

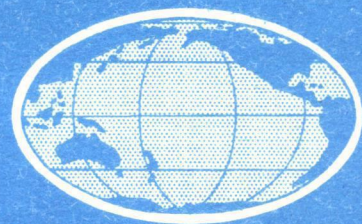
Том 14, номер 2
ISSN 0207-4028

Март - Апрель 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 14 № 2 1995 Март - Апрель

Основан в 1982 г.
Выходит 6 раз в год
0207-4028

Главный редактор **Н.А. Шило**
Заместители главного редактора **Н.П. Романовский, К.В. Симаков**
Ответственный секретарь **Г.Л. Кириллова**

Редакционная коллегия

Х. Аоки (Япония), Ю.И. Бакулин, Б.И. Васильев, Г.М. Власов, А.А. Врублевский, Ю.Ф. Малышев, В.Г. Моисенко, Л.И. Попеко, К.Ф. Сергеев, В.И. Сухов, М. Хэлбути (США), Чень Гоода (КНР)

Редакционный совет

Е.Н. Бедокуров, В.А. Буряк, Ю.А. Вашилов, В.Н. Гагаев, Д. Грайбек (США), Я. Красон (США), К. Крук (Австралия), М.Л. Красный, Лю Гуандин (КНР), Т. Нозава (Япония), Х. Окада (Япония), В. Патон (США), С. Портер (США), А. Пантелеев (Канада), В.П. Пан, М. Сесил (Канада), Сунь Шу (КНР), П.М. Сычев, В.Б. Троян, Ки-Хун Чанг (Корея), М. Шимазу (Япония)

Зав. редакцией **С.М. Ставицкая**
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1995 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol. 14 № 2 1995 March-April

Established in 1982
Periodicity 6 issues in a year
ISSN 0207-4028

Editor-in-Chief N.A. Shilo
Deputies Editor-in-Chief N.P. Romanovsky, K.V. Simakov
Executive Editor G.L. Kirillova

Editorial Board

H. Aoki (Japan), Yu.I. Bakulin, Chen Guoda (PRC), M. Halbouty (USA), Yu.F. Malyshev, V.G. Moiseenko., L.I. Popeko, K.F. Sergeev, V.I. Sukhov, B.I. Vasilyev, G.M. Vlasov, A.A. Vrublevsky

Editorial Council

Ye.N. Bedokurov, V.A. Buryak, M. Cecile (Canada), Yu.A. Vashchilov, K. Crook (Australia), Ki-Hong Chang (Korea), V.N. Gagaev, D. Grybeck (USA), M.L. Krasny, J. Krasson (USA), Liu Guangding (PRC), T. Nozawa (Japan), H. Okada (Japan), V.P. Pan, A. Panteleyev (Canada), W. Patton (USA), S. Porter (USA), M. Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), P.M. Sychyov, V.B. Troyan

Head of Editorship **S. Stavitskaya**
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59
Fax: 74212 333-743, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Russian Academy of Sciences, Far Eastern Branch RAS, 1995

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Маслов Л.А., Романовский Н.П.</i> К проблеме тектонической активности Тихоокеанского сегмента Земли	3
<i>Голозубов В.В., Ханчук А.И.</i> Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины	13
<i>Здобин Д.Ю.</i> Геологическое строение и физико-механические свойства илов северной части Охотского моря	26
<i>Степашко А.А.</i> Перспективы спектрального моделирования вариаций состава известково-щелочного магматизма и геодинамика верхней мантии Анд	32
<i>Малиновский А.И.</i> Моласса юга Корякского нагорья: строение, вещественный состав, условия образования, история геологического развития	45
<i>Беляева Г.В.</i> Особенности морфологической эволюции археоциат Дальнего Востока России	62
<i>Котляр Г.В., Попеко Л.И.</i> Региональные стратиграфические подразделения карбона Монголо-Охотской складчатой области	68
<i>Сей И.И., Калачева Е.Д.</i> Биостратиграфия и фауна верхней юры и низов мела Южного Приморья (Дальний Восток России)	75
<i>Дылевский Е.Ф.</i> Субщелочные базальты Южно-Анжуйского прогиба и проблема их генезиса (Западная Чукотка)	89
<i>Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г.</i> Некоторые закономерности распределения золотоносности Дальнего Востока России	99
<i>Горошко М.В., Кириллов В.Е., Осипов А.Л., Соломатин Г.Б.</i> Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита	111
<i>Павлюткин Б.И.</i> Неогеновые красноцветы Приморья	119
<i>Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М.</i> Оловоносные пегматиты Буреинского массива	126
<i>Косыгин В.Ю., Пятаков Ю.В.</i> Аналитическое определение геомеханического состояния Земли в объемном варианте по данным о ее внешнем гравитационном поле	134
<i>Резанов И.А.</i> О происхождении и ранней эволюции Земли по данным геологии	139
Краткие сообщения	
<i>Андреев А.А., Немченко Г.С.</i> О происхождении разлома Хоккайдо (Северо-западная котловина Тихого океана)	145
<i>Авченко О.В., Фатьянов И.И.</i> Изотопный состав углерода и кислорода гидротермальных карбонатов золото-серебряного месторождения Многовершинное	150
<i>Мельников О.А., Шилов В.Н.</i> Новые данные о раннемиоценовом вулканизме на Южном Сахалине	154
Хроника	
<i>Кириллова Г.Л.</i> История изменения окружающей среды в Юго-Восточной Азии и меловая корреляция	158
Дополнения к правилам оформления рукописей	160

CONTENTS

<i>Maslov L.A., Romanovsky N.P.</i> To the problem of the tectonic activity of the Pacific Hemisphere	3
<i>Golozubov V.V., Khanchuk A.I.</i> Taukha and Zhuravlevka terranes (South Sikhote-Alin) - fragments of the Early Cretaceous Asian margin	13
<i>Zdobin D. Yu.</i> Engineering-geological peculiarities and physico-mechanical properties of mud, the Okhotsk Sea northern part	26
<i>Stepashko A.A.</i> Perspectives of the spectrum approach to petrochemical variations of calc-alkaline magmatism and geodynamics of the Andean upper mantle	32
<i>Malinovsky A.I.</i> Molasse of the southern Koryak Range: structure, composition, conditions of formation, and geologic history	45
<i>Belyaeva G.V.</i> Morphological peculiarities of Archaeocyathi evolution, Russia's Far East	62
<i>Kotlyar G.V., Popeko L.I.</i> Regional stratigraphic divisions of the Carboniferous, Mongol-Okhotsk fold system	68
<i>Sei I.I., Kalacheva E.D.</i> Biostratigraphy and fauna of the Upper Jurassic and the Cretaceous lowermost strata (South Primorie, Russia's Far East)	75
<i>Dylevsky E.F.</i> Subalkaline basalts of the South Anyui trough and their origin (West Chukotka)	89
<i>Eirish L.V., Moiseenko V.G.</i> Some regularities of gold distribution, Russia's Far East	99
<i>Goroshko M.V., Kirillov V.E., Osipov A.L., Solomatin G.B.</i> Preconditions of discovering new types of economic minerals, the Aldan Shield southeastern part	111
<i>Pavlyutkin B.I.</i> Neogene red rocks in Primorie	119
<i>Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A., Kokorin A.M.</i> Stanniferous pegmatites of the Bureinsky massif	126
<i>Kosygin V. Yu., Pyatakov Yu.V.</i> Analytical definition of the Earth's geochemical state as to its external gravitational field	134
<i>Resanov I.A.</i> On the Earth's origin and early evolution inferred from the geological data	139
Brief Communications	
<i>Andreev A.A., Nemchenko G.S.</i> On the Hokkaido fault origin (The Pacific Northwestern basin)	145
<i>Avchenko O.V., Fatyanov I.I.</i> Isotope composition of carbon and oxygen of hydrothermal carbonates from Mnogovershinnoe gold-silver deposit	150
<i>Melnikov O.A., Shilov V.N.</i> New data on the Early Miocene volcanism, South Sakhalin	154
Chronicles	
<i>Kirillova G.L.</i> Paleoenvironmental history of East and South Asia and Cretaceous correlation (IGCP 350)	158
Supplement regulations for the preparation of manuscripts	160

Л.А. Маслов, Н.П. Романовский

К ПРОБЛЕМЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

Сделаны расчеты поля тектонических напряжений в литосфере Тихоокеанского сегмента Земли и Тихоокеанского тектонического пояса, в том числе. По коэффициентам модели абсолютных движений плит сделаны расчеты скоростей современных тектонических деформаций в литосфере планеты. Анализ результатов расчетов показал, что полученные геодинамические характеристики закономерным образом распределены в пределах Пояса, что отражает общую картину гармонического устройства Земли.

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущих работах авторы [6-8, 23] на основе широкого комплекса геолого-геофизических данных рассмотрели ряд вопросов, освещающих особенности глубинного строения, магматизма и металлогении, динамики Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП). Были использованы не только современные (дневной рельеф, поверхность геоида, сейсмическая активность, геофизические поля и др.) но и "законсервированные" (мезозойско-кайнозойский интрузивный и вулканический магматизм, разломная тектоника, мантийные ксенолиты и т. д.) диагностические признаки отдельных сегментов пояса. Указанные характеристики впервые были представлены на схематических картах, приведенных к одному масштабу и единой картографической проекции.

Результаты исследований подтвердили и в ряде случаев дополнили представления Л. И. Красного, Ю. М. Пушаровского, В. Е. Хаина, Е. А. Радкевич и других о Тихоокеанском поясе как о единой глобальной структуре глубинного заложения, разделяющей "океаническое" и "континентальное" полушария Земли, существующей и сложно развивавшейся в течение длительного времени и обладающей специфическим набором геологических и рудных формаций. Одновременно были высказаны предположения о механизмах, формирующих современную структуру и динамику ТПП, и представленных суммой двух компонент: субширотного экваториального сдвига и вращения против часовой стрелки. Показаны унаследованные в пространстве и периодические во времени относительно малоамплитудные осциллирующие смещения Тихоокеанского сегмента Земли, в результате которых ТПП представляется как "незаживающий шов" на поверхности планеты.

Чрезвычайно обширный объем информации не позволил оценить некоторые аспекты проблемы: развитие пояса с позиций геосинклинальной теории и гипотезы новой глобальной тектоники, роль сейсмофокальных зон и полей современных геодинамиче-

ских напряжений, соотношение гранитоидного и базитового магматизма, глубинную природу многих геофизических аномалий и т. д. Обсуждение полученных нами результатов вызывало иногда замечания или возражения [2, 3, 11]

Представляется, что одним из наиболее существенных недостатков наших построений является сугубо кинематический характер оценок при "игнорировании" роли и механизмов глубинных процессов. Нельзя считать удачным и само определение "Тихоокеанский подвижный пояс" по отношению к собственно объекту исследований. Дальнейшая авторская работа сопровождалась накоплением и анализом банка данных при систематическом сопоставлении получаемых результатов с выводами других исследователей.

Цель настоящей статьи - анализ полей напряжений, глубинных причин и механизмов, обеспечивающих тектоническую активность Тихоокеанского сегмента Земли.

ТЕРМИНОЛОГИЯ И ГРАНИЦЫ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Ю.М. Пушаровским [9] проанализировано многообразие терминов, которыми с начала XX века пользовались исследователи Тихоокеанского пояса:

- Циркум-Тихоокеанская геосинклиналь (Э. Ор),
- Тихоокеанское кольцо глубинных складок (Э. Арган),
- Циркум-Тихоокеанские складчатости (Г. Штилле),
- Тихоокеанский металлогенический пояс (С. Смирнов),
- Тихоокеанский рудный пояс (Е. Радкевич, М. Ициксон; Е. Шаталов),
- Тихоокеанский тектонический пояс (Н. Херасков, Ю. Пушаровский),

- Тихоокеанский подвижный пояс (П. Кропоткин, Л. Красный),

- Циркум-Тихоокеанский орогенический пояс (Т. Мацумото).

Каждое из этих понятий имеет собственный смысл, т. к. под каждым из них подразумевается объект, занимающий собственное положение в пространстве и имеющий свои собственные границы. Анализируя современное состояние проблемы, следует осторожно относиться к термину "Тихоокеанский подвижный пояс", т. к. степень "подвижности" отдельных элементов пояса в разное время была далеко неодинаковой, что исключает возможность использования надежного временного диагностического репера. Наиболее употребимыми, как нам представляется, могут быть два термина: тектонический и рудный (или металлогенический) пояс. Их главное различие в том, что Тихоокеанский тектонический пояс (ТПП) - кольцо складчатых зон, разграничивающее древние внутриматериковые платформы и ложе океана, а Тихоокеанский рудный пояс (ТРП) - кольцо ареалов мезозойско-кайнозойского гранитоидного магматизма и сопутствующего оруденения, отдельные участки которого распространяются на окраинные области активизированных внутриматериковых платформ. Таким образом, при совпадении внутренних границ (система глубоководных желобов) внешние границы ТРП в его азиатской части выходят за пределы внешних границ ТПП. Поскольку под Тихоокеанским сегментом Земли подразумевается не только ложе Тихого океана, но и окружающий его Тихоокеанский пояс, то в случае тектонической или рудной "природы" пояса внешние границы всего сегмента должны иметь соответствующие внешние границы.

В своих предыдущих работах мы фактически анализировали и в настоящей работе продолжаем анализировать характеристики Тихоокеанского рудного, а не Тихоокеанского подвижного пояса. Поскольку объект исследований охватывает и ложе Тихого океана, речь далее пойдет о Тихоокеанском сегменте Земли во внешних поверхностных границах ТРП.

ПОЛЯ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Напряженно-деформированное состояние земной коры литосферы является "скрытой" причиной как происшедших, так и готовящихся тектонических событий. Исследование этих вопросов представляет одну из главных задач современной геологии.

Поле напряжений - алгебраическая сумма полей, вызванных различными источниками, одна из которых связана с процессами мантийной конвекции. Применим модель, позволяющую рассчитать напря-

жения сцепления, действующих между литосферой и конвектирующей мантией (Runcorn, 1967):

$$\sigma_N = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{Mg_0}{4\pi a^2} \left(\frac{a_1}{a}\right)^{n+1} \frac{2n+1}{n+1} \frac{\partial S_n(\varphi, \theta)}{\partial \theta}, \quad (1)$$

$$\sigma_E = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{Mg_0}{4\pi a^2} \left(\frac{a_1}{a}\right)^{n+1} \frac{2n+1}{n+1} \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial S_n(\varphi, \theta)}{\partial \varphi},$$

где σ_N , σ_E - напряжение широтного и долготного направлений, φ - долгота, θ - широта, n - номер зональной гармоники, M - масса планеты, g_0 - нормальное ускорение силы тяжести, a - расстояние от центра до основания литосферы, a_1 - средний радиус планеты,

$$S_n(\varphi, \theta) = \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\varphi + S_{nm} \sin m\varphi) P_{nm}(\sin \theta)$$

P_{nm} - ассоциированные полиномы Лежандра.

С целью более объективной интерпретации вычисляемых полей напряжений рассчитывалась дивергенция векторного поля, характеризующая степень отклонения этого поля от однородного:

$$\operatorname{div} \bar{\sigma} = \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \sigma_N}{\partial \theta} + \sigma_N \operatorname{tg} \theta + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial \sigma_E}{\partial \varphi} \right),$$

$$\bar{\sigma} = (0, \sigma_N, \sigma_E) \quad (2)$$

Наибольший интерес представляет оценка полей напряжений в пределах всего Тихоокеанского сегмента Земли. Для этого нами использована модель гравитационного поля GEM-10B. Суммирование гармоник проводилось по n от $n_1 = 4$ до $n_2 = 22$, а по m от 0 до n . Результаты расчета напряжений показаны на рис. 1. Здесь видно, что ТРП представляет собой кольцевую зону "поперечного" сжатия при преобладающей ориентировке векторов вкостр простирающихся звеньев пояса.

В пределах краевых частей океанского мегаблока отчетливо выделяется "кольцевая" область растягивающих этот мегаблок напряжений, которые одновременно являются сжимающими для внутренних (по системе глубоководных желобов) границ Тихоокеанского пояса. Аналогично сжимающие системы векторов напряжений фиксируются на окраинах каждого из континентальных кратонов.

Характерно, что если практически повсеместно американское звено ТРП представлено структурами сжатия, то азиатско-австралийское звено отличается сложным сочетанием участков сжатия и растяжения. Резко неоднородно поле напряжений в пределах собственно океанического мегаблока: тектонически более активной является западная его

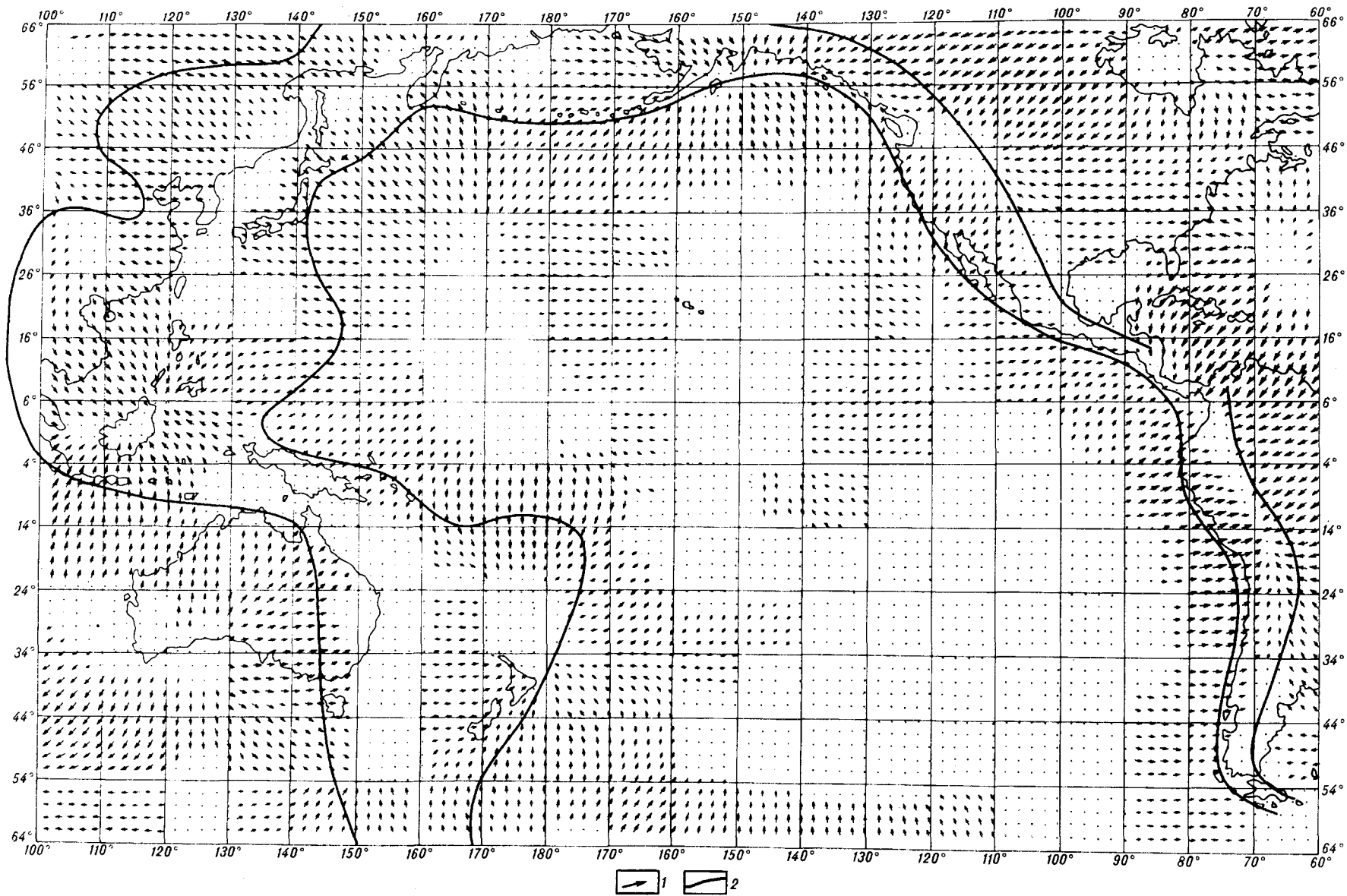


Рис. 1. Напряжение сцепления в основании литосферы, рассчитанные по гармоникам от $n_1=4$ до $n_2=22$ модели коэффициентов гравитационного поля GEM-10B.
 1 - вектор действующей силы сцепления, 2 - границы Тихоокеанского пояса.

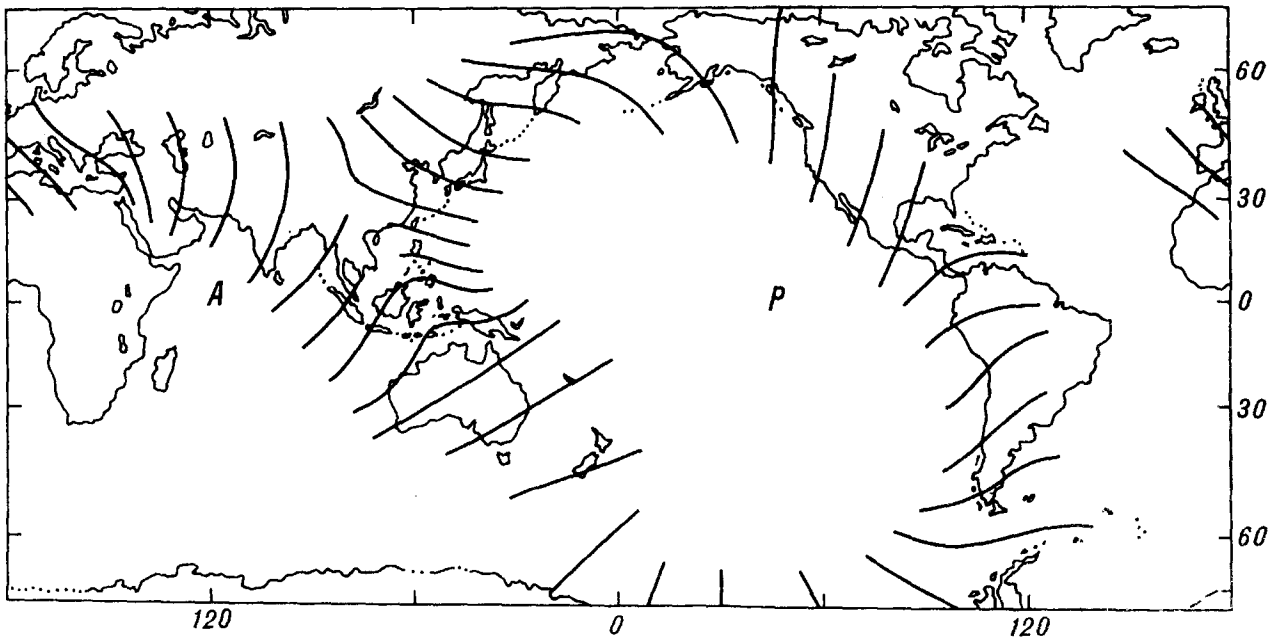


Рис. 2. Траектории главных нормальных сжимающих напряжений, установленные по кайнозойским сдвигам [28].

часть. Однако и здесь могут быть выделены области как положительной, так и отрицательной дивергенции тектонических усилий.

Близкое соотношение в распределении поперечных тектонических напряжений для Тихоокеанского пояса в целом было установлено Н. Павони (Pavoni, 1986) на основании анализа дислокаций в земной коре по системе кайнозойских сдвигов (рис. 2). Возвращаясь к рисунку 1, отметим сложный характер соотношения сжимающих и растягивающих напряжений в пределах различных звеньев пояса. Наиболее интенсивно напряжения сжатия проявлены в Южно-Американском звене ТРП и наиболее слабо в Северо-Американском. Азиатское и Австралийское звенья пояса представлены мозаичными системами векторов сжатия и растяжения, что позволяет говорить о сложной современной тектонической обстановке в пределах каждого из этих отрезков ТРП.

СКОРОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Модель абсолютных движений литосферных плит (Minster, Jordan, 1978) содержит информацию о скорости деформаций поверхностного слоя литосферы. Известно, что любое соленоидальное поле \bar{V} может быть разложено на две компоненты: сфероидальную \bar{S} и тороидальную \bar{T} , где

$$\bar{S} = \bar{\nabla}(\bar{r} \cdot \bar{\nabla})\varphi \text{ и } \bar{T} = (\bar{r} \cdot \bar{\nabla})\psi.$$

На сфере тороидальное поле скоростей может быть представлено в виде

$$V_{lm}^{\theta} = T_{lm} \frac{1}{\sin \theta} (m \sin m \varphi - l m \cos m \varphi) P_{lm}(\cos \theta)$$

$$V_{lm}^{\varphi} = T_{lm} (\cos m \varphi + l \sin m \varphi) \frac{\partial}{\partial \theta} P_{lm}(\cos \theta) \quad (3)$$

Здесь скорости деформаций рассчитываются по формулам

$$\dot{\epsilon}_{nm}^{\theta\varphi} = \frac{1}{R} \left(\frac{\partial V_{nm}^{\varphi}}{\partial \theta} + V_{nm}^{\varphi} \operatorname{ctg} \theta + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial V_{nm}^{\theta}}{\partial \varphi} \right) \quad (4)$$

в том числе, для первой зональной гармоники

$$\dot{\epsilon}_{10}^{\theta\varphi} = -\frac{2}{R} C_{10}^T \cos \theta \quad (5)$$

и для второй зональной гармоники

$$\dot{\epsilon}_{20}^{\theta\varphi} = \frac{3}{R} C_{20}^T (\cos 2\theta + \cos^2 \theta) \quad (6)$$

Как следует из этих формул, деформации $\dot{\epsilon}^{\theta\varphi}$ принимают максимальные значения в приэкваториальной области Земли, что хорошо согласуется с наличием Альпийско-Гималайской системы тектонических нарушений, точнее с субширотным продолжением

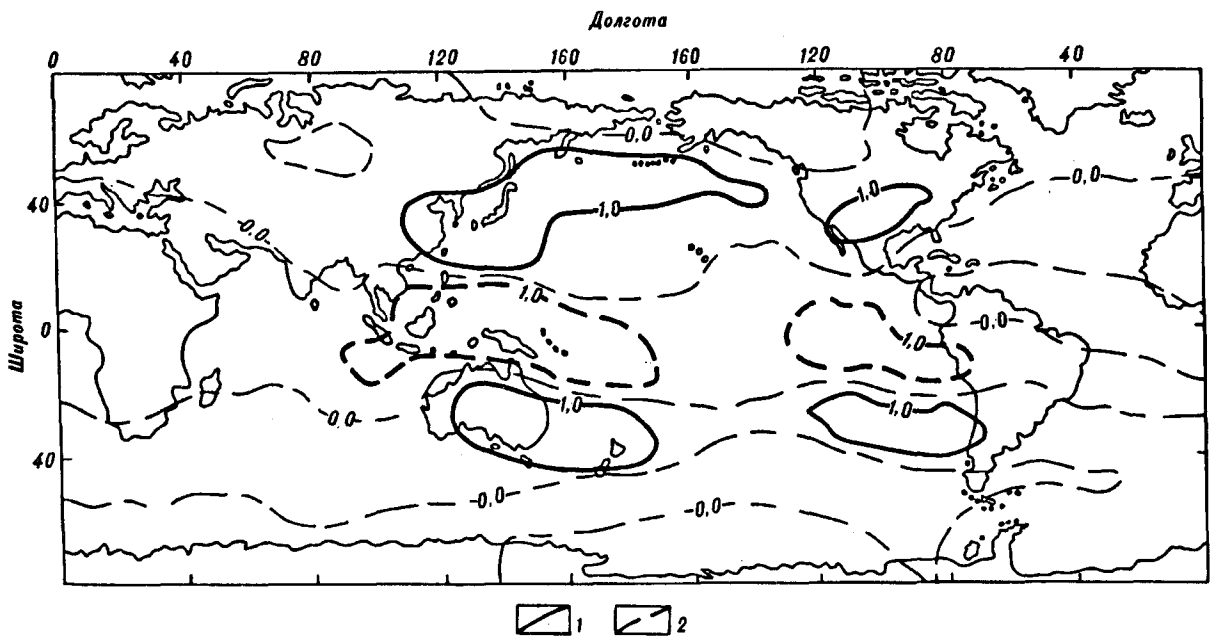


Рис. 3. Поле скоростей сдвиговых деформаций $\dot{\epsilon}^{\theta\rho}$, рассчитанное по коэффициентам 2-11 тороидальной компоненты модели абсолютных движений плит [24].

1 - области правых сдвиговых деформаций, 2 - области левых сдвиговых деформаций.

структур Палеотетиса в пределах Тихоокеанского сегмента планеты.

Расчеты скоростей деформаций для производственного ряда гармоник тороидальной компоненты векторного поля проведены нами совместно с проф. Фу Шун-Шань из Университета Науки и Технологии Китая (г. Хефэй, КНР). Рассматривались гармоники с 4-й по 11-ю, со 2-ой по 11-ю и с 1-й по 11-ю. На рисунке 3 показано поле скоростей тороидальных деформаций, полученное суммированием гармоник со 2-й по 11-ю. На этом рисунке сплошные линии соответствуют правым сдвиговым деформациям, пунктирные - левым, изолинии проведены с сечением 10^{-8} год^{-1} .

Очевидно, что вся северная часть Тихоокеанского пояса испытывает поворот против часовой стрелки при скорости деформаций порядка 10^{-8} год^{-1} . Правый сдвиг, но меньшей интенсивности имеет место в южной части пояса в районе Австралии, Новой Зеландии и в Южной Америке. Таким образом ТРП в поле современных тектонических деформаций представляется как область правого сдвига. При этом субмеридиональные структуры пояса "перерезаются" экваториальной полосой скоростей деформаций, соответствующих левым сдвигам, что создает своеобразный ортогональный каркас наложения Тихоокеанских и Альпийско-Гималайских структурных линий.

Помимо тороидальных скоростей деформаций, рассчитывались полоидальные деформации $\dot{\epsilon}^{\rho\rho}$ широтного направления

$$\dot{\epsilon}^{\rho\rho} = \frac{1}{R} \left(\frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial V_{\varphi}}{\partial \varphi} + v^r + v^{\theta} \text{ctg} \theta \right) \quad (5)$$

где v_{φ} и v^{θ} - компоненты полоидальной части модели абсолютных движений плит (на поверхности $v^r = 0$).

На рисунке 4 показано распределение полоидальных скоростей деформаций $\dot{\epsilon}^{\rho\rho}$, рассчитанное по гармоникам $n = 2 - 11$. Сплошные линии соответствуют положительным скоростям деформаций (растяжение), пунктирные линии - отрицательным скоростям деформаций (сжатие). Изолинии даны через $10^{-8} \text{ года}^{-1}$. Здесь видно, что максимальные скорости деформаций имеют место для двух диагонально расположенных элементов пояса - Азиатского и Южно-Американского. Нетрудно посчитать, что для вязкости литосферного слоя 10^{25} П сжимающие напряжения в пределах этих структур могут достигать 10^{10} дин/см^2 . Полученный результат находится в хорошем соответствии с расчетом напряжений Тихоокеанского пояса по глобальной гравитационной модели GEM-10B (см. рис. 1).

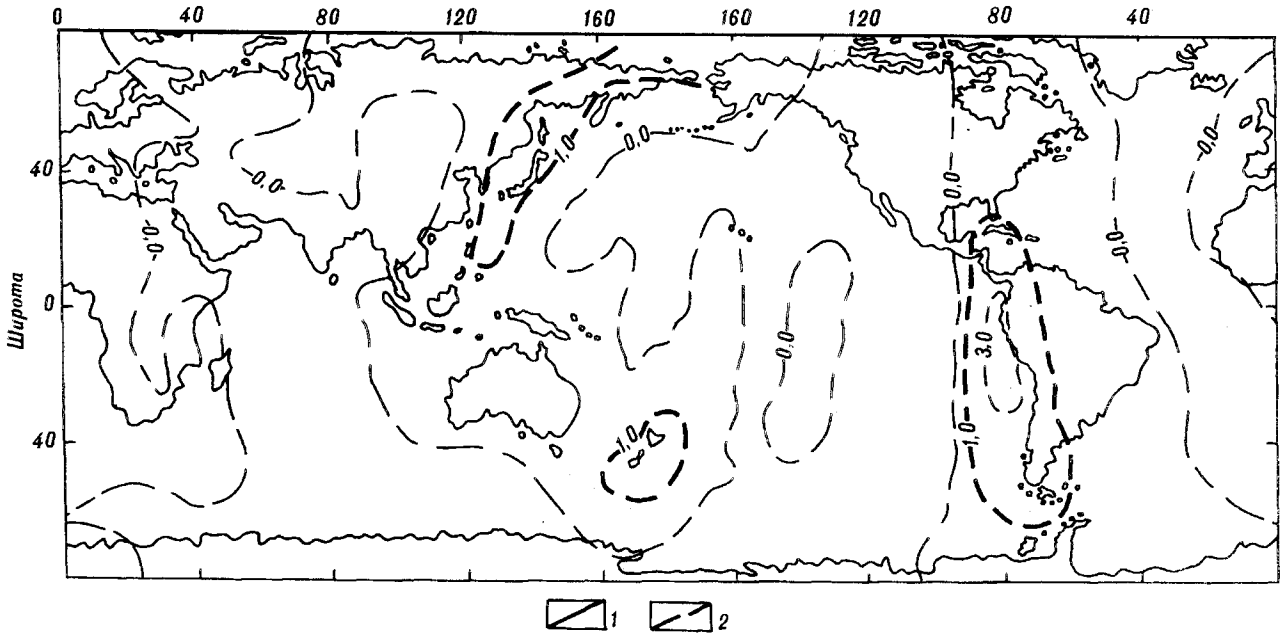


Рис. 4. Скорости широтных деформаций $e^{\varphi\varphi}$, рассчитанные по коэффициентам 2-11 полюсальной компоненты модели абсолютных движений плит.

1 - области положительных скоростей деформаций (растяжение); 2 - области отрицательных скоростей деформаций (сжатие).

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

Анализ пространственного размещения, ориентировок, типов и возраста активных разломов способствует оценке кинематики ТРП. Такие исследования проводили многие исследователи [1, 9, 14, 30 и др.]. Для молодых сдвигов обрамления Тихого океана это исследование проведено в работе А.И. Кожурина и В.Г. Трифонова [5]. Разломы Азии рассмотрены В.Г. Трифоновым [12] в его работе, посвященной проблемам голоценовой тектоники. Позднечетвертичные сдвиги Камчатки исследовал А.И. Кожурин [21].

Всвязи с результатами указанных работ можно сделать вывод, что активные разломы ТРП представляют собой систему дислокаций, среди которых преобладают правые сдвиги, ориентированные по простиранию пояса. На рис. 5 приведена обобщенная схема таких разломов. Наиболее крупные из них: Сан-Андреас, Тинтина, Денали и Калтаг в Северной Америке; Тань-Лу и Андаманский в Азии; Альпийский разлом в Новой Зеландии; система разломов Южной Америки [31]. Большинство перечисленных сдвигов являются правосторонними, скорость смещения по которым за позднечетвертичное время составила 1-2 см/год. Наиболее отчетливо правые сдвиги выражены в северном полушарии.

Приведенная схема не является бесспорной. Так, Сихотэ-Алинский разлом многими исследователями определяется как левосторонний. Левосторонним считается и разлом Тань-Лу [13]. Неопределенностей можно избежать, если фиксировать знак смещений по разлому и время его активности. В работе [22] показано, что левосторонние смещения по разлому Тань-Лу имели место в поздней юре-мелу. В кайнозойе, отмечают авторы, произошла активизация разлома, причем знак сменился на противоположный. Г. Кимура и К. Тамаки [20] пишут о реактивированных в палеогене правосторонних смещениях по Сихотэ-Алинскому разлому.

Наибольшие неопределенности возникают при интерпретации разломов, находящихся в приэкваториальной части Тихоокеанского тектонического пояса. Как уже отмечалось, здесь происходит пересечение Тихоокеанского пояса с Альпийско-Гималайским, в котором преобладают левые сдвиги [15, 16, 26]. Возможно, именно это обстоятельство и определяет многие особенности строения и динамики литосферы юго-восточной Азии и Центральной Америки.

Наличие в Тихоокеанском поясе активных сдвигов в виде упорядоченной системы дислокаций говорит о возможном повороте литосферы Тихого океана против часовой стрелки. Гипотеза о меридиональном вращении литосферы Тихого океана против

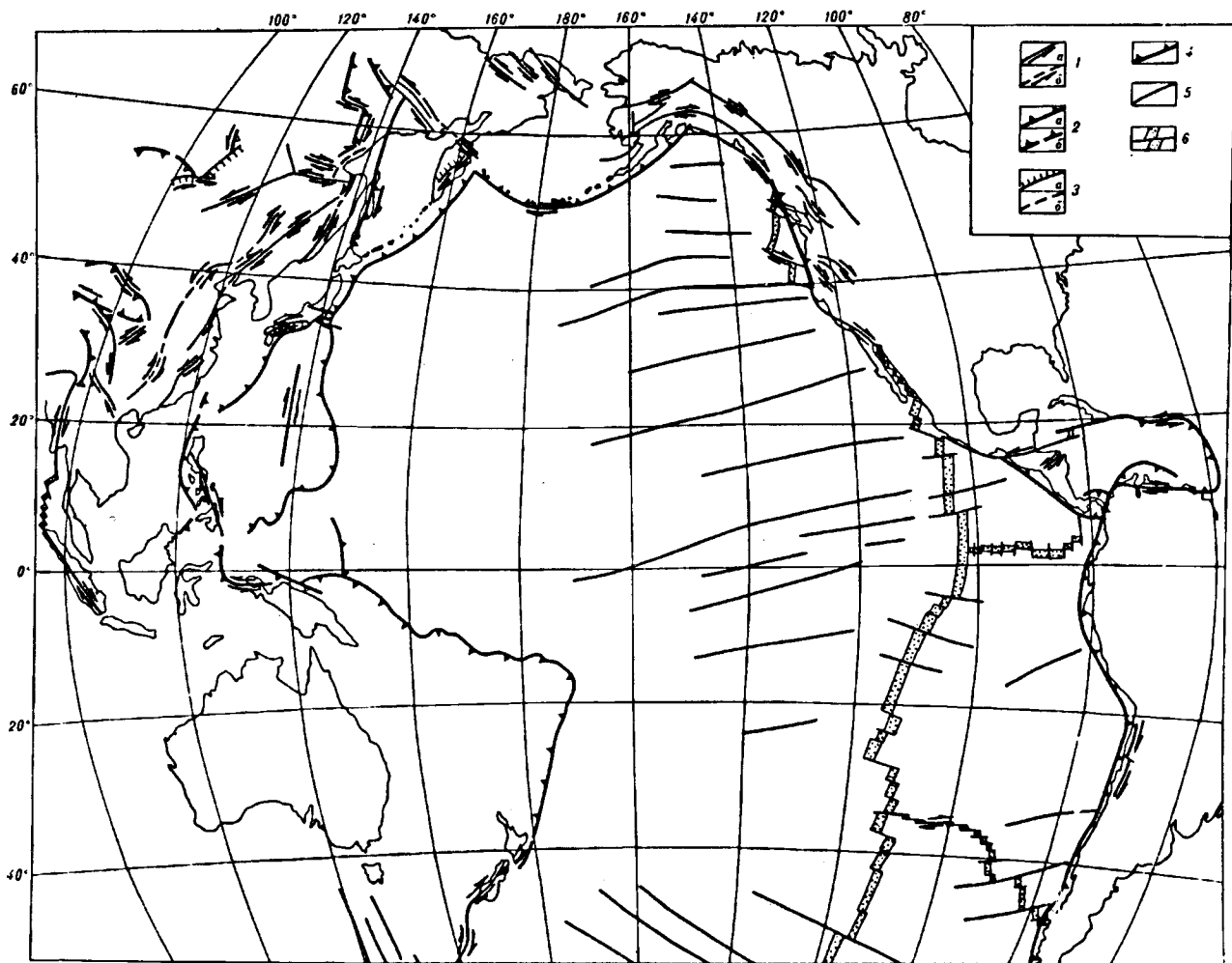


Рис. 5. Схема разломов Тихоокеанского подвижного пояса.

1-3 - активные разломы (а - достоверные, б - предполагаемые); 1 - сдвиги, 2 - надвиги и взросы, 3 - сбросы, 4 - оси глубоководных желобов, 5 - субширотные разломы, 6 - океанический рифт.

часовой стрелки высказывалась Х. Бениоффом [1], еще раньше Н. Павони [29, 30]. О вращении дна Тихого океана писал также А. Холмс [14].

Основываясь на структурно-тектонических построениях, С. Кэри [17] выделил два тектонических пояса планеты: "Тетис" и "Циркумтихоокеанский". Первый из них, "Тетис", С. Кэри определил как левый мегасдвиг, а "Циркумтихоокеанский" пояс - как правый. В принципе та же самая гипотеза, но в менее обоснованной форме была высказана ранее Г. Хавеманом [18].

КИНЕМАТИКА ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

Допуская существование двух планов антисимметрии, двух ортогональных "плоскостей", разде-

ляющих крупнейшие неоднородности планеты, о которых говорилось в предыдущих разделах, можно предположить, что эти "плоскости" являются средоточием движений и напряжений, отражающих взаимные смещения соответствующих полушарий. Основываясь на этих представлениях, Л.А. Маслов и Н.П. Романовский [8] предложили гипотезу, согласно которой кинематику Тихоокеанского полушария можно представить в виде суммы двух компонент: вращения против часовой стрелки и субширотного левого сдвига.

В последующей работе [23] указанная гипотеза была несколько модифицирована представлениями о малоамплитудном осциллирующем взаимном смещении Тихоокеанской и Индо-Афро-Атлантической полусфер. Подтверждение этой точки зрения можно найти в ряде геологических исследований.

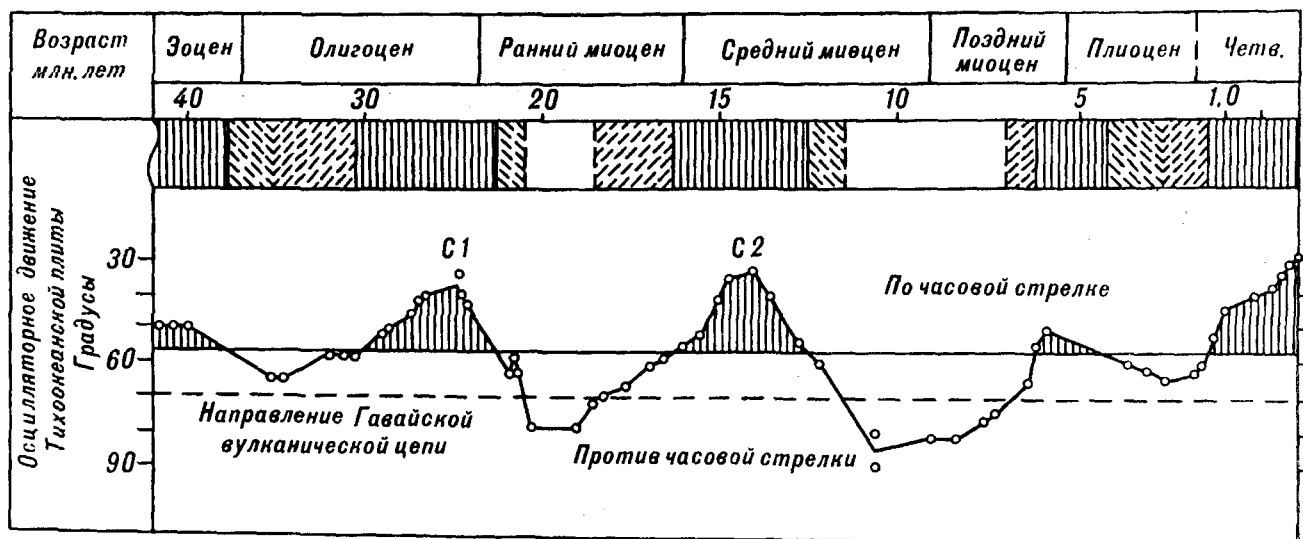


Рис. 6. Изменение регионального поля напряжений о. Хонсю во времени.

