriем. Взаимоотношения этой свиты с более древними, докембрийскими метаморфическими образованиями Омолонского массива не выявлены. По данным И. А. Ковальчука, впервые описавшего ряд разрезов нельганской свиты, последняя с угловым несогласием перекрыта песчанико-конгломератовой гусаровской толщей условно раннеордовикского возраста [7]. По мнению М. М. Орловской, однако, на нельганской свите согласно, но с базальными конгломератами в основании залегают карбонатные отложения с раннеордовикской фауной [5].

ВЫВОДЫ

Приведенные сведения указывают на существование в кембрийское время в трех удаленных друг от друга районах Северо-Востока

СССР морского бассейна (возможно, единого), в котором формировались мощные, существенно карбонатные толщи. Появление в верхней части разрезов этих толщ преимущественно терригенных грубообломочных пород указывает, очевидно, на обмеление бассейна в конце кембрийского периода. В дальнейшем за счет

размыва кембрийских пород формируются базальные конгломератовые толщи ордовикского этапа трансгрессии.

Таким образом, кембрийский этап осадконакопления является неотъемлемой, хотя и малоизученной пока частью сложной истории геологического развития Северо-Востока СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Гагиев М. Х., Сдерягин В. А., Шамин В. Н. О кембрийских отложениях на Омолонском массиве.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
- Кабаньков В. Я. Стратиграфия протерозойских и кембрийских отложений Северо-Востока СССР.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. межвед. стратигр. совещ. Магадан: Кн. изд-во, 1974.
- Комар В. А., Фурдуй Р. С. О кембрийских и юдомских отложениях Приколымского поднятия.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия.— М.: Наука, 1974.
- Орадовская М. М. Стратиграфия и палеогеография ордовика Омолонского массива.— В кн.: Опорные разрезы палеозоя Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНИЦ АН СССР, 1974.
- Пепеляев Б. В. Кембрийские отложения бассейна р. Колымы.— В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. межвед. стратигр. совещ. Магадан: Кн. изд-во, 1974.
- Симаков К. В., Шевченко В. М. Краткий очерк стратиграфии додевонских отложений Омолонской глыбовой области.— В кн.: Рифей центрального сектора Арктики. Л.: НИИГА, 1972.
- Ткаченко В. И., Гогин И. Я. О верхнекембрийских отложениях южной части Приколымья.— Изв. вузов. Геол. и разн., 1981, № 11.
- Фурдуй Р. С. Рифей и венде срединных массивов Северо-Востока СССР. Автореф. канд. дис.— Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1968.
- Miller J. F. Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodonts with comments on their evolution.— Univ. Kansas Paleontol. Contr., 1980, v. 99.
- Müller J. K. Cambrian conodont faunas.— Mem. Geol. Soc. America, 1970, N 127.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан
ПГО Аэрогеология, Москва

Поступила в редакцию
12 июля 1984 г.

УДК 552.323.5.08 : 54(571.61/62)

Г. В. Роганов

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ВАНДАНСКОЙ ЗОНЫ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Рассмотрены особенности размещения и химического состава вулканогенных пород Ванданской зоны, среди которых выделены три группы базальтоидов: умеренно щелочные базальты, щелочные оливиновые базальты и трахибазальты. В результате сопоставления составов исследованных пород с базальтами различных структурных зон океанов выявлено их сходство

с вулканитами глыбовых и сводово-глыбовых гор океанических плит. Показано, что результаты петрохимических исследований вулканогенных пород могут быть использованы для реконструкций палеотектонических обстановок ранних этапов развития древних эвгеосинклинальных зон.

Одной из главных и наиболее трудных задач, возникающих при изучении эвгеосинклинальных складчатых зон, является реконструкция палеогеографических и палеотектонических обстановок наиболее ранних этапов их развития. Существует мнение, что эти зоны представляют собой фрагменты прежних океанических бассейнов [3, 4, 6—8]. Однако в вопросе, какие именно части данных бассейнов соответствуют эвгеосинклинальным зонам, у сторонников этой точки зрения нет единого мнения. Одни исследователи аналогами таких зон считают океанические хребты с присущими им рифтовыми долинами [3], другие — области активных континентальных окраин, включающих в себя системы сопряженных поднятий и прогибов: окраинное море — островная дуга — глубоководный желоб [4].

Материалы геологического изучения дна современных океанов свидетельствуют, что «история его развития чрезвычайно сложна и она, несомненно, запечатлена не только в его тектонических структурах, но и в особенностях состава вулканических пород, приуроченных к разным структурным зонам» [2, с. 22].

По современным представлениям [1, 10], в структуре дна океанических бассейнов следует выделять три категории тектонических образований: 1 — срединно-оceanические хребты, 2 — океанические плиты, осложненные глыбовыми, сводово-глыбовыми и другими поднятиями и вулканическими островами и 3 — островные дуги. По Б. П. Золотареву [2], вулканизм этих структурных зон различается не только формой проявления, но и разной степенью дифференцированности вулканических продуктов, содержаниями в них титана, алюминия, магния, щелочных элементов и, соот-

ветственно, их нормированными отношениями.

В настоящей статье предпринята попытка сопоставить вулканические породы древних эвгеосинклинальных зон и различных структурных областей дна современных океанов. В качестве объекта исследований выбраны средне- и поздненеолеозойские вулканиты Ванданской зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы. В основу исследования положены результаты химических анализов 43 проб вулканогенных пород правобережья р. Амгунь, верховий р. Горюн и бассейна р. Кур, выполненных в лабораториях Дальневосточного научно-исследовательского института минерального сырья (ДВИМС) и производственного объединения Дальгеология по материалам автора (24 пробы), Б. И. Бурдэ (3 пробы) и А. Ф. Майбороды (16 проб).

Ванданская зона расположена на западной окраине Сихотэ-Алинской складчатой геосинклинальной системы, прослеживаясь вдоль границы с Буреинским массивом от р. Амур на юге до верховий р. Амгунь на севере на протяжении более 350 км при ширине до 150 км. Эвгеосинклинальный этап ее развития охватывает промежуток времени от позднего турне до конца перми включительно. Общая мощность отложений, накопившихся за этот период, варьирует в значительных пределах, достигая в отдельных районах 15 тыс. м. Наиболее детально изучен разрез Баджальского района, в стратиграфической схеме которого, принятой З-м Дальневосточным межведомственным стратиграфическим совещанием [9], выделяются следующие подразделения (снизу вверх):

1. Толща алевролитов, песчаников, седиментационных брекчий, кремнистых пород, диаба-

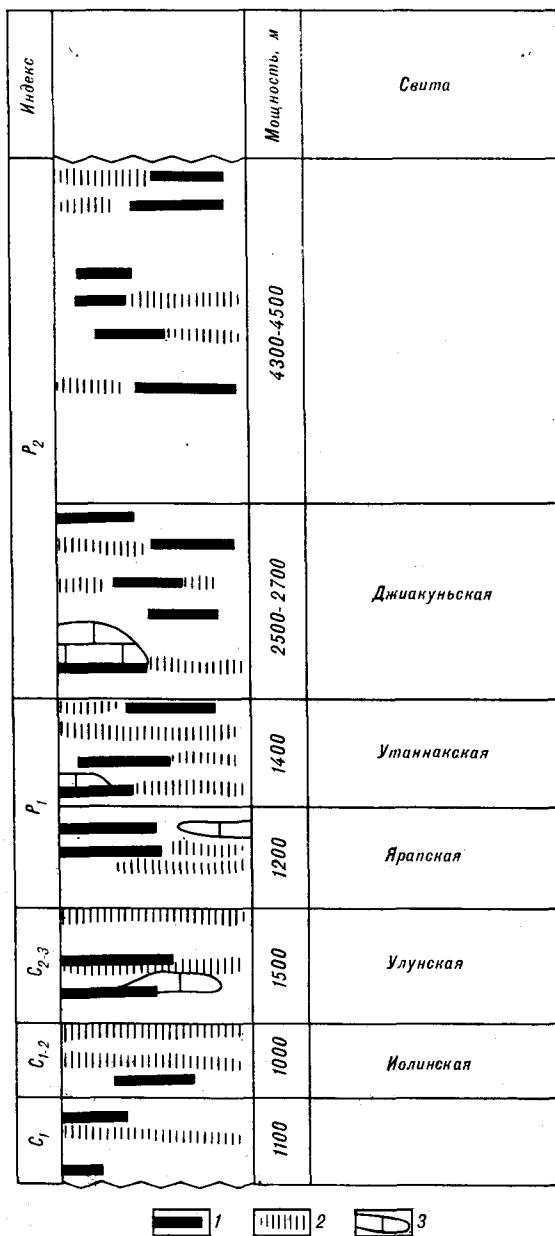
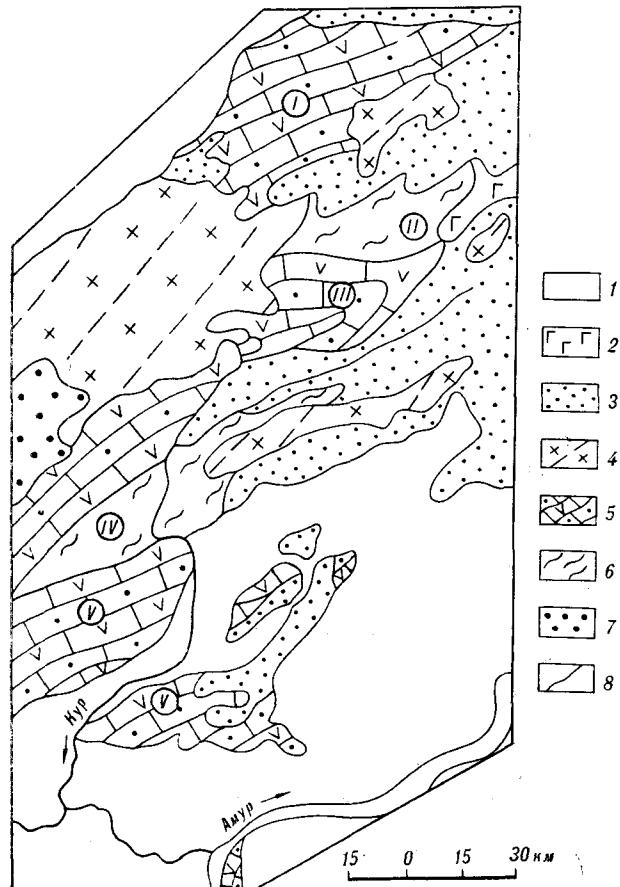


Рис. 1. Размещение вулканогенных и ассоциирующих с ними кремнистых и карбонатных пород в разрезе Баджальского района Вандансской зоны (по материалам А. Ф. Майбороды, 1978 г.). 1 — вулканогенные, 2 — кремнистые породы; 3 — известняки.

зов, спилитов, известняков (C_1 , 1000–1250 м).

2. Иолинская свита. Кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, силицифицированные туфы (C_1-2 , 1000—1150 м.).

3. Улунская свита. Песчаники, алевролиты, глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, силицированные туфы, спилиты, диабазы, известняки, часто органогенные (C_2 — 1400 — 1650 м).



*Рис. 2. Схема структурно-фациального районирования
Ванданской зоны.*

1 — кайнозойские владины; 2 — покровы четвертичных базальтов; 3 — мезозойские прогибы; 4 — мезозойские вулкано-плутонические зоны; 5, 6 — средне-позднепалеозойская эвгеосинклинальная Ванданская зона; 5 — подзоны с карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенным типом разреза (I — Дукинская, III — Улун-Якунинская, V — Почегутинская), 6 — подзоны с вулканогенно-кремнисто-терригенным типом разреза (II — Эльга-Горинская, IV — Биранджинская); 7 — Урмийский окраинный прогиб Буреинского массива; 8 — границы структурных и структурно-фаунистических подразделений.

4. Ярапская свита. Песчаники, конгломераты, гравелиты, седиментационные брекчии, алевролиты, кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, органогенные известняки, спилиты (P_1 , 1200—1700 м).

5. Утанакская свита. Кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, спилиты и их туфы, алевролиты, песчаники, органогенные известняки (P_1 , 650—1400 м).

6. Джиакуньская свита. Песчаники, алевролиты, седиментационные брекчии, спилиты, кремнистые породы, органогенные известняки (P_2 , 400—2700 м).

7. Толща песчаников, алевролитов, гравелитов и седиментационных брекчий с редкими пластами кремнистых пород, органогенных известняков, спилитов, глинистых и кремнисто-

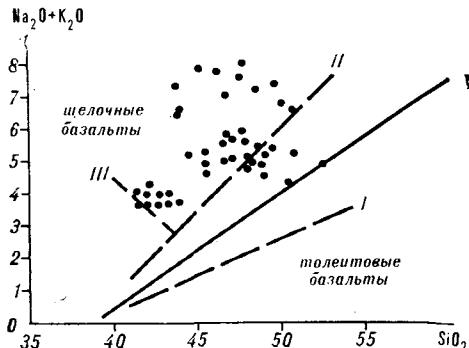


Рис. 3. Соотношение суммы щелочей и кремнезема в вулканогенных породах Ванданской зоны. Сплошной линией разделены поля толеитовых и щелочных базальтов, штриховой показано направление эволюции толеитовых (I), щелочно-базальтовых (II) и базанитовых (III) серий, по [13].

глинистых сланцев, силицированных туфов (P_2 , 4400—4500 м).

Особенности стратиграфического положения вулканогенных пород в приведенном разрезе отражены на рис. 1.

По материалам В. И. Сухова (1963 г.) и А. Ф. Майбороды (1978 г.), в пределах Ванданской зоны можно выделить ряд подзон с двумя преобладающими типами разрезов: карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенным и вулканогенно-кремнисто-терригенным (рис. 2). Первый тип характерен для Дукинской, Улун-Якуньской и Почегуньской подзон, отвечающих внутригеосинклинальным поднятиям, второй — для Эльга-Горинской и Биранджинской, соответствующих внутригеосинклинальным прогибам. Вулканогенные породы наиболее широко распространены в пределах поднятий. Они представлены спилитами, диабазами, диабазовыми порфиритами, тахилитами и вариолитами покровной и субвулканической фаций, а также в различной степени силицированными туфами и гиалокластитами. Характерна ассоциация вулканитов с органогенными известняками, иногда образующими значительные по размерам рифовые постройки, яшмами и кремнисто-глинистыми породами. С карбонатными породами парагенетически связаны брекчевые кремнистые и карбонатные фосфориты, залежи которых известны в Хабаровском крае [11], с кремнистыми и кремнисто-глинистыми — марганцевые и железомарганцевые руды хр. Вандан [5].

На основе диаграмм Г. Макдональда [13] и Х. Куно [12] вулканиты Ванданской зоны могут быть отнесены к щелочно-базальтовым сериям (рис. 3, 4). Анализ распределения фигуративных точек вулканитов на этих диаграммах позволяет выделить три группы пород, резко отличающихся по содержанию щелочей

Средние химические составы вулканогенных пород Ванданской зоны

Компонент	1		2		3	
	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
SiO ₂	46,26	1,84	48,10	2,00	48,19	2,21
TiO ₂	2,20	0,5	2,39	0,55	2,52	0,46
Al ₂ O ₃	13,81	1,97	14,34	2,21	16,02	1,96
Fe ₂ O ₃	2,91	1,87	4,80	2,28	7,19	3,74
FeO	8,98	2,63	7,27	2,10	5,46	2,54
MnO	0,22	0,09	0,21	0,05	0,24	0,19
MgO	7,20	0,62	6,09	1,74	2,96	1,18
CaO	7,41	1,39	7,26	1,64	4,74	1,55
Na ₂ O	2,80	0,30	3,33	0,81	4,08	0,50
K ₂ O	0,81	0,43	1,53	0,88	3,53	1,28
P ₂ O ₅	0,36	0,12	0,42	0,24	0,88	0,34
Na ₂ O + K ₂ O	3,61	0,16	4,86	0,48	7,61	0,47
Na ₂ O/K ₂ O	3,46	0,16	2,18	1,87	1,15	2,8
<i>n</i>	10		23		10	

П р и м е ч а н и е. 1 — умеренно щелочные базальты, 2 — щелочные оливиновые базальты, 3 — трахибазальты; *n* — число анализов; \bar{X} — среднеарифметическое, *S* — среднеквадратичное отклонение.