Дана кривая угловых осцилляций вектора скорости Тихоокеанской плиты по Е. Джексоу [19]. Пунктиром показано усредненное направление простираения Гавайской вулканической цепи. Тихоокеанская плита движется вдоль этого направления с угловыми флуктуациями вектора скорости относительно Гавайской горячей точки. Вертикальная штриховка графика указывает на кульминационные моменты эпизодов вращения по часовой стрелке, фиксируемые фазами изменения тектонических напряжений в пределах Тихоокеанского пояса.

А. Такеучи [33, 34], изучая палеонапряжения Японских островов, пришел к выводу, что с середины олигоцена по настоящее время имели место пять перестроек регионального поля напряжений, которые характеризовались изменениями его магнитуды и ориентации. Периодам 30-23, 16-13, 6-0 млн. лет отвечает субширотное сжатие; периодам 22-17, 12-7 млн. лет - субширотное растяжение. Схема изменения регионального поля напряжений о. Хонсю во времени дана на рис. 6.

На этом же рисунке проводится кривая угловых осцилляций вектора скорости Тихоокеанской "плиты", полученная Е. Джексоном с соавторами [19]. Они показали, что вектор движения Тихоокеанской плиты, фиксируемый по простираению сегментов Гавайской вулканической цепи и составляющий в среднем 70° с направлением на север, испытывает периодические повороты как по часовой стрелке, так и против. В результате Тихоокеанская плита совершает знакопеременные вращательные движения с центром в Гавайской горячей точке. Амплитуда угла вращения по А. Такеучи [34] составляет примерно 10° . Простой подсчет показывает, что на радиусе, соединяющем о. Гонолулу с Тихоокеанским поясом, смещения могут достигать несколько сотен километров. Этого вполне достаточно для создания в пределах пояса значительных дислокаций.

Сопоставление истории изменения напряжений в области Японских островов и осцилляций вектора скорости Тихоокеанской "плиты", в целом

показывает, что между этими процессами существует устойчивая корреляция: дополнительным сжимающим напряжениям отвечают эпизоды поворота вектора скорости плиты против часовой стрелки; дополнительным растягивающим - повороты по часовой стрелке. Вместе с тем, имеют место некоторые противоречия.

1. Четвертичному периоду, как видно на рис. 6, соответствует поворот вектора скорости Тихоокеанской плиты по часовой стрелке. В то же время, активные правые сдвиги ТТП предполагают поворот обратный.

2. Дополнительным сжимающим напряжениям на о. Хонсю соответствуют повороты вектора скорости по часовой стрелке и наоборот. Логичным было бы соотнесение эпизодов сжатия и поворотов против часовой стрелки. В этом смысле связь активных правых сдвигов обрамления Тихого океана и субширотного сжатия Японии, кажется непротиворечивой. Причиной указанного парадокса является, на наш взгляд то, что кривую, интерполяции точек, представленных вулканами Гавайской цепи, можно объяснить как чисто поступательным движением Тихоокеанской плиты, так и сочетанием поступательного движения с вращательным.

Согласованное вращение блоков литосферы Тихого океана подтверждается и сейсмологическими данными. А.В. Викулин в 1988 г., анализируя пространственные и временные особенности сейсмического режима северо-западной части Тихоокеанского

тектонического пояса, показал, что очаги областей сильнейших землетрясений мигрируют со скоростью 250 ± 30 км/год в направлении от Японии к Аляске. Организованная миграция очагов сильнейших землетрясений периферии Тихого океана (М 7,0) против часовой стрелки была отмечена К. Моги [25]. Этот же процесс описал еще в 1957 году немецкий геофизик Г. Векслер [35]. В рассматриваемом аспекте интересны результаты изучения 4-6-летних циклов проявления и пространственной миграции сейсмической активности на юге российского Дальнего Востока и в северо-восточном Китае [4].

В масштабах геологического времени землетрясения могут многократно обжечь Тихий океан и в результате накопления остаточных деформаций обеспечить конечную амплитуду смещения. Возможно, именно поэтому циклическая миграция очагов землетрясений в пределах Тихоокеанского пояса представляет собой процесс, который не только сопровождает смещение Тихоокеанского мегаблока, но и в определенной степени его обеспечивает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализируя широкий круг геофизических данных, авторы в 1987-93 гг. попытались комплексно оценить особенности глубинного строения, динамики, магматизма и металлогении Тихоокеанского тектонического пояса (ТТП). Результаты исследований подтвердили и дополнили представления российских и зарубежных специалистов о Тихоокеанском поясе как о высокообильной глобальной структуре, сложно и длительное время развивавшейся на стыке жестких мегаблоков Тихого океана и окружающих его материков. Привлечение новых данных позволило:

1. Исследовать напряженно-деформированное состояние земной коры и литосферы.
2. Оценить скорости современных тектонических деформаций.
3. Рассмотреть типы и ориентировки активных разломов Тихоокеанского сегмента Земли. Среди последних преобладают правые сдвиги, конформные простиранию отдельных звеньев ТТП и наиболее отчетливо выраженные с северном полушарии Земли. Для Альпийско-Гималайской системы нарушений более характерны левые сдвиги.
4. Определить кинематику ТСЗ как сумму двух компонент: вращения и субширотного приэкваториального сдвига.
5. Показать, что дополнительным сжимающим напряжениям в Азиатской и Южно-Американской частях пояса отвечают эпизоды поворота Тихоокеанского мегаблока против часовой стрелки, а растягивающим напряжением - по часовой стрелке.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бениофф Х.* Движения по крупнейшим разломам. - В кн.: Дрейф континентов. М.: Мир, 1966. С. 75-104.
2. *Васильев Б.И.* Основы региональной геологии Тихого океана (часть II). Владивосток: Дальнаука, 1992.
3. *Ващиллов Ю.Я.* Дискуссия по статье Л.А. Маслова, Н.П. Романовского "Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубинным геолого-геофизическим данным". // Тихоокеанская геология, 1989. № 3. С. 23-24.
4. *Горкуша С.В., Малышев Ю.Ф.* Глубинное строение и сейсмичность сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов // Тихоокеанская геология, 1993. № 3. С. 32-51.
5. *Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* Молодые сдвиги периферии Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3-18.
6. *Маслов Л.А.* Геодинамика Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1991.
7. *Маслов Л.А.* Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Автореф. докт. дисс. д.г.-м.н. Хабаровск, 1993.
8. *Маслов Л.А., Романовский Н.П.* Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубинным геолого-геофизическим данным // Тихоокеанская геология, 1989. № 3. С. 3-23.
9. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972.
10. *Романовский Н.П.* Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987.
11. *Строев П.А., Гайнанов А.Г., Федорова Т.П.* Гравитационное поле, глубинное строение и динамика земной коры и литосферы Тихого океана // Глубин. строение и проблемы происхождения Тихого океана. Владивосток: ДВО РАН, 1992. С. 33-78.
12. *Трифонов В.Г.* Проблемы голоценовой тектоники. В кн.: Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 37-48.
13. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и их роль в проявлении магматизма и рудообразования Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Владивосток, 1988.
14. *Фурмарье П.* Проблемы дрейфа континентов. М.: Мир, 1971.
15. *Burchfield В.С., Monal P., Royden L.* Intracrustal zones of decoupling with regions of intracrustal deformation in western China // Tectonics of East Asia and Western Pacific continental margin. 1988. Tokyo. P. 18-19.
16. *Burkart B.* Neogene north American-Caribbean plate boundary across Northern Central America: offset along the Polochic fault // Tectonophysics. 1983. V. 99. № 2-4. P. 251-270.
17. *Carey S.W.* Theories of the Earth and Universe. Stanford Univ. Press. Stanford. California. 1988. P. 413.
18. *Haveman H.* Neues Erklarungsmoment zum Mechanismus der Kontinentsverschiebungen // Die Naturwissenschaften. 1929. B. 17. H. 38. S. 748.
19. *Jackson E.D., Shaw H.R., Bargar K.E.* Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain // Earth Planet Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 145-155.
20. *Kimura G., Tamaki K.* Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan areas // Tectonics. 1986. V. 5. № 3. P. 389-401.
21. *Kozhurin A.I.* Late Quaternary strike-slip fault in Kamchatka // Abstracts 28th International Congress Washington. 1989. V. 3. P. 481.
22. *Ma, Wu.* Cenozoic extensional tectonics in China. // Tectonophysics. 1987. V. 133. P. 243-255.
23. *Maslov L.A., Romanovsky N.P.* Structure and geodynamics of the Pacific Mobile Belt as to geologo-geophysical data. Proceedings of the Pacific Rim-90 Congress. Canberra. 1990. P. 199-208.

24. *Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motion // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. P. 5331-5354.
25. *Mogi K.* Sequential occurrences of recent great earthquakes // *Phys. Earth.* 1968. V. 16. № 1. P. 30-36.
26. *Nishimura S., Suparka.* Tectonics of East Indonesia // *Tectonics of Eastern Asia and Western Pasific continental margin.* Tokyo. 1988. P. 116-117.
27. *Pavoni N.* Pacific/anty-Pacific bipolarity in the structure of the Earth's mantle // *Eos.* 1985. V. 66. № 25. P. 512.
28. *Pavoni N.* Regularities in the pattern of major fault zones of the Earth and the origin of arcs // *The origin of arcs.* F.C. Wezel, editor. 1986. P. 63-78. Elsevier Sci. Publ. B.V. Amsterdam.
29. *Pavoni N.* Das Bewegungsbild der Erdkruste. Zurich. 1960. S. 192.
30. *Pavoni N.* Rotierende Felder in der Erdkruste // *Internationale Union fur Geodasie ind Geophysic.* Verlag Berlin. 1962. S. 257-269.
31. *Ramos V.* Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional history // *Episodes.* 1988. V. 11. № 3. P. 168-177.
32. *Runcorn S.K.* Flow in the mantle inferred from the low degree harmonics of the geopotential // *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 1967. V. 14. P. 375-384.
33. *Takeuchi A.* On the episodic vicissitude of tectonic stress field of the Cenozoic northeast Honshu arc, Japan // *Formation of active Ocean margins.* Ed. N. Nasu et al. Tokyo. 1985. P. 443-465.
34. *Takeuchi A.* Pacific swing: Cenozoic episodicity of tectonism and volcanism in northeastern Japan // *Memoir of the Geological Society of China.* 1986. № 7. P. 233-248.
35. *Wechsler H.* Untersuchungen uber grossraumige Zusammenhange im Ablauf der seismischen Aktivitat. Stuttgart. 1957. S. 80.

*Вычислительный центр
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук*

*Институт тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук*

г. Хабаровск

*Поступила в редакцию
29 августа 1994 г.*

Maslov L.A., Romanovsky N.P.

To the problem of the tectonic activity of the Pacific Hemisphere

Mechanical stresses in the lithosphere of the Pacific Hemisphere have been calculated. On the basis of the coefficients of the absolute plate motions model, rates of the modern tectonic deformations in the planetary lithosphere have been evaluated. The regular structure of the abovementioned geodynamic characteristics reflecting the harmonic structure of the Earth as a whole is revealed.

Голозубов В.В., Ханчук А.И.

ТАУХИНСКИЙ И ЖУРАВЛЕВСКИЙ ТЕРРЕЙНЫ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ) ФРАГМЕНТЫ РАННЕМЕЛОВОЙ АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ

Раннемеловые Таухинский и Журавлевский террейны входят в систему мезозойских террейнов, аккретированных к восточной и юго-восточной окраине Азии в конце раннего мела. Тектоностратиграфическая последовательность в пределах Таухинского террейна аккреционной призмы включает три надвинутые друг на друга структурные единицы (субтеррейна), каждая из которых образовалась на отдельных участках континентальной окраины в ходе берриас-валанжинской субдукции. Журавлевский террейн образован раннемеловыми турбидитами в обстановке трансформной окраины. Одновременное существование двух геодинамических режимов представляется эпизодом перехода от этапа широкомасштабной субдукции в средней и поздней юре к доминированию режима трансформной окраины в конце раннего мела. Смена геодинамических режимов связывается с изменениями направления движения океанической плиты относительно края континента от северо-западного до почти меридионального.

ВВЕДЕНИЕ

В зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану выделяется ряд мезозойских террейнов, аккретированных до конца раннемеловой эпохи. Непосредственно к докембрийскому континенту примыкает полоса террейнов средне-позднеюрской (вероятно, по берриас включительно) аккреционной призмы, в том числе - Самаркинский террейн, прослеженный через весь Сихотэ-Алинь от левобережья р. Амур вплоть до морского побережья в районе г. Находка [20] (рис. 1). Южным продолжением Самаркинского террейна являются террейны Мино, Тамба, Ашио и др. во внутренней Японии [8, 21], а также фрагменты террейнов, обнажающихся на отдельных островах Филиппинской дуги и на о. Борнео [23]. Время окончательного причленения этих террейнов к материку определяется в пределах валанжинского-готеривского всков раннего мела [20].

Террейны раннемелового возраста, примыкающие с востока и юго-востока к террейнам средне-позднеюрской аккреционной призмы, распространены локально и отличаются большим разнообразием. Среди них в Южном Сихотэ-Алине выделяется Кемский террейн апт-альбской островной дуги, раннемеловой Журавлевский турбидитовый террейн и Таухинский террейн несокомской аккреционной призмы [20].

Таухинский и Журавлевский террейны значительный отрезок времени - в течение несокома - развивались параллельно на различных участках одной восточноазиатской окраины [4]. Частью континента они стали также практически одновременно, в конце альбского времени. Значительный интерес представляет решение вопроса о геодинамических обстанов-

ках, господствовавших в раннемеловое время на участках формирования террейнов и оказывавших в раннемеловое время на участках формирования и оказывавших, очевидно, решающее влияние как на характер литологического выполнения террейнов, так и на стиль проявленных в них дислокаций. В данной статье приведена краткая сводка имеющихся к настоящему времени материалов, касающихся строения этих террейнов, предложены модели их формирования и сделаны некоторые выводы о динамике формирования раннемеловой окраины восточной и юго-восточной Азии в целом.

1. ТАУХИНСКИЙ ТЕРРЕЙН

Таухинский террейн образует фундамент для слабо нарушенных покровов позднемеловых и палеоценовых вулканитов и обнажен среди последних в изолированных "окнах". Доступная для наблюдения его часть прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние около 300 км при ширине 70 км. Северо-западной границей террейна являются крупные левые сдвиги - Центральный Сихотэ-Алинский и Фурмановский разломы, за которыми располагаются соответственно Самаркинский и Журавлевский террейны. Юго-восточная граница скрыта под водами Японского моря. Структурные наблюдения вблизи северо-восточного окончания террейна показали, что развитые здесь складчатые и надвиговые дислокации обнаруживают отчетливую северо-западную вергентность, свидетельствующую о перемещениях материала в процессе надвигания с юго-востока на северо-запад [3]. Можно предполагать, таким образом, что северо-восточная часть Таухинского террейна надвинута на Журавлевский террейн.

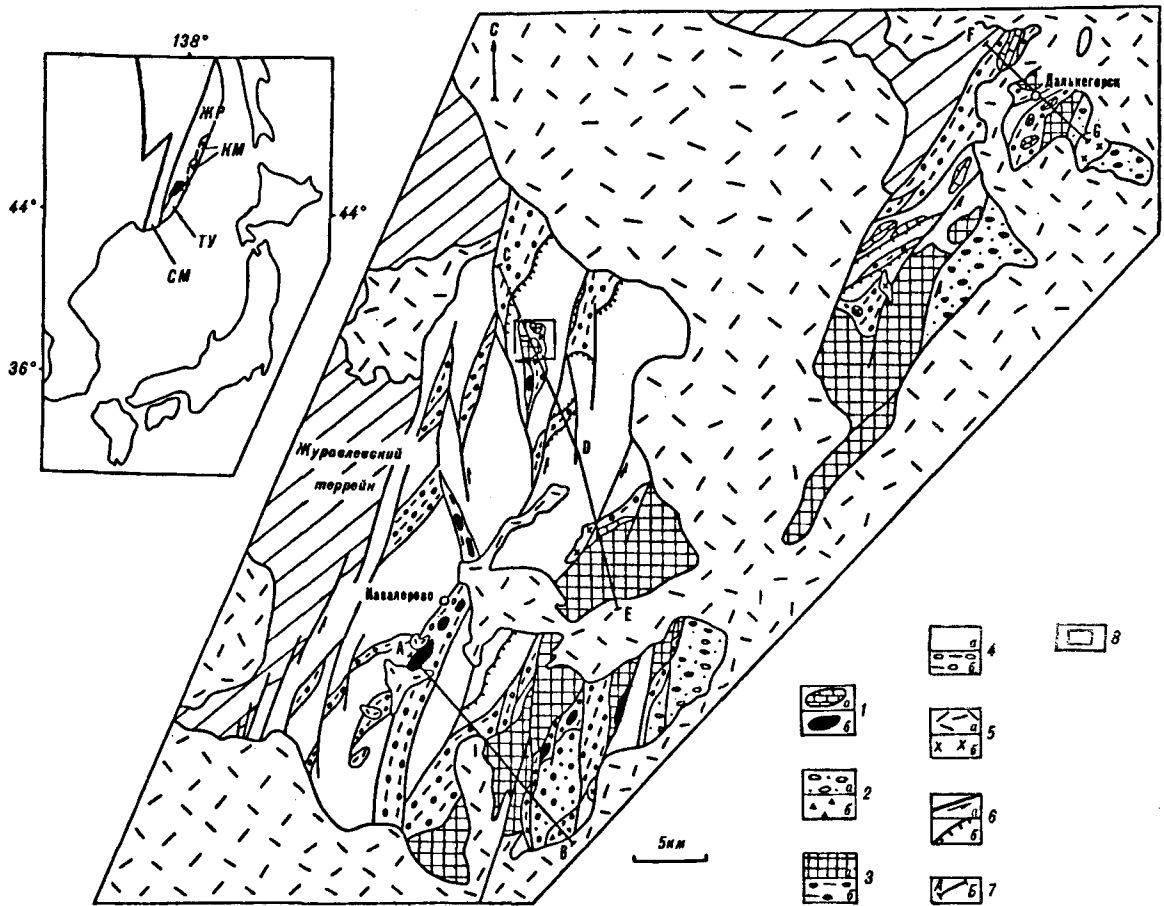


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кавалеровского и Дальнегорского районов

1 - известняки триаса (а) и карбона-перми (б); 2 - комплексы пород Устиновского субтеррейна: турбидиты с пачками грубообломочных пород [K1b-v] (а), перекрытые олистостромовой толщей [K1v] (б); 3 - комплексы пород Горбушинского субтеррейна: ленточные кремни и кремнисто-глинистые породы [Т-Ј], перекрытые толщей песчаных турбидитов [K1b-v] (а) и олистостромовой толщей [K1v] (б); 4 - комплексы пород Силинского субтеррейна: базальты, кремни и кремнисто-пепловые туффины [J2-3], перекрытые преимущественно алевритовыми турбидитами [K1b-v] (а) и олистостромовой толщей [K1v] (б); 5 - позднемерловых вулканиты (а) и интрузии гранодиоритов (б); 6 - разломы: левые сдвиги (а) и надвиги (б); 7 - линии разрывов; 8 - участок детальных исследований в верховьях руч. Балаганный.

На карте-врезке обозначены террейны: СМ - Самаркинский, ТУ - Таухинский, ЖР - Журавлевский и КМ - Кемский; залитым контуром обозначен район исследований.

1.1. Субтеррейны

Строение Таухинского террейна дается на примере Кавалеровского и Дальнегорского районов, детально изученных в связи с наличием здесь большого количества рудных месторождений. Здесь залегают три перекрывающие друг друга тектонические пластины, которые мы предлагаем именовать субтеррейнами. Это (снизу вверх) Силинский, Горбушинский и Устиновский субтеррейны (см. рис. 1). Надвижение субтеррейнов друг на друга предшествовало складчатости, поскольку они конформно смяты в систему сложных складок. Зеркало складчатости в данном районе полого погружается в юго-восточном направлении, поэтому нижний Силинский субтеррейн обнажен на северо-западе региона, в бассейне рек Кавалеровки и Мирной. Породы более высоких

структурных единиц обнажены юго-восточнее, в бассейнах рек Высокогорской и Зеркальной (рис. 2).

Силинский субтеррейн образован свдвоенным разрезом средней и верхней юры и берриас-валанжина. Надвигание одного разреза на другой произошло до момента складчатости, поскольку оба они также конформно смяты в ряд опрокинутых на северо-запад складок, что хорошо видно на рис. 2. Колонки отложений, образующих обе структурные единицы, в целом идентичны - они включают нормально-слоистые породы средней и верхней юры и берриас-валанжина, перекрытые валанжинской олистостромой. В этой связи дается их обобщенное краткое описание. Отличия заключаются в том, что олистострома параавтохтона содержит исчезающе малое количество экзотических глыб и представляют собой, по сути,

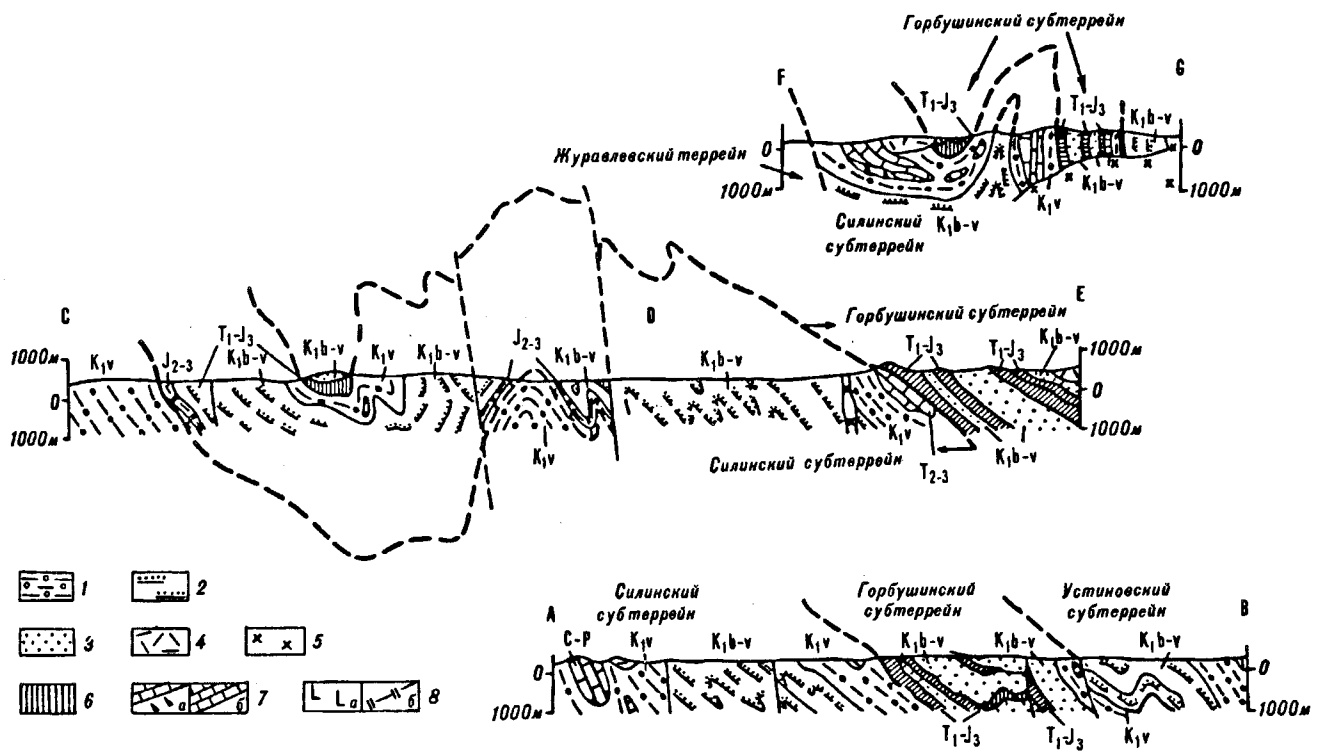


Рис. 2. Разрезы к геологической карте (см. рис. 1).

1 - микститы; 2 - алевролиты, пакки чередования песчаников и алевролитов; 3 - песчаники; 4 - кислые вулканыты (поздний мел); 5 - позднемеловые гранодиориты; 6 - кремни; 7 - базальты и известняки среднего и верхнего триаса (а), известняки карбона и перми (б); 8 - базальты (а) и кремни, кремнистые туффиты (б) эрдагоуской свиты (средняя и верхняя юра).

эндоолистострому, в то время, как олистострома алохтона изобилует таковыми.

Средняя и поздняя юра (эрдагоуская свита) имеет двучленное строение и состоит из базальтов (до 120 м), перекрытых пестроцветными плитчатыми кремнями, переслаивающимися с кремнисто-глинистыми породами, кремнистыми туффитами и пепловыми туфами (до 50 м). Из линз кремнистых пород в базальтах и из кремнистых и кремнисто-пепловых пород верхней части разреза в многочисленных местонахождениях выделены радиолярии келловая и верхней юры (по титон включительно), в том числе *Cyrtocapsa mastoidea* Yao, *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *Podobursa gelvetica* (Rust), *Parvicingula chabacowi* Zhamoida, *Pseudodictiomitra carpatica* (Lozynyak), *Alievium helenae* Shaaf и др. (определения Л.М. Олейник). По распределению редких элементов базальты сопоставимы с толщами гавайского типа [4].

Берриас-валанжинские образования (силинская толща) общей мощностью до 3500 м согласно перекрывают эрдагоускую свиту и представлены терригенными породами - алевролитами и аркозовыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов и конгломератов, расчлененными на четыре пакки. Первая пакка сложена алевролитами с горизонтами алевролитопесчаникового флиша и имеет мощность до

1000 м; вторая пакка преимущественно песчаниковая (до 450 м); третья (до 1000 м) сложена флишем, в котором алевролитовая составляющая растет вверх по разрезу; она охарактеризована фауной берриас-валанжинских двустворок, брахиопод и аммонитов. Четвертая толща - олистостромовая (до 1050 м). Она сложена микститами - алевролитами, содержащими прослои песчаников мощностью обычно в десятки сантиметров, реже - в первые метры и более, причем эти прослои в той или иной мере деформированы (в конседиментационную стадию или в стадию раннего диагнеза) и превращены в будины линзовидной, бочковидной и даже шаровой форм. В этих породах, ранее описанных Ю.Н. Размахниным [14] под названием "гидротектонитов" часто содержатся глыбы экзотических пород. В первую очередь это карбон-пермские и средне-верхнетриасовые известняки, кремни и базальты, а также аркозовые песчаники с верхнетриасовой фауной. Некоторые из глыб достигают значительных размеров (известняки, образующие скалу Арсеньева, имеют в плане размеры 800×250 м, известняки г. Кавалерова - 1×2.5 км). В районе пос. Кавалерова среди микститов располагается пластина, сложенная песчаниками и алевролитами с фауной норийских монотид. Мощность пластины до 100 м, она прослежена в ядре синформной складки на расстоянии 5 км при ширине выхода 0.4-1 км.

Горбушинский субтеррейн прослежен от верхний р. Устиновка до бассейна р. Рудной на расстоянии около 30 км. Фрагменты этого же субтеррейна обнажены также южнее, в бассейнах рек Аввакумовки и Черной. Как и Силинский, данный субтеррейн включает нормально-слоистую часть, перекрытую олистостромовой толщей.

Нормально-слоистая часть образует пластину мощностью до 2300 м, которая состоит из нескольких (от 3 до 5) пластин, перекрывающих друг друга и имеющих мощность до 800 м; пластины сложены кремнистой и песчанниковой толщами горбушинской серии.

Кремнистая толща образована серыми и темно-серыми, редко - сургучно-красными ленточными кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами. При относительно небольшой стратиграфической мощности (50-70 м) толща содержит микрофауну триаса и юры (по титон включительно) [1, 2]. Толща обычно сильно дислоцирована, смята в сложную систему складок и часто многократно повторена в разрезе, чем объясняются раздувы мощности кремней до 600-700 м.

Песчанниковая толща (до 700 м) согласно перекрывает кремнистую (в подошве иногда наблюдается переходная алевролитно-песчанниковая пачка) и имеет, по данным Н.Ю. Брагина [1] раннемеловой, берриас-валанжинский возраст. Толща состоит, главным образом, из характерных серых и светло-серых аркозовых песчаников, часто содержащих угловатые включения черных алевролитов, зеленоватых кремнисто-глинистых сланцев, реже - кремней и известняков. В верхних частях разреза толщи заметную роль играют линзы кремнекластических дресвяников и осадочных брекчий, представляющих собой результат дробления и переотложения материала нижележащей кремнистой толщи.

Подошва Горбушинского субтеррейна наблюдалась в ядре синформы в верховьях руч. Балаганного (рис. 3). Подстилающая олистострома (в кровле Силинского субтеррейна) содержит глыбы и небольшие пластины "горбушинских" песчаников и ленточных кремней с остатками конодонтов (вероятно, триасовых), либо средне-позднеюрских радиолярий [10]. Количество таких глыб вверх по разрезу увеличивается и матрикс порою виден лишь в треугольных промежутках между тесно сжатыми глыбами. В конце концов микститы перекрываются монолитной пластиной "горбушинских" кремней.

Таким образом, здесь налицо нарушение последовательности напластования - триасовые кремни

перекрывают нижнемеловую олистострому. Важно отметить "постепенность" перехода олистостромы в пластину, проявившуюся здесь в отсутствии ясно выраженного надвига, а также в увеличении размеров и количества "горбушинских" кремней и песчаников по мере приближения к подошве субтеррейна. Эти данные, а также конформное залегание пластин относительно слоистости подстилающих олистостромов свидетельствуют о наволакивании Горбушинского субтеррейна на Силинский в ходе седиментации, либо в диагенетическую стадию.

Олистостромовая толща горбушинского субтеррейна согласно перекрывает песчанниковую толщу и достигает мощности 1100 м (см. рис. 2, 4). Как по составу матрикса, так и по составу экзотических глыб (включающих позднепермские известняки, верхнетриасовые монотисовые песчаники, кремни, редко - базальтоиды) породы толщи практически не отличаются от олистостромов районов поселков Кавалерова и Дальнегорска.

Устиновский субтеррейн прослежен на правом берегу р. Устиновки на расстояние около 12 км при ширине 2-4 км и образован устиновской толщей нормально-слоистых терригенных пород берриас-валанжина*, согласно перекрытых олистостромовой толщей.

Устиновская толща представляет собой крупный ритм. Нижняя часть ее разреза сложена пачкой грубообломочных пород - конгломератов, гравелитов, грубозернистых гравийных песчаников - мощностью до 250 м. Гальки и гравий этих пород хорошо окатаны, представлены кремнями, реже песчаниками и алевролитами. Ранее считалось, что эта пачка является базальной и что она с угловатым несогласием залегает на микститах, датированных верхним палеозоем или верхним триасом. Нами установлено, что в некоторых случаях под грубообломочными породами существует горизонт слоистых алевролитов с флорой берриас-валанжина (который по надвигу контактирует с нижележащими микститами (см. рис. 2)), т.е. данные грубообломочные породы являются внутриформационными, а не базальными, а в целом Устиновский террейн надвинут на Горбушинский.

Выше по разрезу располагается пачка пород, представленная переслаиванием аркозовых песчаников и алевролитов мощностью до 300 м, причем в верхней ее половине алевролиты резко преобладают.

Пачка охарактеризована флорой, главным образом папоротниками, датирующими, по мнению С.И. Неволной, вмещающие породы берриас-валан-

* Юго-западным продолжением устиновской толщи является таухинская свита, прослеженная в бассейнах рек Маргаритовки и Черной [4].

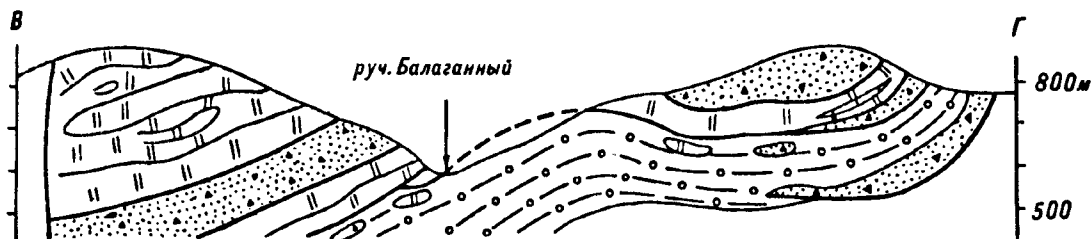
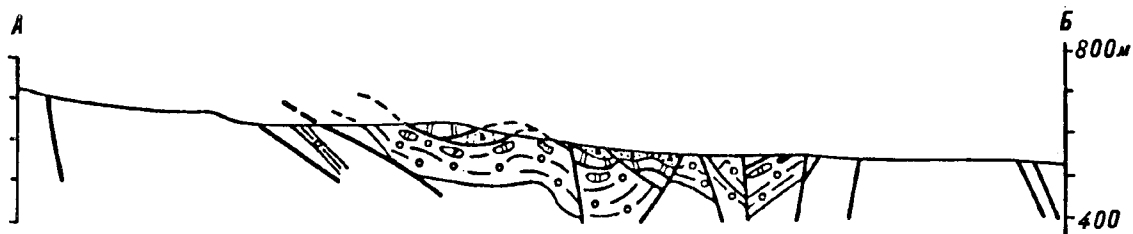
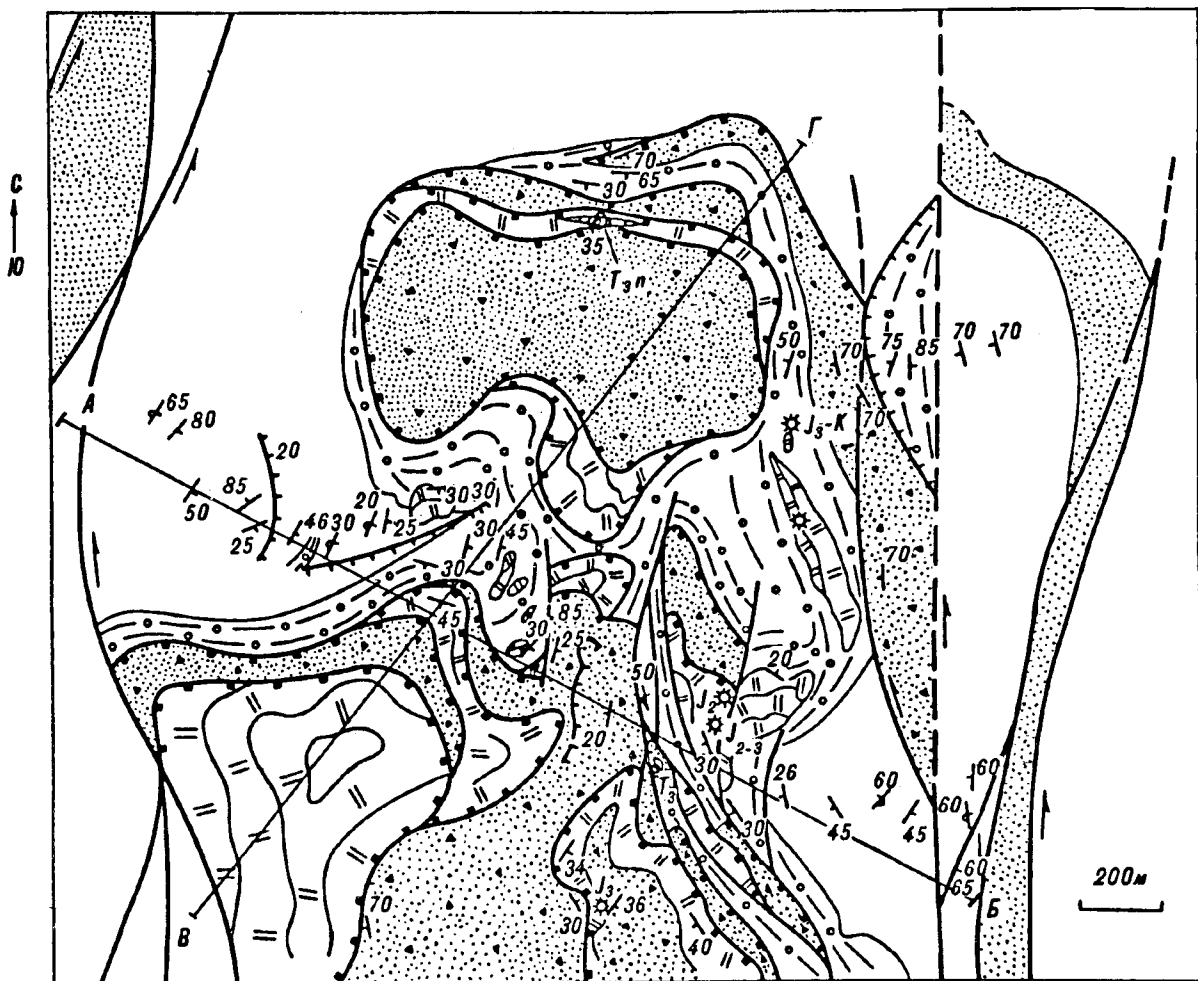


Рис. 3. Геологическая карта верховьев руч. Балаган'ный (положение участка см. на рис. 1)

1 - кремни (Т₁-J₃); 2 - известняки (Т₂₋₃); 3 - "горбушинские" разномерные песчаники с включениями алевролитов и кремнисто-глинистых пород (К_{1b-v}); 4-6 - породы силинской толщи (К_{1b-v}): песчаники мелко- и среднезернистые (4), алевролиты слоистые (5), микститы (6); 7 - точки сбросов остатков радиолярий (а) и двустворок (б); 8 - подошвы конседиментационных аллохтонов; 9 - надвиги; 10 - левые сдвиги; 11 - нормальное и опрокинутое залегание слоев; 12 - линии разреза.

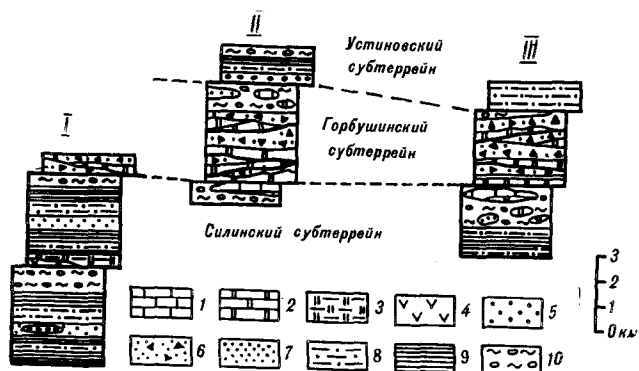


Рис. 4. Тектоностратиграфические колонки Таухинского террейна для Кавалеровского и Дальнегорского районов

I, II - Кавалеровский район: I - к разрезу по линии CD на рис. 2, II - к разрезу по линии АВ и DE на рис. 2; III - Дальнегорский район, к разрезу по линии FG на рис. 2.

1 - известняки (Т₂₋₃); 2 - кремнистые породы (Т₁₋₃); 3 - кремни, кремнистые туффиты (J₂₋₃); 4 - базальты (Г-Т); 5 - конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники (К_{1b-v}); 6 - "горбушинские" разнородные песчаники с включениями алевролитов и кремнисто-глинистых пород (К_{1b-v}); 7 - песчаники мелкозернистые и среднезернистые (К_{1b-v}); 8 - флиш (К_{1b-v}); 9 - алевролиты с прослоями песчаников (К_{1b-v}); 10 - микститы (К_{1v}).

жином (не исключая верхних горизонтов юры). Скопления остатков флоры весьма многочисленны, что составляет характерную особенность пород данного субтеррейна. Кроме того, в песчаниках средней части разреза устиновской толщи собраны остатки берриас-валанжинских грубобристых брахиопод, тригоний и других двустворок.

Алевролитовая пачка, образующая кровлю толщи и также содержащая остатки берриас-валанжинской флоры, согласно перекрыта микститами - алевролитами, содержащими мелкие включения и глыбы песчаников, кремнистых пород, реже - кремнекластических гравелитов и конгломератов. Мощность олистостромовой толщи составляет здесь не менее 500 м.

Таким образом, в Таухинском террейне совмещены три резко различающиеся типа слоистых терригенных отложений берриас-валанжинского возраста, которые, судя по аркозовому составу кластики, формировались на отдельных участках в непосредственной близости от азиатской континентальной окраины. Данные отложения согласно подстилаются либо триасово-юрской кремнистой толщей (Горбушинский субтеррейн), либо средне-позднеюрской кремнисто-базальтовой толщей (Силинский субтеррейн) и перекрываются однотонной олистостромовой толщей, содержащей в виде олистолитов фрагменты пород как подстилающего разреза, так и явно экзотического материала, в т.ч. известняков и базальтов палеозоя и среднего-верхнего триаса, верхнепермских кремней и аркозовых песчаников сред-

него и верхнего триаса. В результате такого совмещения получилась тектоностратиграфическая последовательность, насчитывающая около 13000 м мощности (см. рис. 4).

1.2. Включения океанического материала в Таухинском террейне

В качестве фрагментов палеоокеанической плиты нами рассматриваются упомянутые выше глыбы и пластины палеозойских и средне-верхнетриасовых известняков и ассоциирующихся с ними базальтов, а также кремнистая и кремнисто-базальтовая толщи, залегающие либо в основаниях разрезов Горбушинского и Силинского субтеррейнов, либо также образующие глыбы и пластины в олистостромовой толще.

Для известняков, являющихся, по общему мнению, рифовыми, характерна исключительная химическая чистота и отсутствие терригенной примеси. Преобладает фация рифового плато или банки-отмели. Небольшие биогермы, образованные кораллами, мшанками и двустворками (для триаса), возможно, располагались в краевых частях плато. Палеозойские известняки фораминиферо-водорослевые. Биостратиграфическое расчленение этих известняков, проведенное по фораминиферам, позволило датировать их от фаменского яруса девона до верхней перми. Наиболее крупные из известных известняковых тел характеризуются значительным размахом возраста. Так, известняки г. Фудинов Камень (Ольгинский район) формировались в течение фаменского яруса верхнего девона и всего карбона, известняки г. Кавалерово охарактеризованы фораминиферами верхнего карбона и всей нижней перми. Каркасостроителями этих известняков являются водоросли, изредка ругозы и кишечнополостные неясного систематического происхождения, а также строматолиты. Поставщики детрита - фораминиферы, мшанки, криноидеи и сифониковые водоросли, "гости" - редкие брахиоподы, двустворчатые моллюски и остракоды [12].

В основании всех крупных известняковых массивов присутствуют выходы базальтов, имеющих с известняками "холодные" контакты. В частности, в подошве одного из известняковых тел верхнетриасового возраста района пос. Дальнегорск наблюдаются грубообломочные базальные слои с обломками базальтов и известняков; иногда среди галек отмечают окатанные фрагменты двустворок.

Базальты, подстилающие рифовые известняки, представлены фациями, типичными для палеовулканических построек океанического дна. Среди них наблюдаются массивные лавы, пиллоу-лавы, лавобрекчии, гиалокластиты и эдафогенные осадки. По минералогическим и геохимическим признакам они разделяются на толеитовые и щелочные, сопоставляются либо с толеитами, либо с щелочными базальта-

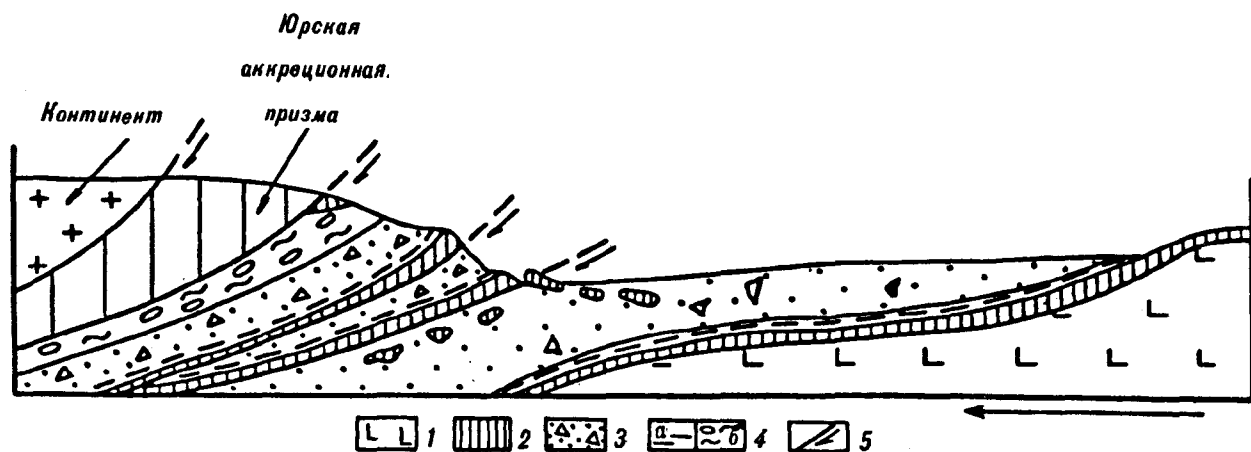


Рис. 5. Принципиальная схема формирования Горбушинского субтеррейна Таухинского террейна (масштабы не выдержаны).

1 - 2 - океанические образования: базальты (1) и кремнистые породы (2); 3-4 - осадки глубоководного желоба и зоны субдукции: 3 - песчаники и кремнекластические брекчи, 4 - алевролиты (а) и микститы (б); 5 - поддвиги.

ми океанических островов и гайотов, а по высокой железистости - с базальтами гайотов западной части дна Тихого океана [17]. Базальты, подстилающие средне-верхнеюрские кремни и туффиты Силинского субтеррейна, сопоставимы с толеитами гавайского типа [4].

Кремни и кремнисто-глинистые породы триаса и юры обычно ритмично чередуются. Кремни образуют слои мощностью до 15-20 см (обычно 1-4 см), чередующиеся со слойками кремнисто-глинистых сланцев мощностью до 3 мм, редко - до 5 см. Кремнисто-глинистые породы образуют порою самостоятельные пачки, которые наиболее характерны для нижне-среднетриасовой и средне-позднеюрской частей кремнистого разреза горбушинской серии. В пределах слойка кремни отчетливо зональны; центральная его часть обычно имеет стекловатое строение, а вблизи границы с кремнисто-глинистым слойком содержится примесь глинистых частей и видимые невооруженным глазом остатки радиолярий. Для кремниевых разрезов характерны низкие скорости седиментации, наличие перерывов. Например, мощность кремниевого триаса (с оленского яруса) в Дальнегорском районе составляет всего 50 м [2]. В районе г. Зарод (Ольгинский район) сакмарский-мургабский ярусы перми установлены в кремневой пачке мощностью 11 м [15]. Низкие скорости седиментации кремневых разрезов, отсутствие терригенной примеси как континентального, так и островодужного происхождения, устойчивость фаций при чрезвычайно малых мощностях отдельных пачек [2], преобладание материала биогенного происхождения свидетельствует о формировании этих разрезов в открытом океане в значительном удалении от континентов, либо островных дуг.

1.3. Предлагаемая модель формирования Таухинского террейна

В основании разрезов Силинского и Горбушинского субтеррейнов присутствуют океанические фации, согласно перекрыты турбидитами, причем смена режима седиментации приурочена приблизительно к одному возрастному рубежу - границе юры и мела. Песчаники всех трех субтеррейнов являются аркозами, т.е. накопление их происходило в непосредственной близости от границы континент-океан. Эти обстоятельства позволяют предполагать, что субтеррейны представляют собой первоначально разобщенные фрагменты одной приконтинентальной окраины.

Последовательность от кремнистых (или кремнисто-базальтовых) фаций к турбидитам часто ошибочно рассматривалась как регрессивная, связанная с обмелением морского бассейна [13]. Более вероятным механизмом формирования такой последовательности представляется погружение океанической плиты в глубоководный желоб в связи с субдукцией. Многократное повторение разреза горбушинской серии в одноименном субтеррейне, а также сдваивание разреза поздней юры и берриас-валанжина в Силинском субтеррейне являются, вероятно, отражением процессов поддвигания, имевших место на внутреннем склоне желоба, т.е. субдукции (рис. 5). Следует отметить, что рядом японских геологов аналогичным образом интерпретируются подобные взаимоотношения близких комплексов в террейнах аккреционных призм Японии [22]. Согласно перекрытие нормальнослоистых турбидитов олистостромовыми пачками является, по-видимому, отражением активизации субдукции и вовлечения в этот процесс материала нависающей плиты, в том числе, вероятно, аркозовых песчаников средне-верхнетриасового возраста.

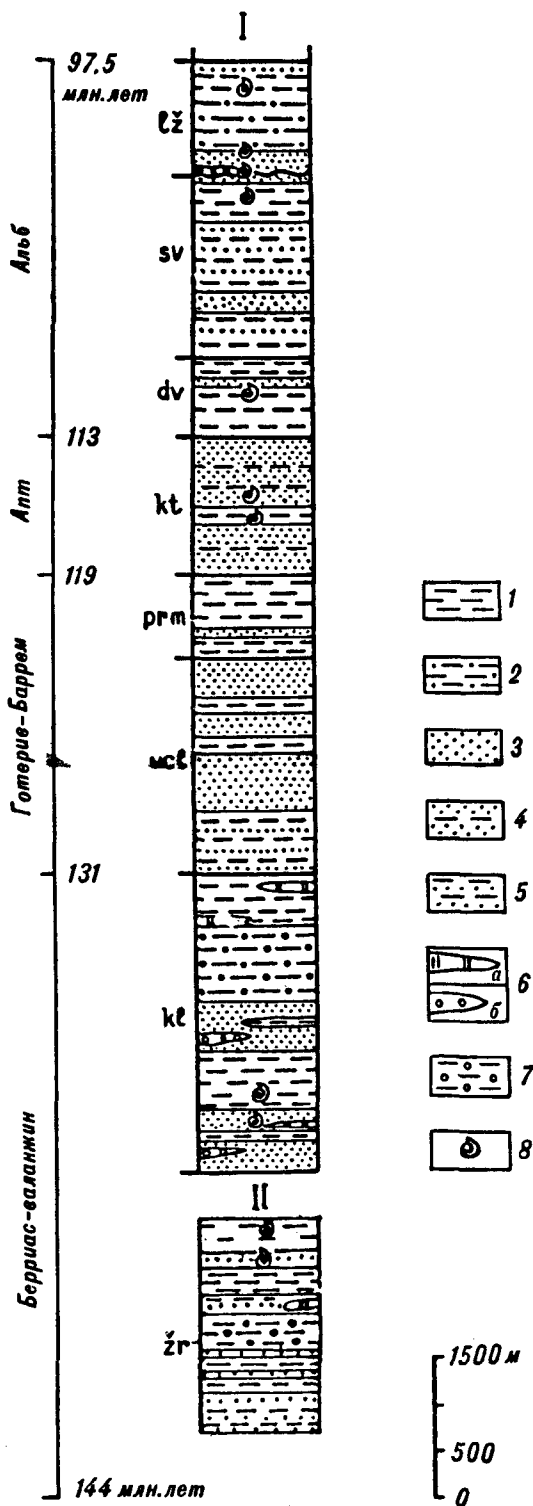


Рис. 6. Колонка нижнемеловых отложений Журавлевского террейна.

1 - алевролиты; 2 - алевропесчаники; 3 - песчаники; 4 - песчаники с прослоями алевролитов; 5 - ритмичное чередование песчаников и алевролитов; 6 - линзовидные прослои кремнисто-глинистых пород (а) и конгломератов (б); 7 - пачки эндолистостромов; 8 - остатки макрофауны.

Свиты: зг - журавлевская, kl - ключевая, ucl - усть-колумбинская, ргм - приманжинская, kl - каталевская, dv - дивнинская, sv - светловоднинская, lz - лужжинская.

Как нам представляется, именно субдукционная модель наилучшим образом может объяснить попадание глыб и пластин океанического материала в приконтинентальный турбидитовый матрикс. Связанное с субдукцией скучивание материала на внутренних склонах желобов, последующее изостатическое "всплывание" многократно сдвоенных комплексов обеспечивает возможность попадания поднятого материала (в том числе - фрагментов океанической плиты) в виде конседиментационных, частью гравитационных аллохтонов, глыб и обломков в осадок, продолжающий накапливаться в осевой части желоба.

Таким образом, можно предполагать, что в процессе образования Таухинского террейна произошло два события. На первом этапе, в берриас-валланжинское время на трех разобщенных участках одной Восточно-Азиатской окраины происходило формирование аккреционно-субдукционной призмы, фрагменты которой образуют описанные выше субтеррейны. На втором этапе, в готерив-позднеальбское время (до момента "сшивания" террейнов) происходило наволакивание этих субтеррейнов друг на друга и в целом Таухинского террейна на Журавлевский, по-видимому, на фоне значительных латеральных перемещений по системе окраинно-континентальных левых сдвигов. На последнее может указывать то, что ближайшие проявления субдукционного магматизма, которые могут быть родственны Таухинской аккреционной призме, располагаются значительно юго-западнее Приморья, на Корейском полуострове и в Юго-Восточном Китае [11]. Об этом же свидетельствуют и некоторые палеобиогеографические данные. В частности, В.П. Коновалов неоднократно указывал, что для берриас-валланжинского разреза рассматриваемой территории характерны представители средиземноморской палеобиогеографической области - неокомитиды, тригонииды, экзогиры и др., в то время, как для турбидитов этого же возраста соседнего Журавлевского террейна характерна бореальная фауна преимущественно бухий [5].

2. ЖУРАВЛЕВСКИЙ ТЕРРЕЙН

Журавлевский террейн занимает большую часть хребта Сихотэ-Алиня и представляет собой полосу северо-восточного простираия, имеющую протяженность около 800 км при ширине 80 км. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна он отделен системой разрывов зоны крупного левостороннего сдвига - Центрального Сихотэ-Алинского разлома. С юго-востока к Журавлевскому террейну примыкают последовательно Таухинский террейн раннемеловой аккреционной призмы и расположенный севернее широты 45° Кемский террейн апт-альбской островной дуги [20].

Журавлевский террейн сложен, главным образом, терригенными породами - аркозовыми песчаниками и алевролитами раннемелового возраста общей мощностью около 15 тыс. м. Древнейшими породами террейна являются, по-видимому, зеленые и сургучно-красные кремнисто-глинистые породы, иногда в ассоциации с базальтами, известные в ряде мест осевой части террейна, в частности, в приустьевой части р. Колумбе и содержащие комплекс верхнеюрских радиолярий [4]. Взаимоотношения этих пород, являющихся, по-видимому, аналогом океанических образований Таухинского террейна (эрдагусской свиты), с вмещающими раннемеловыми терригенными породами, к сожалению, не выяснены.

Колонка нижнемеловых отложений Журавлевского террейна, составленная на примере Кавалеровского района и, частично, правобережья р. Журавлевка, показана на рис. 6. Однако главные особенности состава и порядок мощностей отдельных стратиграфических подразделений прослеживаются без существенных изменений и в более северные районы террейна, по крайней мере, до верховьев рек Бикин и Самарга, т.е. широты 48°. Следует отметить, что мы не наблюдали в одном обнажении непрерывного разреза вследствие плохой обнаженности и сложной тектонической обстановки и предлагаемая колонка сконструирована из многочисленных фрагментов, характеризующих строение различных размеров тектонических блоков. Тем не менее, главные особенности разреза и порядок мощностей установлены, как нам представляется, достаточно достоверно.

Прежде всего, отчетливо разделяются берриас-валанжинская и готерив-альбская части разреза. Для нижней, берриас-валанжинской части (журавлевской и ключевской свит) характерно значительное преобладание в разрезе алевролитов и алевроаргиллитов и наличие горизонтов эндолистостромов - алевролитов с разлинзованными прослоями ("гидробудинами"), обломками и глыбами песчаников, представляющими собой, по-видимому, результат конседиментационных деформаций и связанных с этим процессом оползневых явлений. Экзотические глыбы кремней и верхнепалеозойских известняков встречаются в единичных случаях и только в разрезе журавлевской свиты [10]. В отдельных разрезах журавлевской свиты отмечаются также потоки высокотитанистых пикритов и базальтов внутриплитного типа [6].

Важной особенностью берриас-валанжинского разреза является высокая скорость седиментации - около 500 м/млн. лет. С учетом вероятного сокращения мощности осадка вследствие его обезвоживания

при диагенезе можно предполагать, что первичная его мощность была значительно больше, а в целом скорость лавинной седиментации в этот период времени соответствует, по-видимому, максимальной из известных в настоящее время [7]. По-видимому, горизонты эндолистостромов являются прямым показателем аномально высоких скоростей лавинного осадконакопления.

Характерной особенностью готерив-альбской части разреза является значительная роль песчаной составляющей и наличие многочисленных горизонтов двух- и трехкомпонентного флиша. Разрез состоит из четырех мегаритмов (в основаниях которых доминируют песчаники, а в кровле - алевролиты) мощностью 1.5-3 тыс. м, состоящих из ритмов более высоких порядков. Накопление этих толщ происходило, по-видимому, скачкообразно, о чем свидетельствуют многочисленные следы внутриформационных размывов в основаниях ритмов. В частности, песчаники часто содержат включения дресвы и мелкого щебня алевролитов, составляющих в основаниях ритмов до 10-20% объема пород. Эти включения представляют собой фрагменты кровли предшествовавших ритмослоев, успевших литифицироваться в степени, достаточной для дробления и попадания в породы вышележащих уровней. Вероятно, наличием таких достаточно продолжительных перерывов можно объяснить вдвое меньшую (чем в берриас-валанжине) среднюю скорость седиментации, составляющую здесь около 250 м/млн. лет*.

Обращает на себя внимание относительная неизменность средней скорости лавинной седиментации в этот отрезок времени. Так, мощность готерива и баррема (12 млн. лет) составляет около 3000 м, а апта (6 млн. лет) - 1500 м. В наиболее продолжительное альбское время (15.5 млн. лет) накопилась и наибольшая мощность - около 4000 м.

По составу обломочной части нижнемеловые песчаники достаточно однообразны и представляют собой аркозы, граувакковые аркозы, реже граувакки [4]. Мелкозернистые разности чаще являются аркозами и на 80-100% состоят из обломков кварца, кислого плагиоклаза и калиевых полевых шпатов; постоянно также примесь обломочного биотита (до 5%). С увеличением зернистости песчаников все большее значение приобретают обломки пород, как осадочных (алевролитов, кремней, редко - известняков), так и изверженных и метаморфических (гранитов, риолитов, реже - базальтов, слюдистых сланцев и кварцитов). Грубообломочные породы содержат хорошо окатанную гальку и гравий почти исключительно кремней, редко - песчаников и алевролитов, а

* При расчетах использована шкала геологического времени, принятая в Американском Геологическом Обществе и изданная в виде открытки в 1988 г.

угловатые обломки сложены всегда алевролитами и алевроаргиллитами. Преимущественно аркозовый состав раннемеловой кластики указывает на то, что она является продуктом перемыва, главным образом, гранитно-гнейсового слоя континентальной коры.

2.1. Условия формирования турбидитов Журавлевского террейна

Раннемеловые образования Журавлевского террейна смяты в сложную систему тесно сжатых складок и чрезвычайно фрагментированы в процессе левосторонних перемещений по серии новообразованных сколов север-северо-восточного простирания, происходивших, главным образом, в позднеальбское время. Поэтому восстановление как координат, так и конфигурации палеобассейна, где эти осадки накапливались, с достаточной определенностью пока не представляется возможным. Однако вполне вероятным представляется предположение, что раннемеловые турбидиты накапливались на океаническом основании вдоль непосредственной границы континентальной и океанической плит. Как известно, преимущественно на таких участках происходит современная лавинная терригенная седиментация, приуроченная обычно к приустьевым частям крупных рек (бассейн Бенгальского залива у устьев Инда и Ганга и др. [7]). Предположение о том, что рассматриваемый палеобассейн примыкал к континенту, а не к островной дуге, определяется аркозовым составом раннемеловой кластики. Древнейшие породы террейна - верхнеюрские радиоляриевые кремнисто-глинистые породы и базальты приустьевой части р. Колумбе представляют собой, по-видимому, фрагменты верхней части разреза палеоокеанической коры.

Вполне определенно можно судить также о положении запад-северо-западной границы палеоокеана и, соответственно, палеобассейна. На значительном протяжении ей отвечает Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Западнее этой границы в пределах Самаркинского и Сергеевского террейнов раннемеловые терригенные отложения распространены локально, несут признаки эпиконтинентального происхождения, часто угленосны (Партизанский угольный бассейн) и относительно слабо дислоцированы. В некоторых районах раннемеловые терригенные толщи с размывом и угловым несогласием перекрывают юрские и более древние породы Самаркинского террейна (соколовская свита). Для рассматриваемого палеобассейна этот краевой разлом является, по-видимому, синседиментационным со сбросовой составляющей. В процессе накопления раннемеловых толщ вдоль краевого разлома происходили, по-видимому, левые латеральные перемещения, на что указывает его исключительная прямолинейность, фациальная выдержанность толщ к востоку от разлома при весьма значительной их мощности и

практическом отсутствии переходных шельфовых фаций. Горизонты эндолисторомов, характерные для валанжинской части разреза террейна, отражают, очевидно, активизацию данных синседиментационных тектонических перемещений. Однако данная активизация могла и не иметь отношения к субдукции, поскольку в пластинах и глыбах присутствует материал исключительно внутривоскресенного происхождения и здесь практически отсутствуют фрагменты океанического материала, обычные для аккреционных призм.

Рассматриваемый участок палеобассейна в берриас-валанжинское время являлся, по-видимому, полностью открытым в сторону океана. Об этом можно судить по факту наличия многочисленных фрагментов океанической коры в расположенном западнее Самаркинского террейна, которые попадали без каких-либо препятствий в субдукционно-аккреционную призму средней-поздней юры вплоть до берриасского времени. Вероятными фациями открытого океана, прилегающими к раннемеловому турбидитовому окраинному бассейну, являются ленточные кремни валанжинского и готеривского возраста, известные в нижнем течении р. Амур, а также во фрагментах среди аккреционных призм более молодого, позднемелового и третичного возраста как на Сахалине, так и в поясах внешней Японии [18]. Таким образом, для берриас-валанжинского времени нет необходимости предполагать юго-восточный борт палеобассейна с корой континентального типа, как это делалось рядом исследователей, в том числе одним из авторов [3, 9 и др.]. Существование блоков континентальной коры юго-восточнее Журавлевского террейна (на которое ссылались сторонники данной концепции) вполне может быть объяснено более поздними причинами. Эти блоки (например, массивы Абакума и Китаками на северо-востоке о. Хонсю) переместились, скорее всего, к месту современного расположения с юга или даже юго-запада по системе окраинно-континентальных левых сдвигов. Эти перемещения начались, по-видимому, в раннем мелу, а наибольшая их интенсивность вероятна в позднеальбское время.

Заполнение приконтинентального синсдвигового бассейна продолжалось вплоть до конца альбского времени. Синседиментационные леволатеральные перемещения происходили, по-видимому, не только вдоль запад-северо-западной границы террейна, но и по новообразованным разрывам в пределах самой области седиментации. На первых порах эти перемещения, надо полагать, были сосредоточены в фундаменте и на нижних уровнях седиментационной призмы, а на более высоких уровнях отражением этих перемещений явились складчатые и надвиговые дислокации, сопровождающиеся внедрением гранитоидных магм. По мере перемещения вверх сместителей сдвигов перемещался и вышележащий фронт склад-

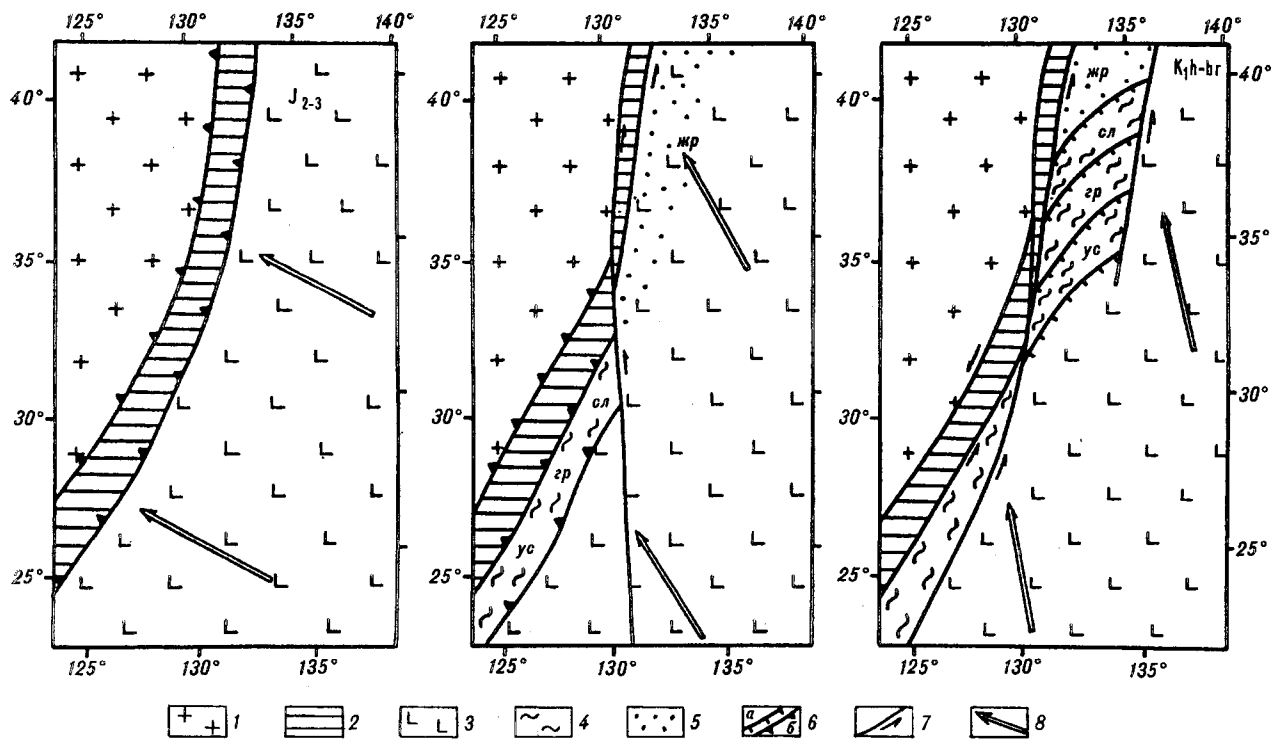


Рис. 7. Динамика формирования юго-восточной окраины Азии в средней юре - раннему мелу.

1 - Азиатская плита; 2 - средне-позднеюрская аккреционно-субдукционная призма; 3 - Тихоокеанская плита; 4 - Таухинская неокомская аккреционно-субдукционная призма; показаны участки предполагаемого расположения ее Устиновского (УС), Горбушинского (ГП) и Силинского (СЛ) фрагментов; 5 - Журавлевский синсдвиговой бассейн (ЖР); 6 - надвиги (а), подвиги - ограничения аккреционно-субдукционных призм (б); 7 - сдвиги; 8 - направления перемещений Тихоокеанской плиты.

частоты, надвигообразования и магматизма [16]. В результате на поверхности Земли мы имеем здесь систему тесно сжатых складок с осями, ориентированными в северо-восточном направлении под острым углом относительно края прилегающего континента. Складки иногда нарушены, в свою очередь, надвигами, и, повсеместно, новообразованными левыми сдвигами, в целом субпараллельными Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. Аккреция, т.е. окончательное приращение Журавлевского террейна к восточному краю Азиатского континента, сопровождалась внедрением нескольких генераций гранитоидов и монцитонитов и имела место в относительно узком промежутке времени в самом конце позднего альба. С начала сеномана формировался постааккреционный Прибрежный вулканический пояс, залегающий с размывом и угловым несогласием на всех допозднемеловых террейнах Сихотэ-Алиня.

В целом же палеообстановка формирования раннемеловых комплексов и их последующих деформаций аналогична, на наш взгляд, современной обстановке активной трансформной западной окраины Северной Америки, где граница континентальной и океанической плит также контролируется системой крупных правосторонних сдвигов, в числе которых -

активным в настоящее время разломом Сан-Андреас в Калифорнии.

3. ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕМЕЛОВОЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Журавлевский и Таухинский террейны представляют собой, таким образом, результат сочетания в пределах одной раннемеловой восточной окраины Азии двух геодинамических обстановок - субдукционной и обстановки трансформной окраины. Одновременность существования данных палеообстановок можно считать установленной, по меньшей мере, для берриас-валанжинского времени. Рассматриваемое сочетание, отвечающее динамопаре сдвиг-подвиг, могло быть реализовано, как нам представляется, только при косом столкновении океанической и континентальных плит. Предпочтение, которое на отдельных участках окраины оказывалось тому или иному типу деформаций, связано, по-видимому, с соотношением направления движения океанической плиты и ориентировки простираения прилегающего края континента. На участках, где край континента был ориентирован под острым углом или субпараллельно направлению сжатия, должны доминировать сдвиговые перемещения, а на участках, ориентиро-

ванных поперек этого направления, можно ожидать субдукционные явления. Сжатие, определяющее раннемеловое сдвигообразование и складчатость в Сихотэ-Алине, было ориентировано, как известно, в субмеридиональном (около 350°) направлении [16] и являлось, по-видимому, результатом столкновения движущейся с юга на север океанической плиты с краем Азиатского континента. Последний, судя по имеющимся палеомагнитным данным, с юрского времени не испытал сколько-нибудь значимых перемещений [24, 25].

Естественно ожидать, что левосдвиговая компонента берриас-валанжинских деформаций доминировала на всех участках, где, как в Сихотэ-Алине, край континента был ориентирован в близком к меридиональному направлению ($0-25^{\circ}$), т.е. южнее Сихотэ-Алины вплоть до широт $30-35^{\circ}$. Еще южнее, в интервале широт $20-30^{\circ}$ край континента, как и в настоящее время, был, по-видимому, ориентирован иначе, в направлении на юго-запад (около 220°) и именно здесь наиболее вероятны проявления берриас-валанжинской косой субдукции. Зона изгиба края континента, приблизительно отвечающая палеоширотам $30-35^{\circ}$, могла, таким образом, в берриас-валанжинское время являться областью, разделяющей Журавлевскую трансформную окраину от расположенной южнее окраины, в которой формировалась Таухинская аккреционная призма (рис. 7). При такой интерпретации становится понятной локальность проявления берриас-валанжинской субдукции - ближайший аналог Таухинского террейна известен только на юге Японии, это террейн Южный Чичибу на юге острова Хонсю и на островах Кюсю и Сикоку [22], а также раннемеловые террейны на островах Амами-Ошима и Окинава цепи Рюкю [19].

Обращает на себя внимание, что сочетание сдвиговых и поддвиговых деформаций, определяющих геодинамический режим развития рассматриваемой части восточной окраины Азии в берриас-валанжинское время, похоже, не характерно, как для предшествующих, так и для последующих периодов. Так, средне-верхнеюрское время характеризуется относительно регулярно прослеженными проявлениями аккреционно-субдукционной тектоники с хаотическими комплексами, содержащими многочисленные включения океанического материала, по крайней мере, от террейна Наданьхада на северо-востоке Китая до о. Борнео [23]. Для готерив-альбского, а в особенности, позднеальбского времени на этих же участках окраины Азии задокументированы, напротив, значительные по масштабам левосдвиговые перемещения. Прослеживается таким образом, тенденция смены палеообстановок от субдукционной к обстановке трансформной окраины, причем берриас-валанжинское время представляет собой промежуточный эпизод, когда эти два геодинамических режима существовали одновременно. Объяснение

смены палеообстановок следует искать, по-видимому, в смене направления перемещения океанической плиты в процессе столкновения ее с краем мало подвижного Азиатского континента от почти нормального к этому краю (с юго-востока на северо-запад, приблизительно 300°) до направления, близкого к меридиональному (350° , см. рис. 7).

ВЫВОДЫ

1. В процессе становления Таухинского террейна предполагается два события. На первом этапе, в берриас-валанжинское время, на трех разобнесенных участках одной Восточно-Азиатской окраины происходило формирование аккреционно-субдукционной призмы, существенно различавшейся по латерали своим литологическим выполнением, фрагменты которой образуют Силянский, Горбушинский и Устиновский субтеррейны. На втором этапе, в готерив-позднеальбское время (до момента "сшивания" террейнов), происходило наволакивание этих субтеррейнов друг на друга и в целом Таухинского террейна на Журавлевский.

2. Журавлевский турбидитовый террейн формировался в раннемеловое время, по-видимому, на океаническом основании также вдоль края Азиатского континента на фоне перемещений по системе окраинно-континентальных левых сдвигов. Палеообстановка образования раннемеловых турбидитов данного террейна аналогична, на наш взгляд, современной обстановке активной трансформной юго-западной окраины Северной Америки.

3. Для берриас-валанжинского отрезка времени формирования мезозойской активной окраины Азии предполагается, таким образом, одновременное существование двух геодинамических обстановок - субдукционной и обстановки трансформной окраины, соответствующих динамопаре сдвиг-подвиг. Данное сочетание палеообстановок отвечает эпизоду перехода от доминирующей вдоль всей восточной окраины Азии средне-позднеюрской субдукции к режиму перемещений вдоль системы окраинно-континентальных левых сдвигов, происходивших в готерив-позднеальбское время. Смена геодинамических режимов связана, вероятно, с изменениями направления движения океанической плиты относительно прилегающего края мало подвижного континента от северо-западного до субмеридионального.

The research described in this publication was made possible in part by Grant NRJ1000 from the International Science Foundation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брагин Н.Ю. Радиоларии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991.
2. Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Руденко В.С. и др. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. №4. С. 45-57.

3. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) // Препринт. Владивосток: ДВО РАН, 1992.
5. Коновалов В.П. О невалидности маномаховской и каменной свит в меловых отложениях Приморского края // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 171-173.
6. Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989.
7. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988.
8. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985.
9. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1970.
10. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы / Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В. и др. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.
11. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1991. №5. С. 3-23.
12. Никитина А.П. Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов и их биостратиграфическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Владивосток: ВСЕГЕИ, 1971.
13. Парняков В.П. Новые данные о строении и возрасте горбушинской свиты // Новое в геологии Дальнегорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 71-74.
14. Размахнин Ю.К. О происхождении Сихотэ-Алинских гидротектонитов // Инф. сборник ПГУ. Владивосток, 1971. №1. С. 61-66.
15. Руденко В.С., Панасенко Е.С. Пермские Albaillellaria (радиолярии) пантовой толщи Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 185-193.
16. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989.
17. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты СихотэАлиня и Сахалина // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, №1. С. 186-190.
18. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-Запада Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук / М.: ГИН РАН, 1993.
19. Fujita H. Stratigraphy and Geologic Structure of the Pre-Neogene Strata in the Central Ryuky Islands // J. Sci. Hiroshima Univ. 1989. V. 9. №1. P. 237-284.
20. Khanchuk A.I., Ognyanov N.V., Golozubov V.V. a.o. Accretion of Asia in the North-Eastern China and USSR Far East // IGCP Project 321. Proc. of first intern. symp. Gondwana dispersion and Asian accretion geological evolution of Eastern Tethis. Kunming, China, 1991. P. 154-161.
21. Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhotealin and Japan regions // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. V. 69. №3-4. P. 213-232.
22. Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu Terrane // Pre-Cretaceous terranes of Japan, Osaka: Publ. of IGCP Project №224. 1990. P. 203-217.
23. Mizutani S., Shao J., Quingiong Z. Nadanhada Terrane in Relation to Mesozoic Tectonics on Continental Margins of Asia // Acta Geologica Sinica. 1990. V. 3. №1. P. 15-29.
24. Xu J., Tong W., Zhu G a.o. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework in East Asia // J. of Southeast Asia Earth Sci. 1989. V. 3. №1-4. P. 29-45.
25. Zhu Z. Late Mesozoic Palaeomagnetism in Easter China and the horizontal Displacement of the Tancheng-Lujiang Wrench Fault Zone // The Tancheng-Lujiang Wrench Fault Zone. Chichester, England, 1993. P. 139-147.

Дальневосточный Геологический институт
 Дальневосточного отделения
 Российской Академии наук
 г. Владивосток

Поступила в редакцию
 3 октября 1994 г.

V.V. Golozubov and A.I. Khanchuk

Taukha and Zhuravlevka terranes (South Sikhote-Alin) - fragments of the Early Cretaceous Asian margin

The Early Cretaceous Taukha and Zhuravlevka terranes are a part of the system of Mesozoic terranes accreted to the eastern and southeastern Asia at the end of Early Cretaceous. Tectonostratigraphic section of the Taukha accretionary wedge terrane consists of three juxtaposed subterranes, each formed at different parts of the continental margin during Berriasian-Valanginian subduction. The Zhuravlevka terrane consists of Early Cretaceous turbidites under the environment of a transform margin. Co-existence of two geodynamic regimes seems to be an episode of the transition from large-scale subduction during Middle and Late Jurassic to the predominant transform margin regime during the end of Late Cretaceous. The change of geodynamic regimes is related to the change in the direction of the movement of oceanic plate relative to the margin of the continent from northwest to almost north-south.

Здобин Д.Ю.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИЛОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Выяснено инженерно-геологическое строение верхней части разреза Северо-Охотского прогиба. Проведена сеймостратификация чехла четвертичных отложений. Обобщены данные по физико-механическим свойствам голоценовых глинистых илов. Отмечена зависимость этих параметров от глубины моря. Выявлена тенденция к закономерному изменению физико-механических свойств илов с глубиной залегания.

Инженерно-геологические изыскания на шельфе северной части Охотского моря в пределах Северо-Охотского прогиба проводились в 1987-1990 г.г. на перспективных в нефтегазоносном отношении Магаданской, Хмитевской, Лисянской, Билибинской и Кухтуйской антиклинальных структурах, с целью получения сведений о строении верхней части их разреза, мощности рыхлых отложений, наименовании, составе и физико-механических свойствах донных грунтов с целью безопасной постановки на точку глубокого поисково-разведочного бурения на нефть и газ бурового судна.

Объектом всестороннего изучения явились донные грунты пяти площадей, расположенных на различных глубинах: Магаданской (150 м), Хмитевской (128 м), Лисянской (136 м), Билибинской (134 м) и Кухтуйской (160 м) (рис. 1).

Основным методом исследования площадей (3×3 км) служила комплексная инженерно-геологическая съемка морского дна масштаба 1:10000, включавшая непрерывное сейсмоакустическое профи-

лирование (НСП) по сети 100×100 м, эхолотирование, съемку поверхности морского дна гидролокатором бокового обзора (сонарная съемка) и отбор проб донных грунтов легкими техническими средствами. Пробоотбор на каждой площади осуществлялся равномерно, в шахматном порядке в точках пересечения геофизических профилей. Всего отработано 285 станций, максимальная глубина внедрения пробоотборника в грунт составила 3-4 м. Кроме того, для комплексного регионального изучения инженерно-геологических условий шельфа северной части Охотского моря, между вышеуказанными площадями были отработаны связующие геофизические профили. На профилях-связках через 5 км осуществлялся пробоотбор донных грунтов. Суммарная длина профилей-связок составила 650 км.

На опорных буровых профилях, расположенных в центре площадей, производился отбор монолитов из заранее определенных интервалов: 0.4-0.7; 0.8-1.1; 1.3-1.6; 1.6-2.1; 2.3-2.6 м. Количество отобранных проб (830 шт.) было достаточным для определения среднестатистических характеристик основных физико-механических свойств грунтов в каждом из вышеуказанных горизонтов.

Лабораторные работы (проводились в ДМИ-ГЭ)* включали в себя определения гранулометрического состава, естественной влажности (W_e), влажности на границах текучести и раскатывания (W_L и W_p) плотности твердых частиц грунтов (ρ_s), плотности грунта (ρ), плотности скелета грунта (ρ_d). Рассчитывались число пластичности (I_p), показатель текучести (I_L), пористость (n), коэффициент пористости (e). Прочностные характеристики, величина сцепления (c) и угол внутреннего трения грунта (φ) определялись в приборах трехосного сжатия (стабилометрах). Деформативные свойства, модуль общей деформации (E) получены в компрессионных прибо-

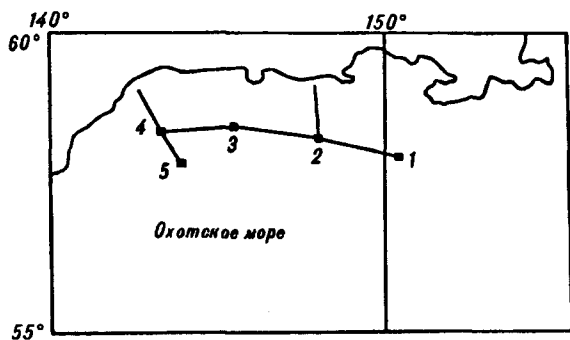


Рис. 1. Обзорная схема района работ.

1 - профили-связки, 2 - площади: Магаданская, Хмитевская, 3 - Лисянская, Билибинская, Кухтуйская.

* Дальневосточная морская инженерно-геологическая экспедиция, г. Южно-Сахалинск

рах. Все лабораторные работы проводились согласно действующим ГОСТам.

По сейсмическим данным в разрезе шельфа выделено 5 структурно-стратиграфических комплексов, первый из которых, плиоценплейстоценовый, имеет сплошное распространение в рассматриваемом районе.

Стратиграфическое расчленение верхней части разреза первого структурно-стратиграфического комплекса, наиболее важного в инженерно-геологическом отношении, проводилось на основе анализа сейсмоакустической записи на профилях-связках с привлечением материалов бурения, выполненного при поисковых геологических работах на мелководье.

Материалы прерывистого сейсмоакустического профилирования (ПСП) позволяют расчленить верхнеплиоцен-плейстоценовые образования на генетически однородные осадочные тела - сейсмоакустические комплексы (САК), разделенные между собой отчетливыми и выдержанными границами. Возрастная индикация отложений обосновывается структурным взаимоотношением отдельных элементов, рисунком записи и результатами бурения в Сахалинском заливе, где интересующая нас верхняя часть разреза была наиболее детально изучена [2].

По данным ПСП на профилях-связках выделено шесть субгоризонтальных, параллельнозалегающих сейсмоакустических комплексов, разделенных четкими и хорошо коррелируемыми отражающими границами. Шестой, самый нижний САК залегает с угловым и, по-видимому, стратиграфическим несогласием на образованиях, относимых к неогену. Наиболее отчетливо подошва этого комплекса срезает слоистые отложения нижележащей толщи в районах

куполов антиклинальных структур. Данная опорная отражающая граница отмечается на всем протяжении профилей-связок и характеризуется некоторой изрезанностью, яркостью и хорошей выдержанностью.

Оценивая в целом разрез изученной части северного Приохотья, можно с уверенностью сказать о хорошей выдержанности всех шести четвертичных сейсмоакустических комплексов по всей протяженности профилей, от Кухтуйской площади до Магаданской. Их мощность колеблется в широком диапазоне от первых метров у побережья до сотен метров в межструктурных седловинах (Билибинская-Лисянская - 160 м). На куполах антиклинальных структур отмечается некоторое сокращение мощности (Хмитевская, Лисянская - 25 м).

Внутри пачек видна ритмично-параллельная, субгоризонтальная слоистость отложений, хотя отражающие границы значительно слабее, чем опорные.

На лентах НСП дешифрируется четкая выдержанность, горизонтальная слоистость разреза, параллельная или почти параллельная поверхности морского дна и непрерывность отложений, тесно связанная с непрерывностью пластов. Все отражающие границы согласны друг с другом без видимых перерывов и несогласий, почти ровные.

Итак, основанное на принципах сейсмостратиграфии сопоставление материалов морской сейсмоакустики и результатов бурения позволяют на наш взгляд составить достаточно уверенное представление о стратиграфии верхней части разреза северного Приохотья (рис. 2).

В тектоническом плане для североохотского шельфа характерно стабильное прогибание земной

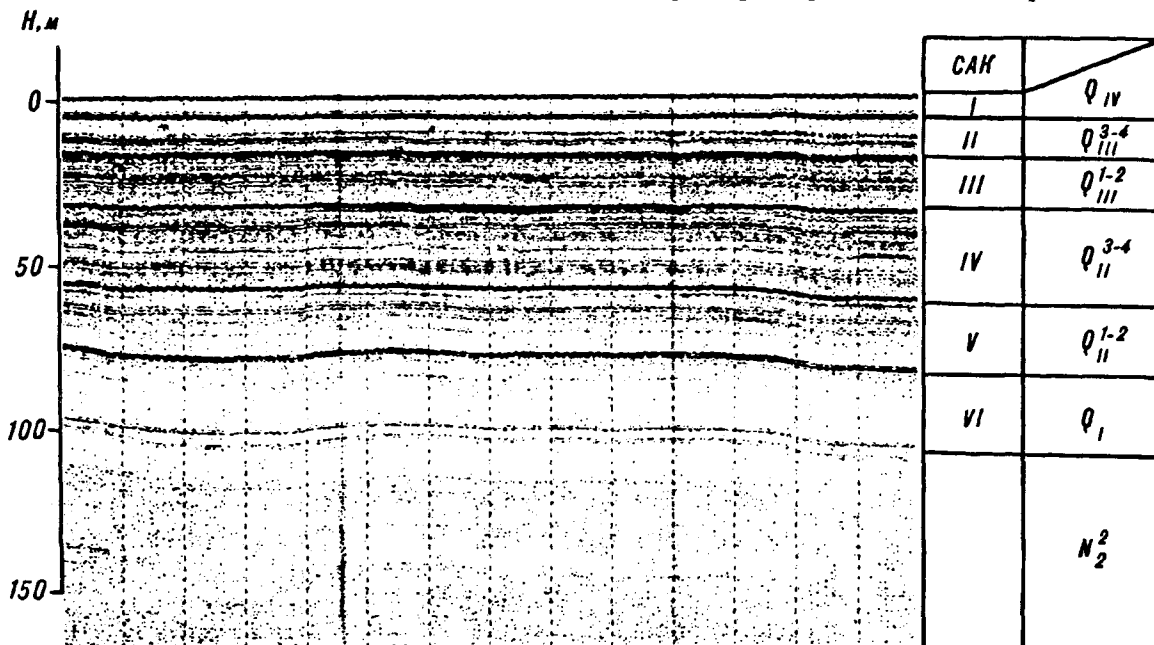


Рис. 2. Принцип стратификации четвертичных отложений. Профиль-связка Лисянская-Хмитевская.