(см. таблицу). К первой группе, охарактеризованной 10 анализами, относятся умеренно щелочные разновидности базальтов, близкие по содержанию щелочей к толеитам ($Na_2O + K_2O$ 3,61%), но отличающиеся от последних резко пониженным содержанием кремнезема (46,26%). Среднее отношение Na_2O/K_2O в этих породах составляет 3,46. Во вторую, наиболее многочисленную группу из 23 анализов входят породы, отвечающие по составу щелочным оливиновым базальтам. Среднее содержание SiO_2 в этих вулканитах 48,10%, $Na_2O + K_2O$ 4,86%, отношение Na_2O/K_2O 2,18. Третья группа, выделенная по 10 анализам, представлена трахибазальтами

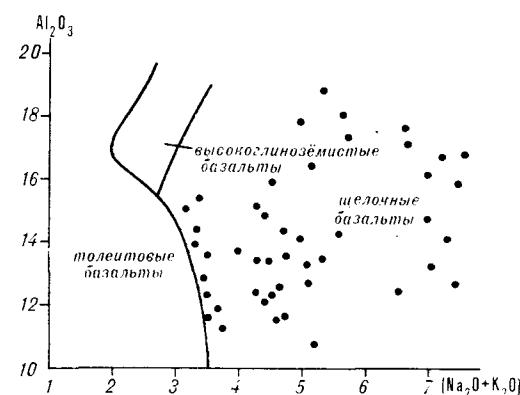


Рис. 4. Соотношение глинозема и суммы щелочей в вулканогенных породах Ванданской зоны. Линией разделены поля толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных базальтов, по [12].

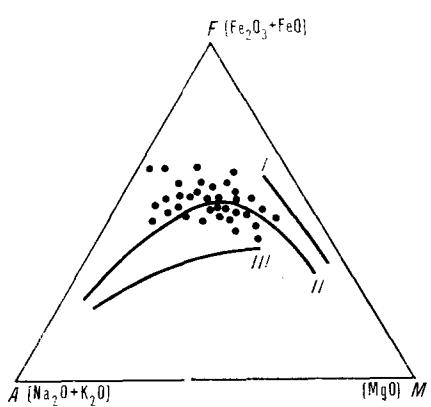


Рис. 5. Положение фигуративных точек на диаграмме AFM . I — гавайские толеитовые базальты и их дифференциаты (фенинеровский путь кристаллизации), II — гавайские щелочные базальты и их дифференциаты (боузновский путь кристаллизации), III — базальты известково-щелочных серий.

(среднее содержание SiO_2 48,19%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 7,61%, отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 1,15). Общее возрастание щелочности вулканитов происходит за счет накопления Na и K, причем накопление K проходит быстрее. Однако даже наиболее щелочные разновидности базальтоидов имеют патровую специфику. Одновременно с возрастанием щелочности отмечается рост содержаний SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , окисного железа и P_2O_5 . В некоторых пробах трахибазальтов

содержание P_2O_5 достигает 1,5%, что в 4,3 раза превышает кларк основных пород.

На диаграмме AFM (рис. 5) фигуративные точки вулканитов Ванданской зоны образуют плотное, слабо вытянутое поле, что указывает на незначительную проявленность процессов дифференциации. Кривая, отражающая вариацию состава вулканитов, полностью совпадает с отрезком кривой, характеризующей гавайские щелочные базальты и их дифференциаты.

Результаты исследования состава вулканогенных пород дна океанов свидетельствуют, что щелочно-базальтовые серии распространены во всех типах океанических структур, однако соотношение их с другими базальтоидными сериями в разных структурах различное [1, 2, 10]. Для срединно-океанических хребтов наиболее характерны высокоглиноземистая и толеитовая серии, для сводовых и глыбовых поднятий — щелочная оливин-базальтовая, для островных дуг — толеитовая и высокоглиноземистая. Наименее дифференцированы по кремнекислотности вулканические породы срединно-океанических хребтов, непрерывно дифференцированные серии свойственны островным дугам.

Для сопоставления составов вулканогенных пород Ванданской зоны и различных типов структур дна океанов использованы вариационные диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2$,

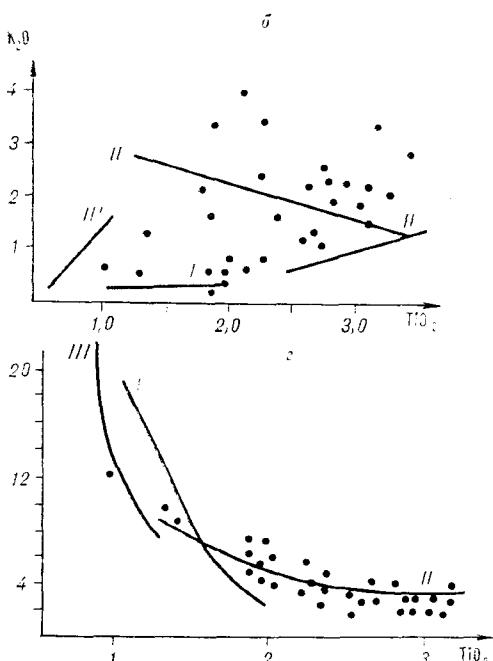
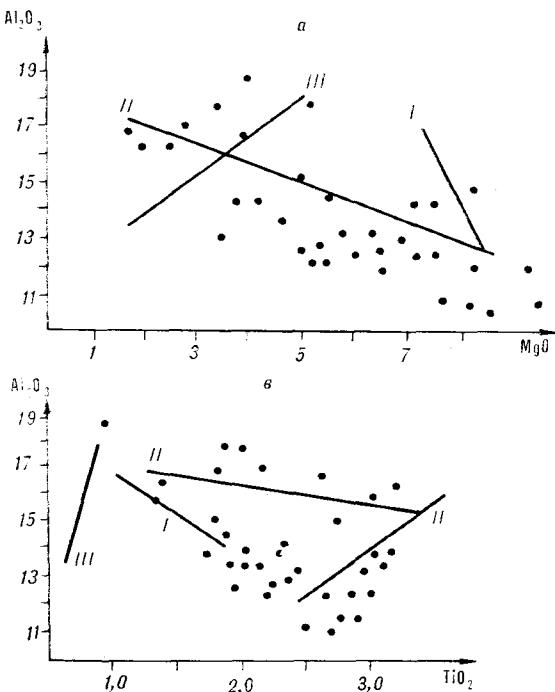


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов вулканогенных пород Ванданской зоны на вариационных диаграммах [2] базальтов различных структурных зон океанов. I — океанические хребты, II — глыбовые поднятия, III — островные дуги; $t = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}}{\text{TiO}_2}$.

Al_2O_3 — TiO_2 и диаграмма В. Готтини [2]. На диаграмме Al_2O_3 — MgO в вулканитах Ванданской зоны между названными окислами устанавливается обратная линейная связь, при этом фигуративные точки вулканитов располагаются вдоль вариационной линии базальтов глыбовых поднятий (рис. 6, а). На диаграмме K_2O — TiO_2 наибольшая плотность фигуративных точек отмечается вдоль двух трендов, соответствующих щелочной и нещелочной сериям базальтов глыбовых поднятий (см. рис. 6, б). Еще более сложные отношения устанавливаются между Al_2O_3 и TiO_2 . На диаграмме, характеризующей эти отношения, фигуративные точки ванданских вулканитов группируются вдоль трех трендов, один из которых отвечает толеитовым сериям срединно-океанических хребтов, а два других — щелочной и нещелочной сериям глыбовых поднятий (см. рис. 6, в). На диаграмме В. Готтини (см. рис. 6, г) все точки, отражающие отношения между условной глиноземистостью (t)

и содержаниями титана в ванданских вулканитах, располагаются вблизи вариационной линии базальтов глыбовых поднятий.

Таким образом, анализ петрохимических диаграмм выявил значительное сходство вулканических пород Ванданской зоны с базальтами глыбовых и сводово-глыбовых гор океанических плит. На возможность подобного сопоставления указывают и такие признаки, как постоянная ассоциация ванданских вулканитов с кремнистыми, иногда марганцовистыми осадками и рифовыми известняками, весьма характерными для пелагических зон океанов. Большая мощность ванданского эвгеосинклинального комплекса и широкое развитие в его разрезе алевритовых и псамmitовых пород могут свидетельствовать о накоплении отложений вблизи подножия континентального склона и небольшой ширине палеошельфа, в качестве фрагмента которого можно рассматривать Урмийский окраинный прогиб Буреинского массива, выполненный отложениями миогеосинклинального типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна/Под ред. Ю. П. Непрочнова.—М.: Недра, 1979.
2. Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией.—Геотектоника, 1979, № 1.
3. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.—М.: Недра, 1972.
4. Книппер А. Л. Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей.—В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
5. Кулиш Л. И. Осадочные и вулканогенно-осадочные марганцево-рудные комплексы Востока СССР.—В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
6. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.—Геотектоника, 1969, № 4.
7. Пейве А. В., Штрейс Н. А. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.—Докл. СССР, 1971, 196, № 3.
8. Пейве А. В., Штрейс Н. А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.—Сов. геол., 1972, № 12.
9. Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.—Владивосток, 1978; Магадан, 1982.
10. Униксов В. А. Тектоника плит.—Л.: Недра, 1981.
11. Школьник Э. Л., Борисов В. Н. Первая находка фосфоритов в верхнепалеозойских отложениях хребта Вандан (Хабаровский край).—Геол. и геофиз., 1974, № 6.
12. Kuno H. Differentiation of basaltic magmas.—II: Basalts. V. 2. N. Y., Intersci. Publ., 1968.
13. Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.—J. Petrol., 1964, v. 5, N 1.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 февраля 1984 г.