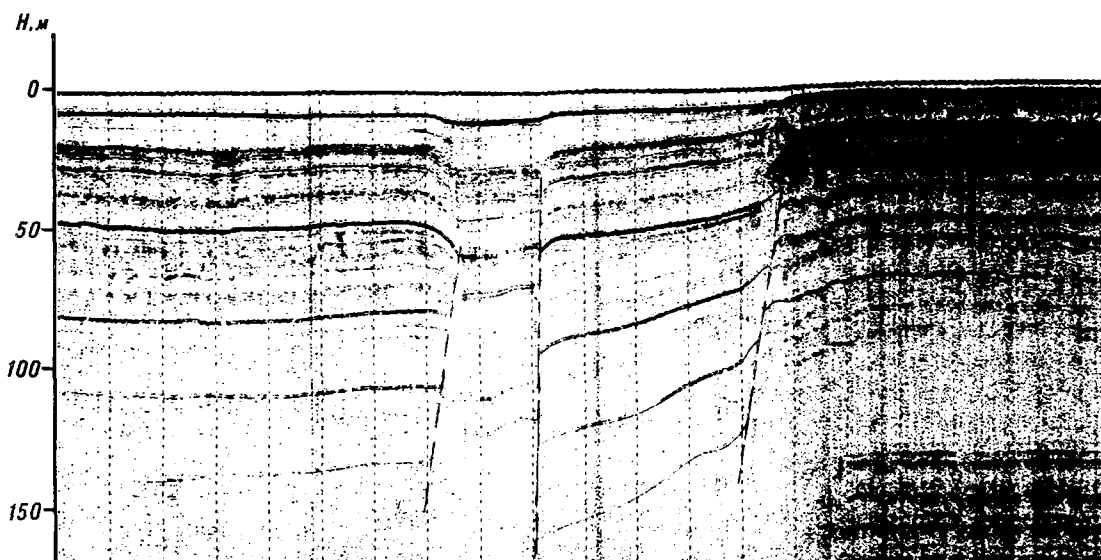


Рис. 3. Дизъюнктивные нарушения. Профиль-связка Кухтуйская-Билибинская.

коры. Направленность и интенсивность неотектонических движений отражается в рельефе бассейна седиментации. Тектонический режим осадконакопления был спокойным, хотя в нижней части разреза в отдельных местах наблюдается незначительное смещение слоев с амплитудой по сместителю 1-3 м. Лишь в двух местах (профили-связки Билибинская-Лисянская и Кухтуйская-Билибинская) отмечаются крупные дизъюнктивные нарушения с амплитудой по сместителям до 25 м (рис. 3).

Оценивая профили-связки в геоморфологическом отношении от структур к берегу и принимая во внимание изменения мощности четвертичных отложений, можно сделать вывод, что участок шельфа до изобаты 100 м являлся в основном зоной транзита осадочного материала, а участок с изобаты 100 м и глубже - зоной аккумуляции.

На шельфе северной части Охотского моря в настоящее время отмечается отчетливо выраженная смена грубозернистых отложений глинистыми. Эта смена состава приходится на глубины порядка 70 м. Часть шельфа глубже этой отметки сложена современными илистыми осадками. Отметка 70 м принята нами за глубину иловой линии для североохотского шельфа.

Наибольший интерес для целей инженерной геологии представляют образования первого сейсмоакустического комплекса, т.к. именно они являются основанием для строительства различного рода инженерных сооружений. По совокупности полученных данных территория характеризуется простым инженерно-геологическим строением, субгоризонтальным залеганием однородных слоев и выделением одного стратиграфо-генетического комплекса - современных (голоценовых) морских отложений - QIV.

Здесь фиксируется один инженерно-геологический элемент - ил зеленовато-серый, глинистый. Это текучий грунт с редким включением гравия и мелкой, единичной, хорошо окатанной галькой, с линзами песка (3-6 см) различной крупности от пылеватого до гравелистого. Отмечаются остатки растительных тканей, раковины моллюсков различной степени сохранности, разноразмерные ходы илоедов. Текстура массивная, неслоистая. Структура - ячеистая, с преобладанием коагуляционных контактов.

По данным опробования верхней 4-х метровых толщ голоценовых осадков на площадях основное распространение получил ил глинистый. За ним по значимости следуют илы суглинистые и супесчаные. Формирование поверхностного слоя современных морских осадков происходило в глубоководных условиях. Поэтому весь псефитовый материал, представленный песчаной, гравийной и мелкогалечной фракциями пород эффузивного комплекса, был занесен сюда при ледовом разносе [1].

Голоценовые глинистые илы северного Приохотья характеризуются высокими показателями естественной влажности до 165%, пористости до 83% и пластичности до 0.55. Значения плотности грунта и плотности скелета ила, напротив, невелики - 1.27-1.82 г/см³ и 0.49-1.05 г/см³ соответственно. Верхний предел пластичности колеблется от 0.45 до 1.35, нижний - от 0.24 до 0.93. Число пластичности 0.17 - 0.55. Показатель консистенции достигает значений 2.45-2.55. Несмотря на значительную пористость, коэффициент фильтрации (Кф) крайне мал: 10^{-8} - 10^{-10} м/сек. Закономерностей в изменении физико-механических свойствах илов по латерали не отмечено.

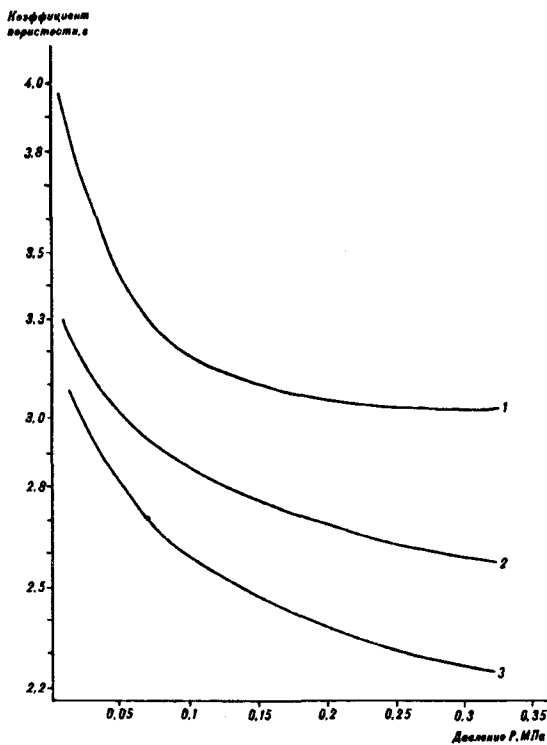


Рис. 4. График испытания ила в компрессионном приборе.

Интервалы отбора: 1-0.5 м, 2-1.5 м, 3-3 м.

Илы - сильно сжимаемые грунты. Для них характерны крутые компрессионные кривые логарифмического вида (рис. 4). Максимальная нагрузка, при которой не наблюдается деформация, соответствует структурной прочности ила - $P_{стр}$. В нашем случае $P_{стр}$ не превышает 0.01 МПа. При уплотнении до нагрузки 0.1-0.3 МПа коэффициент пористости уменьшается в 1.5 раза, а влажность - в 2 раза. Наибольшее сжатие происходит при первых ступенях нагрузки до 0.025-0.05 МПа. При нагрузках 0.3 МПа уплотнение илов практически завершается. Таким образом, чем ближе илы находятся к поверхности дна моря, тем больше они сжимаются и тем меньше у них структурная прочность. Модуль общей деформации, основной

деформационный показатель, незначителен и составляет 0.8-0.9 МПа.

Определение прочностных свойств илов проводилось с целью оценки механических свойств илов в условиях реальных эффективных напряжений. Определялись: $\tau_u(c_u)$ сопротивление недренажному сдвигу, c - сцепление, φ - угол внутреннего трения - все в режиме консолидированно-недренированных испытаний. При этом $\tau_u(c_u)$ определялось при эффективной нагрузке в условиях естественного залегания, а c и φ также при приложении различных дополнительных нагрузок. Были определены объем (ΔV) и время (Δt) 90% относительного уплотнения при различных эффективных нагрузках. Расчет τ_u , c и φ проводился методом наименьших квадратов и выразился следующими значениями: нормативные c

$$c = 0.017 \text{ МПа}, \varphi = 5^\circ, \tau_u(c_u) = 0.015 \text{ МПа};$$

$$c = 0.016 \text{ МПа}, \varphi = 5^\circ, \tau_u(c_u) = 0.015 \text{ МПа}$$

Анализируя результаты прочностных испытаний илов, можно высказать следующие два важных соображения: во-первых, грунты на момент предварительного уплотнения были практически полностью водонасыщены; во-вторых, при положении консолидированной нагрузки $\Delta \sigma_3$ грунты уплотняются пропорционально ей, на что указывает объем сжатой поровой жидкости до достижения 90% уплотнения. Следовательно, можно уверенно считать, что при значительном отжатии поровой жидкости из ила он существенно меняет свои механические и физические свойства, переходя в следующий тип грунта - глины.

Таким образом, механические свойства илов имеют крайне низкие прочностные и деформационные показатели, что указывает на их низкую несущую способность и очень высокую степень сжимаемости.

Отмечается изменение значений физико-механических свойств илов в зависимости от глубины моря. Так, с увеличением глубины моря с 87 до 130 м

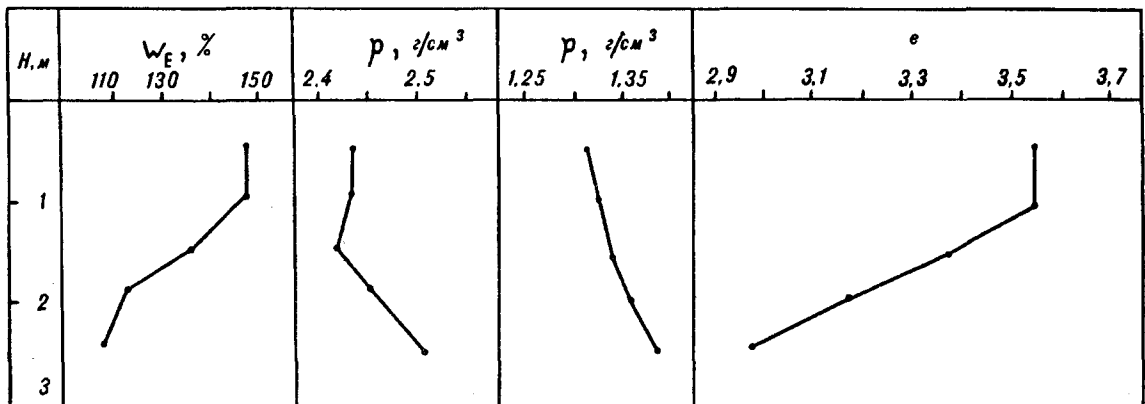


Рис. 5. Кухтуйская площадь. Графики зависимости средних значений физических свойств ила от глубины залегания.

Средние значения физических свойств илов. Кухтуйская площадь.

Горизонт, м	Гранулометрический состав, в % к весу							We, %	Wt, %	Wp, %	Ip, %	ρ_s , г/см ³	ρ , г/см ³	ρ_d , г/см ³	n, %	e
	1.0-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.005	0.005									
0.5	0.3	1.0	3.3	0.6	19.6	27.2	48.0	147	129	83	46	2.43	1.31	0.54	77.8	3.53
1.0	0.2	0.7	4.7	1.2	17.9	27.1	46.2	147	124	84	40	2.43	1.32	0.54	77.8	3.53
1.5	0.5	2.7	6.2	0.6	19.6	24.9	45.5	139	123	81	42	2.42	1.33	0.56	77.8	3.37
2.0	0.4	2.0	6.6	2.1	19.0	24.9	45.0	123	115	77	38	2.45	1.35	0.59	75.8	3.16
2.5	0.5	2.9	8.1	2.1	23.3	23.8	39.4	119	98	68	30	2.51	1.39	0.63	74.5	2.96

происходит увеличение значения естественной влажности с 57 до 139%, пористости с 60.4 до 88.8% и коэффициента пористости с 1.52 до 3.50. И наоборот, происходит закономерное снижение значений величины плотности грунта с 1.65 до 1.33 г/см³ и величины плотности скелета грунта с 1.05 до 0.56 г/см³. Это, вероятно, связано с увеличением с глубиной моря скоростей осадконакопления, повышением пелитовой составляющей в илах и меньшей степенью дегидратации грунтов.

Проведен анализ изменчивости некоторых свойств илов по глубине от морского дна. На основании полученных данных можно сделать следующие выводы (рис. 5, таблица). В целом с увеличением глубины залегания происходит вполне закономерное уменьшение естественной влажности со 147 до 119% и пористости с 77.8 до 74.5%. В свою очередь возрастает величина плотности грунта с 1.31 до 1.39 г/см³, плотности скелета грунта с 0.54 до 0.63 г/см³. Как видно, анализ изменчивости имеет стационарных ха-

рактер. Эти изменения связаны с гравитационным уплотнением илов, их дегидратацией, увеличением структурной прочности грунта.

С глубиной происходит уменьшение содержания пелитовой фракции в илах с 48 до 39.4% и одновременное увеличение песчаной с 5.2 до 13.6%. Это явление связано либо с изменением седиментационной обстановки, либо с образованием микроагрегатов при слипании отдельных частиц различных фракций вследствие их уплотнения под весом вышележащих слоев.

Помимо этого, с глубиной отмечается тенденция к повышению значений плотности твердых частиц грунта от 2.43 до 2.51 г/см³. Для выяснения причин этого явления был произведен рентгеноструктурный анализ илов. Результаты анализа пелитовой (< 0.001 мм) фракции илов показывают, что глинистые минералы представлены смектитом, гидрослюдой, хлоритом. Примесь глинистой фракции (каолинит) незначительная, но постоянная.

Смектитовая составляющая глинистой фракции неоднородна. Фоновым является минерал, структура которого близка к монтмориллонитовой. Наряду с монтмориллонитом, практически во всех пробах присутствуют смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с преобладанием межслоев монтмориллонитового типа, причем их количество колеблется в довольно широких пределах - от 50 до 80%. Генетическая связь смешаннослойных и гидрослюд несомненна: чем больше смешаннослойных в составе смектитовой составляющей, тем меньше и несовершеннее структура гидрослюд, а в составе смешаннослойных больше подвижных межслоев. Это отчетливо прослеживается при анализе дифрактограмм глинистой фракции верхнего слоя илов по профилю Хмитевская - берег. Т.е. таким образом в зависимости от глубины моря отмечается определенная зональность в процентном содержании трех групп минералов: если содержание хлорита в илах не зависит от того, на какой глубине моря находится грунт; то с увеличением глубины мо-

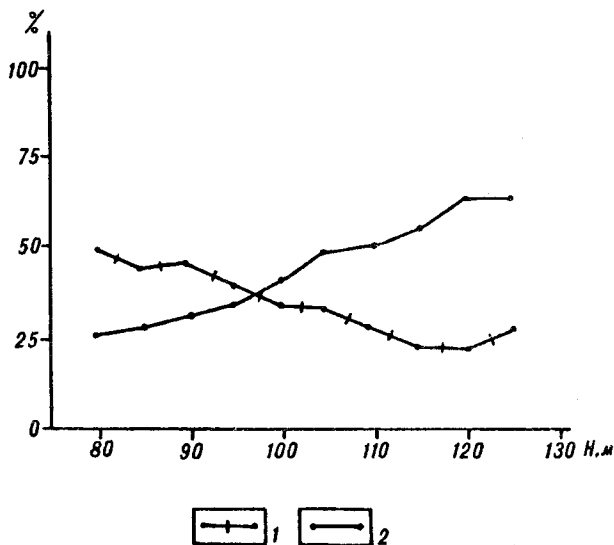


Рис. 6. Графики зависимости содержания глинистых минералов в илах от глубины моря.

1 - гидрослюда; 2 - смешаннослойные монтмориллонитового типа.

ря относительное уменьшение содержания гидрослюда сопровождается увеличением количества подвижных межслоев в составе смешаннослойных (рис. 6).

Состав глинистых минералов также зависит от глубины залегания осадков. В среднем до глубин 1.2-1.5 м наблюдается небольшое увеличение содержания гидрослюда, улучшение их окристаллизованности. Параллельно уменьшается количество смешаннослойных, а в их составе - монтмориллонитовых пакетов. Глубже (горизонты 2.0-2.5 м) отчетливо заметна монтмориллонитизация глинистой фракции: увеличивается количество смектита, в составе смешаннослойных возрастает содержание пакетов с подвижными межслоями. Еще далее по разрезу изменяется состав поглощенного комплекса смектитов: наряду с двухвалентными катионами в составе обменных катионов заметную роль начинает играть Na^+ .

Содержание каолинита и хлорита по разрезу остается практически одинаковым, и все изменения касаются только соотношения гидрослюда-смешаннослойные и гидрослюда-монтмориллонит, что отвечает изменению физико-химических условий существования осадка после изоляции его от придонной морской воды [3]. Все перечисленные выше факты заставляют предположить, что основную роль в процессе изменения глинистых минералов играют диагенетические факторы.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. В инженерно-геологическом строении верхней части разреза Северо-Охотского прогиба принимают участие неогеновые и четвертичные образования, последние, в свою очередь, охватывают весь временной отрезок четвертичного периода от Q_1 до Q_{IV} .

2. Верхняя часть разреза четвертичных отложений сложена практически по всей территории морскими голоценовыми глинистыми илами.

*Дальневосточная морская
инженерно-геологическая экспедиция
г. Южно-Сахалинск*

Zdobin D.Yu.

Engineering-geological peculiarities and physico-mechanical properties of mud in the Okhotsk Sea northern part

The Engineering-geological structure of the North Okhotsk trough upper section has been examined. The seismostratification of the Quaternary cover has been carried out. Data on the physico-mechanical properties of the Holocene argillaceous mud has been generalized. They depend on the sea depth. The tendency to regular alteration of the physico-mechanical properties of the mud due to the depth of occurrence has been revealed.

3. Отмечается закономерное изменение физико-механических свойств илов в зависимости от глубины моря. С ее увеличением возрастают значения естественной влажности, пористости, коэффициента пористости и уменьшаются значения плотности грунта и плотности скелета грунта.

4. Выявлена тенденция к изменению физико-механических свойств, гранулометрического и минерального состава илов по глубине залегания. С увеличением глубины залегания происходит уменьшение значения естественной влажности, пористости и коэффициента пористости и увеличение значений плотности грунта, плотности скелета грунта и плотности твердых частиц грунта. Кроме этого, происходит уменьшение содержания пелитовой фракции с одновременным увеличением песчаной. Отмечаются изменения минерального состава илов.

5. Установлено, что происходящие уже на первых метрах инженерно-геологического разреза изменения физико-механических свойств илов напрямую связаны с диагенетическими процессами, происходящими в грунтовой толще.

Автор выражает признательность и благодарность А.И. Гордину, В.В. Ильину (ДМИГЭ), В.Г. Шлыкову (МГУ), В.Г. Зайончку (СПбГУ), А.П. Валпетер (ВНИИМоргео) за помощь, консультации и ряд важнейших замечаний в области достоверности найденных решений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А.С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток, 1986.
2. Мечетин А.В., Рязанцев А.А. Стратиграфия среднеплейстоценовых отложений шельфа Южного Приморья // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. Владивосток, 1984. С. 133-143.
3. Zdobin D.Y. The physico-chemical properties of the silts from the northern part of Okhotsk sea. // Conference on physical chemistry and mass-exchange processes in soils. Abstract. Phushchino, 1992. P. 28.

*Поступила в редакцию
14 сентября 1994 г.*

А.А. Степашко

ПЕРСПЕКТИВЫ СПЕКТРАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
ВАРИАЦИЙ СОСТАВА ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОГО
МАГМАТИЗМА. ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА И
ХИМИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АНД

На примере Анд предложен новый подход к расшифровке закономерностей вариаций петрохимического и изотопного состава известково-щелочных ассоциаций. Он предполагает, что составы тел распределяются дискретно, вдоль параллельных прямых на диаграмме CaO-MgO . Содержания других главных компонентов, а также изотопные отношения стронция и неодима меняются закономерно вдоль прямых и между ними. Обнаруженная спектральная структура, как предполагается, отражает вариации температуры и давления при плавлении верхней мантии. Изотопный состав ее в этом случае закономерно изменяется по вертикали и для Анд изотопная структура мантии имеет слоистый характер. Разделяя факторы, изменяющие состав расплавов, спектральный подход позволяет выявить петрохимическую и изотопную зональность, которая не обнаруживается с помощью обычных методов. Пространственные закономерности петрохимического состава отражают особенности теплового потока при плавлении мантии. Для Южной вулканической зоны Анд реконструированная поверхность геотермы связана с тепловой аномалией горячей точки Хуан Фернандес. Характер изотопной зональности в южной зоне Анд отражает латеральный рост изотопного отношения стронция в верхней мантии региона в восточном направлении перпендикулярно границе континента и океана.

Современные методы анализа геохимических данных явно или неявно исходят из того, что беспорядочные распределения, которые обычно обнаруживают диаграммы состава, являются неотъемлемым свойством самих магматических систем. Задачей петролога в конкретном исследовании является подбор подходящей модели смешивания и/или дифференциации, наилучшим образом объясняющей разброс фигуративных точек на графиках [7, 12].

Спектральный подход, впервые разработанный для щелочных базальтов [3, 4], основан на принципиально ином допущении: наблюдаемый беспорядок в действительности скрывает строгую систему закономерностей изменения состава, прежде всего петрохимического. Эта система (структура вариаций) до сих пор оставалась не обнаруженной, прежде всего потому, что современные методы анализа данных унаследовали методологию первоначального описательного этапа развития магматической геологии.

В разработанном нами подходе отправным пунктом является понимание того, что химический состав одной породной пробы (частный анализ) одновременно отражает две разные системы вариационных закономерностей. Одна из них определяет изменение состава внутри тел, другая - его изменение между магматическими телами. Когда частные анализы пород из нескольких тел выносятся на одну ком-

понентную диаграмму, происходит случайное взаимоложение двух независимых систем, которые искажают друг друга вплоть до полного уничтожения закономерностей. Это является исходной, хотя и не единственной, причиной наблюдаемого беспорядка. Таким образом, возникает необходимость радикального изменения нашего подхода к анализу петрохимических данных. Особенности мантии должны определять различия в составе тел. Следовательно, если целью петрологического исследования является зондирование мантии, то на компонентные диаграммы должны наноситься не составы пород, а составы именно тел. Лишь в этом случае устраняется маскирующее влияние изменчивости, которая связана с дифференциацией внутри тел.

При таком подходе оказывается, что распределения составов тел в петрохимическом пространстве являются дискретными. Для щелочных базальтов показано [3], что эта дискретность четко отражается на диаграмме CaO-MgO , на которой средние составы расположены не непрерывно, а сосредоточены вдоль параллельных прямых. Одновременно обнаруживается, что средние содержания других петрогенных компонентов закономерно меняются как вдоль прямых, так и между ними. С этой структурой также тесно связаны изменения изотопных отношений и значений абсолютного возраста [4]. Обнаружение спектра, наконец, оказывается решающим для ана-

лиза пространственных закономерностей вариаций состава, так как неоднозначность при выделении последних обычно вызвана тем, что не различаются составы разных линий спектра [4].

Выше суммирован опыт спектрального моделирования щелочных базальтов. В данной работе сделана попытка с этих же методологических позиций подойти к анализу известково-щелочных магматических образований. Исходными явились фактические данные по ассоциациям южноамериканских Анд, приведенные в работах G. Rogers, C.J. Hawkesworth, 1989 [19] и R.L. Hickey et.al., 1986 [10]. В обоих исследованиях авторы использовали стандартные методы анализа данных, интерпретируя вариации состава на основе моделей смешивания. Мы используем, не обсуждая выводы, приведенную в этих работах эмпирическую информацию.

СПЕКТРАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ВАРИАЦИЙ СОСТАВОВ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ АНД

Наиболее ясно спектральная структура вариаций обнаруживается в совокупности данных исследования Роджерса, Хавкесворта, которые характеризуют известково-щелочной магматизм в северной части Чилийских Анд [19]. В выборку вошли представительные химические (табл.) и изотопные анализы проб 16 магматических тел, сравнительно равномерно расположенных на площади 200×300 км. Пространственно район отвечает области интенсивного современного вулканизма - Центральной вулканической зоне Анд (рис. 1). Однако совокупность характеризует магматизм всего возрастного диапазона вплоть до юры, объединяя объекты заведомо раз-

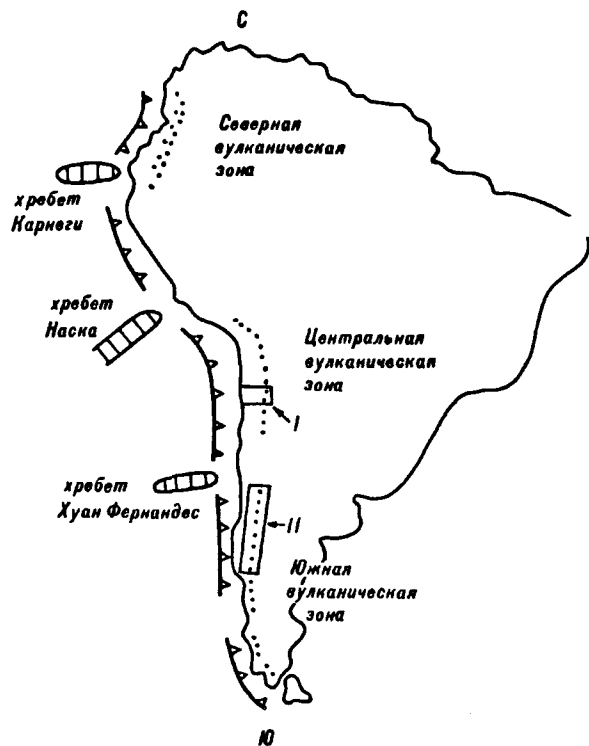


Рис 1. Схема расположения изученных известково-щелочных ассоциаций Анд: I - район Антофагасты (22°Ю.Ш.), II - Южная вулканическая зона. Точками показано положение кайнозойских стратовулканов по [17].

Таблица
Химический состав известково-щелочной ассоциации северочилийских Анд [по 19]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	52.28	54.85	55.79	54.77	56.34	56.78	57.18	58.19	53.22	54.11	55.05	59.45	60.98	60.99	63.06	65.76
TiO ₂	1.45	1.75	1.75	0.96	0.97	1.48	0.62	0.91	0.66	0.89	0.70	0.77	0.87	0.89	0.72	0.49
Al ₂ O ₃	18.30	17.61	15.20	16.18	17.42	16.96	18.29	17.43	17.55	17.63	20.76	16.68	16.95	16.25	16.92	17.18
FeO*	8.73	8.64	10.77	7.69	7.07	7.22	6.66	6.68	8.62	8.37	5.36	7.03	5.71	6.59	5.02	3.33
MnO	0.25	0.16	0.40	0.13	0.11	0.10	0.17	0.10	0.15	0.15	0.13	0.17	0.10	0.16	0.08	0.06
MgO	5.84	3.43	3.26	7.74	5.12	4.66	3.85	3.89	5.58	5.39	2.09	3.12	3.05	3.21	2.75	1.32
CaO	9.67	7.39	5.60	7.96	7.73	7.02	7.28	6.74	10.09	9.05	6.62	6.27	5.62	3.87	5.47	4.24
Na ₂ O	2.59	4.15	4.08	3.17	3.26	3.79	4.52	3.95	3.33	2.69	4.04	3.61	3.53	4.97	4.11	4.89
K ₂ O	0.51	1.73	2.61	1.20	1.70	2.07	1.20	1.85	0.69	0.85	4.70	2.73	2.98	2.89	1.73	2.53
P ₂ O ₅	0.39	0.31	0.53	0.20	0.28	0.21	0.23	0.25	0.10	0.09	0.55	0.17	0.20	0.16	0.14	0.19

Примечание: 1 - базальт; 2-5 - андезитобазальты; 6-8 - андезиты; 9-11 - габбро; 12, 16 - монцодиорит; 13 - гранодиорит; 14 - монцитит; 15 - тоналит.

Содержания пересчитаны на 100% суммы компонентов, общее железо приведено к FeO.

ных этапов развития региона. Изученные породы весьма различны и петрографически, от базальтов и андезитов до габброидов, монцодиоритов и гранодиоритов. Подчеркнув неоднородность выборки, обратим внимание на жесткую вариационную структуру, которую она тем не менее обнаруживает.

На главной диаграмме MgO-CaO точки составов образуют слабо удлиненное поле, вытянутое в сторону роста содержаний магния и кальция (рис. 2а). Как это обычно бывает, линии спектра явно не наблюдаются, так как совокупность составляют не средние составы тел, а частные, хотя и представительные анализы. Однако обратим внимание, что пять высокомагнезиальных составов (№ 1, 5, 6, 9, 10) образуют на графике прямолинейный тренд, возможно соответствующий одной линии. Определим прямую, вдоль которой сосредоточены эти точки, и для всех составов совокупности найдем значения проекций (P_1) на прямую по формуле:

$$P_1 = 0.3511 \text{ MgO} + 0.9363 \text{ CaO}, \%$$

Теперь легко обнаруживается закономерная связь изотопного отношения стронция и петрохимического состава (рис. 2б). На графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - P_1$ выделяются четыре группы, в каждой из которых с ростом P_1 уменьшается изотопное отношение. Одновременно значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ резко смещаются между группами, что легко видеть, сравнивая их для составов с одинаковыми P_1 из разных групп. Обозначив выделенные группы разными знаками на графике CaO-MgO (рис. 2в), находим, что они отвечают четырем линиям, параллельно смещенным относительно друг друга. Изотопное отношение стронция уменьшается с ростом MgO, CaO вдоль каждой и, одновременно, падает справа налево между ними. Для удобства обозначим составы одной линии спектра термином "серия".

Расстояние между линиями для известково-щелочных составов незначительно. Чтобы обнаружить спектр, пришлось использовать явление изотопного смешения между линиями, впервые установленное для щелочных базальтов [4]. Выделить спектр чисто петрохимически можно, лишь имея очень точные оценки средних составов.

Выявив спектр, становится ясно, что именно он определяет поведение и других петрогенных компонентов (рис. 3). С ростом P_1 , т.е. с увеличением содержаний магния и кальция, возрастают также содержания железа и алюминия, падают - кремния, натрия и калия. Отклонение отдельных значений от общих вариационных трендов не меняет общей картины и, скорее всего, связано с двумя причинами. Во-первых, влиянием дифференциации, так как приходится использовать частные анализы, а не средние содержания. Во-вторых, отдельные отклонения,

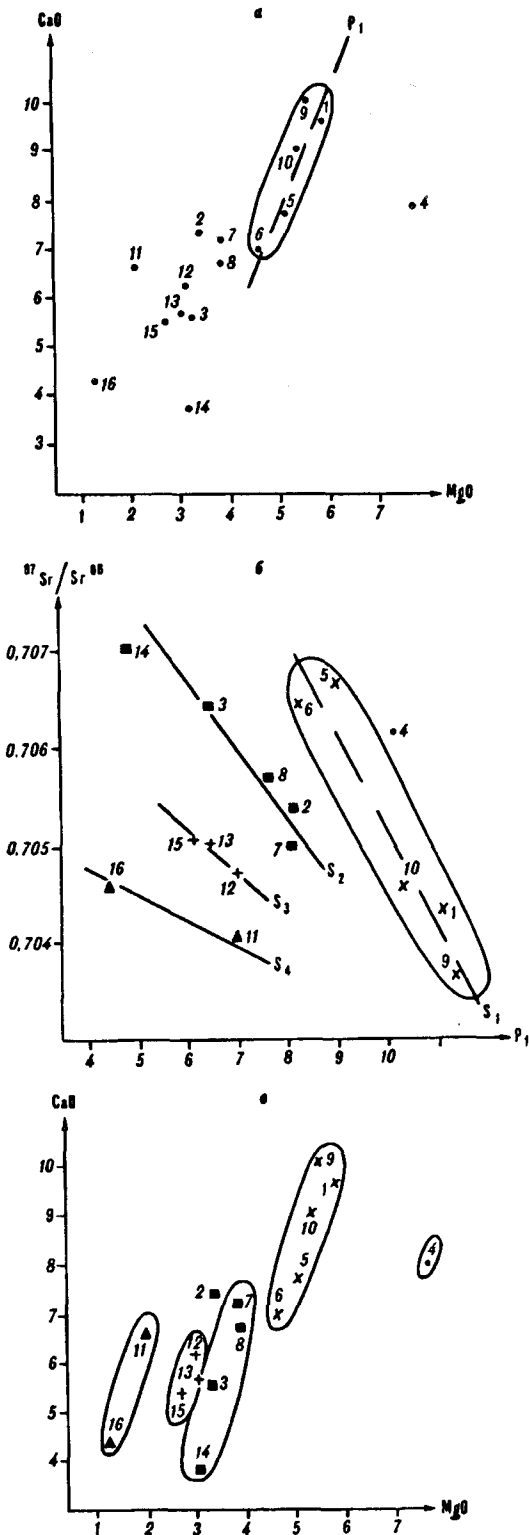
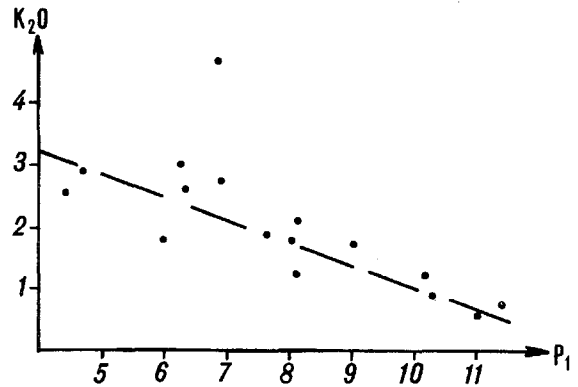
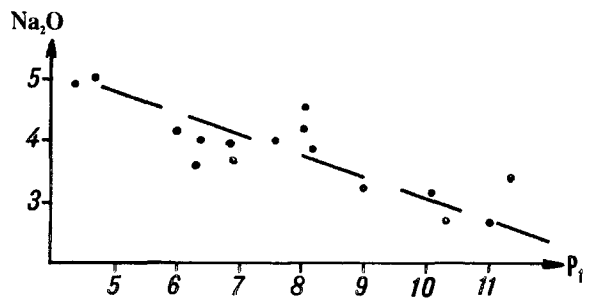
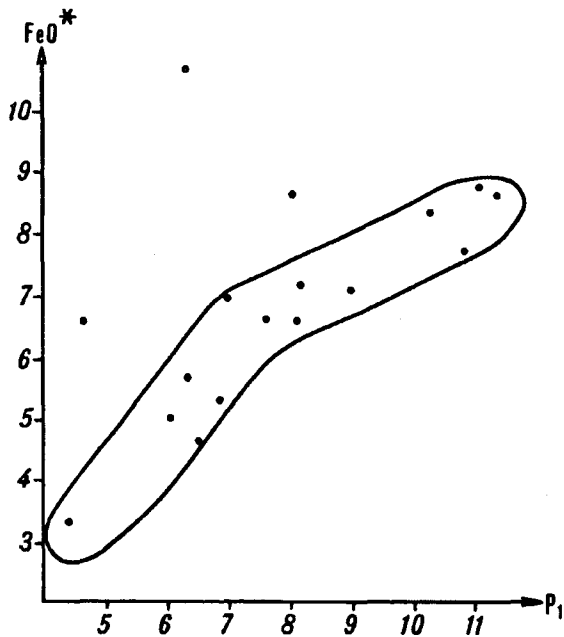
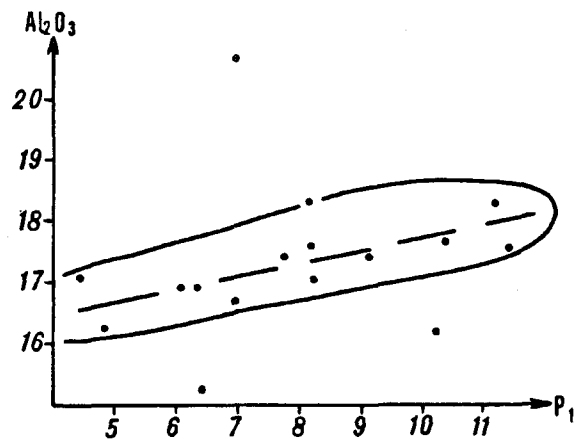
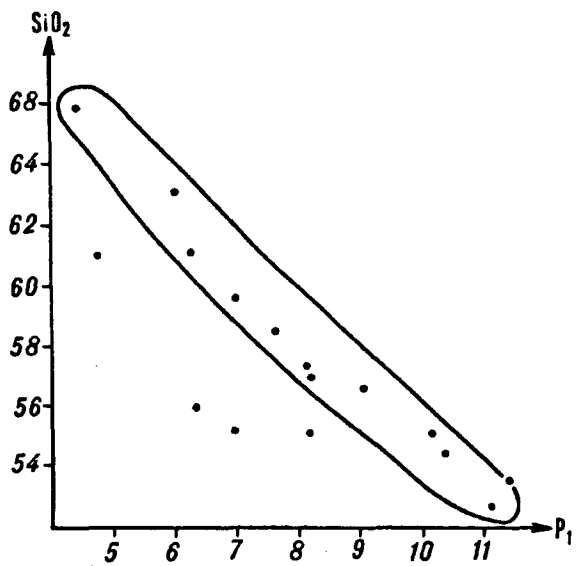


Рис. 2. Определение спектральной структуры вариаций для ассоциации района 22⁰ Ю.Ш.

- а) распределение составов на диаграмме CaO-MgO. Прямая P_1 отмечает возможное положение линии спектра.
 б) изменение изотопного состава стронция относительно проекций составов на прямую P_1 .
 в) положение групп графика 2б на диаграмме CaO-MgO. Содержания пересчитаны на 100% суммы петрогенных компонентов.



по-видимому, отражают изменение степени плавления мантии на разных этапах.

Вариации компонентов оказываются еще более строгими, если рассматривать составы линий отдельно (рис. 4). Наиболее представительные по объему серии S_1, S_2 на графиках $Al_2O_3-P_1$ (рис. 4а) и K_2O-P_1 (рис. 4б) образуют самостоятельные параллельные тренды под острым углом, пересекающие основной тренд. Иная картина обнаруживается для натрия. Тренды первых серий S_1 и S_2 на графике Na_2O-P_1 продолжают друг друга, а параллельно смещенным оказывается общее поле двух следующих S_3, S_4 серий (рис. 4в). Здесь можно лишь указать на эти тонкие различия, анализ их, очевидно, требует гораздо более качественных данных. Но важно отметить само существование скрытых петрохимических закономерностей, ключом к обнаружению которых является спектр.

Сложность и, одновременно, строгость обнаруженной структуры резко сужают набор возможных генетических интерпретаций ее образования. Прежде всего, она едва ли может быть объяснена на основе особо популярных в последние годы моделей смешения или контаминации магм. Эти процессы по своей природе должны иметь случайный, неустойчивый характер, тем более в данном случае, когда совокупность объединяет составы многих самостоятельных этапов развития региона, причем как вулканических, так и интрузивных. В этой ситуации трудно представить разумный механизм миксинга, способный объяснить появление спектра. Эта же аргументация, очевидно, в равной степени применима и к оценке роли процессов дифференциации магмы. Бо-

Рис. 3. Закономерное изменение содержаний главных компонентов вдоль прямых спектра.

лее того, можно уверенно предполагать, что при дифференциации не происходит перераспределение изотопов [5] и, следовательно, невозможно появление обнаруженной закономерной связи изотопного и петрохимического составов.

Остается предполагать, что спектральная структура является результатом плавления верхней мантии, которое в этом случае существенно не увязывается с современными представлениями физико-химической петрологии. Последние, как известно, основаны на крайне упрощенных, и лишь в этом случае экспериментально осуществимых, моделях равновесного плавления. Напротив, реальный процесс, видимо, имеет неравновесный характер и фундаментальной чертой его является квантованность. Исходная генетическая интерпретация, позволяющая, с нашей точки зрения, понять и использовать главные особенности спектральной структуры, предполагает, что каждая линия спектра отвечает расплавам, образовавшимся при одной температуре. Между линиями она уменьшается справа налево. Положение составов вдоль прямой спектра связано с изменением давления, следовательно - глубины плавления мантии, которая увеличивается в направлении роста содержаний MgO (рис. 2в). Следует сразу же подчеркнуть, что эта интерпретация имеет аксиоматический характер. Но даже в таком простейшем виде, а возможно именно поэтому, она, как мы увидим ниже, дает необычайно много. Появляется общая гибкая основа для понимания как закономерностей вариаций состава магматизма, так и их тесных связей с региональным строением и эволюцией мантии.

Предлагаемая интерпретация легко объясняет тесную взаимосвязь петрохимического и изотопного составов. Само существование спектра указывает на дискретное изменение соотношения фаз, переходящих в расплав. Смещение изотопного отношения стронция в этом случае предполагает, что фазы имеют разный изотопный состав, причем при уменьшении температуры плавления возрастает роль фазы с низким изотопным отношением.

Прямолинейность линий спектра, напротив, показывает, что при изменении давления соотношение фаз, вероятно, остается постоянным. Тогда прямая корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и P_1 отражает закономерное уменьшение сверху вниз изотопного отношения в том интервале мантии, где происходило образование расплавов.

В отличие от стронция, смещения изотопного состава неодима между сериями не наблюдается. Это возможно показывает, что фазы, соотношение которых изменяется при плавлении мантийного субстрата, близки по этому параметру. Более интересным оказывается изменение изотопного состава неодима относительно P_1 (рис. 5а). С уменьшением глубины плавления значения отношения сначала падают, затем возрастают и снова начинают уменьшаться. На-

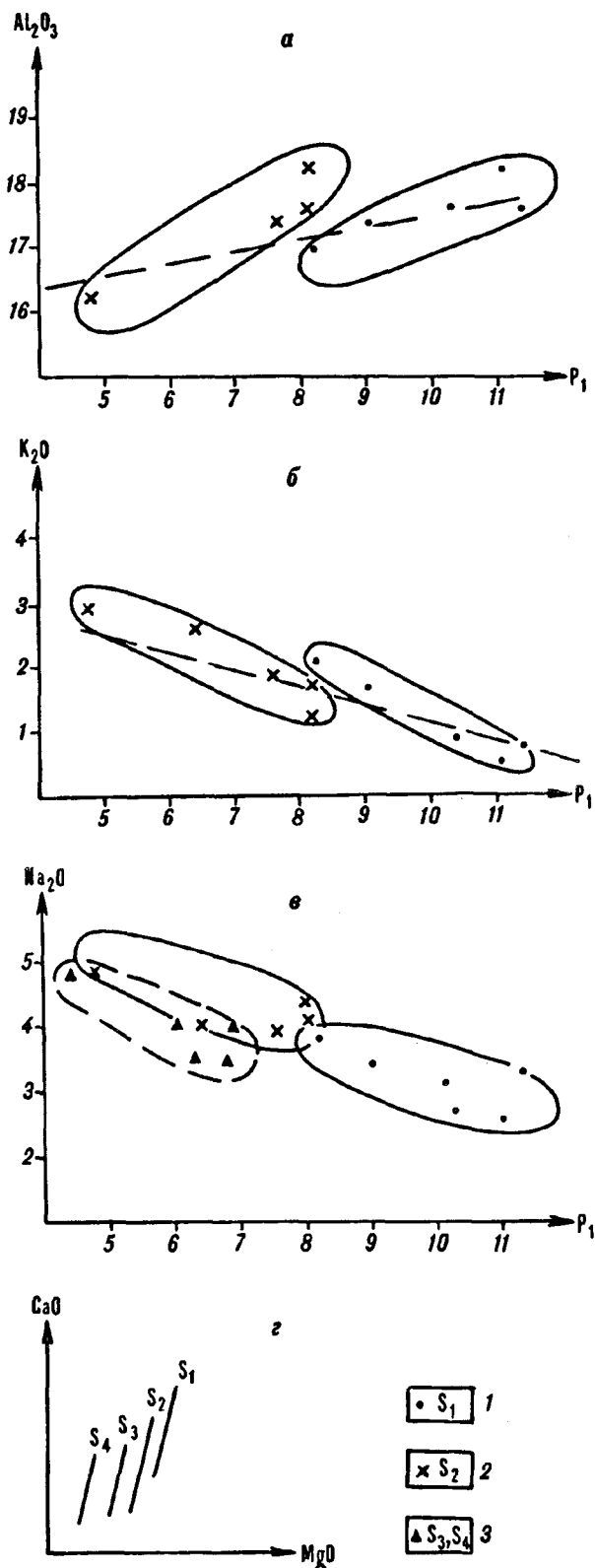


Рис. 4. Тонкие различия в поведении компонентов между сериями разных линий спектра.