Н. А. Шило

РАССЛОЕННЫЕ ПЛУТОНЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ.

СТАТЬЯ 3. ИСТОЧНИК БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ

Проанализировано современное состояние представлений о происхождении базальтовых магм, показано, что среди петрологов и геофизиков нет единого мнения о их материнском веществе, предлагаемые модели магмообразования пока недостаточно обоснованы. В статье эта проблема рассмотрена с позиций соответствия симметрии среды и состояния вещества (принцип Кюри). Организация вещества с учетом симметрии среды при движении к центру планеты меняется от низших сингоний к высшим. Условиям положения пе-

В предыдущих публикациях автора * изложена общая теория дифференциации основных магматических расплавов. Показано, что процесс протекает в три накладывающиеся друг на друга стадии: скрытое расслоение, ликвация и кристаллизация ликвационных слоев. Трехстадийная дифференциация магм формирует расслоенные plutоны с геометрически правильной последовательностью ритмов, структурно согласованных с их минералогическим и элементным составом. Образование интрузий с концентрической упаковкой ритмов объясено с позиций нелинейных сред, в которых развиваются неравновесные системы с участием каталитических и волновых процессов.

В конце второй статьи сделан не вполне мотивированный вывод об источнике базальтоидных магм — наиболее сложной проблеме современной геологии, затрагивающей многие фундаментальные дисциплины науки. Ее рассмотрение в рамках общего названия статей целесообразно начать с анализа фактических данных о материнском веществе базальтоидов, пока оставив в стороне стадию «скрытого расслоения» или «полимеризации» основных силклатных расплавов. Следует тем не менее подчеркнуть, что тонкий механизм этой стадии дифференциации обеспечивает появление липарит-игнимбритовых пород в эфузивных фациях, а дунитовой и гранитоидной ассоциаций — в интрузивной.

реходной зоны от симметрии среды высшей категории к средней и низшей отвечают гранаты или пиральспитовая ассоциация, они же удовлетворяют и элементному составу базальтоидных магм. На больших глубинах, где среда отвечает высшей категории симметрии, координация элементов в гранатах должна повышаться. Такое состояние вещества предложено называть пиральспитом, а слагаемую им зону — пиральспитовой.

Проблема происхождения базальтоидных магматических расплавов до сих пор не имеет однозначного решения. За последние десять лет она наиболее обстоятельно проанализирована Х. Йодером. В поисках ответа на вопрос о том, как образовались базальтоидные магмы, Х. Йодер заключает, что «проблема базальтов должна решаться экспериментально... Выводы, к которым пришли полевые геологи, геофизики и экспериментаторы, позволили наметить направления дальнейших работ по физике, термодинамике и физической химии» [5].

Следует напомнить существующие по этому поводу представления. Предполагается, что под континентами верхняя мантия (глубина более 120 км) сложена главным образом перидотитами и дунитами, выплавки из которых являются базальтовыми магмами. Нередко такая модель распространяется и на океаническое дно, однако последнее необоснованно, так как перидотиты и дуниты по сравнению с базальтами обладают дефицитом ряда элементов (таких как K, P, Ti, Ba, Sr, U, Th, La, иногда Na, Ca, Al) и большинства редких земель. Поэтому дунит-перидотитовую ассоциацию стали рассматривать в качестве фракционированного тугоплавкого остатка, возникшего после отделения базальтовой жидкости при плавлении гипотетического пиролита ($0,25$ базальта + $0,75$ перидотита). В состав пиролита включают пироксены, оливин, амфиболы, иногда шпинель, хромит, плагиоклаз, реже гранат. Но и эта модель не решает многих геологических и петрологических вопросов. Сейчас в литературе обсуждается «полимеризация» магматических расплавов в качестве наиболее вероятного

* См. журнал «Тихоокеанская геология», 1983, № 6; 1985, № 2.

направления выхода из создавшегося тупика [6], причем за исходное вещество в этом процессе принимается оливин.

Мне уже приходилось писать о том, что такая ситуация в петрологии порождена уэйджеровской моделью фракционной кристаллизации магм и недостаточным учетом особенностей флюидного режима верхней мантии. Заметим, что и первое, и второе положения опираются на аккреционное происхождение планеты, почти безоговорочно принимаемое в исследованих процессов эволюции земного вещества. Снятие этих ограничений позволяет фракционную кристаллизацию с осаждением тугоплавких минералов заменить трехстадийной дифференциацией, где флюидизация, «полимеризация», ликвация и кристаллизация в солидусно-ликвидусной области обеспечивают образование широкого спектра пород.

Элементный дефицит пиролита, в который оливин должен вносить главный вклад, — общеизвестный факт, не позволяющий безоговорочно принимать эту модель развития базальтоидного магматизма. В сущности, он сохраняется и в случае признания за оливином или вообще дунитовой ассоциацией роли исходного материала для генезиса основных магм, выступающих в качестве продукта «полимерных» превращений ультраосновного расплава. Вместе с тем термодинамический анализ убеждает, что существование в мантийных зонах всего комплекса минералов дунитовой ассоциации невозможно. На это же указывает и «кристаллографический запрет» (см. ниже).

Во всех ныне существующих моделях генерации базальтоидных расплавов с оливином может конкурировать только гранат, или пиральспитовая ассоциация эклогитов. В пользу правомерности такой постановки вопроса свидетельствуют эксперименты, доказавшие возможность превращения базальтов в эклогит при соответствующих давлениях. Правда, при таких условиях как будто бы идет процесс образования гранатового перidotита, чему Х. Йодер отдает предпочтение. С этим фактом согласуются геологические доказательства. Общеизвестно, что в кимберлитовых нодулях, вероятно, поступающих из глубин более 120—130 км, и во включениях в брекчиях щелочных, значительно реже толеитовых базальтов, присутствуют пиропы.

Зависимость параметров кристаллографической решетки минералов от P — T -условий их образования требует более детального рассмотрения. В построении моделей верхней мантии эта зависимость оставалась вне поля зрения исследователей, что, разумеется, распространялось и на проблему происхождения базальтоидных магматических расплавов. Обратимся к гранату и оливину.

Гранаты — минералы кубической сингонии ($6L_310L_315L_215PC$), относящиеся к ортосиликатам. Их структура сложена изолированными кремнекислородными тетраэдрами, которые соединены с октаэдрами трехвалентными ионами, тогда как двухвалентные ионы, окруженные 8 атомами кислорода, занимают пустоты кремний-алюминиевого каркаса. Ионы железа и магния в пиральспитах находятся в восьмерной координации вместо обычной для них четверной. Это редчайший случай различной координации атомов в одной и той же структуре. Самый глубинный из гранатов — пироп — имеет наименьший размер решетки 11,549 Å.

Оливин тоже ортосиликат, состоящий из изолированных кремнекислородных тетраэдров, но кристаллизуется он уже в ромбической сингонии; для него характерно отсутствие осей симметрии выше второй категории ($3L_2L_22P3L_23PC$). Изолированные кремнекислородные тетраэдры оливина связаны двухвалентными ионами. Каждый из них окружен шестью атомами кислорода.

Сравнение параметров пиропа и форстерита показывает, что ассоциация гранатов пиральспитовой группы в решении проблемы образования базальтоидных магм обладает несомненным преимуществом. И в самом деле, в пиропе кислорода 47,6, в форстерите 43,5%, кремния соответственно 20,8 и 18,1%. При близких значениях содержаний главных элементов в пиропе присутствует 13,4% алюминия, тогда как в форстерите его всего 0,7%; этот показатель создает тупиковую ситуацию в случае с оливином, поскольку силикатный расплав усложняет свои структурные мотивы с участием алюминия. Зато октаэдрических групп в оливине 37,7, а в пиропе 18,0%, что свидетельствует об энергетически более выгодной решетке гранатов; удельный вес последних 3,8 г/см³ и выше, тогда как форстерита — 3,5 г/см³. Нельзя не принимать во внимание формульный вес: у пиропа он равен 403,2, а у форстерита 140,7, т. е. в 2,9 раза меньше; объем элементарной ячейки (в 10⁻²⁴ см) у пиропа 1504,6, а у форстерита 290,8, или в 5,2 раза меньше, но молярный объем у пиропа 113,2, у форстерита же 43,7 — всего в 2,4 раза меньше.