Нумерация серий показана в соответствии с рис. 2в.

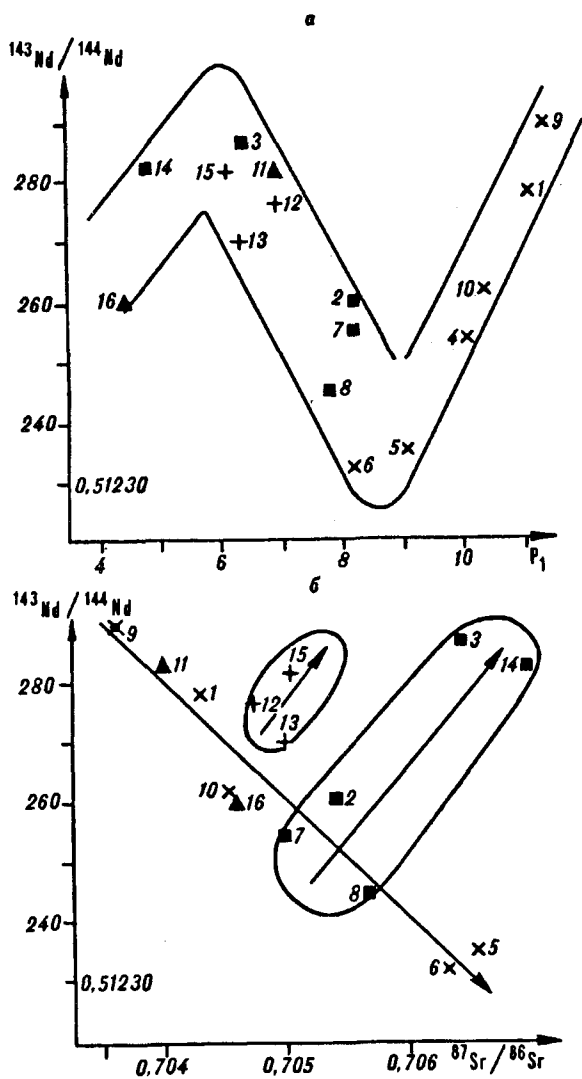


Рис. 5. Изотопная структура верхней мантии региона.

а) Изменение изотопного отношения неодима с ростом глубины образования расплавов.

б) Характер изменения изотопных составов магм разных слоев относительно мантийного тренда. Номера и обозначения соответствуют рис. 2.

блюдаемая картина отражает, вероятно, слоистую изотопную структуру верхней мантии. Поскольку изотопный состав стронция по всему разрезу меняется монотонно, эта структура образована чередованием слоев с отрицательной и положительной связью изотопных составов неодима и стронция. Она любопытно проявляется на диаграмме изотопных отношений (рис. 5б), играющей одну из ключевых ролей в современной петрологии. Вариационный тренд нижнего слоя совпадает с известной мантийной линией (mantle array). В спектральной модели, таким образом, смещение вдоль нее отражает закономерное вертикальное изменение изотопного состава этого слоя. Напротив, смещение изотопных составов в следу-

щем слое происходит на графике перпендикулярно мантийной линии.

Подобные отклонения, впрочем как и сам тренд, принято связывать с явлениями смешивания и контаминации магм [5]. Спектральный подход открывает принципиально иной путь, предполагающий, что изотопный состав мантии меняется закономерно. Подчеркнем, что если подобная структура существует, то она должна сохраняться в региональном масштабе. Следовательно, с помощью магматизма возможно оконтуривание крупных литосферных блоков, имеющих разную изотопную структуру мантии.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ДИНАМИКА ПЛАВЛЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АНД

В современной петрологии, после работ Х. Куно [14, 15], осознано исключительное значение зональности состава кайнозойского вулканизма в зонах сочленения континентов и океанов. С этой проблемой во многом связаны не только надежды на дальнейшее развитие представлений о глубинных процессах, происходящих на границах плит, но и достоверность реконструкций тектонических обстановок геологического прошлого [1, 2, 8].

Обоснованность генетических выводов в исследованиях этого направления, очевидно, целиком зависит от четкости пространственных закономерностей, которые удается обнаружить. Между тем, зональность, выявляемая с помощью общепринятых методов, обычно имеет весьма нестрогий характер [2, 6, 13, 16].

Ярким примером являются результаты исследований пространственных вариаций петрохимического состава известково-щелочных ассоциаций Южной вулканической зоны Анд. На ранних этапах изучения региона, при ограниченном количестве данных, принималось существование нормальной, поперечной желобу зональности состава вулканитов. Однако в работе Л. Лопес-Эскобара с соавторами предполагается совершенно иной - меридиональный тренд вариаций [17]. Целенаправленное исследование этого вопроса, предпринятое Р. Хики с соавторами, привело к обескураживающему выводу об отсутствии связи между петрохимическим составом вулканитов зоны и их пространственным положением [10, 11].

Поставленная проблема легко решается в рамках спектрального подхода. Действительно, оценка относительной глубины образования расплавов, отвечающих одной температуре плавления, в свою очередь, позволяет реконструировать положение региональной геотермы в мантии на определенном геодинамическом этапе. Особенности ее морфологии, очевидно, должны быть закономерно связаны с ха-

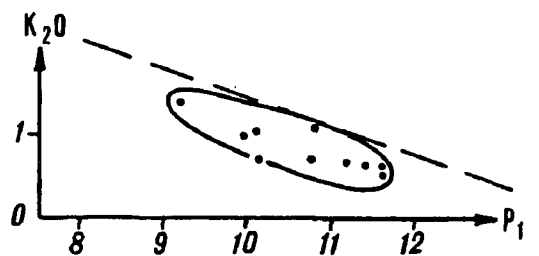
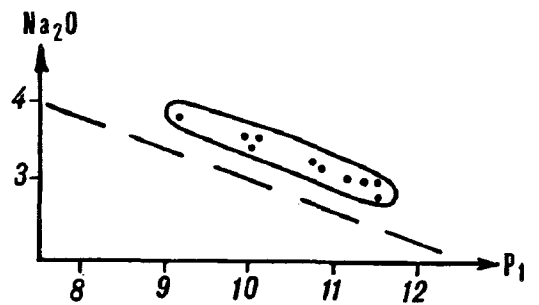
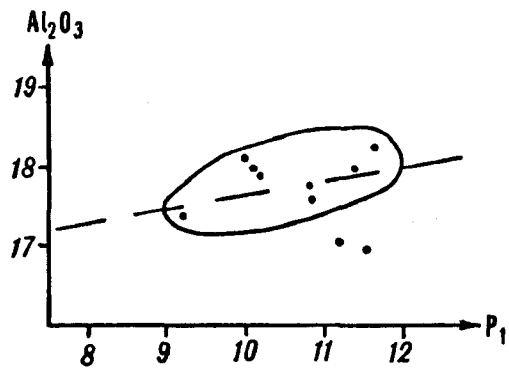
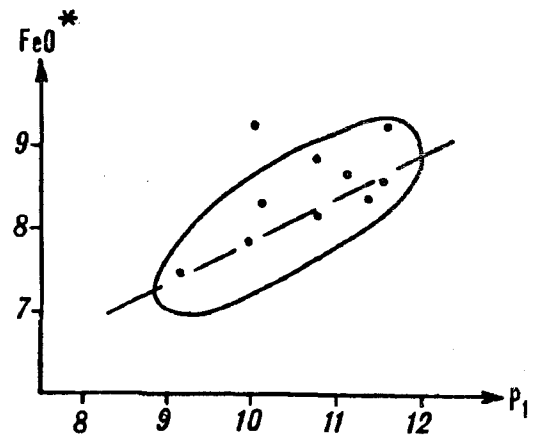
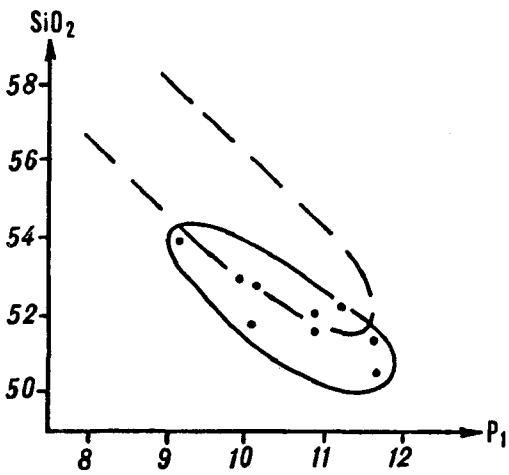
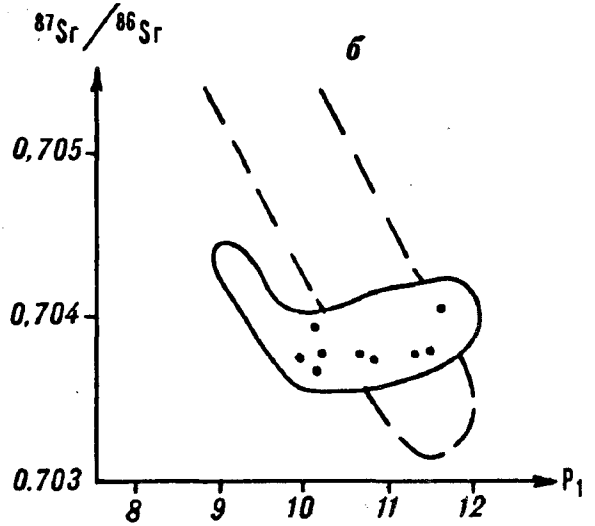
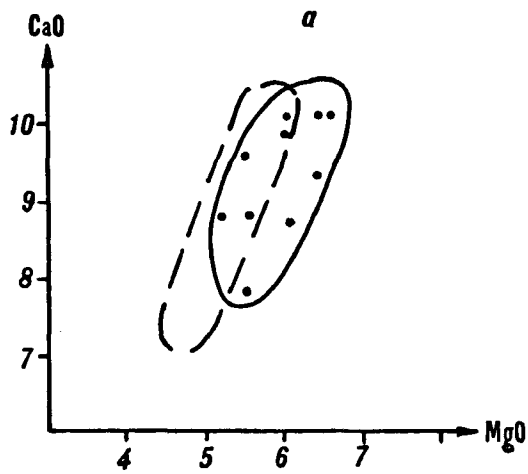


Рис. 6. Структура вариаций состава андезибазальтовых стратовулканов южной вулканической зоны Анд.

Пунктиром показаны поля и тренды составов предыдущего района.

рактором глубинного строения и геодинамикой региона [4].

Воспользуемся тщательно подобранной информацией из упомянутого исследования Р. Хики с соавторами [10] о составе десяти андезибазальтовых стратовулканов Южной вулканической зоны, образовавшихся на новейшем этапе эволюции региона (рис. 1). На основной диаграмме CaO-MgO (рис. 6а) их средние составы отвечают прямой S_1 спектральной структуры, установленной в предыдущем разделе для района Северочилийских Анд. Определив для составов Южной зоны значения P_1 по той же формуле, обнаруживаем аналогичные тренды поведения всех компонентов при изменении глубины плавления мантии (рис. 6). Параллельное смещение трендов кремния, натрия и калия наиболее вероятно связано с разной степенью плавления. Можно предполагать, что мантия этих двух достаточно удаленных регионов принципиально не различается. Подтверждением является график $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - P_1$, на котором поле составов стратовулканов зоны совпадает с трендом S_1 (рис. 6б).

Образование андезибазальтовых расплавов Южной зоны Анд, таким образом, происходило при одной температуре плавления мантии. Пространственные изменения P_1 в этом случае должны позволить реконструировать поверхность региональной геотермы. Важно обратить внимание на то, что P_1 - это не искусственный параметр, который введен из общих соображений, или найден с помощью простого подбора. Он выделяет закономерную компоненту изменения не только кальция и магния, но также и остальных петрогенных окислов (рис. 6). Здесь особенно интересна четкая зависимость поведения калия при изменении P_1 . Именно K_2O обычно рассматривается в качестве наилучшего индикатора изменения глубины плавления мантии над зоной Беньофа.

На региональной схеме несомненно обнаруживается закономерное изменение P_1 в южной зоне (рис. 7г). Наиболее ясно проявляется меридиональное уменьшение значений с юга на север. Но обратим внимание, что одновременно наблюдается смещение значений, если рассматривать положение точек только в широтном направлении. Неожиданно выясняется, что наблюдаемая картина во многом обусловлена тем, что изученные вулканы расположены в узкой зоне. Допустим, например, что состав изменяется строго по меридиану. Но при данном расположении точек все равно обнаруживается ложный широтный тренд. Справедливо и обратное соотношение, если состав будет изменяться строго по широте, тогда появится наведенный меридиональный тренд. Визуальный анализ в такой ситуации, видимо, характерной для островных дуг, оказывается недостаточным для определения истинного направления изменения параметра.

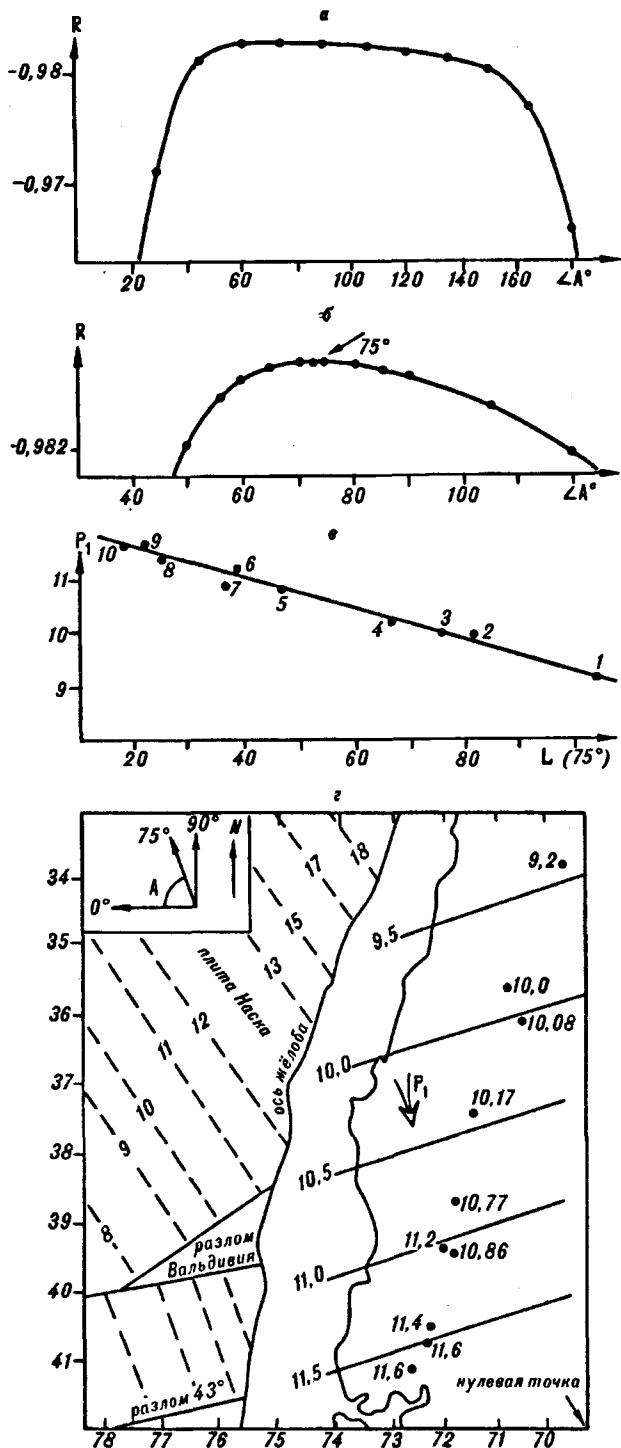


Рис. 7. Реконструкция положения геотермы плавления мантии при образовании расплавов южной зоны Анд.

- а), б) Определение направления падения поверхности P_1 , точками показаны расчетные значения коэффициента корреляции пояснения в тексте.
 в) Тренд изменения P_1 для направления 75° .
 г) Изолинии глубины плавления верхней мантии при формировании расплавов южной зоны Анд. Точками показано положение вулканов, цифры - значения P_1 .

Возникшая проблема может быть решена с помощью вспомогательного метода. Разумно предположить, что искомое направление отличается от других тем, что связь между изменением P_1 и положением вулканов вдоль него является наиболее строгой. В качестве меры четкости связи используем коэффициент корреляции (R), значение которого, как известно, равно 1.0 при детерминированной связи параметров и 0.0 при ее полном отсутствии.

Нам необходимо найти направление, для которого P имеет максимальное значение. Для простоты расчетов выберем произвольно нулевую точку (рис. 7г) и определим в миллиметрах расстояние от нее до каждого вулкана по горизонтали (широте) и вертикали (долготе), $S(la)$ и $S(lg)$ соответственно. Угол произвольного направления и горизонтальной оси обозначим - A ; для западного направления значение A равно 0 градусов, для северного - 90° . Величина проекции (L_i) положения вулкана на произвольное направление будет определяться уравнением:

$$L_i = \cos(A) \cdot S(la)_i + \cos(90 - A) \cdot S(lg)_i.$$

Таким образом, определив значения L_i для каждого вулкана и зная значения P_i , легко найти значение P для любого направления, угол которого с широтой составляет A градусов.

Последовательно меняя значения A , получаем функциональную зависимость P от A (рис. 7а,б). Анализ ее показывает, что коэффициент корреляции достигает максимального значения при A равном 75° ($P = 0.98280$). Используя график зависимости P_1/L (рис. 7в), для направления 75° , легко определить расстояние от нуля-точки до изолиний P_1 и построить положение последних в регионе (рис. 7г).

Итак, значения P_1 для вулканов Южной зоны Анд возрастают в юго-восточном направлении, отражая погружение под континент региональной геотермы, при которой формировались андезибазальтовые расплавы на новейшем этапе. Полученная картина указывает на присутствие мощной тепловой аномалии в пределах океанической плиты к северо-западу от региона. И она действительно обнаруживается (рис. 1) в виде горячей точки Хуан-Фернандес [18, 20]. Важно, что океаническое поднятие, которое венчает этот архипелаг, имеет четкое удлинение, близкое к простиранию реконструированной геотермы, а на продолжении его расположен известный разрыв между Южной и Центральной вулканическими зонами Анд. Последний, как неоднократно отмечалось, расположен не случайно [11, 21]. Ему соответствует минимальный наклон зоны Беньофа в регионе, крутизна которой заметно возрастает как к северу, так и к югу, под обеими вулканическими зонами. Причем для Южной вулканической зоны, для которой мы реконструировали геотерму, наклон зоны Беньофа возрастает прогрессивно с севера на юг [9].

Все отмеченные региональные особенности, наиболее вероятно, являются следствиями одного события - подъема глубинного диапира, определившего как изгиб зоны Беньофа, так и ориентировку теплового поля, запечатленную в изменении состава расплавов.

Естественно предполагать, что внедрение мантийного диапира не могло происходить в любом географическом месте и он наследовал глубинную ослабленную зону соответствующего направления. Обратим внимание на совпадение простиранья поверхности геотермы с ориентировкой трансформных разломов Вальдивия и 43 градуса, которая является характерной для всей Антарктической плиты (рис. 7г). Диапир Хуан Фернандес, по-видимому, связан с глубинным разломом той же системы. Это парадоксально, так как он расположен в пределах другой плиты - Наска. Неясно, возможно ли объяснить подобное соотношение с позиций концепции плит, или модели последней для региона Анд требуют серьезной корректировки.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ИЗОТОПНАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АНД. ЮЖНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Ключевым современным направлением исследования континентальных окраин является анализ региональных вариаций изотопного состава магматических комплексов [1, 2]. Для Южной зоны Анд целенаправленные попытки обнаружить пространственные закономерности изотопного состава также предпринимались, но не привели к четким, определенным результатам. Л. Лопес-Эскобар предположил существование внутри зоны субширотной границы (37° Ю.Ш.), относительно которой происходит меридиональное изменение изотопного отношения стронция в андезибазальтах [17]. Аналогичное исследование Р.Л. Хики с соавторами, напротив, не обнаружило систематического изменения состава стронция вдоль или поперек Южной вулканической зоны [11]. С позиций спектрального подхода отсутствие четких закономерностей представляется неизбежным. Наблюдаемые изотопные значения отражают совокупное влияние разных факторов. Лишь разделив их, можно обнаружить строгие вариационные картины.

Для определения латеральных вариаций изотопного состава стронция в Южной зоне Анд используем данные того же исследования Р.Л. Хики с соавторами [10]. Выше было показано, что состав вулканов отвечает разной глубине плавления, следовательно, необходимо, прежде всего, устранить влияние вертикального изменения изотопного состава стронция в мантии.

На графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - P_1$ (рис. 6б) составы андезибазальтов лишь в среднем соответствуют тренду S_1 , но одновременно образуют перпендикулярное

зму, явно удлиненное поле. Ортогональное направление важно тем, что вдоль него отсутствует связь между изотопным составом и глубиной плавления. Следовательно, именно в отмеченном смещении должны отражаться горизонтальные вариации состава стронция в верхней мантии. Если пронумеровать вулканы на графике с севера на юг (рис. 8а), неслучайность смещения в ортогональном направлении обнаруживается со всей очевидностью. Чем южнее расположен вулкан, тем правее смещен его состав относительно тренда. Количественную картину легко получить, определив величину смещения ($\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), как показано на графике (рис. 8а). Региональная схема этого параметра показывает, очевидно, закономерное латеральное возрастание изотопного отношения стронция в мантии от океана к континенту в юго-восточном направлении (рис. 8б).

Едва ли есть сомнения в том, что региональное перераспределение изотопов могло происходить лишь на ранних стадиях планетарной эволюции вероятно, в мантийном магматическом океане, но в любом случае заведомо раньше образования современных тектонических структур региона. Обратим внимание на фактическое совпадение простирания поверхности вариаций изотопного состава в мантии и направления глубоководного желоба. По-видимому, положение границы континента и океана является неслучайным и наследует ориентировку вещественной анизотропии мантии. Последняя, скорее всего, проявляется не только в изотопном составе.

В действительности, предопределенность наблюдаемого регионального строения от вещественной структуры верхней мантии может быть значительно больше. С современных позиций представляется несомненным, что изотопный состав мантийных расплавов меняется в достаточно узком интервале, причем для магм океанической мантии характерны наиболее низкие значения (до 0.7025) изотопного отношения стронция [5]. Если это так, то обнаруженная поверхность латерального изменения изотопного состава в направлении, ортогональном ее простиранию, ограничена в размерах и, вероятно, отвечает узкой области быстрого перехода от океанической мантии с низкими изотопными значениями к континентальной мантии с высокими. Складчатый пояс южных Анд располагается, в этом случае, над зоной своего рода флексурообразного изменения состава мантии и, вероятно, не только изотопного.

Понятно, что реальная картина может быть более сложной. Ее анализ требует более полного, систематически собранного массива фактических данных. Эта гипотеза приводится лишь для того, чтобы подчеркнуть, насколько тонкие вопросы глубинного строения могут быть поставлены и, как мы надеемся, решены с помощью спектрального моделирования региональных изотопных вариаций.

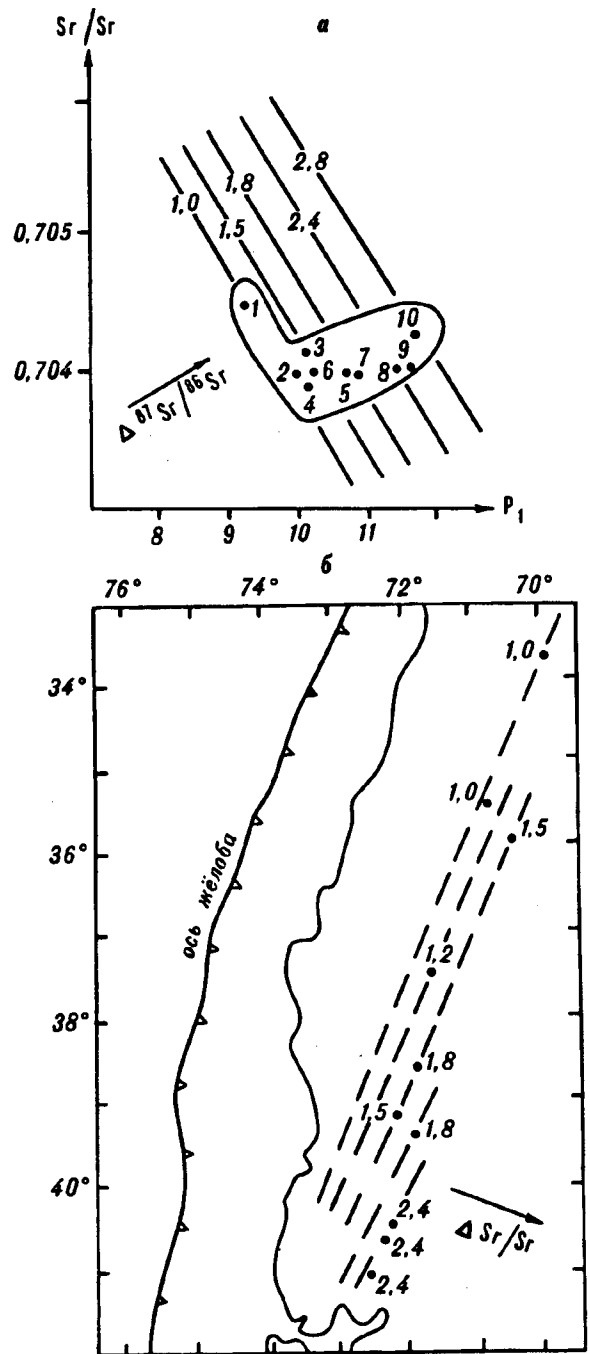


Рис. 8. Латеральные вариации изотопного состава стронция в верхней мантии под южной вулканической зоной Анд.

- а) Определение величины смещения изотопного отношения ($\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в направлении, перпендикулярном тренду его изменения при уменьшении глубины плавления мантии. Номера отвечают порядку расположения вулканов с севера на юг.
 б) Характер латерального изменения изотопного состава стронция в мантии.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА

Зная, как выделить латеральную компоненту вариаций изотопного состава стронция, вернемся к данным Роджерса и Хавкесворта [19] по Центральной вулканической зоне Анд (рис. 1), рассмотренным в первом разделе. Тогда неявно предполагалось, что отклонения точек от прямых на графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - P_1 (рис. 2) являются случайными и целиком обусловлены неточностью определения средних содержаний компонентов и изотопных значений. Теперь допустим, что смещения составов относительно прямых содержат закономерную компоненту, связанную с латеральными вариациями изотопного состава верхней мантии. Используем показанную выше методику для серий S_1 , S_2 , определив геометрически, отдельно для каждой из них, вариации параметра $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 9а). К сожалению, данные о местоположении приведены лишь для четырех тел серии S_1 и трех - S_2 . Но из спектральной модели следует, что для каждой серии должна обнаружиться одна и та же поверхность латеральных вариаций, и независимо построенные картины должны совпадать. Именно это соответствие наблюдается на схеме (рис. 9б). Для обеих серий значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастают на юго-восток, показывая направление роста изотопного отношения стронция в мантии. Эта картина предполагает, что непосредственно к северу расположена северная граница того же блока мантии, который находится под Южной вулканической зоной. Но в данном случае простираение границы не параллельно, а ортогонально положению глубоководного желоба. На первый взгляд это выглядит явным противоречием, но обратим внимание, что несколько севернее района происходит резкая смена направления континентальной границы всей Южной Америки с северо-восточного на северо-западное (рис. 1). Здесь же выделяется аномальный блок с резко повышенной мощностью коры [21]. В эту же область проектируется продолжение крупнейшей субширотной тектонической структуры восточной части Тихого океана - хребта Сала-и-Гомес. Таким образом, вполне вероятно, что названные аномалии связаны с предполагаемой границей региональных мантийных блоков.

Наконец заметим, что простираение реконструированной поверхности вариаций изотопного состава мантии (рис. 9б) близко простираению геотермы Южной вулканической зоны (рис. 7г). Это соответствие едва ли случайно и, вероятно, показывает, что направление северной границы мантийного блока, с одной стороны, и направление глубинной зоны проницаемости, вдоль которой происходил подъем мантийности диапира Хуан-Фернандес, с другой, практически совпадают. Последнее направление, в свою очередь, как было отмечено выше, характерно для трансформных зон всей Антарктической плиты. Мантия, таким образом, по-видимому, обладает глу-

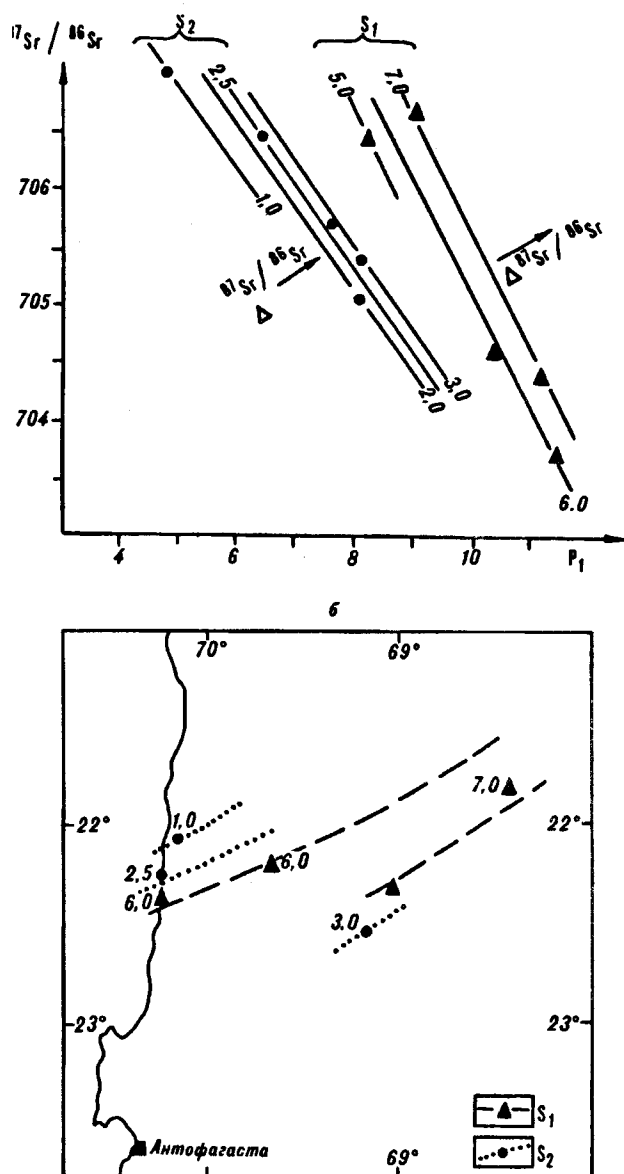


Рис. 9. Латеральные вариации изотопного состава стронция в мантии под центральной вулканической зоной в районе 22° Ю.Ш.

- Определение величины смещения ($\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) отдельно для серий S_1 и S_2 .
- Характер изменения изотопного состава в верхней мантии района.

боко закономерной в региональном масштабе структурой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ петрохимических данных по известково-щелочным ассоциациям Анд на основе спектрального подхода показал высокую эффективность последнего в решении широкого круга проблем, связанных со структурой и эволюцией вер-

хней мантии. В числе таких проблем наиболее важными представляются следующие:

1. Выделение и оконтуривание региональных блоков верхней мантии, имеющих самостоятельную вещественную, в том числе изотопную, структуру.

2. Расшифровка латеральной изотопной анизотропии верхней мантии и ее соотношения с границами глубинных блоков.

3. Реконструкция палеогеотерм и определение положения горячих точек, мантийных ослабленных зон, динамики плавления мантии при формировании островных дуг и вулканических поясов.

Отмеченные проблемы объединяет общая цель - картирование верхней мантии, возможное, как представляется автору, на основе спектрального подхода к анализу петрохимической информации.

Особо следует выделить те моменты, которые позволяют надеяться на достоверность глубинных реконструкций. В районах развития как щелочно-базальтового, так и известково-щелочного типов магматизма спектральный подход к вариациям состава каждого из них должен независимо обнаруживать одни и те же особенности строения мантии. Глубинная структура в главных чертах, несомненно, должна быть тесно связана с региональным строением и находить подтверждение в результатах геофизических исследований. Сказанное представляется принципиально важным. Спектральный подход во взаимосвязи с геологическими и геофизическими данными позволяет перейти от обоснования генетических гипотез к их доказательству. Достоверность выводов при этом опирается не только и не столько на эмпирическую обоснованность исходных посылок, но и прежде всего на возможность получать следствия, которые допускают независимую проверку.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987.
2. Сейферт К.К. Тектоника плит, мантийные плюмы и образование магм / Структурная геология и тектоника плит. Т.3. М.: Мир, 1991. С. 72-156.
3. Степанко А.А. Структура и эволюция верхней мантии южной части Дальнего Востока. Вариации состава ксенолитов перидотитов и кайнозойских щелочных базальтов / Препринт, Хабаровск, 1990.

4. Степанко А.А. Серийная модель состава кайнозойских щелочных базальтов Восточного Китая. Петрологические и тектонические следствия / Препринт, Хабаровск, 1991.

5. Фоп Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989.

6. Aramaki S., Ui T. Alkali mapping of the Japanese Quaternary volcanic rocks / Arc Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 1983, V. 18, p. 549-560.

7. Brian W.B. Linked evolutionary data arrays: a logical structure for petrologic modeling of multisource, multiprocess magmatic system // J. of Geoph. Res., 1986, V. 91, № B6, p. 5891-5900.

8. Gill J. Orogenic andesites and plate tectonics. 1981, Berlin, Springer-Verlag.

9. Hanus V., Vanek J. Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism and tectonic features of the Nazca plate. / Tectonophysics, 1978, V. 44, p. 65-77.

10. Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C., Lopes-Escobar L. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41 S.). / J. of Geoph. Res., 1986, V. 91, № B6, p. 5963-5985.

11. Hickey R.L., Gerlach D.C., Frey F.A. Geochemical variation in volcanic rocks from central-south Chile (33-42 S). / Andean Magmatism. Chemical and isotopic constrains. Ed. Harmon R.S., Barreiro B.A. Shiva Publishing Limited, Nantwich, 1984, p. 72-95.

12. Hildreth W., Grove T.L., Dungan M.A. Introduction to special section on open magmatic systems / J. of Geoph. Res., 1986, V. 91, № B6, p. 5887-5891.

13. Iwamori H. Zonal structure of cenozoic basalts related to mantle upwelling in southwest Japan / J. of Geophys. Res., 1991, V. 96, № B4, p. 6157-6170.

14. Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas / Bull. Vol., 1959, V. 20, p. 37-76.

15. Kuno H. Lateral variations of basaltic magma across continental margins and island arcs / Bull. Vol., 1966, V. 29, p. 195-222.

16. Kushiro I. On the lateral variations in chemical composition and volume of Quaternary volcanic rocks across Japanese arcs / Arc Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 1983, V. 18, p. 435-447.

17. L. Lopes-Escobar / Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes // Andean Magmatism. Chemical and isotopic constrains. Ed. Harmon R.S., Barreiro B.A. Shiva Publishing Limited, Nantwich, 1984, p. 47-71.

18. Mammerickx J. Depth anomalies in the Pacific: active, fossil and precursor / Earth Planet. Sci. Lett. 1981, V. 53, p. 147-157.

19. Rogers G., Hawkesworth C.J. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. / Earth and Planet. Sci. Lett., 1989, V. 91, p. 271-285.

20. Sleep N.H. / Hot spots and mantle plumes: some phenomenology / J. Geoph. Res. V. 95, № B5, p. 6715-6736.

21. Thorpe R.C. The tectonic setting of active andean volcanism / Andean Magmatism. Chemical and isotopic constrains. Ed. Harmon R.S., Barreiro B.A. Shiva Publishing Limited, Nantwich, 1984, p. 4-18.

Институт тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук

г. Хабаровск

Поступила в редакцию
29 августа 1994 г.

Perspectives of the spectrum approach to petrochemical variations of calc-alkaline magmatism and geodynamics of the Andean upper mantle

A new approach to recognition of petrochemical regularities assumes latent distribution of magmatic bodies compositions along parallel straight lines on the CaO-MgO plot. The other major components abundances and Sr-, Nd-isotopic ratios regularly change along and between the spectrum lines. Identified variation structure is probably caused by mantle melting and indicates P/T conditions of the process. In that case isotopic shift along the lines reflects the isotopic stratification of the Andean upper mantle. The spectrum approach offers opportunities for dividing contributions from factors changing melt's composition and on this basis for detection hidden regional petrochemical and isotopic zonations. Spatial petrochemical regularities reflect geotherm's position during mantle melting and for the southern volcanic zone of the Andes reconstructed geotherm was caused by ascension of the Xyan Fernandes diapir. The Sr isotopic ratio in the upper mantle of the region progressively increases eastward, perpendicularly to the continental boundary.

А.И. Малиновский

МОЛАССА ЮГА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ: СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Излагаются результаты изучения кайнозойской молассы Олюторской зоны юга Корякского нагорья. На основании анализа особенностей вещественного и фациального состава терригенных пород восстанавливается состав, положение и тектоническая природа основных источников питания, а также палеогеографические и палеогеодинамические обстановки бассейнов осадконакопления. Обосновывается террейновая природа Олюторской зоны. Реконструируется геологическая история зоны на молассовом этапе ее развития.

Изучение терригенных комплексов, развитых в обрамлении Тихого океана - надежный инструмент познания геологической истории его активных континентальных окраин. Далеко не все вопросы в этой проблеме решены, и прогресс в их разрешении сдерживается слабой изученностью этих комплексов. Анализу строения, вещественного состава, а также тектонических и палеогеографических обстановок формирования одного из них - кайнозойского молассового, и посвящена данная статья.

Молассовая формация - одна из наиболее распространенных на Земле. В обширной литературе, посвященной молассе, рассмотрены и обобщены многие связанные с ней проблемы: стратиграфическое и тектоническое положение, литологический состав, палеогеографические обстановки осадконакопления. Интерес к молассе объясняется также тем, что она является индикатором завершающих этапов развития складчатых областей, соответствуя, согласно современным представлениям, моментам столкновения (коллизии) континентов и островных дуг [7], а с практической точки зрения - возможностью нахождения в ней месторождений горючих полезных ископаемых.

Молассовая формация довольно обычна на Дальнем Востоке, но при этом часто слабо изучена, особенно это касается ее вещественного состава. Одним из наиболее интересных и, в какой-то мере, эталонных ее объектов является кайнозойская моласса Олюторской зоны юга Корякского нагорья, где она широко распространена, имеет большую мощность и несет богатую информацию, необходимую для понимания закономерностей эволюции осадконакопления, реконструкции геодинамических обстановок и геологической истории зоны на протяжении всего ее развития, а также для решения ряда ключевых вопросов природы и характера развития всего Корякско-Камчатского региона.

Олюторская зона (рис. 1) - часть мезозойско-кайнозойской Олюторско-Камчатской складчатой системы, входящей, в свою очередь, в состав Корякско-Камчатской складчатой области. Зона расположена в южной части Корякского нагорья и вытянута на северо-восток вдоль побережья Берингова моря на 500 км. С севера она отделена от Анадырско-Корякской системы Ватынским надвигом.

Исследованиями последних лет установлено, что в геологическом разрезе Олюторской зоны совмещены разнообразные структурно-формационные комплексы, формировавшиеся в различных геодинамических обстановках и, вероятно, на значительном удалении от современного местоположения [1, 16]. По формационной принадлежности выделяются комплексы: (апт?) альб-туронский океанический вулканогенно-кремнистый (низы ватынской серии), коньяк-кампанский и маастрихт-палеоценовый островодужный вулканогенно-обломочный (верхи ватынской и ачайваемская серии), эоценовый флишевый (ильпинская серия), олигоцен-плиоценовый молассовый (алугинская, пахачинская и корфская свиты) и плиоцен-четвертичный платобазальтовый (апукская и ветроваяемская свиты).

Структурно-тектонический стиль Олюторской зоны определяется широким развитием надвиговых и покровно-складчатых форм. Океанические и островодужные комплексы образуют аккреционный пакет аллохтонных пластин, смятых в крупные лежачие и запрокинутые к северу складки большой амплитуды и шарьированных на меловой флиш Укэлятского прогиба (Ватынский надвиг). Основание каждой из пластин сложено океаническими образованиями ватынской серии, а кровля - островодужными ачайваемской.

В структуре зоны выделяются два флишевых палеопрогиба - Ильпинско-Вывенский и Лавровско-Пахачинский, выполненные мощными эоценовыми ритмичными отложениями, смятыми в крупные, по-

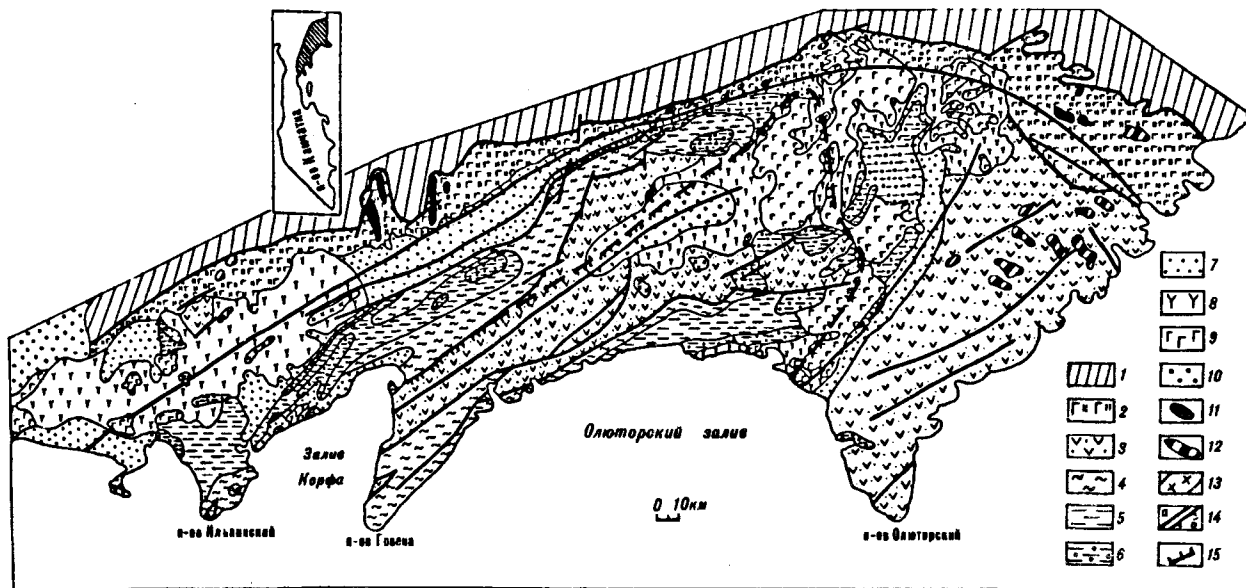


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Олюторской зоны.

1 - Узкляятский прогиб, корякская серия; 2-15 - Олюторская зона, 2-4 - серии: 2 - ватынская, 3 - ачайваямская, 4 - ильпинская; 5-9 - свиты: 5 - алугинская, 6 - пахачинская, 7 - корфская, 8 - ветроваяямская, 9 - апукская; 10 - рыхлые четвертичные отложения; 11 - гипербазиты; 12 - габброиды; 13 - диориты; 14 - а) крутопадающие разломы, б) надвиги; 15 - примерная граница между Окраинной и Центральной провинциями. ВТ - Ватынский надвиг; Вр - Вывенский глубинный разлом; КПр - Карагинско-Пахачинский глубинный разлом; Ар - Апукский глубинный разлом.

логии складки. С флишевыми палеопрогинами тесно связан ряд унаследованных межгорных прогибов, выполненных молассой общей мощностью до 6000 м. Прогинбы разделяются на две группы. В первую объединяются Корфский и Нижнепахачинский, ограниченные с одной стороны горами, а с другой - уступами подводного материкового склона. Во вторую группу входят Вывенский, Апукский и Верхнепахачинский прогибы, которые рассматриваются как собственно межгорные. Все прогибы просто построены, в них преобладают крупные линейные брахискладки с углами падения крыльев 5-30°. Вблизи разломов складчатость усложняется, а углы падений возрастают до 50-85°.

Среди разрывных нарушений зоны наиболее характерны надвиги, сопровождающиеся образованием чешуи и пластин. Велика роль и зон глубинных разломов, характеризующихся значительной шириной (до 30 км) и протяженностью (сотни км), повышенной дислоцированностью пород, "гравитационными ступенями" большой амплитуды (до 20 м), а также положительными линейными магнитными аномалиями высокой интенсивности. Все эти признаки, по В.Е. Хаину [19], позволяют трактовать их как коллизионные (сутурные) швы.

Важнейшим из подобных разломов является Вывенский, представляющий собой серию крупных крутопадающих разрывов со значительными смещениями. Он прослеживается в северо-восточном направлении более чем на 500 км, а на юге трассируется к центру Камчатского п-ова, где известен как Главный Камчатский разлом. Крупными разломами явля-

ются Карагинско-Пахачинский и Апукский. Первый протягивается от п-ова Камчатка, через о. Карагинский в бас. р. Пахача, второй - из Командорской котловины в долину р. Апука.

Меловые и кайнозойские вулканогенно-осадочные образования зоны могут быть условно разделены на домолассовые, молассовые и послемолассовые.

Домолассовые образования объединяют (апт?) альб-кампанскую ватынскую, маастрихт-палеоценовую ачайваямскую и эоценовую ильпинскую серии (см. рис. 1).

Ватынская серия образует складчатое основание Олюторской зоны. Она сложена базальтами, андезитобазальтами, лавобрекчиями, туфами, кремнями, яшмами, глинисто- и туфокремнистыми породами. Реже встречаются алевроаргиллиты, песчаники, известняки. Серии свойственна значительная изменчивость фациального состава и мощности (750 м - 2500 м). С ней пространственно связаны многочисленные габбро-гипербазитовые массивы, образующие прерывистый пояс вдоль всего поля ее развития. Возраст серии устанавливается на основании находок радиолярий и планктонных фораминифер как (апт?) альб-кампанский [3].

Ачайваямская серия сложена чередующимися туфами, туффитами, вулканическими брекчиями, базальтами и андезитами. Много осадочных пород - песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, яшм, кремней, туфокремнистых пород. Серии характерна изменчивость фациального состава и

мощности (800-2500 м). Возраст серии по находкам моллюсков, радиолярий и планктонных фораминифер определяется как маастрихт-палеоценовый [3].

Ильпинская серия представлена ритмичным, часто флишевым, чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов. Отмечаются горизонты гравелитов, туфов, туфобрекчий, эффузивов, конкреции мергелей. Возраст серии по находкам пелеципод, радиолярий и фораминифер устанавливается как эоценовый [17]. Мощность серии - 7000 м.

Молассовые образования объединяют морские отложения олигоценовой алугинской и олигоцен-среднемиоценовой пахачинской свит, а также континентальные среднемиоценовой-раннеплиоценовой корфской свиты. Моласса тесно связана с флишем и лежит на нем согласно.

Алугинская свита фациально выдержана и сложена алевролитами и аргиллитами с многочисленными стяжениями мергелей, а также прослоями и линзами песчаников, гравелитов, конгломератов, туфов, туфобрекчий и эффузивов. Возраст свиты по моллюскам, фораминиферам и радиоляриям - олигоценовый [6]. Мощность свиты - 3050 м.

Пахачинская свита лежит на алугинской согласно. Она фациально невыдержана, крайне изменчива и ее мощность (300-2100 м). Свита состоит из переслаивания алевролитов и песчаников. В них многочисленны конкреции и линзы из мергелей и песчаников. В верхней части свиты появляется большое количество прослоев гравелитов, конгломератов, ракушняков, туфов, эффузивов, а также линз и пропластков бурых углей. Возраст свиты устанавливается по многочисленным находкам моллюсков как олигоцен-среднемиоценовый [6].

Корфская свита с размывом перекрывает все более древние образования зоны. Ей свойственна сильная фациальная изменчивость, значительные колебания мощности (300-1100 м), а также четкая цикличность отложений. Свита разделяется на базальную и угленосную пачки. Базальная сложена конгломератами с линзами гравелитов и песчаников, а угленосная состоит из переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов, туфов и углей. По всему разрезу рассеяны многочисленные конкреции и линзы карбонатизированных песчаников и сидеритов, а также обугленные и окаменевшие остатки растений. Возраст свиты устанавливается по находкам листовой флоры как среднемиоценовой-раннеплиоценовой [21].

Послемолассовые образования представлены позднеплиоценовыми-среднеплиоценовыми наземными вулканидами ветроваямской и апукской свит, резко несогласно перекрывающих нижележащие отложения. Они сложены лавами и лавобрекчиями базальтов, андезитов, дацитов, их туфами и туфобрекчиями, встречаются песчаники, алевроли-

ты, конгломераты, углистые породы. Возраст свит устанавливается по листовой флоре, споро-пыльцевым комплексам и палеомагнитным данным как позднеплиоценовой (ветроваямская свита) и ниже-среднеплиоценовой (апукская свита). Суммарная мощность - 300-2300 м.

Основными объектами изучения в олюторской молассе были песчаные и грубообломочные породы. Материал по составу и условиям образования алевроаргиллитов, вулканитов и пород, подстилающих молассу, использовался как дополнительный. Вещественному составу песчаных пород уделено особое внимание, поскольку они несут богатую информацию о типе и составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках областей питания и седиментации.

На основании комплексного изучения вещественного состава песчаников Олюторской зоны автором были выделены две минералого-петрохимические провинции (рис. 1): Крайняя, ярко выраженная фемическая, и Центральная - в которой наряду с фемическими заметную роль играют и сиалические компоненты. Различия между провинциями доказываются следующими особенностями вещественного состава их песчаников.

По пороодообразующим компонентам песчаники зоны в целом относятся к типичным грауваккам, а различия между провинциями выражаются в большем содержании в породах Центральной кварца (до 23%), обломков кремнистых и терригенных пород (до 65%), кислых плагиоклазов (до 50%) и калишпатов (до 27%), а в Крайней - эффузивов (до 60%), основных и средних плагиоклазов (до 80%) [5]. Кварц в обеих провинциях эффузивный, реже интрузивный и метаморфический. Среди обломков преобладают основные-средние эффузивы, несколько меньше пирокластических и осадочных пород. Интрузивные и метаморфические породы редки и встречаются лишь в Центральной провинции.

Различия между Центральной и Крайней провинциями по обломочным тяжелым минералам [5] выражаются в преобладании в Крайней фемической их ассоциации, включающей и вулканические компоненты (хромит, магнетит, ильменит, лейкоксен, пироксены, амфиболы, эпидот). Ассоциация связана с габбро-гипербазитами и основными-средними вулканидами и составляет до 100% всей тяжелой фракции. Ведущая роль в ассоциации у клинопироксена - до 90%. В Центральной провинции заметнее роль сиалической ассоциации (до 40% фракции), состоящей из циркона, турмалина, сфена, апатита, рутила, граната и некоторых метаморфических минералов - везувиана, корунда, анатаза, ортита, брукита, силлиманита, ставролита, андалузита, дистена. Ведущим в ассоциации является циркон - до 25%.

Различия в составе тяжелых фракций песчаников двух провинций значительно больше в отложениях, подстилающих молассу. Некоторые пробы из песчаников ильпинской и ачайваямской серий Центральной провинции целиком состоят из сиалических минералов.

Минеральный состав тонкодисперсной фракции терригенных пород подтверждает различия между провинциями зоны [9]. Они выражаются в преобладании в Окраинной хлорит-сметитовой ассоциации минералов (до 93%), связанной с разложением вулканического материала среднего и основного состава, а в Центральной - хлорит-гидрослюдистой (до 54%), что предполагает участие в строении источников питания гранитоидов и кварц-слюдяных сланцев.

По валовому химическому составу [5, 9] все олюторские песчаники относятся к типичным грауваккам. Вместе с тем, по содержанию породообразующих окислов между Окраинной и Центральной провинциями существуют определенные различия. Наибольшие они по кремнезему: для Окраинной в среднем по свитам содержания SiO_2 59,94-63,27%, а для Центральной - 63,01-68,53%. Значительно отличаются также содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , которые преобладают в Центральной провинции. Различия между провинциями более отчетливы при сравнении некоторых петрохимических коэффициентов [9]. По ним песчаники Окраинной более фемичны ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$ до 0,80) и магнезиальны ($\text{MgO} + \text{CaO}$ до 0,95), а в Центральной - сиаличны ($\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ до 0,66) и зрелы ($\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ до 5,43).

По концентрации и характеру распределения микроэлементов в терригенных породах различия между провинциями невелики. Следует лишь отметить, что в Окраинной провинции повышены содержания фемических элементов - Cr, Ni, Co, Cu, V и несколько понижены сиалических - Ag, Sn, Pb, Mo и В [5]. В связи с этим, для более объективной оценки особенностей распределения применялся метод многомерного статистического анализа [18].

Дискриминантный анализ позволил выделить в качестве профилирующих (имеющих наибольшие средние значения) элементов V, Zn, Cu, Cr и Ni. Способностью разделять выборки на отдельные составляющие обладает весь набор признаков. В целом, положение всех точек провинций зоны на плоскости канонических переменных характеризуется наибольшими различиями по первой переменной, в которой наиболее значительную роль играет V. По второй переменной ярких различий между провинциями нет.

Факторный анализ выделил один и тот же набор признаков (ассоциацию микроэлементов), который одновременно изменяется в песчаниках обеих

провинций. Ядро его (первый фактор) составляют Ni, Cr, Co, V и Cu. Значение этого фактора в Центральной провинции в целом меньше, чем в Окраинной, вследствие чего различия между провинциями довольно отчетливы.

Вещественный состав алевроаргиллитов также имеет свои особенности в каждой из провинций зоны [5]. Для алевроаргиллитов Окраинной провинции характерно преобладание хлорит-сметитовой ассоциации дисперсных минералов и более высокое содержание среди породообразующих окислов TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO и суммарного железа. В Центральной провинции значительно большую роль играет хлорит-гидрослюдистая ассоциация минералов, а среди окислов - SiO_2 и K_2O . В этой же провинции более высокие отношения $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$.

Существуют определенные различия в составе и морфометрии конгломератов двух провинций Олюторской зоны. Подробное их описание приведено в работе автора, посвященной псефитам [10]. Наибольший интерес при этом вызывают обнаруженные в Центральной провинции гальки "экзотических" пород, неизвестных в зоне в коренном залегании. Это, прежде всего, полевошпатово-кварцевые песчаники и ассоциирующиеся с ними алевролиты - разности, переходные от граувакк к аркозам. От типичных для Олюторской зоны вулканомиктовых граувакк они отличаются: 1) высоким содержанием кварца (до 40% всех зерен, среди которых много кварца кислых интрузивных и метаморфических пород); большим количеством кислых плагиоклазов (до 55%) и калишпатов (до 70%); присутствием обломков кислых эффузивов, гранитоидов, микрокварцитов и кварцево-слюдяных сланцев; 2) преобладанием сиалической ассоциации тяжелых минералов (в сумме до 94%), при ведущей роли циркона (до 87%) - характерного для гранитоидов, диоритов, и, реже, для жильных пород и кислых эффузивов; 3) высоким содержанием SiO_2 (до 87%) и низкими - Al_2O_3 (до 8,94%), TiO_2 (до 0,34%), MgO (до 0,92%), CaO (до 0,27%), $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (до 1,8%).

Как упоминалось выше, самые древние отложения Олюторской зоны (ватынская серия) датируются (аптом?) альбом. Вместе с тем, в кремнях из галек конгломератов был выделен комплекс радиоларий *Protunuma Japonicus Matsuoka et Jao*, *Amphibrachium sp. cf. A. sp.* Baumgartner, *Gongylothorax sp.*, *Eucyrtis sp.*, *Stylocapsa sp.*, позволивший О.Л. Смирновой датировать вмещающие породы верхней юрой.

Кроме того, среди галек конгломератов Центральной провинции были обнаружены обломки К-На гранитоидов субщелочного ряда, а также кварцитов, хлорит-серицитовых сланцев, эпидозитов, роговиков, кварц-альбитовых метасоматитов - пород, неизвестных в Олюторской зоне.

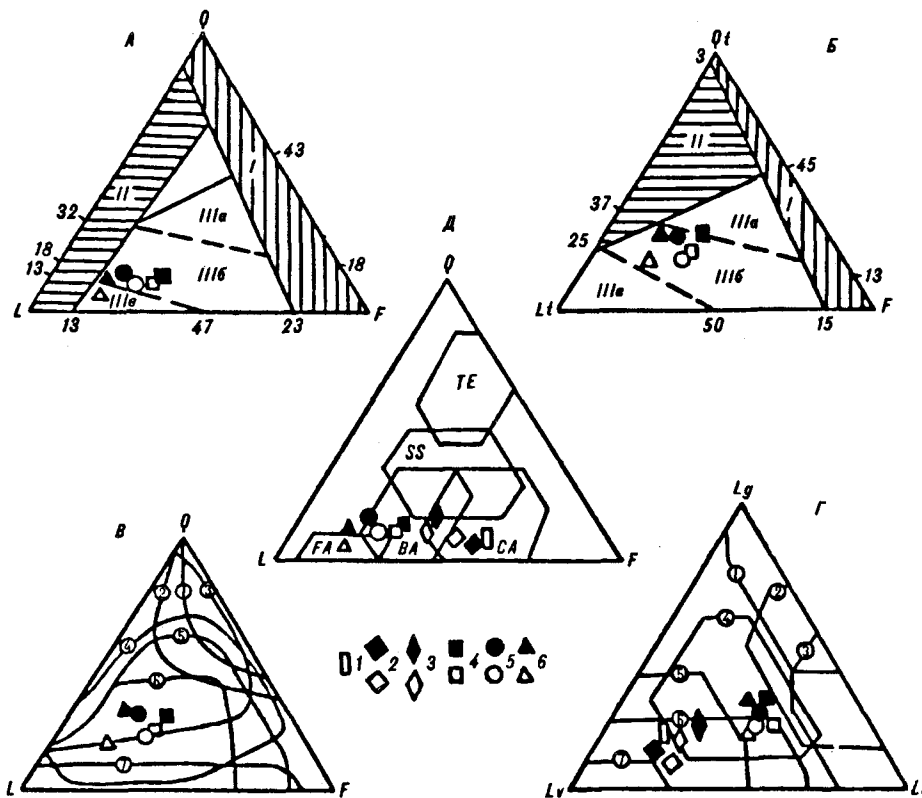


Рис. 2. Классификационные диаграммы тектонических обстановок областей питания и бассейнов седиментации по породообразующим компонентам песчаников.

А, Б - диаграммы классификации песчаников по предполагаемым типам областей питания [28]. Типы областей питания: I - континентальные блоки; II - орогенические области; III - магматические дуги: а - глубоко эродированные, б - переходные, в - слабо эродированные.

В, Г - диаграммы основных типов областей питания современных глубоководных песков [31]. В - по основным породообразующим компонентам, Г - по обломкам пород. Поля питающих провинций: 1 - основания кратонов, 2 - континентальных блоков, осложненных аккрецией, 3 - складчато-покровного форланда, 4 - орогенических поднятий зон сочленения плит, 5 - окраинно-континентальных магматических дуг, 6 - океанических дуг, 7 - океанических архипелагов.

Д - диаграмма основных типов бассейновых обстановок [30]. Линиями ограничены поля стандартных отклонений от средних составов песков из бассейнов: ТЕ - пассивных континентальных окраин; SS, СА, ВА, FA - активных континентальных окраин, сопряженных: со сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам (SS), с окраинно-континентальными магматическими дугами (СА), с океаническими дугами: бассейны задуговые (ВА) и преддуговые (FA). Символы породообразующих компонентов: Q - кварц монокристаллический; Qt - кварц моно- и поликристаллический, включая микрокварциты и кремни; F - полевые шпаты; обломки пород: L - в целом; Lt - за исключением микрокварцитов и кремней; Lv - вулканогенных и Ls - осадочных пород. 1-6 - усредненные точки по основным литолого-стратиграфическим подразделениям Олюторской зоны; 1-3 - серии: 1 - ватынская, 2 - чайваянская, 3 - ильпинская; 4-6 - свиты: 4 - алугинская, 5 - пахачинская, 6 - корфская. Черные значки - Центральная провинция, белые - Окраинная.

Таким образом, очевидно, что вещественный состав терригенных пород Окраинной и Центральной провинций Олюторской зоны различен. Эти различия дают основания утверждать, что в формировании осадочных толщ зоны принимали участие два контрастных источника обломочного материала: фемический, преобладавший на протяжении всей геологической истории зоны, и подчиненный сиалический, поставляющий материал лишь в Центральную провинцию. Фемические источники питания были сложены средними, основными и ультраосновными магматическими и осадочными комплексами. Важным фактором, постоянно влиявшим на седиментацию были вулканические извержения, поставлявшие в осадочные бассейны зоны большое количество пи-

рокластики. Сиалический источник состоял из гранитно-метаморфических и терригенно-кремнистых комплексов, слагавших блоки зрелой континентальной земной коры.

Исследованиями последних лет [26-28, 30, 31] установлена тесная связь вещественного состава терригенных пород и тектонических обстановок областей питания и седиментации. На рис. 2 представлены эмпирические диаграммы разных авторов, предназначенные для генетической интерпретации породообразующих компонентов песчаников.

На диаграммах В. Дикинсона и его соавторов (рис. 2, А, Б) [27, 28] олюторские песчаники "падают" в поле магматических дуг, главным источником питания в которых являются вулканы,

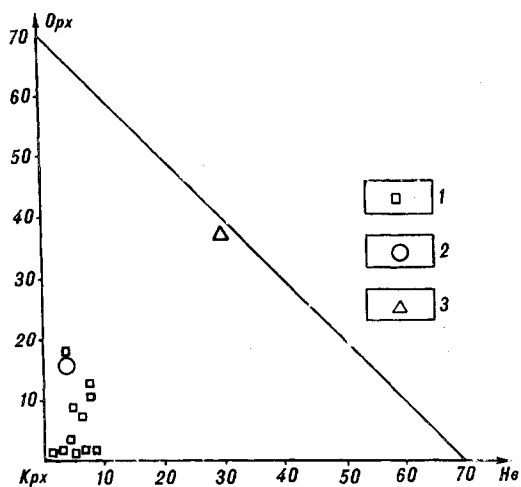


Рис. 3. Диаграмма соотношения Орх-Нв-Крх для тяжелой фракции песчаников Олюторской зоны, по [14].

1 - средний состав тяжелой фракции песчаников из различных литолого-стратиграфических подразделений Олюторской зоны; 2-3 - средний состав осадков из: 2 - островных дуг на океаническом основании, 3 - островных дуг на континентальном основании, по [14].

"бронирующие" корни дуг. На обеих диаграммах песчаники тяготеют к полям переходных и слабо эродированных дуг. Согласно классификации питающих провинций, предложенной Р. Валлони и Г. Меззадри (рис. 2, В, Г) [31], область питания соединяла в себе элементы главным образом океанических островных дуг и, в меньшей мере, орогенических поднятий на активных континентальных окраинах, породы которых прошли многократное переотложение.

Соотношение породообразующих компонентов песчаников позволяет установить не только тип питающей провинции, но и геодинамические обстановки в связанных с ними седиментационных бассейнах. На классификационной диаграмме Ж. Мейнарда и его соавторов [30] (рис. 2, Д), олюторские песчаники "падают" в поля бассейнов, сопряженных с внутриокеаническими островными дугами - задуговых и междуговых.

Изучение ассоциаций обломочных тяжелых минералов - осадков из различных районов Тихого океана, позволило В.П. Нечаеву [14] выделить ряд минералов-индикаторов, различные соотношения которых позволяют различать материал океанического либо островодужного происхождения, а среди последнего - образующийся на дугах с океаническим либо континентальным основанием. Таким показателем является отношение Орх-Нв-Крх (рис. 3), где главная роль принадлежит роговой обманке. В олюторских песчаниках содержание ее невелико, что дает основание говорить об образовании материала за счет разрушения внутриокеанических островных дуг.

Генетическая интерпретация химического состава песчаников, основанная на тех же принципах, показана на рис. 4. На диаграммах М. Бхатия [26] (рис. 4, А) песчаники зоны приближаются либо попадают в поле океанических островных дуг, седиментационные бассейны которых соседствуют с океаническими дугами типа Марианских, и в поле континентальных дуг, бассейны которых сопряжены с дугами, развитыми на зрелой континентальной коре (Японские острова). Более определенно тектонические обстановки восстанавливаются при интерпретации состава комплексов песчаников, подстилающих молассу. Они, как правило, попадают в поле океанических дуг.

Диаграммы Ж. Мейнарда и соавторов [30] для песчаников и алевроаргиллитов (рис. 4, Б, В) предназначены для реконструкции тектонических обстановок в бассейнах седиментации. В Олюторской зоне все породы тяготеют к островодужным обстановкам задуговых бассейнов океанических дуг и, частично, континентальных дуг. Анализ комплексов, подстилающих молассу, позволяет более достоверно восстановить обстановки преддуговых и задуговых бассейнов внутриокеанических островных дуг.

Итак, можно утверждать, что терригенные породы зоны накапливались в меж- и задуговых бассейнах, сопряженных с океаническими островными дугами и питавшихся за счет разрушения этих дуг, а также синседиментационной вулканической деятельности.

С целью уточнения характера и тектонической природы источников питания Олюторской зоны на электронном микроанализаторе JXA-5A исследовался химический состав обломочных хромитов, магнетитов, клино- и ортопироксенов, роговых обманок и гранатов.

Обломочные хромиты обычно указывают на разрыв ультраосновных и основных магматических пород. Они в целом однородные, низкотитанистые (табл.) и на диаграмме Al-Cr-10Ti (рис. 5) группируются в поле базальтоидных гипербазитов маломощной океанической коры [24]. По составу они идентичны хромитам из габбро-гипербазитовых массивов Олюторской зоны и резко отличаются от хромитов Куюльского офиолитового массива, расположенного севернее [8, 12].

Состав пироксенов, роговых обманок и магнетитов (табл.) в целом указывает на фемические источники питания и позволяет уточнить их тектоническую природу.

Наиболее информативны в этом отношении клинопироксены. Из анализа диаграмм Fe-Mg-10Cr и Fe-Mg-10Ti (рис. 6, А) видно, что все они по титану и хром, а также по соотношению железо-магний, сходны с минералами из габбро-гипербазитовых массивов зоны и из базальтоидов океанического и остро-

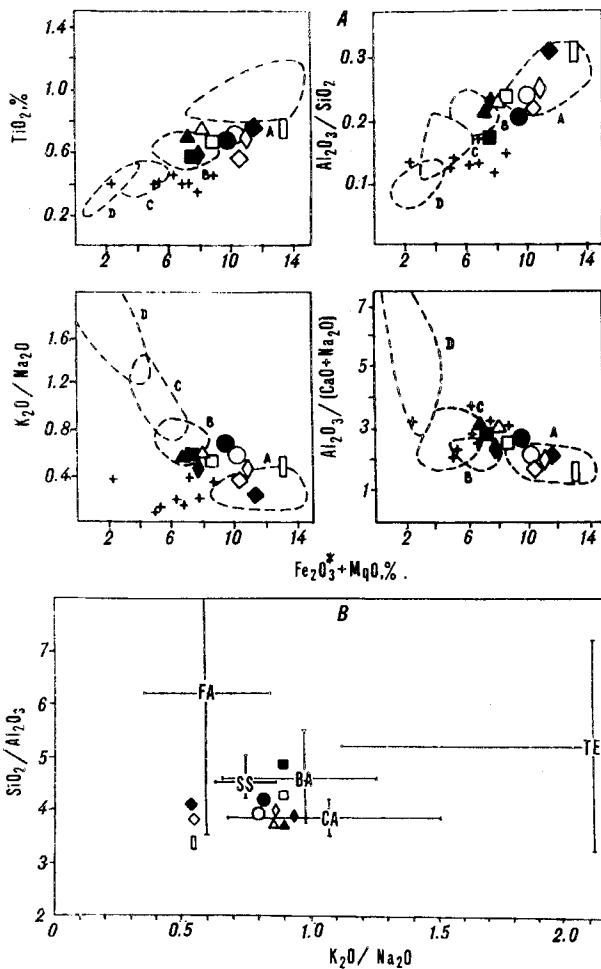


Рис. 4. Диаграммы генетической интерпретации химического состава песчаников (А, Б) и алевроаргиллитов (В).

Для диаграммы А - пунктирные линии ограничивают поля, соответствующие тектоническим обстановкам, по [26]: А - океанической островной дуги, В - континентальной островной дуги, С - активной континентальной окраины, D - пассивной континентальной окраины. Fe_2O_3 - общее железо. Для диаграмм Б и В - пересекающимися линиями показаны стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов с различными типами тектонических обстановок, по [30]. Типы обстановок и условные обозначения см. на рис. 2. Крестик - полевошпатово-кварцевые песчанники из гальки конгломератов.

всудужного комплексов. Олюторские клинопироксены близки к клинопироксенам, изученным в осадках Новогейбридского желоба [11], источником которых была позднемеловая Новогейбридская энзиматическая островная дуга. Такая близость состава пироксенов свидетельствует о тектонической идентичности источников питания Олюторской зоны и Новогейбридской дуги. Это подтверждается и петрохимической близостью их вулканитов [2].

Обостроводужном характере источников питания свидетельствует и состав ортопироксенов, роговых обманок и магнетитов (см. табл.). На диаграммах Mg-Fe-10Al для ортопироксенов и 10Ti-Al-Fe для роговых обманок, предложенных В.П. Нечаевым [14] (рис. 6, Б), все минералы попадают в поле вулканических пород островных дуг и в целом соответствуют составу минералов из габбро-гипербазитовых массивов и из основных-средних островодужных эффузивов Олюторской зоны [4].

Для обломочных магнетитов зоны свойственно высокое содержание TiO_2 (более 5%), что говорит об их образовании из островодужных базальтоидов, и лишь магнетиты из песчаников ватынской серии отличаются низкими его содержаниями (менее 5%),

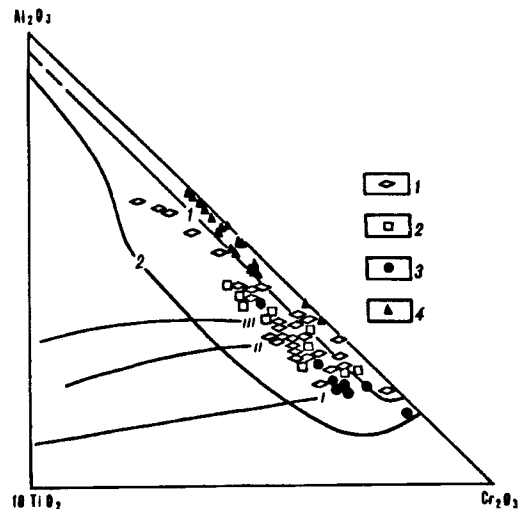


Рис. 5. Диаграмма состава обломочных хромитов из тяжелой фракции песчаных пород Олюторской зоны, по [24].

Линиями ограничены поля хромитов: 1 - дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) формации, 2 - базальтоидных гипербазитов. I-III - тренды составов хромитов меймечит-верлитового комплекса: I - Меймечит-Катуйской провинции, II - Сихотэ-Алиня, III - Японии. 1-2 - хромиты из песчаников Олюторской зоны, провинции: 1 - Центральная, 2 - Окраинная; 3 - хромиты из габбро-гипербазитовых массивов зоны, по [5]; 4 - хромиты из Куюльского массива, по [8, 12].

Химический состав акцессорных минералов из терригенных пород Олюторской зоны

Номер пробы	Свита, серия	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Сумма
<i>Хромиты</i>													
<i>Центральная провинция</i>													
2010	Ачайваямская	24.25	-	-	-	15.19	3.77	12.38	-	0.33	0.58	39.27	96.58
---	---	10.77	-	-	-	16.52	5.76	11.19	-	0.36	0.36	55.90	100.44
2016	---	14.71	-	-	-	19.64	8.59	9.08	-	0.41	0.38	45.12	97.93
---	---	24.12	-	-	-	27.23	5.34	5.00	-	1.21	0.80	34.96	98.65
---	---	8.29	-	-	-	16.91	5.67	10.42	-	0.31	0.29	56.86	98.75
2031-А	Ильпинская	11.26	-	-	-	24.97	5.48	9.43	-	0.34	0.56	47.84	99.88
---	---	7.50	-	-	-	18.02	9.90	10.47	-	0.36	0.49	51.71	98.45
---	---	12.15	-	-	-	15.47	8.35	12.06	-	0.31	0.61	50.48	99.43
2301	Алугинская	10.01	-	-	-	22.04	5.41	7.45	-	0.50	0.21	54.92	100.53
---	---	16.29	-	-	-	20.40	7.56	9.35	-	0.38	0.63	45.35	99.97
---	---	7.44	-	-	-	17.78	1.50	9.67	-	0.39	0.05	62.20	99.03
3285-А	---	20.94	-	-	-	15.77	3.21	12.17	-	0.34	0.33	45.58	98.63
---	---	9.37	-	-	-	15.59	21.37	11.88	-	0.34	0.45	42.51	101.51
3289-А	---	15.22	-	-	-	15.59	5.56	7.00	-	0.42	0.28	48.74	100.32
---	---	12.80	-	-	-	21.36	4.09	8.36	-	0.25	0.17	53.39	100.32
3145	Пахачинская	10.79	-	-	-	15.41	5.91	11.91	-	0.42	0.13	56.22	100.80
3313	---	8.45	-	-	-	21.90	17.61	7.84	-	0.56	0.56	41.85	98.76
---	---	9.01	-	-	-	18.33	7.32	9.34	-	0.38	0.33	53.93	98.64
3314	---	9.24	-	-	-	18.76	15.41	9.85	-	0.38	0.60	46.91	101.15
3346	---	10.55	-	-	-	16.85	9.30	12.45	-	0.25	0.72	49.93	100.05
3321	---	8.29	-	-	-	17.33	15.43	10.57	-	0.33	0.62	47.82	100.39
3247-А	---	16.57	-	-	-	15.78	3.71	13.41	-	0.33	0.84	49.41	100.05
3113	Корфская	9.58	-	-	-	20.39	19.82	8.85	-	0.40	0.68	41.64	101.36
---	---	12.51	-	-	-	13.25	8.98	13.23	-	0.28	0.54	49.30	98.09
3125	---	12.64	-	-	-	20.82	4.10	8.52	-	0.48	0.12	54.00	100.68
---	---	14.90	-	-	-	17.12	5.07	10.97	-	0.36	0.56	49.21	98.19
---	---	9.15	-	-	-	18.71	6.43	9.68	-	0.37	0.21	56.33	100.88
---	---	21.46	-	-	-	19.06	4.51	10.38	-	0.34	0.46	42.16	98.37
---	---	23.82	-	-	-	17.03	5.98	12.50	-	0.26	0.52	38.48	98.59
3133-А	---	9.66	-	-	-	17.42	11.73	10.85	-	0.33	0.69	50.32	100.98
<i>Окраинная провинция</i>													
2663-А	Ачайваямская	13.36	-	-	-	21.02	8.08	10.73	-	0.41	0.52	45.90	100.02
2668	---	16.57	-	-	-	14.57	5.09	13.41	-	0.33	0.84	49.41	100.19
2628-Б	Ильпинская	13.10	-	-	-	24.50	5.48	11.70	-	0.34	0.64	45.21	100.97
2671	Алугинская	7.89	-	-	-	16.49	9.45	10.46	-	0.43	0.18	53.81	98.71

Номер пробы	Свита, серия	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Сумма
2586-А	Пахачинская	10.55	-	-	-	15.00	11.37	12.45	-	0.25	0.72	49.93	100.27
2620-А	Корфская	10.44	-	-	-	16.51	5.76	11.19	-	0.36	0.25	55.92	100.44
2634-В	---	9.18	-	-	-	15.47	3.04	12.09	-	0.28	0.36	58.01	99.23
---	---	16.41	-	-	-	16.69	7.74	12.31	-	0.25	0.67	45.90	99.97
---	---	11.23	-	-	-	17.18	4.18	11.48	-	0.32	0.41	54.86	99.66

*Клинопироксены
Центральная провинция*

2010	Ачайваямская	3.47	0.33	-	50.60	7.47	-	15.94	20.64	0.23	0.41	0.07	99.16
---	---	3.19	0.28	-	51.39	5.17	-	16.49	22.70	0.13	0.35	0.10	99.79
3252-Б	Пахачинская	2.59	0.34	-	51.95	10.78	-	14.95	19.26	0.34	0.46	0.03	100.72
---	---	1.26	0.15	0.01	53.48	3.69	-	18.43	22.28	0.08	0.14	0.26	99.79
3253-Б	---	2.43	0.14	0.01	53.19	9.12	-	15.02	19.38	0.12	0.32	0.05	99.78

Окраинная провинция

2558	Ватынская	4.22	0.38	0.01	49.56	8.00	-	15.46	20.36	0.20	0.48	0.07	98.73
---	---	4.00	0.37	-	49.69	8.16	-	15.40	21.28	0.19	0.52	0.06	99.67
2574	---	3.61	0.43	-	50.27	8.33	-	15.48	20.28	0.24	0.46	0.08	99.16
2623	Ачайваямская	1.21	0.20	-	53.00	2.82	-	18.04	23.03	0.05	0.10	0.75	99.22
---	---	1.40	0.37	-	51.07	7.94	-	15.22	21.47	0.78	0.31	-	98.24
2668	---	1.13	0.20	0.01	51.93	2.54	-	17.56	22.81	0.09	0.10	0.70	97.08
---	---	1.29	0.19	0.01	53.61	4.20	-	17.11	22.43	0.16	0.13	0.22	99.36
2754	Алугинская	3.43	0.37	-	51.07	7.06	-	16.13	21.79	0.40	0.61	0.08	100.86
2756	---	2.26	0.22	-	52.02	5.21	-	16.05	22.70	0.11	0.25	0.35	99.18
---	---	1.07	0.17	-	52.57	3.58	-	17.21	23.03	0.08	0.13	0.31	98.16
---	---	1.19	0.33	-	51.83	10.58	-	13.81	21.24	0.23	0.21	0.07	99.48
2707	Пахачинская	5.61	0.40	-	49.37	6.22	-	14.87	22.04	0.14	1.57	0.42	100.63
---	---	4.78	0.33	-	49.71	7.09	-	15.45	21.35	0.13	1.30	0.34	100.48

*Ортопироксены
Центральная провинция*

3252-Б	Пахачинская	1.28	0.05	-	53.24	16.02	-	25.95	1.81	0.41	0.30	0.05	99.09
3307	Алугинская	1.29	0.05	-	53.49	18.07	-	25.53	2.01	0.59	0.36	0.02	101.39
---	---	1.32	0.05	-	53.11	17.32	-	25.77	1.93	0.51	0.33	0.03	101.37

Окраинная провинция

2733	Корфская	1.25	0.06	-	53.12	18.30	-	25.40	1.48	0.46	0.40	0.08	100.55
---	---	2.55	0.06	-	52.91	15.57	-	26.49	2.62	0.44	0.45	0.09	101.18
2770	---	1.68	0.03	-	53.70	15.83	-	27.73	1.60	0.43	0.39	0.05	101.45
---	---	1.23	0.04	-	54.25	14.89	-	28.46	1.50	0.55	0.31	0.01	101.23
2786-А	---	0.19	0.03	-	50.54	32.62	-	15.08	1.02	1.16	0.11	0.04	100.78
---	---	0.64	0.03	-	53.71	19.69	-	24.89	1.31	0.64	0.26	0.29	101.45
---	---	1.30	0.02	-	55.66	12.30	-	30.61	1.38	0.30	0.17	0.13	101.87

Окончание таблицы

Номер пробы	Свита, серия	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Сумма
2931	Корфская	2.28	0.04	-	52.68	17.18	-	26.39	1.37	0.51	0.32	0.05	100.82
- - -	- - -	1.36	0.05	-	53.03	17.19	-	26.48	1.70	0.47	0.37	0.09	100.74

*Роговые обманки**Центральная провинция*

3253-Б	Пахачинская	12.30	2.35	0.64	44.99	10.14	-	15.50	11.55	0.17	2.65	0.14	100.44
- - -	- - -	13.79	2.46	0.74	40.69	9.92	-	14.07	11.82	0.13	1.61	0.25	95.47
- - -	- - -	12.82	2.29	1.10	42.09	8.02	-	16.80	11.70	0.08	2.54	0.10	97.61
3253-Б	- - -	13.69	2.43	0.87	41.84	9.15	-	16.29	11.70	0.10	2.58	0.14	98.79
3335	- - -	9.19	1.97	0.57	47.61	8.02	-	18.26	11.48	0.08	1.15	0.04	98.37
- - -	- - -	11.78	2.76	0.71	44.40	6.77	-	18.74	11.51	0.07	1.73	0.07	98.54

Окраинная провинция

2668	Ачайваямская	13.51	2.39	0.37	41.45	9.12	-	15.21	11.79	0.12	1.31	-	95.27
3010	Алугинская	12.41	2.66	0.38	44.13	11.00	-	12.07	11.31	0.18	3.08	0.14	97.37
- - -	- - -	12.45	2.65	0.38	40.36	10.94	-	14.73	10.91	0.20	3.10	0.10	95.82
- - -	- - -	13.11	2.32	0.46	42.51	10.37	-	15.09	11.41	0.07	2.05	-	97.39
- - -	- - -	12.42	2.60	0.39	41.43	10.80	-	14.99	11.19	0.14	3.12	0.08	97.16

*Магнетит**Центральная провинция*

3252-Б	Пахачинская	4.19	-	-	-	35.53	46.61	2.96	-	0.50	9.86	0.23	99.89
- - -	- - -	1.39	-	-	-	36.06	53.13	1.43	-	1.56	5.69	0.15	99.43
3253-Б	- - -	2.23	-	-	-	37.34	47.34	0.95	-	0.61	11.03	0.18	99.69
- - -	- - -	4.30	-	-	-	34.67	47.09	2.83	-	0.54	8.88	0.18	98.50

Окраинная провинция

2574	Ватынская	6.40	-	-	-	30.21	52.95	4.37	-	0.45	3.78	1.15	99.52
- - -	- - -	6.57	-	-	-	27.82	53.72	4.70	-	0.45	3.37	3.82	100.46
2623	Ачайваямская	1.84	-	-	-	37.34	52.57	1.26	-	0.74	6.29	0.18	100.23
2641	- - -	1.52	-	-	-	41.52	51.33	0.08	-	0.11	5.31	0.11	99.97
2668	- - -	5.35	-	-	-	33.29	46.92	3.50	-	0.63	8.41	0.31	98.40
- - -	- - -	6.30	-	-	-	30.90	53.33	3.60	-	0.42	5.10	0.27	99.91
2663-А	- - -	3.42	-	-	-	33.87	51.27	2.21	-	0.70	6.39	0.84	98.71
2993-А	Алугинская	3.43	-	-	-	37.51	40.50	2.89	-	0.63	12.58	0.06	97.60
2756	- - -	4.53	-	-	-	35.01	46.37	3.26	-	0.55	8.48	0.13	98.33

Примечание. Прочерк - не обнаружено. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A в ДВГИ ДВО РАН. Аналитик: Н.А. Кирухина.

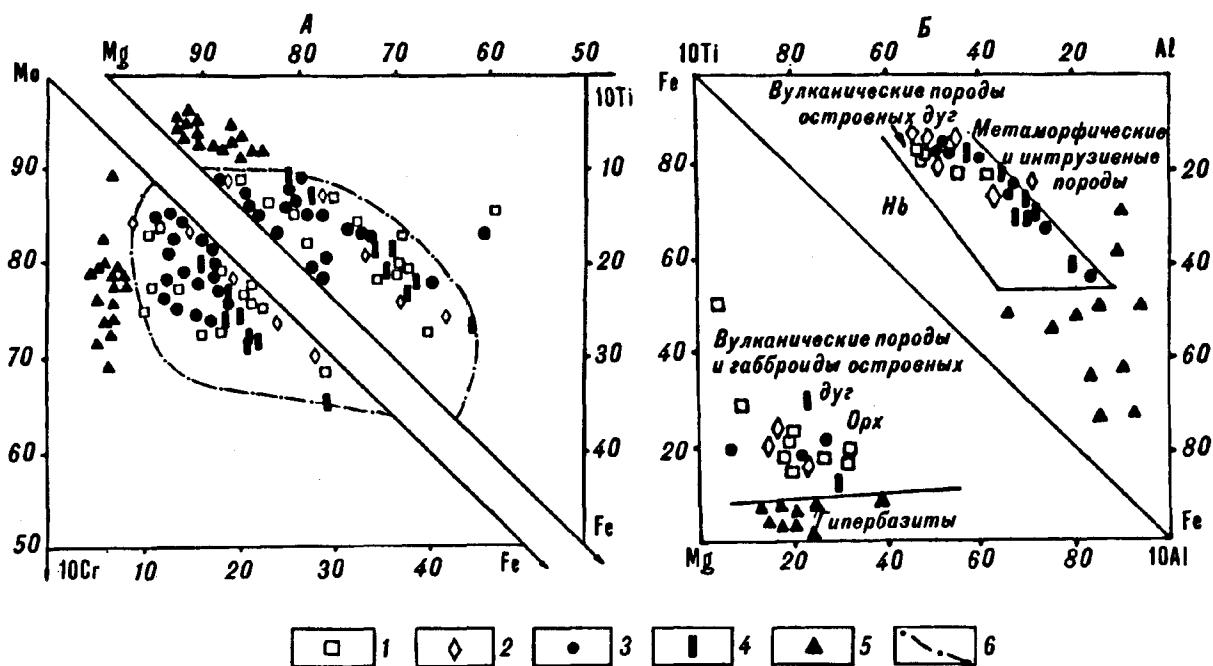


Рис. 6. Диаграммы состава обломочных минералов из тяжелой фракции песчаников Олюторской зоны, их вероятных вулканических источников и современных островодужных аналогов, по [14].

А - диаграммы Fe-Mg-10Cr и Fe-Mg-10Ti для клинопироксенов. Б - диаграммы Mg-Fe-10Al для ортопироксенов и 10Ti-Al-Fe для роговых обманок. 1-2 - обломочные минералы из песчаников Олюторской зоны, провинции: 1 - Центральная, 2 - Крайняя; 3-5 - минералы из вулканических пород: 3 - габбро-гипербазитовых массивов зоны, по [4]; 4 - базальтоидов ватынской и ачайваямской серий, по [4]; 5 - офиолитов Куюльского массива, по [8, 12]; 6 - поля клинопироксенов из глубоководных осадков Новогребридского желоба [11].

что приближает их к магнетитам из габбро-гипербазитовых массивов зоны.

На приведенных диаграммах привлекают внимание резкие различия состава тяжелых минералов из песчаников Олюторской зоны и из офиолитов Куюльского массива [8]. Эти различия свидетельствуют, что в строении фундамента зоны не участвовали породы офиолитовой ассоциации, а ее габбро-гипербазитовые массивы не относятся к офиолитам и являются островодужными образованиями. Вместе с тем, эти же различия наводят на мысль о том, что обломочный материал интенсивно размывавшегося Куюльского офиолитового массива [12] в Олюторскую зону не поступал, хотя расстояние между ними в настоящее время не превышает 100 км. Причиной этого была либо их значительная пространственная разобщенность в геологическом прошлом, что наиболее вероятно, либо существование естественных барьеров, препятствовавших поступлению материала с севера на юг.