На больших глубинах в зоне верхней мантии гранаты сохраняют свою кубическую структуру, что соответствует, как отмечено, наивысшим координационным числам входящих в решетки катионов. Вообще же изоморфно-изоструктурные изменения в ряду гранатов связаны с уменьшением радиуса катионов и анионов за счет электронного обмена между ними и с возрастанием щелочности группы. Оливин на аналогичных глубинах вступает в

«шпинелевый переход», приобретая объемно-центрическую кубическую структуру. Экспериментами доказана также трансформация на этих глубинах ильменитовой структуры в перовскитовую; знаменательно, что этот ильменит, обладая всеми признаками кубической сингонии, отличается оптической анизотропией, указывающей на его полиморфные превращения при более низких P и T , по сравнению с теми, при которых произошло его образование. Такие переходы от низших категорий симметрии к высшим сложны и реализуются в некотором интервале глубин с меняющимися условиями.

В. В. Доливо-Добровольский [3] придал явлению изменения сингонии количественный характер, выразив его через число элементов точечной группы, соответствующей голоэдрическому классу данной сингонии: триклинина — $2(2^1)$, моноклинная — $4(2^2)$, ромбическая — $8(2^3)$, тригональная — $12(2^3 + 2^2)$, тетрагональная — $16(2^4)$, гексагональная — $24(2^4 + 2^3)$, кубическая — $48(2^5 + 2^4)$. В качестве показателя он взял усредненную величину симметрии, рассчитав ее по формуле $\sigma = X_i S_i$, где X_i — доля общей массы агрегата, находящаяся на фазу, S_i — числовая характеристика сингонии. По мнению автора, с глубиной симметрия кристаллического вещества сменяется в такой последовательности: триклинина, моноклинная, ромбическая, ромбическая + кубическая, средние сингонии + кубическая, кубическая.

В связи со сказанным возникает фундаментальный вопрос, не получив ответа на который нельзя решать задачу об исходном веществе для базальтоидных магматических расплавов. Его можно поставить так: почему с увеличением глубины вещество приобретает симметрию высшего порядка, к которой относится и кубическая сингония ($3L_44L_36L_29PC$)? Приведенные примеры, внешне как будто имеющие частный характер, отражают наиболее общий закон развития материального мира, вытекающий из учения о кристаллах, в основе которого лежит строжайшая зависимость форм от среды. С элементами симметрии среды в природе согласуются элементы симметрии тел в самом широком значении этого слова — на этот принцип в свое время указал П. Кюри. В геологических условиях он реализуется в анизо- или изотропности вещества в координатах давления, температуры и состава. По-видимому, напряженность среды в указанных координатах до какого-то уровня глубин реализуется в анизотропной форме; при переходе от этого уровня по направлению к центру, уже в мантии, напряженность среды приобретает изотропное состояние, т. е. реализуется в симметрии шара ($^{\infty}L_{\infty} \ ^{\infty}PC$). Этим и определяется

то, что ниже некоторой критической зоны вещество существует только в высшей категории симметрии («кристаллографический запрет»).

Следует обратить внимание, что еще Е. С. Федоров выдвинул идею об эллипсоиде сингоний, относя кристаллы высшей категории симметрии (кубическая сингония) к симметрии шара, средней категории — к симметрии эллипсоида вращения (+ и -), низшей — к трехосному эллипсоиду (++, +-, -+, --). И. И. Шафрановский считает (устное сообщение), что с понятием эллипсоида сингоний Е. С. Федорова хорошо согласуется на нашей планете статистика минералов, среди которых сумма низших категорий относится к сумме средних категорий, а последняя к сумме высших категорий, как $4:2:1$. В. В. Доливо-Добровольский полагает, что «симметрия в известной мере отражает общее направление эволюции земного вещества, связанной с возникновением внешних оболочек земного шара» [3, с. 589].

Эти общие теоретические представления согласуются с наблюдаемой тенденцией повышения сингоний силикатов при переходе на более глубинные уровни кристаллизации. Такой тенденции на первый взгляд противоречит кристаллизация на поверхности Земли некоторых минералов в кубической сингонии, например галита и сильвина; однако их образование происходит в водной среде, симметрия которой реализуется в высшей категории. Водным условиям обязаны своей совершенной формой шара, например, радиолярии и т. д. Любопытно с позиций этого принципа обратиться к минеральному царству нашего спутника — Луне. В лунных породах силикатов кубической сингонии вообще не встречено (перечень минералов высшей сингонии там ограничивается медью, железом, шпинелью, хромитом и перовскитом). Силикатов низших сингоний на Луне также встречено мало: пироксен, плагиоклаз, оливин, ильменит. Вероятно, это связано, с одной стороны, с меньшей по сравнению с Землей массой Луны и соответственно отсутствием «земных» давлений (последнее и лимитирует формирование изотропной среды), а с другой, с тем, что анизотропия среды на Луне реализуется в узких пределах при отсутствии атмосферы и гидросферы. Все это ограничивает разнообразие силикатных мотивов при «полимерных» превращениях базальтоидных расплавов.

Изложенное позволяет понять сложнейшие процессы, протекающие на Земле на разных глубинах, среди которых особого внимания заслуживает интервал от 300 до 600 км [1] (по данным [10], от 400 до 900 км), где фиксируются аномальные изменения скоростей сейсмических волн. С позиций строгой направленно-

сти превращений минералов от анизотропного к изотропному состоянию, от низших к высшей категории симметрии этот интервал следует отнести к одной из переходных зон, где симметрия среды и кристаллического вещества реализуется в эллипсоиде вращения (+ и -). Ниже ее среда приобретает симметрию шара, а кристаллическое вещество высшую категорию сингонии — кубическую. Поэтому, например, трудно согласиться с представлениями Рингвуда и Грина о возможном переходе на глубинах свыше 600 км гранатов в пламенитовые структуры, ибо это противоречит принципу соответствия симметрий среды и вещества. Скорее всего, гранаты, как и шпинель, далее трансформируются в такие модификации минералов, которые будут характеризоваться высшими координационными числами катионных групп и атомов кремния.

В своих рассуждениях я ограничился характеристиками граната и оливина в связи с особым их положением в большинстве концепций базальтообразования, да и вообще в построении различных моделей Земли; эти минералы достаточно ярко иллюстрируют всеобщий закон природы — принцип соответствия формы вещества и среды его существования. В самом деле, почти все небесные тела имеют форму шара или приближающуюся к нему — они образованы в изотропной среде. Если их форма и структура тел отклоняются от высшей категории симметрии, значит среда приобретала анизотропную симметрию. Капля в воздухе — шар, воздушный пузырек в воде — шар; здесь выполняется тот же закон соответствия симметрии среды и симметрии вещества. Реализация этого принципа на Луне, где в минеральном царстве просматривается ограниченный разброс симметрий со стороны низшей и высшей ее категорий, легко объясняется, как показано выше, массой спутника и условиями его развития. Хондры в метеоритах — это капли силикатного расплава, застывшего в начальной стадии ликвации и в последующем раскристаллизовавшегося. Они свидетельствуют не об универсальной стадии развития космического или околосолнечного вещества, а о некогда существовавших в солнечной системе расплавленных телах. Неправильная форма метеоритов указывает на распад этих, по-видимому, малых тел.

Признание за гранатами роли исходного вещества базальтоидных магм позволяет решить проблемы, вокруг которых ведутся дискуссии. В частности, не встречает особых затруднений понимание причин появления обычно выделяемых трех типов базальтов: толеитовых, щелочных и высокоглиноземистых. Различие первых двух сводится к наличию в толеитах слабоизвестковистых пироксенов либо кварца, в щел-

очных — сильно известковистого титан-авгита или нефелина; глиноземистые же от них отличаются почти равным содержанием альбита и апортита (паряду с присутствующим диопсидом), оливин занимает четвертое место в этом ряду. Иными словами — минералы базальтов указывают на анизотропную (с некоторыми вариациями P и T) среду их образования.