Гранаты Олюторской зоны по химическому составу разделяются на две группы [9]. К первой относятся все гранаты Крайней провинции и большая часть Центральной. Они соответствуют роговиковой и амфиболитовой фациям метаморфизма средних глубин и умеренных температур и происходят из слабо метаморфизованных габброидов и вулканитов. Во

вторую группу входят только гранаты Центральной провинции, соответствующие амфиболитовой, гранулитовой и даже эклогитовой фациям метаморфизма значительных глубин и температур. Их источником могли бы быть лишь сильно метаморфизованные породы гранитно-метаморфического слоя зрелой континентальной земной коры. Таким образом, состав гранатов зоны позволяет говорить о двух различных типах источников питания, один из которых содержал глубоко метаморфизованные сиалические породы.

Обширная информация о составе, возрасте и тектонической природе источников питания получена при изучении состава гравийно-галечного материала псефитов зоны [10]. Обломочный материал свидетельствует преимущественно о местных, внутрибассейновых, его источниках, что устанавливается по минералогическим и петрохимическим особенностям осадочных и эффузивных пород из галек. Эффузивы представлены базальтами и андезитами, среди которых выделяются толлитовая и известково-щелочная серии. Первая сходна с океаническими вулканитами ватынской серии, а вторая - с островодужными ачайваямской. Большая часть песчано-алевритовых пород из галек по составу породообразующих, тяжелых и глинистых минералов, а также по петрохимии относятся к типичным грауваккам и полностью соответствуют породам складчатого основания

зоны. Комплекс радиоларий, выделенный автором из большинства галек кремнистых пород, позволяет датировать материнские породы кампаном-маастрихтом, что соответствует возрасту ватынской и ачайваямской серий зоны. Вместе с тем, как уже отмечалось, часть галек псефитов (полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты, позднеюрские кремниевые породы, гранитоиды и метаморфиты) не характерна для отложений зоны и являются, вероятно, привнесенными извне.

Таким образом, реконструкция геодинамических обстановок систем осадконакопления Олюторской зоны, основанная на вещественном составе терригенных пород, свидетельствуют, что 1) с мела по плиоцен развивалась как единая сложная океаническая островодужная система, в которой отложения накапливались в меж- и задуговых бассейнах; 2) обломочный материал в зону поставляли два контрастных источника питания: преобладающие фемические и подчиненный сиалический.

Фемические внутривосходные источники были сложены мел-палеогеновыми вулканогенно-осадочными породами океанического и островодужного комплексов, включая гипербазиты и габброиды. На осадконакопление постоянно влияли синхронные вулканические процессы.

Сиалический источник играл значительно меньшую роль, поставляя обломочный материал лишь в Центральную провинцию. Присутствие в тяжелой фракции песчаников типичных гранитно-метаморфических минералов, в том числе гранатов высоких ступеней метаморфизма, преобладание в тонкодисперсной фракции хлорит-гидрослюдистой ассоциации, а также обнаружение среди галек конгломератов "экзотических" для зоны пород, свидетельствуют о том, что сиалический источник питания (микроконтинент) представлял собой блок зрелой континентальной земной коры, сложенной гранитно-метаморфическими и терригенно-кремнистыми комплексами. О возрасте сиалического источника можно судить как по упоминавшемуся выше комплексу позднеюрских радиоларий, установленному в кремнях из галек конгломератов, так и косвенно - по средне-позднетриасовым конодонтам и радиолариям из обломков кремнистых пород, драгированных на западном склоне подводного хребта Ширшова [20].

Географическое и тектоническое положение сиалического источника, его происхождение и причина исчезновения связаны с общими, крайне сложными проблемами развития океанов, рассмотрение которых выходит за рамки данной статьи. Остановимся лишь на некоторых наиболее существенных, с ними связанных вопросах.

Ближайшие к Олюторской зоне выходы гранитно-метаморфических пород находятся значительно южнее - на п-ове Камчатка (Срединно-

камчатский и Ганальский кристаллические массивы), а также в северной и северо-западной частях Корякского нагорья. Поступлению гранитно-метаморфического материала с севера препятствовали: либо значительная удаленность в геологическом прошлом этих источников от седиментационных бассейнов зоны (что наиболее вероятно), либо разделявший их Укэлятский флишевый прогиб, игравший роль "ловушки" материала, а также Ватынский хребет, служивший барьером для кластики. Это предположение подтверждается как отсутствием в породах северной части Крайней провинции сиалической кластики, обычной для Центральной, в которой при этом наблюдается уменьшение общего ее количества с юга на север, так и тем, что тяжелые обломочные минералы из интенсивно размывавшегося Кукульского массива в зону не поступали, хотя расстояние до него в настоящее время не более 100 км. Следовательно, наиболее вероятно, сиалический обломочный материал поступал в целом с юга.

Существование в геологическом прошлом сиалической суши на юге, в районе современного Берингова моря (континент Беринго-Юкония), предполагалось еще в пятидесятые годы. М.Н. Шапиро и Ю.М. Хотин [23] на основании изучения терригенной субарктоидальной формации п-ова Камчатский Мыс предположили, что к востоку от Камчатки, по крайней мере с мела до неогена, существовали участки суши, состоявшие из комплекса метаморфических, магматических и осадочных пород. Кроме того, некоторые исследователи [13, 29 и др.] пришли к выводу, что в фанерозое существовал ряд микроконтинентов, находившихся восточнее Евразии, и даже некоторых островных дуг, служивших источниками питания для восточно-азиатских окраинных морей (палеосуши: Охотия, Берингия, Куроисио, Мелантида и др.).

Судя по характеру распределения и слабой окатанности сиалических минералов песчаников, по присутствию среди них довольно неустойчивых - граната, ставролита, роговой обманки, сфена, апатита, дистена и андалузита, а также исходя из того, что сиалический материал представлен не только песчаными зернами, но и мелкими, хорошо окатанными гальками, можно предположить, что сиалический источник располагался относительно недалеко, в районе Командорской котловины Берингова моря. Триасово-юрские комплексы радиоларий и коноднтов, обнаруженные в кремнях из галек конгломератов и обломков, драгированных на хр. Ширшова, свидетельствуют, что источник сноса (микроконтинент) был сложен отложениями, по крайней мере, триасового возраста. Микроконтинент, вероятно, просуществовал до середины миоцена, что доказывается резким увеличением на рубеже пахачинского и корфского времени (средний миоцен) в породах Центральной провинции доли смектита и уменьшением

обломочной гидрослюды - продукта главным образом сиалического происхождения. Сиалическая кластика в континентальной корфской свите, общее количество которой при этом в целом заметно уменьшается, видимо происходит из перемытых древних отложений самой зоны.

Молассовой формации Олюторской зоны свойственна значительная фациальная изменчивость. В ней выделены комплексы сопряженных фаций (макрофации), генетический анализ которых позволил определить обстановки осадконакопления, последовательно сменявшие друг друга по вертикали и латерали. Эти комплексы объединяются в две фациальные группы: морскую и континентальную. В морской группе выделены макрофации открытого мелководья, прибрежного мелководья и заливо-лагунная, а в континентальной - аллювиально-пролювиальная, озерная и болотная.

Отложения морской фациальной группы характеризуются преобладанием глинистых пород; хорошей сортированностью и окатанностью материала; разнообразием типов слоистости; обилием остатков мелководных моллюсков и наземных растений; ориентировкой галек конгломератов параллельно древней береговой линии и наклоном их в сторону палеоморя.

В основании фациальной группы залегает макрофация открытого мелководья, покрывавшего большую часть Олюторской зоны. Наиболее тонкие осадки накапливались в самых удаленных и глубоких частях моря. Постепенно, по направлению к берегу, они замещались все более грубыми отложениями. Вверх по разрезу и по латерали эта макрофация сменяется макрофацией прибрежного мелководья, характеризующейся преобладанием гравийно-песчано-алевритового материала. Макрофация была характерна для прибрежных участков мелевшего моря, а также подводных поднятий, разделявших его на отдельные бассейны. Завершает морскую часть разреза заливо-лагунная макрофация, сложенная хорошо отсортированными песчано-глинистыми осадками, накапливавшимися в многочисленных мелких заливах и лагунах.

Континентальная фациальная группа с разрывом перекрывает морские отложения и характеризуется: большим разнообразием типов пород, их слоистости, сортированности и окатанности обломочного материала; обилием растительных остатков; циклическим строением; угленосностью отложений. Осадки накапливались в нестабильной тектонической обстановке на аллювиальных и приморских равнинах. Благодаря частому чередованию разнообразных обстановок отложения приобрели циклическое строение.

Аллювиально-пролювиальная макрофация развита наиболее широко и включает ряд тесно свя-

занных друг с другом фаций. Фации пролювия, лежащие в основании континентальной толщи и представленные гравийно-галечным материалом, образовывали шлейфы вдоль подножья гор. С удалением от гор и по мере выработки речных долин они закономерно переходят в русловые, прирусловые и пойменные фации аллювия. Озерная и болотная макрофации тесно связаны с пойменными фациями и сложены тонкими осадками с обильным растительным детритом и пластами углей. Они венчают седиментационные циклы отложений и с разрывом перекрываются русловыми осадками следующего цикла.

Изложенные материалы по стратиграфическому и тектоническому положению, вещественному и фациальному составу олигоцен-плиоценовых отложений, слагающих Олюторскую зону, позволяют выделить молассу как самостоятельную структурно-формационную единицу, выяснить условия ее образования и на этом основании восстановить геологическую историю зоны на орогенном этапе ее развития.

Не останавливаясь подробно на палеотектонических реконструкциях всей истории развития Олюторской зоны, следует отметить, что основным процессом, определившим геодинамику зоны на протяжении этой истории, была аккреция океанических, островодужных и субдукционных комплексов к окраине формирующегося Корьякско-Анадырского континента.

Следует также отметить, что к олигоцену - началу накопления молассы, Олюторская зона представляла собой единую, сложно построенную энзиматическую островодужную систему, заключительные этапы развития которой и фиксирует моласса. С запада и северо-запада система ограничивалась Ватынской, а с востока - Олюторско-Ширшовской островными дугами. Особенностью системы в течение всего времени ее развития (с мела по плиоцен) являлась значительная пространственная разобщенность со сформировавшимся к тому времени Корьякско-Анадырским континентом [16]. Результаты изучения молассы подтверждают эту точку зрения. Моласса не выходит за пределы Олюторской зоны и Ватынского надвига, отделяющего ее от смежных районов Корьякского нагорья. Кроме того, в молассе, а также во всех подстилающих ее комплексах, нет признаков поступления кластики с территорий, обрамляющих зону в современной структуре нагорья, в частности, с близко расположенного Куюльского офиолитового массива. Все это подтверждает современные представления о террейновой природе Корьякского нагорья [15] и позволяет рассматривать Олюторскую зону как крупный терреин, сложенный непрерывным формационным рядом, имеющий четкие тектонические ограничения и прошедшей с ран-

него мела по плиоцен автономную, отличную от соседних областей, историю.

Остается неясным расстояние, на котором находился Олюторский террейн от нынешнего местоположения на различных стадиях его развития. По данным различных авторов [16, 25] в момент заложения террейна это расстояние было значительным и достигало от 1 до 3 тыс. км, а к началу накопления молассы он приблизился к краю континента до 150-200 км.

Переходя к изложению истории формирования молассы, следует отметить, что геодинамическая обстановка в рассматриваемом регионе в олигоцене-плиоцене определялась взаимодействием двух процессов: 1) коллизии, вначале островных дуг между собой, а в дальнейшем и всей Олюторской островодужной системы с Корякско-Анадырским континентом и 2) спрединга в Командорской котловине Берингова моря.

Накопление нижней (морской) молассы было связано, вероятно, с началом олигоценовой коллизии Ватынской островной дуги с Карагинско-Говенской и Олюторско-Ширшовской дугами, вызвавшей значительное латеральное сжатие земной коры региона. Это событие отразилось в интенсивном смятии осадков, образовании по плоскостям срывов чешуй и пластин, общем поднятии территории, начале горообразования, обмелении и отступлении моря, резком усилении денудации и выноса обломочного материала. Вместе с тем, на большей части территории зоны в течение всего олигоцена и первой половины миоцена господствовал морской режим седиментации и каких-либо значительных перерывов в осадконакоплении не происходило [6, 22].

В алугинское время (рис. 7, А) осадки накапливались в открытом мелководном море со слабо изрезанным побережьем, ровным дном и спокойной гидродинамикой. Море разделялось Карагинско-Говенскими островами на два соединяющихся бассейна, наследовавших флишевые палеопрогибы. В них, в условиях равномерного опускания дна, накапливались тонкие однородные осадки. Со временем погружение замедлялось, в результате перекомпенсации осадками море постепенно мелело, сокращалось, возрастала роль песчаного и псефитового материала, который переносился волнами и вдольбереговыми течениями. К концу алугинского времени море, разделенное прежде лишь цепочкой островов, распалось на два самостоятельных бассейна.

В пахачинское время, несмотря на уменьшение глубины и сокращение площади бассейна, морская седиментация продолжала господствовать на большей части Олюторской зоны (рис. 7, Б). Здесь по-прежнему накапливались хорошо сортированные глинисто-алевритовые осадки, но в них появлялось все больше песчано-гравийного материала. К середи-

не пахачинского времени усилился рост гор, изменилась конфигурация и рельеф дна моря, образовался ряд подводных поднятий, наметившихся еще в алугинское время. Они разделили бассейн на несколько прогибов, связанных зонами мелководья. Резко усилился вынос грубообломочного материала. Море мелело, отступало в целом к югу, его побережье становилось все более изрезанным, усложнялись его очертания. Постепенно обстановки прибрежного мелководья стали преобладать, при этом в активных гидродинамических условиях накапливался главным образом песчано-галечный материал. К концу пахачинского времени море сильно сократилось и стало занимать лишь наиболее пониженные участки прогибов. Береговая линия становится очень извилистой, образуя многочисленные мелководные заливы и лагуны, в которых накапливались тонкие, хорошо сортированные осадки.

В среднем миоцене произошло столкновение (коллизия) Олюторской островодужной системы (террейна) с окраиной Корякско-Камчатского континента [22], что вызвало прекращение непрерывного осадконакопления, складчатость и формирование мощных тектонических покровов. Море покинуло Олюторскую зону, и со второй половины среднего миоцена она превратилась в устойчивую сушу, на которой распространилась континентальная молассовая седиментация. В межгорных прогибах накапливались грубые, часто угленосные, отложения корфской свиты.

В начале корфского времени (рис. 7, В) с высоких гор, обрамлявших прогибы, горными реками и временными потоками выносились большие массы грубообломочного материала, формировавшего предгорные аллювиально-пролювиальные шлейфы. С удалением от гор отложения конусов выноса переходили в русловой аллювий. Со временем, в результате постепенной денудации гор, количество и размерность выносимого материала уменьшалось, скорость течения рек падала. Большая часть зоны стала представлять собой ряд широких аллювиальных равнин, сильно обводненных, заболоченных, с многочисленными озерами, болотами, речными рукавами, протоками и старицами. По мере расширения долин песчано-галечный материал русел сменялся песчано-алевритовым материалом прирусловых отмелей, кос и пойм. Одновременно с накоплением аллювия, седиментация происходила в многочисленных озерах и болотах пойм рек и приморских равнин. В болотах накапливались торфяники. Максимумы торфонакопления были приурочены к зонам повышенной вулканической активности, что объясняется притоком тепла и углекислоты из вулканических очагов, повышенным поступлением ряда микроэлементов в почву, содержащие пепел, на которых лучше развивалась растительность, а также благоприятными депрессионными структурами у подножия вулка-

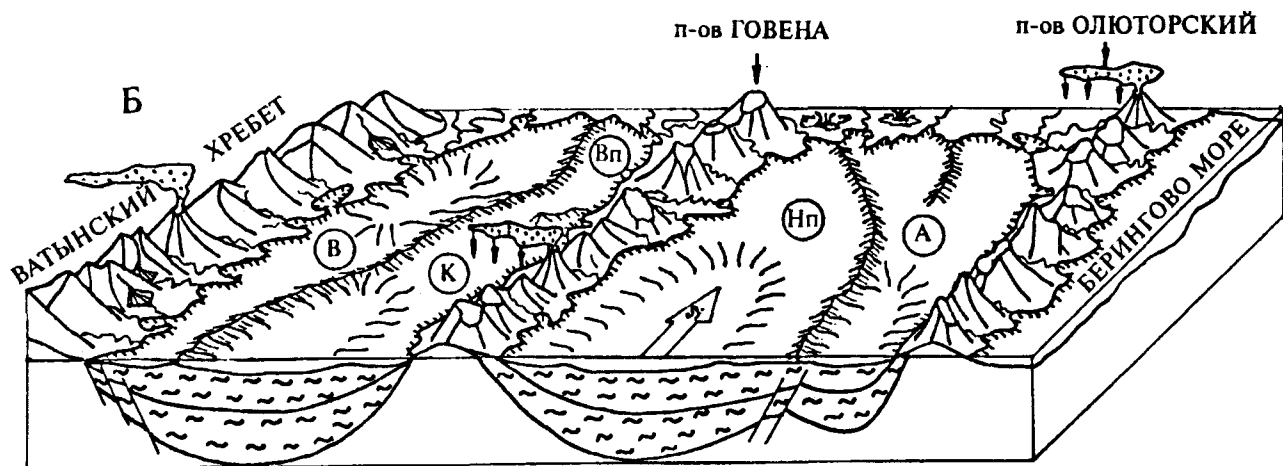
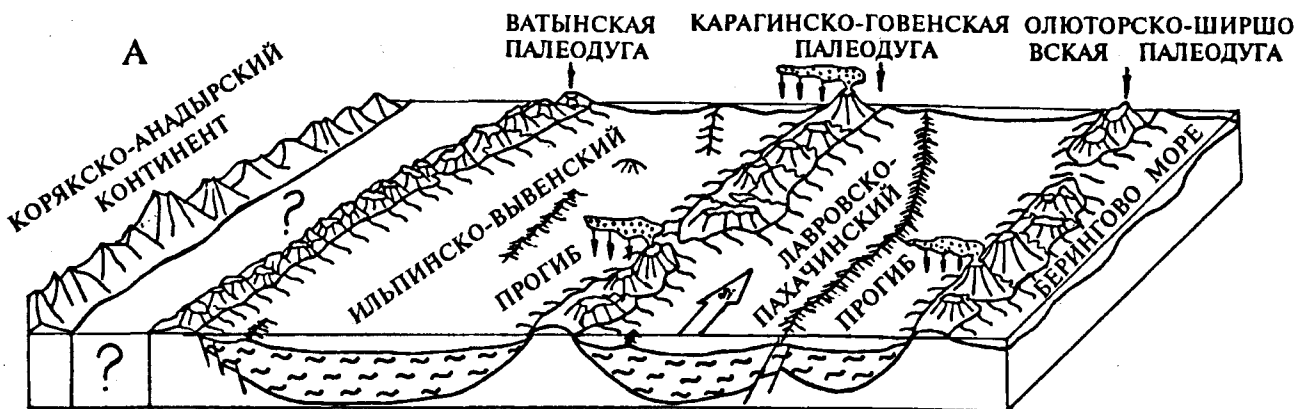


Рис. 7. Палеогеографические обстановки и фации для времени формирования кайнозойской молассы Олюторской зоны.

А - алугинское время (олигоцен); Б - пахачинское (олигоцен-средний миоцен); В - корфское время (средний миоцен-ранний плиоцен).
 1 - морская фациальная группа (макрофации: заливо-лагунная, открытого и прибрежного мелководья); 2 - континентальная фациальная группа (макрофации: пролювиальная, аллювиальная, озерная, болотная); 3 - болота; 4 - разрывные нарушения; 5 - направление поступления сиалического материала. Межгорные прогибы: К - Корфский, В - Вывенский, Вп - Верхнепахачинский, Нп - Нижнепахачинский, А - Апукский.

нов, в которых захоронялся материал. В течение всего корфского времени условия седиментации неоднократно менялись. Относительно тектоническое за-тишь сменялось активизацией контрастных вертикальных движений, что обусловило периодическую смену обстановок осадконакопления и, как следствие - цикличность угленосных толщ. Каждый цикл начинался аллювиально-пролювиальными конгломератами, которые постепенно сменялись отложениями русел, прирусловых отмелей, пойм, затем тонкими осадками озер и заканчивался торфяниками болот.

Климат времени накопления молассы, судя по широкому развитию теплолюбивых растений, был влажным, умеренно-теплым, и лишь конец раннего и начало среднего миоцена ознаменовалось кратковременным климатическим оптимумом. Море, в котором широко расселились тепловодные моллюски и морские ежи, было теплым с нормальной соленостью.

На седиментацию постоянно оказывала влияние активная вулканическая деятельность. Пирокластический материал, присутствующий практически во всех породах, и редкие потоки эффузивов поступали из одиночных, периодически извергавшихся наземных вулканов.

Происшедшее вслед за коллизией раскрытие Командорской котловины Берингова моря вызвало еще большее поднятие территории зоны, а также формирование в плиоцен-четвертичное время наложенного Апукско-Вывенского вулканического пояса (излияние вулканитов апукской и ветроваямской свит) [22]. Завершилось становление современной структуры Олюторской зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в предлагаемой статье рассмотрены строение, условия образования и история развития кайнозойской молассы Олюторской зоны юга Корякского нагорья. Реконструированы состав и тектоническая природа основных источников питания, а также восстановлены палеогеодинамические и палеогеографические обстановки для времени накопления молассы.

В Олюторской зоне выделены две минералогопетрохимические провинции: Крайняя - фемическая, и Центральная, содержащая значительное количество сиалических компонентов. Для провинций установлены два контрастных типа источника питания: фемический, внутривассейновый, сложенный островодужными комплексами, и сиалический, внебассейновый, включающий гранит-метаморфические и триасово-юрские (?) терригенно-кремнистые комплексы. Этот источник находился к югу от зоны на месте Командорской котловины Берингова моря.

Анализ фаций молассы показал, что она накапливалась в межгорных прогибах в полифациальных условиях. Вначале (в олигоцене-первой половине миоцена) осадконакопление происходило в обстановках, характерных для мелководного моря, небольших заливов и лагун, а в конце (во второй половине миоцена-плиоцене) - в континентальных условиях, в обстановках, связанных с деятельностью рек, временных потоков, озер и болот.

Реконструкция геодинамических обстановок показала, что с мела до плиоцена осадки накапливались в меж- и задуговых бассейнах сложной Олюторской островодужной системы. Моласса фиксирует значительные этапы развития этой системы и не выходит за ее пределы. Это, а также четкие тектонические ограничения зоны, отсутствие признаков поступления обломочного материала извне и автономная, отличная от соседних областей история развития указывают на террейновую природу зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец М.П. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161-183.
2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988.
3. Вишневецкая В.С., Богданов Н.А., Сухов А.Н. и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. №8. С. 61-69.
4. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987.
5. Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987.
6. Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. Морской кайнозой залива Корфа Восточной части Камчатки // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5-73.
7. Кеннетт Дж. П. Морская геология. Т. 1. М.: Мир, 1987.
8. Кулюльский офиолитовый террейн. / ДВО РАН. Владивосток, 1990.
9. Малиновский А.И., Тихонова В.И., Трушкова Н.В. О двух типах источников сноса при формировании Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Тихоокеан. геология. 1989. №3. С. 82-88.
10. Малиновский А.И. Псефиты молассы Олюторского прогиба Восточной Камчатки // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока / ДВО АН СССР. Владивосток, 1990. С. 90-91.
11. Малиновский А.И. Литология и вещественный состав осадков Ново-Гебридского желоба // Геолого-геофизические исследования в Новогебридском регионе / ДВО АН СССР. Владивосток, 1990. С. 59-81.
12. Маркевич П.В., Чудаев О.В., Нечаев В.П. Вещественный состав и условия накопления палеозойских и мезозойских песчаных пород Таловско-Майнского поднятия в Корякском нагорье // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации Советского Дальнего Востока / ДВО АН СССР. Владивосток, 1987. С. 92-109.
13. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. №6. С. 3-25.
14. Нечаев В.П. Реконструкция геологической эволюции Филиппинского и Японского морей по обломочным компонентам осадков // Литология и рудообразование в древних и современных бассейнах Дальнего Востока / ДВО АН СССР. Владивосток, 1990. С. 163-184.
15. Парфенов Л.М., Наталов А.М., Соколов С.Д. и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. №1. С. 68-78.
16. Савостин Л.А., Хейфец А.М. Палеомагнетизм маастрихт-палеоценовых островодужных образований

Олюторской зоны (Южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: Наука, 1988. С. 127-140.
 17. Серова М.Я., Данилеско Л.А., Коляда А.А. и др. Расчленение верхнемеловых и палеогеновых отложений Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. №10. С. 73-83.
 18. Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989.
 19. Хаин В.Е. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит // Сов. геология. 1992. №6. С. 34-41.
 20. Цуканов Н.В., Вишневская В.С., Казарина Г.Х. и др. Состав и возраст кремнистых пород хр. Ширишова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. №11. С. 80-85.
 21. Челебаева А.И. Миоценовые флоры Восточной Камчатки. М.: Наука, 1978.
 22. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993.
 23. Шапиро М.Н., Хотин М.Ю. Верхемеловые кварц-полевошпатовые песчаники Восточной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 1973. №5. С. 67-74.
 24. Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечтов и коматитов // Вулканология и сейсмология. 1983. №2. С. 3-16.

25. Ben-Avraham Z., Cooper A.K. Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. V. 92, pt 1. P. 485-495.
 26. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91, №6. P. 611-627.
 27. Dickinson W.R., Valloni R. Plate settings and provenance of sand in modern ocean basins // Geology. 1980. V. 8. P. 82-86.
 28. Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94, №2. P. 222-235.
 29. Kiminami K., Takahashi K., Maniwa K. The Cretaceous system in Hokkaido-Yezo and Nemura Groups // Monogr. Geol. Collaboration. 1978. V. 21. P. 9-26.
 30. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; L; Edinburg; Melbourne, 1982. P. 551-561.
 31. Valloni R., Mezzadri C. Compositional suites of terrigenous deep-sea sands of the present continental margins // Sedimentology. 1984. V. 31, №3. P. 353-364.

Дальневосточный Геологический институт
 Дальневосточного отделения
 Российской Академии наук
 г. Владивосток

Поступила в редакцию
 25 апреля 1994 г.

A.I. Malinovsky

Molasse of the southern Koryak Range: structure, composition, conditions of formation and geologic history

Results of the studies of Cenozoic molasse of the Olyutorka zone, the southern Koryak Range, are shown. The composition, location, tectonic origin of major source areas, and paleogeographic and paleodynamic settings of sedimentation basins are inferred based on the analysis of mineral and facial compositions of terrigenous rocks. The terrane nature of the Olyutorka zone is substantiated. Geologic history of the zone at the molassa stage of its development is inferred.

Г.В. Беляева

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРХЕОЦИАТ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Анализ времени появления и исчезновения различных морфопризнаков у археоциат Дальневосточных палеобассейнов позволил подтвердить наличие этапности в морфологической эволюции археоциат. В то же время, установлено, что длительность трех первых этапов эволюции археоциат в Сибирском и Дальневосточных палеобассейнах значительно отличается. В частности, в последних резко замедлен этап морфологического становления археоциат, затянувшийся до начала ботомского века, а этап расцвета был более кратковременным, приуроченным к середине ботомского века.

Специалистами по археоциатам уже предпринимались, в той или иной степени, попытки анализа эволюционных изменений этой группы организмов. Трудности были связаны в первую очередь с тем, что археоциаты - давно вымершие организмы и об их эволюции можно судить лишь по морфологическим изменениям скелета, по степени его усложнения, по появлению или исчезновению его отдельных элементов. Наиболее полной в этом отношении остается в настоящее время работа А.Ю. Розанова [4], в которой приведены определенные закономерности развития скелета археоциат, намечены пути их морфологических преобразований. В результате изучения археоциат, на примере их правильных (*Regulares*) представителей, процессов олигомеризации и компенсации морфопризнаков скелета, он приходит к выводу, что "реализация возможностей изменчивости археоциат проходит в два этапа [4, с. 78]. Первый этап - направленный процесс олигомеризации поровой системы различных групп археоциат до какого-то определенного предела. Второй этап - "этап остаточной реализации", связанный с процессами компенсации. Так, например, с первым этапом связано уменьшение количества пор наружной стенки скелета, а со вторым - образование дополнительных пористых оболочек различного типа над основными порами (уже в уменьшенном количестве). Темпы развития различных групп морфопризнаков неодинаковы. Отсюда появление или исчезновение тех или иных морфопризнаков приурочено к различным временным уровням, соответственно охарактеризованным комплексами различных родов археоциат. В истории развития преимущественно правильных археоциат специалисты отмечают четыре этапа: первый - становление правильных археоциат, с максимально возможным использованием простой пористости скелета. Второй этап - этап бурного расцвета, с использованием максимального количества новых, более сложных, скелетных элементов. Третий этап - этап "остаточного перераспределения", с созданием множества таксонов за счет максимально возможных

комбинаций уже известных, а не новых морфопризнаков. И, наконец, четвертый этап - этап резкого исчезновения большинства групп и доживания таксонов с наиболее скомпенсированными морфопризнаками. Указанные этапы развития археоциат положены в основу ярусного расчленения нижнего кембрия. Они широко используются при региональном стратиграфическом расчленении и межрегиональной стратиграфической корреляции. Приведенный А.Ю. Розановым [4] анализ этапов развития правильных археоциат с использованием появления и исчезновения отдельных морфопризнаков сделан в основном по материалам из разрезов Сибирской платформы. Позже им же с соавторами [3] была сделана корректировка во временной привязке тех или иных морфопризнаков и проанализирована динамика появления признаков отдельно для структур интервалюма, наружной и внутренней стенок.

Следует подчеркнуть, что вышеуказанный анализ, хотя к нему и привлекался в той или иной степени материал из различных регионов мира, в основном был выполнен по правильным археоциатам из разрезов Сибирских стратотипов. В последнее время предпринята первая попытка подобного анализа для неправильных археоциат [5].

Нами проведен анализ морфологического развития археоциат, как *Regulares*, так и *Irregulares*, из многочисленных местонахождений на территории Дальнего Востока России. При этом самые древние из археоциат этого региона - позднеботомские, встречаются в одном местонахождении - только на Ханкайском массиве. Они представлены редкими одностенными и частыми двустенными археоциатами с упрощенным строением скелета. Характерные для этого интервала морфопризнаки: простая пористость наружной стенки, простая пористость внутренней стенки, стержни, пористые перегородки, шипики у пор внутренней стенки, козырьки у пор внутренней стенки, днища с обычными порами.

Здесь преобладают представители семейства *Ajacicthyathidae* (6 родов). Еденичны экземпляры *Archaeolynthus*, *Dokidocyathus*, *Coscinocyathus* и *Dictyocyathus*.

Начиная с середины атдабанского века, археоциаты на Востоке России довольно широко распространены и более разнообразны по строению скелета. Среди *Regulares* многочисленны одностенные, двустенные, мешковидные, правильноконические и цилиндрические, среди двустенных - формы полые, со стержнями, с пористыми перегородками, с простопопористыми и (особенно много) с гребенчатыми днищами. Кроме того, в интерваллюме редко встречаются синаптикулы, пузырчатая ткань. Наружная стенка скелета археоциат атдабанского яруса всегда пористая. Пористость преобладает в виде простых пор, тумул простых и бугорчатых. Внутренняя стенка обычно с простыми порами, часто защищенными шипами или козырьками, реже - чешуями. Появляются горизонтальные каналы с непористыми и пористыми стенками. Очень редки формы с усложненными каналами внутренней стенки (*Baikalocyathus* - в Шевлинском бассейне) и с кольцевой стенкой (*Gordonicyathus* - в Бурейском бассейне).

Таким образом, среди *Regulares* в атдабанском ярусе многочисленны представители родов *Archaeolynthus*, *Nochoroicyathus*, *Robustocyathus*. Не повсеместно встречаются тумуловые, которые преобладают и разнообразны в районах с повышенной вулканической деятельностью, в частности, в Удском бассейне. Следует отметить, что появление горизонтальных каналов и бугорчатых тумул наружной стенки и усложненных каналов внутренней стенки приурочено только к концу атдабанского века.

Irregulares, по сравнению с *Regulares*, в атдабанском веке в бассейнах северо-восточной Азии занимали явно подчиненное положение. Они не отличались разнообразием состава и не были многочисленными. В основном, повсеместно, это представители родов *Dictyocyathus* и *Protopharetra*, т.е. формы с простой, иногда не отчетливо выраженной, пористостью наружной стенки. Внутренняя стенка их с простыми порами, либо несамостоятельная, т.е. образованная концами стержней. В интерваллюме присутствуют крупнопористые тени или диктиональная система стержней, синаптикулы, пузырчатая ткань. Среди неправильных археоциат атдабанского яруса появляются в небольшом количестве и днищевые формы, причем в разных районах различные их представители, т.е. формы с различным сочетанием днищ и других скелетных элементов. Так, на севере региона, в Юдомо-Майском районе, отмечены представители *Dictyosycon*, у которых в интерваллюме днища и вертикальные стержни, а на юге Дальнего Востока России, на Ханкайском массиве, известны *Cambrocyathellus* с пористыми тенями, днищами и пузырчатой тканью. На Бурейском массиве, в При-

амурье, в конце атдабанского века появляются единичные представители *Anthomorpha*, у которых в интерваллюме непористые тени и пористые днища.

С начала ботомского века резко уменьшается количество одностенных археоциат с простой пористостью, двустенных - с тумуловой пористостью. Усложняется пористость наружной стенки: появляется дополнительная пористая оболочка (*Ladaecyathus*, *Mennericyathus*). В ряде районов появляются формы с кольцевой пористостью внутренней стенки (*Gordonicyathus*), с сообщающимися пористыми колленчатоизогнутыми каналами (*Orienticyathus*), каналами, защищенными козырьками (*Baikalocyathus*). Представители *Irregulares* сохраняют в начале ботомского века то же строение скелета, что и атдабанском веке. Отличие только в увеличении представителей *Anthomorpha*. Максимум изменений в строении скелета дальневосточных археоциат произошло в ботомском веке, начиная с его середины, когда появились наиболее разнообразные в систематическом отношении и наиболее многочисленные археоциаты. Пористость их наружной стенки, кроме простых пор и простых тумул, а также пор с дополнительной оболочкой, известных с атдабанского века, представлена горизонтальными каналами с пористыми и непористыми стенками, S-образными кольцами (*Carinacyathus*, *Kijacyathus*). Она может быть звездчатой (*Dentatocyathus*), псевдорешетчатой (*Lanicyathus*). Очень разнообразна пористость внутренней стенки. Появляются S-образные каналы (*Carinacyathus*), V-образные каналы (*Denaecyathus*), звездчатое строение стенки, тумулы, дополнительная оболочка. Исключительно многочисленны формы с кольцевой внутренней стенкой (*Cyclocyathella*, *Gordonicyathus*, *Taylorcyathus*, *Talamocyathus*, *Kijacyathus*, *Annulocyathella*), с каналами, ветвящимися и усложненными. В интерваллюме сохраняются все известные ранее скелетные элементы, но больше форм с непористыми септами или с их неясно выраженной пористостью (*Chakassicyathus*, *Ussuricyathus*, *Vologdinocythellus*, *Leptosocyathus*, *Densocyathus*, *Baikalocyathus*, *Annulocyathella*, *Ajacicthyathus*). Среди *Irregulares* преобладают представители *Loculicyathus*, *Anthomorpha* и *Dictyocyathus*, несколько меньше - *Protopharetra*. В Западном Приохотье (северо-восток Монголо-Охотии), кроме того, появляются *Archaeocyathus*, *Ardrossacyathus* и *Syringocnema*, т.е. формы, известные за пределами России (Австралия, Северная Америка) из отложений середины ботомского яруса. Здесь увеличивается разнообразие систематического состава неправильных археоциат, но они по-прежнему занимают подчиненное положение, по сравнению с *Regulares*. Преобладают среди них представители с четко выраженной наружной стенкой, пористость которой может быть трех типов: 1 - с простыми порами, аналогичными таковым у *Regulares* (*Loculicyathus*, *Ardrossacyathus*), 2 - с порами антоморфного типа

Таблица 1

Элементы скелета	СП	ДВР	Этапы развития
1	2	3	4
Regulares			
1. простая пористость наружной стенки 2. интерсептальные пластины 3. стержни 4. простая пористость внутренней стенки 5. шипики на внутренней стенке 6. гребенчатые днища 7. перегородки с обычной пористостью 8. днища с обычными порами 9. днища со щелевидными порами 10. перегородки с сетевидной пористостью 11. простые тумулы наружной стенки 12. шипики на наружной стенке 13. внутренние ребра наружной стенки 14. мешковидные кубки 15. орбициатоидные кубки	tm ¹	tm ³	
16. дополнительная оболочка претиозоциатового типа 17. синаптикулы 18. пузырчатая ткань 19. козырьки на внутренней стенке 20. чешуи на внутренней стенке 21. кольца на внутренней стенке 22. простые каналы внутренней стенки 23. ветвящиеся каналы внутренней стенки	tm ²	atd	I
24. двойная пористость внутренней стенки 25. диафрагмированные поры наружной стенки 26. козырьки на наружной стенке 27. каналы с козырьками в наружной стенке 28. претиозоциатовые внутренние стенки 29. непористые перегороды 30. бугорчатые тумулы 31. звездчатая наружная стенка 32. звездчатая внутренняя стенка 33. щелевидные поры наружной стенки 34. табулярная наружная стенка	tm ³	bt ¹	
35. дополнительные оболочки на внутренней стенке 36. стремевидные каналы во внутренней стенке	atd ¹		II
	atd ¹	bt ²	
	atd ²		
	atd ³		

1	2	3	4
38. разнопористые днища			
39. этмофиллумовая внутренняя стенка	atd ⁴		
40. эрбоциатусовая наружная стенка	bt		
41. тилоциатусовая наружная стенка			
42. псевдорешетчатая наружная стенка			
43. редимикулы на внутренней стенке			
44. "губчатая" внутренняя стенка		bt ³	III
Irregulares			
1. форма коническая до цилиндрической	tm ¹	tm ³	
2. простая пористость наружной стенки			
3. простая пористость внутренней стенки			
4. пористые псевдосепты		atd ³	
5. пористые тени			
6. диктиональная структура в интерваллюме	tm ²		I
7. непористые псевдосепты	tm ³	atd ³ -bt ¹	
8. псевдотениальная структура в интерваллюме			
9. центрипетальная пористость наружной стенки	atd		
10. каналы внутренней стенки	atd ²	bt ²	
11. каналы наружной стенки	atd ³		
12. сложные каналы внутренней стенки	atd ⁴		II
13. сложные каналы наружной стенки			
14. табулярная наружная стенка	bt ¹	bt ³	
15. камера и пиллары в интерваллюме	bt ²		
16. гексагональные сиринги	bt ³		III
17. резкое уменьшение разнообразия скелетных элементов	tn	tn	IV
18. уменьшение пористости в перегородках и тенях			
19. исчезновение в наружной стенке тумул, козырьков, колец, сложных каналов			
20. исчезновение во внутренней стенке простой пористости, кольцевой, со сложными каналами			

(*Anthomorpha*), 3 - с порами центрипетального типа (*Protopharetra*). Иногда наружная стенка отсутствует совсем, либо заменена пленкой пузырчатой ткани (*Dictyocyathus*). Внутренняя стенка в основном пористая. Лишь в Западном Приохотье, в бассейне р. Уды появляются первые представители с поровыми каналами внутренней стенки (*Archaeocyathus*). В интерваллюме могут быть либо система стержней (*Dictyocyathus*), либо пористые тени (*Loculicyathus*, *Ardrossacyathus*, *Protopharetra*), либо непористые тени (*Anthomorpha*). Часта пузырчатая ткань. У ряда представителей отмечены днища (*Anthomorpha*, *Ardrossacyathus*). В незначительном количестве

только в Западном Приохотье встречены неправильные археоциаты с трубчатым (сиринговым) заполнением интерваллюма.

Позднеботомские археоциаты известны на востоке России в Западном Приохотье. Следует отметить резкое уменьшение таксономического состава *Regulares* и преобладание в количественном отношении *Irregulares*. Среди правильных археоциатов очень редки одностенные (*Archaeolynthus*) и полые двустенные (*Fransuasaecyathus*). Морфопризнаки скелета здесь, практически, остаются прежними. У неправильных археоциатов наблюдается усложнение скеле-

та. Так, появляются каналы наружной стенки в сочетании с сириновым заполнением интерваллюма (*Fragilicyathus*); в интерваллюме, кроме уже ранее известных пористых или непористых теней, трубок (сиринг), днищ, пузырчатой ткани, появляются пиллары, т.е. вертикальные стержнеподобные элементы, соединяющие соседние днища (*Altaicyathus*). Внутренняя стенка - простая, в виде непористых каналов, либо рудиментария.

Археоциаты тойонского века отличаются резким сокращением в таксономическом и количественном отношении. Среди *Regulares* полностью исчезли одностенные (отряд *Monocyathida*), двустенные с простым строением стенок (надсемейство *Dokidocyathoidea*, *Kidrijasocyathoidea*), с наружной стенкой, несущей бугорчатые тумулы, козырьки над порами (надсемейства *Papilicyathoidea*, *Soanicyathoidea*). Здесь преобладают формы, имеющие эрбоциатовое строение наружной стенки скелета (*Tegerocyathus*, *Erbocyathus*, *Syringocyathus*). Реже наружная стенка имеет простопористое строение (*Inessocyathellus*). Очень редка тумуловая наружная стенка (*Kaltatocyathus*). Внутренняя стенка имеет пористость в виде несообщающихся горизонтальных каналов (*Inessocyathellus*), сообщающихся каналов (*Tegerocyathus* четырех видов, *Syringocyathus*). Интерваллюм выполнен преимущественно непористыми или редкопористыми перегородками, синаптикулами. Очень редки правильные археоциаты со стержнями (*Kaltatocyathus*) или имеющие дополнительно к перегородкам пластины (*Syringocyathus*).

Irregulares тойонского уровня на Дальнем Востоке России более многочисленны, чем *Regulares*. Наружная стенка у них только с простой пористостью, либо рудиментарная (*Auliscocyathus*, *Pycnoidocoscinus*), либо центрипетального типа (*Archaeocyathus*, *Pycnoidocyathus*, *Protopharetra*). Внутренняя стенка имеет пористость, преимущественно в виде одного наклонного канала (*Archaeocyathus*, *Pycnoidocyathus*). Иногда этот канал прикрыт козырьками (*Pycnoidocoscinus*). Реже отмечаются простые поры по 1 ряду на интертениум (*Protopharetra*, *Anthomorpha*). В интерваллюме преобладают пористые тени и синаптикулы (*Archaeocyathus*, *Pycnoidocyathus*), реже вместо синаптикул присутствуют днища (*Anthomorpha*, *Pycnoidocoscinus*). Редки представители с трубчатым заполнением интерваллюма (*Auliscocyathus*) или таламидным заполнением, при котором пористые днищевые камеры соединены вертикальными стержнями (*Altaicyathus*). Часта пузырчатая ткань.

Установленное нами время появления и исчезновения тех или иных морфологических признаков у правильных и неправильных археоциатов с территории востока России (ДВР) и известное ранее с Сибирской платформы (СП) приведено в таблице 1.