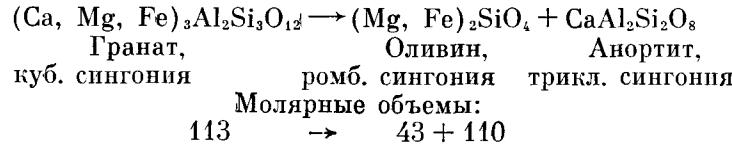
Выше даны сравнения пиропа и форстерита, но кальциевый и железистый гранаты по параметрам решетки также отвечают большим глубинам, определяющим высокое давление, которое, как считает Х. Йодер [5], увеличивает точку плавления эклогитов по сравнению с точкой плавления «вмещающих» пород. Однако эта трудность, скорее, кажущаяся и вытекает из недостаточных знаний об истинных реакционных взаимодействиях и превращениях вещества в изотропной среде мантии. Но даже если утверждение Х. Йодера справедливо, то и тогда препятствие на пути признания за гранатами эклогитовой ассоциации материнского вещества базальтоидных магм может быть устранено соответствующими по составу флюидами. Вероятно, им обязано появление в парагенезе оливин-пироксеновых минералов, «чуждых» высшей категории симметрии среды.

Следует иметь в виду, что существует три эклогитовые ассоциации [2], отвечающие разным термодинамическим условиям, из которых только одна, характеризующаяся минерологическим составом нодулей из кимберлитов, может рассматриваться в качестве мантийной, отвечающей анизотропно-изотропной или изотропной среде напряжений.

Выплавка базальтовых магм из гранатов (эклогитов), судя по прохождению сейсмических волн, должна носить парциальный характер. Энергетика этого процесса связывается с притоком основных флюидов, накапливающихся в зоне развития окислительных процессов с фазовыми переходами вещества, а также через снятие давления как за счет статической нагрузки, так и в результате образования глубинных разломов, к чему очевидна причастность лунных и солнечных приливно-отливных явлений, формирующих напряжения в сферах планеты. По укоренившейся традиции в энергии магмообразования основное место отводится конвективному массопереносу, проблематичность которого никогда и никем не была опровергнута, так же как и радиоактивному распаду, как известно, играющему положительную роль только в кислых породах. Концентрацию соответствующих элементов в этих породах нужно рассматривать как эффект уже прошедшей дифференциации, т. е. следствие этого процесса, а не его причину.

В зоне субкритических температур и давлений, где происходит смена изотропно напряжен-

женной среды на анизотропную, могут быть такие насыщенность гранатового (эклогитового) вещества флюидами и соотношение в них радикалов, что «сдавленные», «пухлые» катионно-анионные структуры с решетками высшей категории симметрии переходят в неравновесную позицию прежде «вмещающих» йоде-

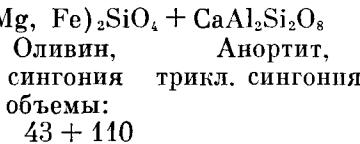


Как видно, процесс сопровождается увеличением объема вещества на 36,7 %. Указанная величина возникает за счет разницы мольного объема пиропа и суммы мольных объемов оливина и анортита. Если же к этому добавить превращения, сопровождающиеся реакциями взаимодействия структурных элементов с флюидами, что приводит к еще большему «распуханию» кристаллических решеток, то допустимо возрастание объемов вещества по сравнению с исходным не менее чем в два раза. Понятно, такое их приращение во внутренних сферах планеты, к тому же еще и с экзотермическими эффектами, может объяснить не только обычно наблюдалась напряженность вулканизма, но и многие тектонические процессы, протекающие со значительным воздыманием обширных активных зон, внедрением в земную кору интрузий и т. д.

Следовательно, с позиций кристаллохимии и принципа соответствия симметрии среды и заполняющего ее вещества дунитовая ассоциация с главным ее минералом — оливином — должна относиться не к верхнемантийному субстрату, появляющемуся, как принято считать, на поверхности в виде выжатых пластин, а к побочному продукту трехстадийной дифференциации основного расплава — процессу, в котором ликвации и «полимерным» превращениям базальтоидных магм отводится ведущая роль. Гранатовая зона должна лежать ниже дунитовой (оливиновой).

Из изложенного следует, что земная кора — анизотропная сфера планеты, в которой кристаллическое вещество формируется по закону трехосного эллипсоида. Ниже находятся переходные зоны или сферы, в которых кристаллическое вещество может существовать в формах, подчиняющихся как закону трехосного эллипсоида, так и эллипсоида вращения. Далее следует зона или сфера анизотропно-изотропная, состоящая из кристаллического вещества, существующего в формах, подчиняющихся закону эллипсоида вращения и шара. Наконец, еще глубже — изотропная сфера с формообразующей средой, отвечающей высшей симметрии — шару. Вероятно, можно показать

ровских пород; формируются термодинамические условия, в которых вероятно преодоление барьера развития перехода гранатов эклогитовой ассоциации в базальтовую. Это можно продемонстрировать приведенной ниже упрощенной схемой, а именно:



решением соответствующих уравнений, что накладываемое в этой среде кристаллографическое ограничение на существование вещества в низших и средних категориях симметрии на какой-то стадии должно переходить в квантово-механический запрет, поскольку положение ионов в решетке, подвергающейся перестройке, определяется квантовыми уровнями.

Анизотропные, изотропногенные или переходные от первых ко вторым зоны, соответствующие напряжениям или симметриям среды (трехосный эллипсоид, эллипсоид вращения, шар), являются функцией переменных, к которым относятся давление (P), температура (T), глубина (H) и состав среды (C), или $S_{\text{sim}} = f(P, T, H, C)$; поэтому их нельзя называть баро-, термо-, дипо- или комплеквенными. Параметры находятся в сложной зависимости между собой, их сочетание определяет симметрию среды, а последняя — форму или состояние вещества.

Представляется, что ныне практикуемая оценка состояния или даже состава вещества глубинных зон (сферы планеты), основывающаяся на интерпретации скоростей прохождения сейсмических волн с решением обратных задач, отличается неопределенностью. На анизотропию верхней мантии обратил внимание Р. У. Райт [11], а Д. Дорман подчеркнул, что «существенные региональные различия в строении Земли, видимо, выражены до глубины в несколько сотен километров... Изменения скорости волн в верхней мантии могут быть не менее значительными, чем в коре. Граница М не является ни верхней, ни нижней границей, а представляет по отношению к ним какой-то случайный раздел» [4, с. 221]. Наверное, не случайно Д. П. МакКензи сделал заключение о том, что «граница М представляет собой лишь одну из нескольких сейсмических границ в коре и верхней мантии. Вполне возможно, что какая-то другая нерезкая граница в тектоническом отношении важнее, чем граница М» [8, с. 593].

В связи с рассматриваемой проблемой об источнике образования базальтовых магм и в дополнение к приведенным соображениям

Д. Дормана и Д. П. Мак-Кензи хочу обратить внимание еще на один факт, имеющий фундаментальное значение для геологии. Выведенная М. В. Столовасом [12] одна из критических параллелей земного шара ($35^{\circ}15'52''$), с которой совпадают максимальные напряжения, возникающие при замедлении вращения планеты вокруг своей оси, соответствует углу между осями симметрии куба L_4 и L_3 , или углу между нормальными гранями куба и октаэдра. Природа этих совпадений до сих пор представляется загадочной [13], а на самом деле находит объяснение в категориях симметрии куба, октаэдра, гексаоктаэдра и шара (Земля), конформных изотропной среде, и поэтому изменение их изотропии (перераспределение масс или напряжений) подчиняется общему закону, видимо, реализующемуся по осям и плоскостям симметрии. Из этого следует, что вектор полной дифференцирующейся силы на критических параллелях М. В. Столоваса, направленный по касательной к шару, должен являться перпендикуляром к оси симметрии L_3 куба; отсюда совпадение углов и параллели. Истолкование среды и состояния вещества с позиций принципа соответствия их симметрии открывает перспективы для правильного понимания состава внутренних, не доступных наблюдениям оболочек Земли.

При обсуждении гранатов эклогитовой ассоциации как исходного вещества для образования базальтоидных магм я пользовался привычными категориями — названиями минералов и пр.. Однако, по-видимому, это вещество чем-то отличается от гранатов — возможно, иной координацией атомов, более энергетически выгодной решеткой. Поэтому его следовало бы назвать пирамальспитом, а слагаемую им зону — пирамальспитовой. Рассмотренный кристаллографический подход к истолкованию состояния вещества во внутренних частях планеты позволяет поставить вопросы об уточнении межсферных границ и о составе геофизических сфер вплоть до ядра.

Дело в том, что существующие геофизические модели строения Земли опираются на данные, по которым «...в настоящее время имеются существенные расхождения во мнениях относительно скоростей сейсмических волн... Некоторые сейсмологи полагают, что скорости волн P или S либо тех и других немного возрастают с приближением к границе мантии и ядра. Другие считают, что они остаются практически постоянными, в то время как третьи утверждают, что имеются доказательства горизонтальных изменений внутри оболочки D масштабом в десятки и даже в сотни километров» [7, с. 111—112]. Лучше не скажешь. И далее: «Предположения о неоднородностях в основании мантии, состоящих из восходя-

щих потоков расплавленных пород, огромных рассеивающих сгущений вещества и громадных по масштабам аномалий свойств, выглядят привлекательно... Однако такие представления нуждаются в сейсмологических доказательствах. Между тем некоторая неоднородность глубинных структур всегда вносится искусственно из-за влияния значительных горизонтальных неоднородностей в литосфере и коре» [там же, с. 112]. Понятно, в такой ситуации «привязывать» к признанной геофизической расслоенности планетной структуры пирамальспитовую зону весьма сложно. Видимо, потребуются какое-то время и дополнительная теоретическая и экспериментальная проработка материала с позиций волновой механики. Однако, если не вызывает сомнения, что земная кора является производной мантии, а мантия в эволюционном развитии планеты «питается» ядром, то тогда справедливо утверждение о промежуточном положении пирамальспитовой зоны между анизо- и изотропной сферами или, по крайней мере, ее внешней «буферной» части, которая, «флюидизируясь», генерирует базальтоидные магматические расплавы. Их минеральный состав полностью отвечает анизотропной среде.

Парциальное плавление вещества внешней «буферной» части пирамальспитовой зоны может быть стимулировано тремя причинами: а) снятием давления, б) повышением температуры и в) изменением ее флюидного режима.

Проблема снятия давления более или менее решается с помощью современных представлений о деформации земной коры и верхней мантии, по крайней мере, до глубины около 700 км, ниже которой полностью исчезают эпицентры землетрясений. Силы этих деформаций имеют или внутрипланетарное, как показано выше, происхождение или обусловлены космической причиной, создающей поле напряжений в земной коре [9] в результате лунных и солнечных приливно-отливных явлений. Большую роль играют, по-видимому, изменения скорости вращения Земли вокруг Солнца: в «прямом» направлении (по ходу движения Солнца) она возрастает на 29,8 км/с, а в «обратном» уменьшается на такую же величину. Это приводит к замедлению или увеличению ее вращения вокруг оси, сопровождающееся деформацией эллипсоида сжатия или перестройкой поля напряжений и т. п. Изменение уже существующих зон глубоких разломов или заложение новых в соответствии с волновым законом распределения напряжений внешне будут проявляться в виде тектономагматических и тектоногеоморфологических структур: линейных, концентрических (спиралевидных, вихревых) и радиальных. Ими выражается структурная сопряженность геохимического и

металлогенического развития верхней мантии и земной коры.

Общее изменение температуры является функцией либо понижения давления (температуры плавления), либо окислительно-восстановительных процессов с фазовыми переходами вещества; последние, в свою очередь, возбуждаются диффундирующими в эту зону флюидами. В них главная роль принадлежит водороду, в меньшей степени углероду. Однако проблема источника флюидов их состава, эволюции и связи с базальтоидным магматизмом в настоящее время не имеет удовлетворительного объяснения и требует новых исследований и теоретических разработок. Поэтому я закончу настоящую статью с таким расчетом, чтобы последующие работы посвятить (насколько позволяет экспериментальный материал) исследованию флюидов, опираясь на мони-

стическую модель происхождения солнечной системы. С этих концептуальных позиций образование сфер планеты не было случайным процессом, подчинявшимся статистическому распределению вещества, а происходило согласно временному закону, по которому диффузионный (D) массоперенос с определенной скоростью (V_h) формировал слои (сферы) некоторого порядка (σ). «Разрушение» этих сфер, по-видимому, должно иметь аналогичную зависимость. В первой и второй статьях (см. сноску, стр. 120) на примере образования расслоенных плутонов была раскрыта суть этого механизма. При рассмотрении флюидности базальтоидного магматизма и рудообразования он должен получить дальнейшую детализацию. Вероятно, это потребует привлечения теории марковских переносов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Ф. Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава).—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
2. Грин Д. Х. Минералогия двух норвежских эклогитов.—В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1969.
3. Доливо-Добровольский В. В. К кристаллографии земных оболочек.—Зап. Всес. минерал. о-ва. Вып. 5, 1984.
4. Дорман Д. Данные о поверхностных волнах в верхней мантии.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
5. Подер Х. Образование базальтовой магмы.—М.: Мир, 1979.
6. Колясников Ю. А. Эволюция вещества литосферы. Магадан: СВКНИЦ ДВНЦ АН СССР, 1985.
7. Леманн И. Более тонкие элементы строения Земли.—В кн.: В глубинах Земли. М.: Мир, 1972.
8. Мак-Кензи Д. П. Граница Мохоровичича.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
9. Напряженное состояние земной коры.—М.: Наука, 1973.
10. Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Изучение фазовых переходов.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
11. Райт Р. У. Анизотропия верхней мантии.—Там же.
12. Столов М. В. Некоторые вопросы тектогенеза.—В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., 1969.
13. Шафрановский И. И. Симметрия в природе.—Л.: Недра, 1985.

Группа ДВНЦ АН СССР
г. Москва

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.11+552.321

*П. К. Кепежинскас, А. В. Федорчук, Л. В. Усова***ОРБИКУЛЯРНЫЕ ГАББРОИДЫ ОЛЮТОРСКОГО ХРЕБТА
(Корякское нагорье)**

Результаты изучения геологического строения, химизма и минералогии орбikuлярных габброидов подтверждают гипотезу их ликвационного генезиса с последующей кристаллизацией ликвантов, зависящей от тектонических и термодинамических условий магматического очага.

Орбikuлярные породы, отражающие специфические условия кристаллизации силикатных расплавов, представляют несомненный интерес для решения проблемы несмесимости в силикатных системах. Гипотеза ликвационного происхождения орбikuлярных структур была выдвинута Бэкстремом в 1893 г. и впоследствии неоднократно обсуждалась [6, 7, 10]. Тем не менее при объяснении особенностей структуры и состава некоторых орбikuлитов предпочтение отдавалось гипотезам кристаллизационного происхождения сфероидов в условиях активной диффузии определенных компонентов расплава [4, 5, 8, 9].

Цель настоящей статьи — воссоздание истории становления орбikuлярных зон Тигильского габброидного массива и обсуждение на этом примере проблемы генезиса орбikuлярных пород. Тигильский массив входит в состав базитового интрузивного комплекса, приуроченного к восточным склонам Олюторского хребта. В целом этот комплекс представлен крупными, сложно построенными массивами, сложенными главным образом пироксеновыми и пироксен-амфиболовыми габбро. Вмещающими породами являются вулканогенно-обломочные образования мачевинского комплекса [2], датируемые поздним кампаном — данием. Интрузивные тела дислоцированы с образованием тектонитов. Поскольку последняя фаза тектонических движений в Олюторском хребте проходила не позднее начала миоцена [1], интрузия габброидов может быть датирована в интервале конца мела — палеогена.

Орбikuлярные габброиды слагают верхнюю часть горы Большой Тигиль. Породы массива тектонически налегают на толщу преимущественно туфогенного состава. Контакт между ними выражен зоной милонитизации мощностью от первых сантиметров до 10—30 см. Местами фиксируются реликтовые признаки интрузивного контакта, выраженные в ороговиковании туфогенных пород. Жилы позднемагматических альбититов среди габброидов и туфов также свидетельствуют в пользу первично интрузивного залегания габброидов. Внутреннее строение массива зонально, с преимущественным развитием пироксеновых и пироксен-рого-вообманковых габбро массивной и текстовой текстур. Отмечаются разности, близкие, с одной стороны, к мономинеральным анортозитам, с другой — к пироксенитам и горнблендитам. Характерны также существенно рого-вообманковые полосчатые габброиды, в которых кристаллы ориентированы перпендикулярно полосчатости. Они фиксируют боковые закалочные зоны массива и позволяют реконструировать его первоначальное положение, нарушенное тектоническими процессами.

Орбikuлярные габброиды приурочены к апикальной части массива. Они состоят из четко очерченных округлых и эллипсоидальных сфероидов, равномерно распределенных в матрице и имеющих с ней весьма резкие границы. Большинство из них обладают ярко выраженным мелано- или лейкократовым ядром и внешними оболочками соответственно лейко- или мезократового состава. Ядра сложены

Таблица 1

Состав минералов (вес. %) из орбикулярных габбро
Тигильского массива

Компонент	Матрица			Сфериод		
	Пл	Амф	МП	Пл	Амф	МП
SiO ₂	45,13	44,36	51,13	45,45	49,87	52,74
TiO ₂	—	1,05	0,35	—	0,30	0,22
Al ₂ O ₃	34,58	11,70	3,83	34,83	6,69	2,00
FeO	0,57	10,05	6,44	0,59	10,57	5,77
MnO	—	0,18	0,22	—	0,24	0,21
MgO	0,03	15,76	15,18	0,00	16,35	15,57
CaO	18,72	11,62	22,47	18,62	12,38	23,46
Na ₂ O	0,67	1,61	0,21	0,79	0,82	0,11
K ₂ O	—	0,86	—	—	—	—
С у м м а	99,69	97,19*	99,83	100,31	97,21*	100,07
F(Амф, МП), Ан(Пл)	94	26,7	19,7	93	27,0	17,8

Примечание. F = Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg). Пл — пла-
гиоклаз, Амф — амфибол, МП — моноклинный
тироксен;
* +2% теоретически рассчитанной H₂O.

одиночными кристаллами ильменита или пироксен-плагиоклазовыми сростками. Более редки «безъядерные» существенно аортозитовые сфероиды. Матрица образована среднезернистым меланократовым габбро-тироксенитовым агрегатом и составляет около 15% объема породы.

Основными минеральными фазами орбикулярных габброидов являются пластиоклаз и моноклинный тироксен, в значительной степени замещенный позднемагматическим амфиболом. Оптическое изучение и исследование состава минералов на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5A (ИГиГ СО АН СССР) показывают, что сфероиды сложены диопсидом, магнезиальной роговой обманкой и аортитом, матрица — субкальциевым диопсидом, паргаситовой роговой обманкой, аортитом (табл. 1). Клинотироксен, имеющий практически одинаковый состав в матрице и сфероидах, нередко встречается в лейкократовых оболочках последних в виде тангенциально расположенных кристаллов с одинаковой оптической ориентировкой. Такая ориентировка тиоксена свидетельствует о низком уровне диффузии в расплаве в момент кристаллизации сфероидов. Обогащение матрицы тиоксеном фиксирует ее деплетированность в отношении лейкократовых компонентов по сравнению с аортозитовыми сфероидами. Основной пластиоклаз целиком слагает «аортозитовые» сфероиды и присутствует в виде единичных крупных изометрических выделений в матрице. Обращает на себя внимание отсутствие эволюции состава пластиоклаза в процессе кристаллизации орбикулярной природы, что не говорит в пользу кристаллизационной гипотезы происхождения ти-

гильских габброидов. Амфибол образует псевдоморфозы по пироксену, иногда почти полностью замещая его. Тонкоигольчатый апатит, скопления сфена и пластинчатые выделения ильменита более характерны для матриц, но встречаются и в сфероидах, где ильменит слагает ядра некоторых орбикул. Таким образом, состав минералов в матрице и сфероидах практически идентичен.

Состав орбикулярных габброидов в целом, как следует из табл. 2, характеризуется низким содержанием SiO₂, TiO₂ и щелочей, особенно Na₂O, и повышенным — Al₂O₃ и CaO при относительно высокой магнезиальности. Важно отметить высокие концентрации Cr, Ni, Sr и низкие Ba. Эти особенности свидетельствуют о том, что орбикулярные габброиды представляют собой относительно примитивные породы, близкие к исходному расплаву. Сопоставление с меланократовыми и лейкократовыми габбро различных зон внутренней расслоенной части Тигильского массива (см. табл. 2) обнаруживает определенные различия между ними. Меланократовое габбро отличается от орбикулярного повышенным содержанием SiO₂, FeO, MgO и CaO и резко пониженным — Al₂O₃, Ba, Sr; концентрации TiO₂, Na₂O, K₂O, Cr, Ni сопоставимы. Лейкократовые разности, напротив, имеют пониженные содержания SiO₂, FeO, MgO, CaO, Cr, Ni и повышенные — TiO₂, Al₂O₃, щелочей (особенно K₂O), Ba. Вместе с тем данные химических анализов показывают близость лейкократовых габброидов Тигильского массива к сфероидам орбикулярной зоны, а меланократовых — к матрице.

Механизм формирования орбикулярных пород представляется в следующем виде. До начала кристаллизации базальтового расплава произошло его разделение на две несмешивающиеся части лейкократового и меланократового состава, причем «аортозитовые» ликвантаны выделились в форме исключительно сфероидальных обособлений. Далее магматическая история сфероидов развивалась индивидуально, несколько различаясь в отдельных обособлениях в зависимости от вариаций их исходного состава. Это фиксируется существованием различных орбикулярных обособлений, нередко в непосредственной близости друг с другом, среди которых выделяется в основном два типа: безъядерные «эвтектоидные» (аортит + клинотироксен) существенно аортозитовые и концентрически зональные, ядра которых сложены диопсидом или ильменитом, либо аортитом с ильменитом, а кайма — аортитом или аортитом с подчиненным диопсидом.

Приведенный материал согласуется с ликвационной моделью происхождения орбикулярных габброидов и позволяет считать вполне вероятным ее применение к объяснению гене-

Химический состав (вес. %) и распределение редких элементов (г/т) в габброидах Тигильского массива

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Sr	Ba	Cr	Ni	$\frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{MgO} + \text{FeO}}$
1	43,83	0,42	0,06	10,27	0,15	8,34	15,62	0,99	0,29	0,03	530	90	270	110	47,4
2	44,82	0,60	8,11	14,92	0,27	13,57	16,40	0,94	0,32	0,05	270	70	270	100	50,3
3	41,59	0,79	21,18	12,47	0,11	7,93	12,69	1,57	1,56	0,09	500	340	70	70	41,4

Приложение. Определение петрогенных элементов выполнены в лаборатории ВИМС МГ СССР рентгеноспектральным методом, редких элементов — в лабораториях ВИМС МГ СССР (Ba — рентгенорадиографическим, Ni — атомно-абсорбционным, Cr — химическим методами) и ГЕОХИ АН СССР (Sr — квантотометрическим методом). 1—3 — разновидности габброидов: 1 — орбикулярные, 2 — меланократовые, 3 — лейкократовые.

зиса расслоенных центральных частей Тигильского массива. Сам факт образования орбикул, отсутствие зональности состава слагающих их минералов и отсутствие в них расплавных или иных включений указывают на относительную длительность процесса и стабильность условий кристаллизации [3]. Возможной альтернативой является модель близкотектонической кристаллизации плагиоклаза и клинопироксена при отсутствии градиента состава этих фаз и малой длительности интервала затвердевания массива. Данный механизм реализуется в условиях повышенной тектонической активности, приводящей к нарушению равновесности кристалли-

зационных процессов. Таким образом, указанные модели отражают различные геодинамические режимы становления габброидных комплексов и могут использоваться для палеотектонических реконструкций. Учитывая важность подобных петрологических индикаторов для решения геологических задач, необходимы дальнейшие исследования вещественного состава орбикулярных образований. Одним из путей, в частности, является определение геохимических критериев, например, изучение распределения Zr, Y, Nb, Hf и редкоземельных элементов между сфероидами и вмещающей их матрицей.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Н. А. и др. Тектоника Олюторской зоны.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
- Сухов А. Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 10.
- Федорчук А. В., Кепежинская П. К. Расслоенные интрузивы и тектоническая зональность Олюторского хребта.— В кн.: Литосфера: Вопросы геологии и охраны окружающей среды. М.: Наука, 1984.
- Eskola P. On the esboitic crystallization of orbicular rocks.— J. Geol., 1938, v. 46, N 3.
- Grip E., Russell R. V. Two new boulders of orbicular rocks from the Skellefte district, Northern Sweden.— Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 1971, v. 93, p. 1.
- Lapin A. V., Vartiainen H. Orbicular and spherulitic carbonatites from Sokli and Vuorijarvi.— Lithos, 1983, v. 16.
- Leveson D. J. Orbicular rocks: A review.— Geol. Soc. Am. Bull., 1966, v. 77, N 4.
- Moore A. C. Orbicular rhythmic layering in the Palabora carbonatite, South Africa.— Geol. Mag., 1984, v. 121, N 1.
- Perttunen V. Orbicular quartz diorite in Kemi, NW Finland.— Bull. Geol. Soc. Finland, 1983, N 55, p. 1.
- Sederholm J. J. On orbicular granites.— Bull. Comm. Geol. Finland, 1928, № 83.

Институт литосферы АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
15 марта 1985 г.

Цена 1 р. 80 к.

(адрес подписьчика)

Индекс 70985