Приведенные материалы показывают, что этапность в развитии археоциатов, отмеченная А.Ю. Розановым [4], сохраняется и в восточно-азиатских палеобассейнах. Однако в последних отмечаются определенные смещения во времени появления и исчезновения тех или иных морфоэлементов скелета, приведшие к изменению длительности каждого из этапов морфологической эволюции археоциатов. Так, первый этап - этап становления правильных археоциатов с использованием большинства возможностей простой пористости скелетных элементов на Сибирской платформе (СП) завершается уже к концу томмотского века, в то время как на Дальнем Востоке России (ДВР) он завершается лишь в конце атдабанского - начале ботомского веков (см. табл. 2). Второй этап - бурного расцвета *Regulares*, за счет использования более сложных элементов, на СП приходится на интервал атдабанского века, а на ДВР - на интервал середины ботомского века. Именно в середине ботомского века отмечается максимум таксономического разнообразия (20 родов, 23 вида - бассейн Уды, 20 родов, 27 видов - Приморье), т.е. максимум сочетаний всех возможных скелетных элементов. Третий этап, остаточного перераспределения, т.е. этап появления некоторых новых таксонов не за счет новых морфопризнаков, а за счет перекомбинации уже имевшихся, на Сибирской платформе приурочен к интервалу всего ботомского века, а на ДВР - к концу этого века. Так, в позднеботомское время в палеобассейнах ДВР уже известные ранее морфопризнаки у *Regulares* используются в различных комбинациях у *Irregulares*, образуя новые таксоны этой группы археоциатов и создавая, таким образом, преобладание представителей неправильных археоциатов над правильными. Последний, четвертый этап следует считать этапом не развития, а, скорее, этапом доживания археоциатов. Это этап резкого вымирания возникших ранее археоциатов и "доживания" отдельных их родов. Он приходится на тойонский век кембрия и на СП, и на ДВР. Возрастная приуроченность этапов развития археоциатов в палеобассейнах указанных территорий отражена в таблице 2.

Объяснение причин наблюдаемого смещения во времени этапов развития археоциатов палеобассейнов ДВР, как, впрочем, и юго-восточных (китайских) палеобассейнов [2], заслуживает специального исследования. Однако уже сейчас можно сказать следующее.

Исходя из мнения [3,4] о Сибирском бассейне как центре диверсификации археоциатов и их миграции в различных направлениях можно объяснить сам факт более позднего (в сравнении с Сибирью) появления археоциатов в палеобассейнах ДВР - конец томмотского - начало атдабанского века. Однако, если они появились здесь в результате миграции, начавшейся в атдабанском веке [6], мигрировать должны были археоциаты уже полностью прошедшие стадию

Этап	СП	ДВР
I этап - становления	томмотский век (tm)	конец томмотского - начало ботомского веков (tm ₂ -bt ₁)
II этап - расцвета	атдабанский век (atd)	середина ботомского века (bt ₂)
III этап - "остаточного перераспределения"	ботомский век (bt)	конец ботомского века (bt ₃)
IV этап - "доживания"	тойонский век (tn)	тойонский век (tn)

были археоциаты уже полностью прошедшие стадию своего становления. Приведенные в нашей работе данные свидетельствуют о том, что процесс становления здесь продолжался на протяжении всего атдабанского века и завершился лишь в начале ботомского века. Следовательно, процесс миграции из Сибири начался еще в томмотское время и продолжался, скорее всего, на протяжении всего атдабанского века. Трудно себе представить, что если миграция была длительной - развитие археоциат в это время полностью прекращалось, и трудно именно этим объяснять факт столь значительного, резкого отставания в морфологическом развитии археоциат ДВР. Пути миграции из Сибири в Саяно-Алтайский бассейн не менее продолжительны, чем в Дальневосточный палеобассейн, однако возрастные смещения в развитии археоциат там менее резко выражены.

Скорее всего, замедленное развитие археоциат на территории Дальнего Востока России было вызвано спецификой условий их обитания. В частности, в северо-восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса (Западное Приохотье, хребет Джагды) на протяжении всего раннего кембрия осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью [1], причем, наиболее активной и фактически непрерывной она была в томмотском и начале атдабанского веков. Позже, особенно в ботомском веке, постепенно увеличивалось количество перерывов и их длительность между вспышками вулканической деятельно-

сти. Именно к этим перерывам было приурочено образование археоциатовых органогенных построек, размеры и продолжительность существования которых зависели от длительности перерыва в вулканизме. Активная тектоническая обстановка, очевидно, замедлила темпы морфологической эволюции археоциат. Специфика экологической обстановки, скорее всего, нашла отражение и в определенном своеобразии морфопризнаков археоциат палеобассейнов такого типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева Г.В. Кембрий востока СССР. Стратиграфия. М.: Наука, 1988.
2. Беляева Г.В., Е Тиань, Юань Кесинь, Шу Анду. Нижний кембрий севера платформы Янцзы и его корреляция по археоциатам с юго-восточными районами России // Тихоокеанская геология 1994. №5.
3. Дебрени Ф., Журавлев А.Ю., Розанов А.Ю. Правильные археоциаты. М.: Наука, 1989.
4. Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М.: Наука, 1973.
5. Debrenne F. and Zhuravlev A. Irregular archaeocyaths. Morphology - ontogeny - systematics - biostratigraphy - palaeoecology / CNRS Edition, Paris, 1992.
6. Zhuravlev A. Yu. Evolution of archaeocyaths and palaeobiogeography of the Early Cambrian // Geol. Mag. 1986. Vol. 123. №4. P. 377-385.

Дальневосточный Геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Владивосток

Поступила в редакцию
2 августа 1994 г.

Belyaeva G.V.

Archaeocythean morphology in Russia's Far East

Analysis of time of appearance and disappearance of skeleton different morphological features of archaeocytheans from the Far Eastern paleobasins confirmed that archaeocythean morphology evolved by stages. At the same time, it has been established, that duration of the three first stages of archaeocythean evolution in the Siberian and Far Eastern paleobasins is significantly different. In particular, in the latter, morphological development of archaeocytheans was slow and prolonged up to the Early Botomian age, and the stage of archaeocythean flourishing was short and confined to the Middle Botomian age.

Г.В. Котляр, Л.И. Попеко

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ КАРБОНА МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Установлена последовательная смена комплексов фауны в разрезах каменноугольных отложений российской части Монголо-Охотской складчатой области. Проведены внутри- и межрегиональные корреляции. Выделены региональные стратиграфические подразделения в ранге горизонтов с указанием стратотипов. Дано палеонтологическое обоснование их возраста.

Проведенные после межведомственных стратиграфических совещаний 1974 и 1978 годов в пределах Монголо-Охотской складчатой области палеонтологические и стратиграфические исследования, а также анализ и переизучение имевшихся материалов с учетом данных по соседним регионам позволили существенно детализировать принятые ранее стратиграфические схемы каменноугольных отложений. Выделены региональные стратиграфические подразделения в ранге горизонтов (табл. 1, рис. 1).

На территории Монголо-Охотской области известны достаточно хорошо палеонтологически обоснованные отложения всех ярусов нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона. Фаунистически охарактеризованные отложения московского яруса и верхнего карбона отсутствуют на территории всего региона. Условно к ним отнесены в Хэнтэй-Даурской зоне верхи нижней подсвиты рябиновской свиты, содержащей в нижней части башкирских мшанок, а в верхней подсвите - представителей рода *Vittatina* пер-

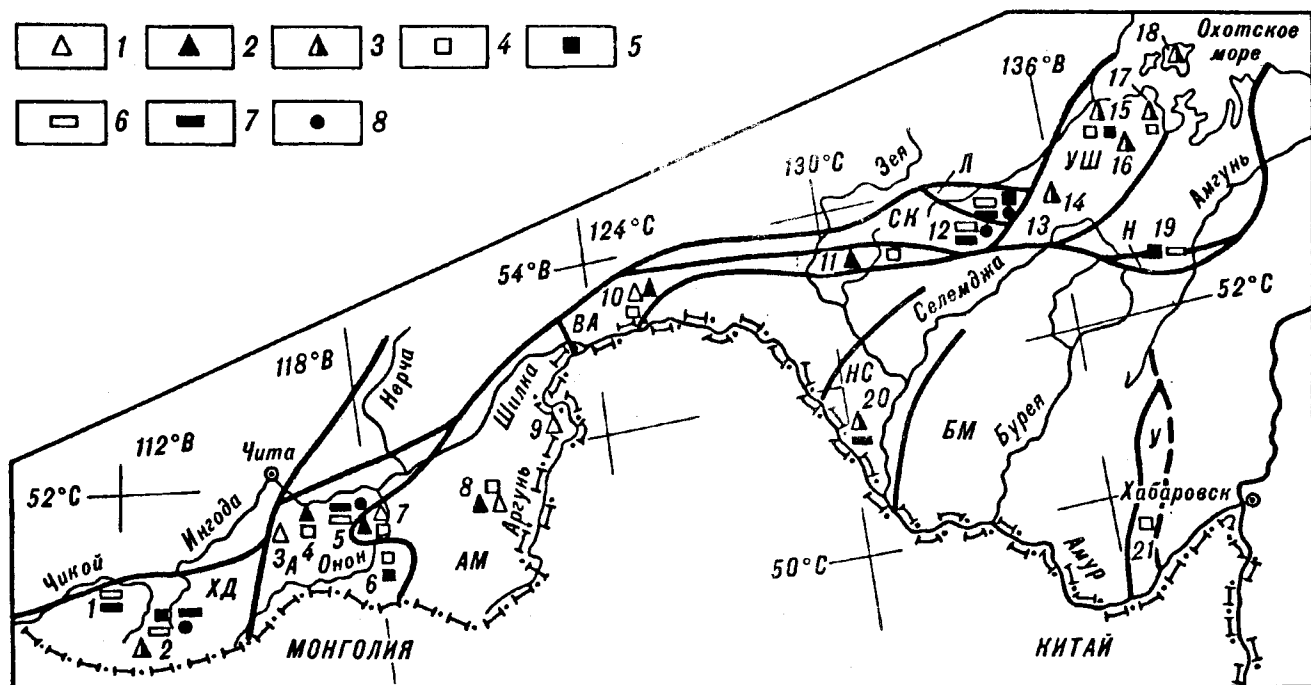


Рис. 1. Схема распространения региональных стратиграфических подразделений карбона в Монголо-Охотской складчатой области

Горизонты: 1 - павловский, 2 - ямкунский, 3 - нерасчлененные павловский и ямкунский, 4 - кулиндинский, 5 - тасырхойский, 6 - мергенский, 7 - харашибирский, 8 - шазагайтуйский.

Буквами и цифрами на схеме показаны структурно-формационные зоны и районы: ХД - Хэнтэй-Даурская (1 - р. Мергенъ, 2 - верховья р. Ингоды); А - Агинская (3 - курорт Дарасун, 4 - р. Зун-Шивея, 5 - Чиронский район, 6 - Уртуйский район); АМ - Аргунский массив (7 - хр. Аргалей, 8 - Газимуровский район, 9 - р. Уров); ВА - Верхнеамурская (10 - Омутнинский район, 11 - Гагско-Сагоянский район); СК - Селемджино-Кербинская (12); Л - Ланская (13); УШ - Удско-Шантарская (районы: 14 - Баладекский, 15 - Тьльский, 16 - р. Теватын, 17 - Тугурский, 18 - Шантарский); Н - Ниланская (19 - р. Нилан); БМ - Буреинский массив; НС - Норско-Сухотинская зона (20); У - Урмийская (21).

мского возраста, в Ланской зоне - образования усть-артекской, артекской, торбосской, алуканской, деловской и ланской свит, согласно подстилаемые аномонанской свитой с башкирским комплексом брахиопод и мшанок, в Селемджино-Кербинской зоне - сагурская свита и малянская толща.

Граница нижнего карбона и девона в пределах российской части Монголо-Охотской области палеонтологически обоснована в Восточном Забайкалье на правом берегу р. Газимур (в районе Газимурского Завода) и на левом берегу р. Онон (хр. Аргалей). На правом берегу р. Газимур, на водоразделе падей Котиха и Быстрая наблюдается согласное залегание карбонатно-песчаниково-алевролитовой газимурозаводской свиты на преимущественно песчаниковой с прослоями известняков яковлевской свиты [8]. Верхняя часть яковлевской свиты охарактеризована комплексом брахиопод, тождественным брахиоподам топкинкой толщи абышевского горизонта Кузбасса: *Aulacella aff. interlineata* (Sow.), *Leptagonia analoga* (Phill.), *Plicochonetes aff. svetlanae* Sok., *Semiproductus tykhtensis* Sar., *Avonia inflata* (Sok.), *Camarotoechia asiatica* Sok., *Cyrtospirifer ivanovae* Besn., *C. cf. subcifer uletensis* Nal., *Tenticospirifer dobrolubovae* Besn., *Ulbospirifer (?) altaicus* Gretch., *Sphenospira julii* (Dehee), *Retzia tykhtensis* Besn. Здесь же присутствуют мшанки, среди которых, помимо большого количества новых видов, широким распространением пользуются *Pseudobatostomella longipora* (Nekh.), *Crustopora irregularis* (Nekh.) и др., характерные для брахиоподовых слоев тарханской свиты Рудного Алтая. Аналогичная фауна присутствует в низах аргалейской свиты (хр. Аргалей). Эти отложения, являющиеся аналогами слоев Этрень, мы предлагаем выделить в котихинский горизонт со стратотипом на водоразделе рек Котихи и Быстрой. Вероятно обнаружение разновозрастных образований в низах типаринской свиты в Верхнем Приамурье.

Отложения турнейского яруса расчленены на павловский и ямкунский горизонты. Первоначально предложенное авторами для ямкунского горизонта название газимурозаводский [4] требует замены, поскольку оно преокупировано [6]. Стратотипы указанных горизонтов являются частями газимурозаводской свиты. Нижняя часть разреза свиты, обнажающаяся на водоразделе Котихи и Быстрой и наращающаяся разрезом по водоразделу рек Средней и Малой Кулинд общей мощностью 500 м, предлагается в качестве стратотипа павловского горизонта (название по селу Павловское, возле которого представлен его максимальный объем). Средняя часть газимурозаводской свиты мощностью около 100 м, выходы которой наблюдаются на водоразделе Средней и Малой Кулинд вблизи курорта Ямкун, рассматривается как стратотип ямкунского горизонта.

Павловский и ямкунский горизонты охарактеризованы брахиоподами, мшанками, криноидеями и

палинокомплексами, чрезвычайно близкими комплексам тайдонского и фоминского горизонтов Кузбасса. Наиболее распространенными видами первого являются *Leptagonia analoga* (Phill.), *Plicochonetes glenparkensis* Well., *Sentosia nummularis* Winch., *Camarotoechia davidsoni* Tolm., *Prospira platynotus* Well., *Torynifer cooperensis* (Swall.), *Fenestella exigua* Ulrich, *Rectifenestella serratula* (Ulrich), *R. multispinosa* (Ulrich), *Polyporella spininodata* (Ulrich), *Polypora bukhtarmensis* Nekh., *Klaucena aculeus* Trizna, *Platycrinites? subtuberosus* Stuk., *Pentaridica pulcher* (Yelt.). Среди мшанок многочисленны виды, характерные для бухтарминской свиты и ретепоринных слоев тарханской свиты Рудного Алтая: *Stenodiscus? glaber* (Nekh.), *Pseudobatostomella minima* (Nekh.), *Reteporina altaica* Nekh., *Semicoscinium intermedium* Nekh., *Reteporidra ovalifenestra* Nekh., *Nikiforovella alternata* Nekh.

К павловскому горизонту, кроме низов газимурозаводской свиты, относится дарасунская толща в Агинской зоне, часть аргалейской свиты (хр. Аргалей), марьинская свита в Приаргунье, нижняя часть типаринской свиты в Верхнем Приамурье.

В ямкунском горизонте преобладают виды фоминского горизонта: *Rugosochonetes hardrensis* (Phill.), *Avonia minima* Tolm., *Camarotoechia tersiensis* Sok., *Syringothyris texta* Hall, *Spirifer karagandae* Sim., *Rectifenestella tenax* (Ulrich), *Hemitrypa proutana* Ulrich, *Rhombopora floriformis* Trizna, *R. binodata* Trizna, *R. simplex* Trizna, а также другие, характерные для верхнего турне Казахстана, Рудного Алтая, Верхоянья и Северной Америки. К ямкунскому горизонту отнесены средние части газимурозаводской и аргалейской свит, условно нижняя часть зуншивеинской свиты в Агинской зоне, средняя часть типаринской свиты в Верхнем Приамурье. К нерасчлененным павловскому и ямкунскому горизонтам могут быть отнесены киркунская свита в Хэнтей-Даурской зоне, толща песчаников, алевролитов, ракушняков, гравелитов и глинистых сланцев в Баладеском районе, нижняя подтолща чумавринской толщи в Тьльском районе, тева тынская толща в долине р. Тева тын, большеомокойская свита в Шантарском районе, ламская свита - в Тугурском (Удско-Шантарская зона), а также терригенно-туфогенная толща в Норско-Сухотинской зоне (условно).

Визейский ярус представлен в регионе кулиндинским, тасырхойским и нижней частью мергенского горизонта. Кулиндинский горизонт датируется ранним визе. Стратотипом его является верхняя часть газимурозаводской свиты мощностью около 300 м на правом берегу р. Малая Кулинда. Горизонт имеет широкое развитие в пределах Монголо-Охотской складчатой области. Комплекс органических остатков содержит виды, распространенные в нижневизейских отложениях - подъяковском горизонте Кузбасса, ишимском и яговкинском горизонтах Ка-

Корреляция разрезов каменноугольных отложений

Система											
Отдел											
Верхний											
Средний											
Нижний											
Камменноугольная											
Система											
Отдел											
Верхний											
Средний											
Нижний											
Камменноугольная											
Турнейский	Визейский	Серпуховский	Башкирский	Московский	Касимовский	Гжельский	Ярус	Подъярус	Нагорный	Горизонт	
Нижний	Верхний	Нижний	Средний	Верхний	Гулайский					Шалайбуфский	
Пальский	Желтый	Куманский	Гавриловский	Мергелий	Харьбинский	Гулайский					
Хантей-Даурская зона		Агинская зона		Верхне-амурская зона		Селемджинско-Кербинская зона		Ланская зона		Удско -	
Чикойский район	р.Бальджа	Чирионский район	Дарасунский район	Ургуйский район	Талмынская свита		Мальжская толща	Сагурская свита	Златоустовская свита	Верхняя подсвита	Нижняя подсвита
Рябиновская свита (нижняя подсвита)		Шазгайтуйская свита		Харьбинская свита		Тутхалтуйская свита		Дабангорхонская свита		Зуншвиенская свита	
Гутайская свита		Ургуйская свита		Типринская свита		Толща песчаников и алевролитов		Киркунская свита		Песчаники, алевролиты, ракушняк, гравелиты, глинистые сланцы	
Ланская свита		Делосская свита		Алукавская свита		Торбосская свита		Артекская свита		Усть-артекская свита	
Аномнанская свита		Бурлекская свита		Толща		Верхняя подтолща		Средняя подтолща		Нижняя подтолща	
Баладский район		Тыльский район		Чумавринская толща							

Монголо-Охотской складчатой области

Шагтарская зона			Нилап-ская зона	Аргунский массив			Буревинский массив		Стратиграфические схемы смежных регионов		
р. Те-ва-тын	Шаг-тар-ский район	Туур-ский район		Хребет Аргалей	Газимуро-заводский район	Приар-гунский район	Норско-Сухо-тинская зона	Урмий-ская зона	Южное Верхоя-нье	Северо-Восток России	Кузбасс
									Сур-кечан-ский гори-зонт	Парень-ский гори-зонт	Алы-каев-ский гори-зонт
									Экачан-ский гори-зонт	Оль-чин-ский гори-зонт	Мазу-ров-ский гори-зонт
									Ната-лин-ский гори-зонт		
									Хаты-пах-ский гори-зонт	Магар-ский над-гори-зонт	Казев-ский гори-зонт
									Овла-чанский горизонт		
									?	Толща песча-ников	?
Кирен-ский гори-зонт	Подъя-ков-ский гори-зонт										
Тсва-тын-ская тол-ща	Боль-ше-о-мо-кой-ская тол-ща	Лам-ская свита	?	Арга-лей-ская свита	Гази-муро-завод-ская свита	?	Терри-генно - туфо-генная толща		Хамы-мыт-ский гори-зонт		Фомин-ский гори-зонт
					Марын-ская свита				?		Тайдон-ский горизонт

захстана, ульбинской свите Рудного Алтая. Наиболее характерны *Streptorhynchus ruginosum* (Hall), *Orthotetes keokuk* Hall, *Chonetes ischimicus* Nal., *Buxtonia dengisi* Nal., *Ovatia jagovkini* (Nal), *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Rotaia sibirica* (Rot.), *Syringothyris cuspidata* (Sow.), *Spirifer grimesi* Hall, *Tomioptis plicata* Mon., *Beecheria fernglenensis* Well., *Polypora varsoviensis* Prout, *Sulcoretepora minor* Nekh., *S. zigzag* (Ulrich), *S. altaica* Nekh., *Camptocrinus magnus* Stuk., *Poteriocrinites mergensis* Yelt. et Stuk. К кулиндинскому горизонту относятся средние части зуншивеинской и уртульской свит, верхи аргалейской и типаринской свит, а также условно толща песчаников, алевролитов, гравелитов в Урмийской зоне и, возможно, берендинская и нижняя часть крестовой свиты в Ниланской зоне, средняя подтолща чумавринской толщи и малощантарская свита в Удско-Шантарской зоне.

Павловский, ямкунский и кулиндинский горизонты в целом составляют объем выделенного ранее газимурозаводского горизонта [6], ранг которого повышен до надгоризонта.

Отложения среднего - низов верхнего визе, выделенные в тасырхойский горизонт, имеют в регионе ограниченное распространение и недостаточно палеонтологически обоснованы. Стратотип горизонта находится в Агинской зоне, где к нему отнесена верхняя часть нижней подсвиты уртульской свиты (известняки мелкосопочника Тасырхой) с фораминиферами *Endothyra bradyi* Mikh., *E. omphalota minima* Raus. et Reit., *Quasiendothya* sp., *Tetrataxis* cf. *media* Viss., *T. cf. angusta* Viss. и мшанку *Stenophragmidium* ex gr. *verchotomicum* (Trizna), *Saffordotaxis incrassatus* (Ulrich), *Rhombopora insinuata* Trizna и условно фаунистически не охарактеризованная верхняя подсвита. В Хэнтей-Даурской зоне горизонт представлен верхней частью дабангорхонской свиты, согласно залегающей на киркунской и согласно же перекрываемой рябиновской. Здесь эти отложения охарактеризованы преимущественно палинокомплексами: *Punctatisporites glabratus* Lub., *Verrucosporites* aff. *tuberculatus* (Waltz) Pot. et Kr., *Knoxisporites literatus* (Waltz) Playf., *Anulatisporites irregularis* (Andr.) Lub., *Densosporites punctatus* (Naum.) Shwartz, *Cingulizonates bialatus* (Waltz) Kedo, *Tripartites incisotrilobus* (Naum.) Pot. et Kr. В Ланской зоне этому стратиграфическому уровню соответствуют низы толщи песчаников и известняков, подстилающие бурлекскую свиту и содержащие мшанок *Rectifenestella tenax* (Ulrich), *Polyporella* aff. *spiniadata* (Ulrich), *Sulcoretepora* sp., *Nikiforovella* sp. В достаточной мере условно к этому же уровню можно отнести верхнюю подтолщу чумавринской толщи в Удско-Шантарской зоне и верхнюю подсвиту крестовой свиты в Ниланской зоне.

Ранг выделенного ранее гутайского горизонта [2] предлагается повысить до надгоризонта и подраз-

делять его на мергенский и харашибирский горизонты. Стратотипом мергенского горизонта является нижняя часть гутайской свиты (около 800 м) на правом берегу р. Мерген (Западное Забайкалье). Чрезвычайно характерный комплекс брахиопод, двустворок, криноидей позволяет коррелировать его с разрезом Дэнг-Нуру Южной Монголии, верхней частью урмугтейульской свиты Северной Монголии и нижней частью (без самых низов) магарского горизонта Северо-Востока России. Общими и наиболее характерными являются *Streptorhynchus tomskiensis* (Jan.), *Lanipustula baicalensis* (Masl.), *Plicatifera plicatilis* Sow., *Orulganina gunbiniana* Kotl., *Tomioptis mergensis* Sok., *T. kumpani* Jan., *Brachythyrina zabaicalica* Kotl., *Parallelodon multiliratus* Girty, *Lithophaga lingualis* (Phill.), *Leiopteria nalivkini* (Jak.), *Streblopteria elliptica* (Phill.), *Pentagrammis altaica Tschern.*, *poteriocrinites mergensis* Yelt. et Stuk. В разрезе хр. Дэнг-Нуру в толще, охарактеризованной приведенной ассоциацией брахиопод, найден гониатит *Epicanites* sp. [1], характерный для зоны P₂ визейского яруса и широко распространенный в отложениях поздневизейско-серпуховского возраста Западной Европы, Урала, Северной Америки.

Еще большее сходство комплекс брахиопод обнаруживает с брахиоподами евсеевского горизонта Кузбасса (острогская серия). Их объединяет не только значительная часть приведенных выше видов, но также наличие *Chonetes ischimicus kusbassicus* Sok., *Rotaia kusbassi* Rot., *Torynifer kumpani* (Jan.), *Neospirifer kumpani* (Rot.), *Plectospira orchonensis* Kotl. Присутствие совместно с приведенным комплексом *Chacassopteris concinna* Radc. (зональной формы евсеевского горизонта), *Angaropteridium vescum* (Zal.) Zal. и *Cardiopteridium asiaticum* Zal. подтверждает синхронность мергенского и евсеевского горизонтов.

Из южноверхоанских комплексов брахиопод наиболее близок мергенскому верхнеовлачанский, в котором присутствуют гониатиты западноевропейской зоны P₂ самых верхов визейского яруса. Верхнеовлачанский комплекс, хотя и является существенно иным, однако содержит ряд общих и близких характерных видов - *Plicatifera* sp., *Lanipustula tyraensis* Abr. et Grig. (= *L. baicalensis* Masl.), *Cupulorostrum tixensis* Abr. et Grig. (= *C. mergensis* Kotl.), *Orulganina gunbiniana* Kotl.

Среди многочисленных мшанок мергенского горизонта не отмечено видов, свойственных евсеевскому горизонту, которые представлены преимущественно космополитными формами, имеющими широкий возрастной диапазон в пределах всего раннего карбона. Однако наиболее распространенные мергенские виды мшанок *Dyscritella mergensis* Popeko, *Rectifenestella invulgata* (Shishova), *Alternifenestella galinae* (Popeko), *A. media* (Nikif.), *Penniretepora tschironensis* Popeko, *Nikiforovella*

vachromeevi Nekh., *Sulcoretepora mergensis Nekh.* позволяют коррелировать этот комплекс с мшанками ельцовской свиты Колывань-Томской складчатой зоны и верхами урмугтейульской свиты Северной Монголии. Мергенские виды *Sulcoretepora mergensis Nekh.*, *Nikiforovella vachromeevi Nekh.*, *Fabifenestella sibirica (Shishova)*, *F. fabalis (Shishova)*, *Spinofenestella ungadyensis (Popeko)* присутствуют в средней (серпуховской) части магарского надгоризонта в Приколымье.

Мергенский горизонт, наряду с нижней частью гутайской свиты, охватывает нижнюю часть рябиновской свиты в Хэнтэй-Даурской зоне, тутхалтуйскую свиту Агинской зоны, нижнюю часть бурлекской свиты и верхи подстилающей ее толщи песчаников и алевролитов в Ланской зоне, а также толщу песчаников в Ниланской зоне. Условно к нему может быть отнесена нижняя часть нижней подсвиты талыминской свиты (Селемджино-Кербинская зона).

Харашибирский горизонт - верхний член гутайского надгоризонта. Стратотипом его является разрез харашибирской свиты [3] на водоразделе рек Хара-Шибир и Агуин-Хатехим (Чиронский район Агинской зоны). Фауна этого горизонта генетически тесно связана с мергенской, хотя и резко обеднена по сравнению с последней. На фоне многочисленных видов мергенского комплекса здесь появляется ряд форм - *Jakutoproductus sp.*, *Semicostella kotlyarae Gan.*; *Waagenoconcha cf. sarytschevae Ben.*, *Antiquatonia posthindi Sol.*, *Spinofenestella kangilensis (Popeko)*, *Floricyclis virgalensis Sis. et Stuk.*, *Popekocrinus kangilensis Yelt. et Stuk.*, характерных уже для хатынахского горизонта Южного Верхоянья и его аналогов в Борсальной области. Совместные с фауной находки *Abacanidium sp.*, *Angaropteridium vescum (Zal.) Zal.*, *A. cardiopteroides (Schm.) Zal.*, "*Noeggerathiosis*" *cf. tschirkovae Zal.*, *Rhodea yavorskyi Radc.*, свойственные каезовскому горизонту Кузбасса, свидетельствуют о более молодом, нежели мергенский, возрасте харашибирского горизонта. В состав его входят, кроме харашибирской свиты, верхняя часть гутайской свиты, верхи бурлекской свиты (Ланская зона) и вулканогенно-терригенная толща с флорой в Норско-Сухотинской зоне. Условно к нему могут быть отнесены средняя часть нижней подсвиты рябиновской свиты (Хэнтэй-Даурская зона) и верхи нижней подсвиты талыминской свиты (Селемджино-Кербинская зона).

По аналогии с разрезом Дэнг-Нуру, евсеевским горизонтом Кузбасса [5], возраст мергенского горизонта должен оцениваться как серпуховский. Учитывая сходство мергенских брахиопод с верхнеовлачанскими, встреченными совместно с поздневизейскими аммоноидеями [7], нельзя исключить поздневизейский возраст нижней части его. Харашибирский горизонт может быть отнесен к верхней части серпуховского и, возможно, к нижней части

башкирского ярусов по положению в разрезе его аналогов (хатынахский горизонт) ниже отложений, содержащих каляльский комплекс аммоноидей в Южном Верхоянье и на Северо-Востоке России. Что касается мшанок, то обновление систематического состава их на границе тасырхойского и мергенского горизонтов настолько резкое, что ни один общий вид не связывает эти комплексы. Это дает основание предполагать, что эта граница более высокого ранга, чем внутривизейская. Харашибирский комплекс мшанок тесно связан с мергенским и содержит единственный вид, не известный в последнем. Логично было бы датировать мергенский комплекс раннесерпуховским временем, а харашибирский - позднесерпуховским.

Датировка гутайского надгоризонта не может считаться окончательной и требует проведения дополнительных исследований как в Монголо-Охотской области, так и специальных работ по уточнению возраста отложений в хр. Дэнг-Нуру, евсеевского и каезовского горизонтов Кузбасса.

Наиболее молодые фаунистически охарактеризованные образования карбона в Монголо-Охотской складчатой области выделены в качестве шазагайтуйского горизонта [2, 3] со стратотипом на водоразделе Хара-Шибир - Шазагайтуй в Агинской зоне (Восточное Забайкалье). Он объединяет шазагайтуйскую свиту и аномананскую (Ланская зона). Условно к нему относятся верхняя часть нижней подсвиты рябиновской свиты (Хэнтэй-Даурская зона), златоустовская и верхняя подсвита талыминской свиты в Селемджино-Кербинской зоне.

Палеонтологическая характеристика шазагайтуйского горизонта достаточно выразительна. Наиболее распространенными являются: *Jakutoproductus parvulus Gan.*, *Semicostella maslennikovi Kotl.*, *Balakhonia insinuata Girty*, *B. ostrogensis Sar.*, *Fluctuaria ostrogensis Koil.*, *Rotaia kolymaensis Zav.*, *Orulganian tukulaensis Kasch.*, *O. lata Koil.*, *Neospirifer licharewi Abr.*, *Torynifer larini Zav.*, *Tomiopsis convexa Abr.*, *Rectifenestella berejensis (Popeko)*, *Primorella perfecta Popeko*, *P. tenuis Rom.*, многочисленные виды рода *Streblotrypella*, *Aviculopecten obliquus Hind*, *Crenipecten circularis (Masl. et Mur.)*, *Pentagrammysia altaica Tschern.*, *Tschironocrinus tschironensis Stuk.*, *Burovicrinus subconcentricus Stuk.* Большинство видов, особенно среди брахиопод, прослежено на значительной территории Борсальной области. Аналоги шазагайтуйского горизонта в Верхоянье и на Северо-Востоке России (наталинский и ольчинский горизонты) содержат каляльских аммоноидей, что позволяет отнести его к верхнебашкирскому подъярсу.

The research described in this publication was made possible in part by Grant № RKH000 from the International Science Foundation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Биостратиграфия, фауна и флора карбона хребта Дэнг-Нуру в Южной Монголии. М.: Наука, 1983. (Тр. ССМПЭ, вып. 21).
2. Котляр Г.В. Биостратиграфия верхнепалеозойских отложений Забайкалья по брахиоподам: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1967.
3. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья. Чита, 1967. (Зап. Забайкал. фил. Географ. об-ва СССР, вып. XXVIII).
4. Котляр Г.В., Попеко Л.И., Барабашева Е.Е., Куриленко А.В. Региональные стратиграфические подразделения каменноугольных отложений Забайкалья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стратигр. совещ. Хабаровск, 1990. С. 97-98.
5. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Новосибирск, 1979. Ч. 2. Новосибирск, 1982.
6. Решения II Межведомственного регионального совещания по разработке стратиграфических схем докембрия и фанерозоя Забайкалья. Чита, 1974.
7. Руженцев В.Е. Аммоноидеи и хроностратиграфия карбона Восточной Сибири // Палеонт. журн. 1975. №2. С. 28-45.
8. Тихомиров И.Н. Стратиграфия среднего палеозоя Газимуро-водского района Восточного Забайкалья. // Инф. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1960. №25. С. 27-39.

*Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт
им. А.П. Карпинского
г. Санкт-Петербург*

*Институт тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Хабаровск*

*Поступила в редакцию
1 ноября 1994 г.*

G.V. Kotlyar, L.I. Popoko

Regional stratigraphic divisions of the Carboniferous, Mongol-Okhotsk fold system

A successive alternation of faunal complexes in the sections of Carboniferous deposits of the Russian Mongol-Okhotsk fold system was determined. Intra- and interregional correlations were made. Horizons were distinguished, and stratotypes were specified. Their age was paleontologically substantiated.

И.И. Сей, Е.Д. Калачева

БИОСТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЗОВ МЕЛА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Дается детальная - на зональном уровне - биостратиграфия верхней юры и низов мела Южного Приморья. В верхней юре выделяются отложения нижнего и среднего титона. В нижнем мелу - низов берриаса, впервые установленные на этой территории. Приводится характеристика комплексов аммонитов и бухий. Отмечается специфичность аммонитовых ассоциаций, включающих в основном характерные европейские таксоны, и на этой основе проводится сопоставление с европейской шкалой. Сочетание в сообществах тетических аммонитов и бореальных бухий позволяет провести бореально-тетическую корреляцию и сделать вывод о положении юрско-меловой границы в бореальной шкале. Свообразие приморских аммонитовых комплексов, не имеющих аналогов в странах ЮВ Азии и Америки, определяет неоднозначность решений вопросов палеобиогеографии.

Отложения верхов юры и низов мела Южного Приморья, их стратиграфическое расчленение и фаунистические сообщества представляют большой интерес не только в региональном отношении, но и в плане решения более общих вопросов мезозойской стратиграфии и палеобиогеографии. К ним относятся такие проблемы глобального характера как бореально-тетическая корреляция и положение юрско-меловой границы, а также вопросы миграции и фаунистических связей между отдельными, часто отдаленными палеозоохориями.

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения пользуются широким распространением в пределах Дальнего Востока. Наиболее полные и хорошо фаунистически охарактеризованные их разрезы находятся на севере региона в Западном Приохотье, где известны отложения всех трех ярусов верхней юры. Здесь разработана детальная зонация по бухидам и более схематичная шкала по аммонитам, в которой чередуются слои и уровни с аммонитами тетического и бореального происхождения [10, 12, 35]. В качестве терминального яруса, охарактеризованного в основном представителями бореальной фауны - бухиями, принят волжский ярус, а перекрывающие его отложения отнесены к бореальному берриасу. Верхнеюрские отложения Южного Приморья имеют иной тип разреза и охарактеризованы существенно иными фаунистическими ассоциациями, что в сочетании с данными по приохотским разрезам позволяет рассматривать указанные выше общестратиграфические и палеобиогеографические проблемы.

До недавнего времени в отношении стратиграфии верхней юры Приморья существовали две резко различные точки зрения. Согласно одной из них, при-

надлежащей К.М. Худолею, в этом районе имеются отложения всех ярусов верхнего отдела юрской системы [14]. К.М. Худoley открыл здесь и описал титонские аммониты [15-17] и в качестве терминального яруса юры выделил на рассматриваемой площади титонский ярус. Другая точка зрения высказана И.В. Коноваловой, которая, занимаясь на протяжении ряда лет детальным стратиграфическим изучением ряда лет верхней юры Приморья и изучением фауны двустворчатых моллюсков, в том числе бухий, пришла к заключению, что объем верхней юры здесь ограничен только терминальным ярусом [4]. Отдавая предпочтение при обосновании возраста бореальным бухиям, И.В. Коновалова выделяет на территории Приморья волжский ярус. Разработанные этими исследователями стратиграфические схемы и в первую очередь схема титонского яруса К.М. Худoley и волжского - И.В. Коноваловой оказались несопоставимыми и послужили причиной длительной дискуссии между обоими специалистами [4, 19].

Авторами статьи в 70-80-е годы предпринято изучение верхнеюрских отложений Южного Приморья, распространенных в основном к востоку от Уссурийского залива и объединенных предыдущими исследователями в чигановскую свиту. Эти отложения представлены терригенными породами, главным образом известковистыми песчаниками, при резко подчиненной роли алевролитов, конгломератов и гравелитов. Были изучены разрезы в районе поселков Промысловка - Тихоокеанский, на о. Путятин, на левобережье р. Петровки, по побережью Уссурийского залива (стратотип чигановской свиты) и севернее ж.д. ст. Стрелок (рис. 1). Изучение разрезов сопровождалось послойным отбором палеонтологических образцов, из которых монографически обработана

* Авторы используют термин "бореальный берриас", чтобы подчеркнуть неадекватность этого яруса в Бореальной и Тетической областях [13].

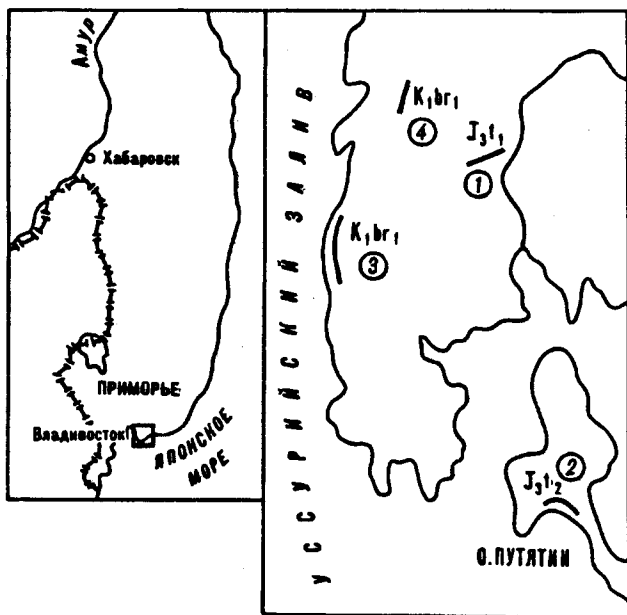


Рис. 1. Схема расположения основных изученных разрезов титонских и нижнеберриасских отложений в Южном Приморье

Цифры в кружках: 1 - пос. Промысловка (Тихоокеанский); 2 - южный берег о. Путятин; 3 - побережье Уссурийского залива; 4 - ж.-д. ст. Стрелок.

коллекция аммонитов и бухий (около 2000 экземпляров). Полученные данные, а также знакомство с материалами других исследователей и музейными коллекциями позволяют сделать вывод, что пока нет никаких палеонтологических свидетельств присутствия на территории Приморья отложений оксфордского и кимериджского ярусов. Верхняя юра здесь представлена только осадками самого верхнего яруса, который по преобладанию в палеосообществах титонских аммонитов индексируется нами как титонский. Кроме того, установлено, что часть отложений, входящих в чигановскую свиту и относимых ранее к верхней юре, имеют раннемеловой возраст. На основании собранного материала авторами разработана биостратиграфическая схема отложений верхов юры и низов мела Южного Приморья, включающая две самостоятельные шкалы - по аммонитам и бухиям.

ТИТОНСКИЙ ЯРУС

Нижний титон

Среди изученных отложений наиболее низкий стратиграфический уровень, по представлениям авторов, занимают отложения в районе поселков Промысловка - Тихоокеанский. В настоящее время они слабо обнажены или выходы их недоступны, и наши наблюдения в этой части разреза оказались неполными. Поэтому был использован стратиграфический и палеонтологический материал других исследователей, в первую очередь К.М. Худолея.

Рассматриваемый интервал разреза сложен разнозернистыми известковистыми, слабо сцементи-

рованными песчаниками с характерной сферической отдельностью и редкими прослоями известняков и скорлуповатых алевролитов мощностью 2-3 м. Из этих отложений нами установлены *Partschiceras schetuchaense* Chud. и *Subplanitoides* sp., а К.М. Худолеем описаны *Virgatosphinctes contiguus* (Zittel) и *Subplanites putiatinensis* Chud. [15]. Отложения содержат многочисленные остатки двустворок - тригоний, пинн, камптонеktesов и др., а также редкие неопределимые бухии. Максимальная видимая мощность осадков составляет 30 м, взаимоотношение их с подстилающими и перекрывающими породами не установлено.

Эти отложения К.М. Худолея, базируясь на определении *Virgatosphinctes contiguus*, относил к нижнему титону. Родовая принадлежность аммонита позже была им трансформирована как *Subplanites* [18], а затем - *Parapallasiceras* [19], и дальневосточные слои с *Parapallasiceras contiguus* он сопоставлял с одноименной нижнетитонской зоной Южной Франции или с зоной *P. pallatinum* Центральной Европы [40]. Как отмечалось, из-за неполноты собственных сборов авторы ознакомились с коллекцией К.М. Худолея и в первую очередь с *V. "contiguus"* в качестве основного индикатора возраста. Знакомство с образцом показало, что практически по всем параметрам он отличается от типового экземпляра *contiguus* [22, табл. 16, фиг. 3] и соответственно не может быть отнесен к роду *Parapallasiceras*. Первоначальное родовое определение как *Virgatosphinctes* авторы считают более верным и сопоставляют аммонит с *Virgatosphinctes mexicanus* (Burck.) из титона Центральной и Южной Америки.

К сожалению, возрастные рамки рода *Virgatosphinctes* в настоящее время точно не определены. По мнению специалистов по титону Западной Европы [22, 24, 32, 37, 41], представители этого рода отсутствуют на Европейском континенте и составляют характерный элемент аммонитовых фаун стран Восточного Тетиса от Восточной Африки до Центральной и Южной Америки. Но и здесь объем таксона и возрастные его пределы понимаются неоднозначно. В последние годы наметилась тенденция локализовать этот род в пределах нижнего-среднего титона. Так комплекс *Hildoglochiceras - Virgatosphinctes* из сланцев Спити (Индия) рассматривается в целом как среднетитонский [29]. Согласно А. Цайсу [40], аналогичная ассоциация Мадагаскара эквивалентна зоне *semiforme*, т.е. низам среднего титона Европы. Однако по данным Г. Леанса [30], который наиболее обстоятельно провел номенклатурный разбор рода *Virgatosphinctes*, последний в Аргентине не выходит за рамки нижнего титона, образуя ядро аммонитового сообщества зоны *Virgatosphinctes mendozanus*, в состав которого входит и *V. mexicanus*. На основе этих данных мы выделяем в Приморье слои

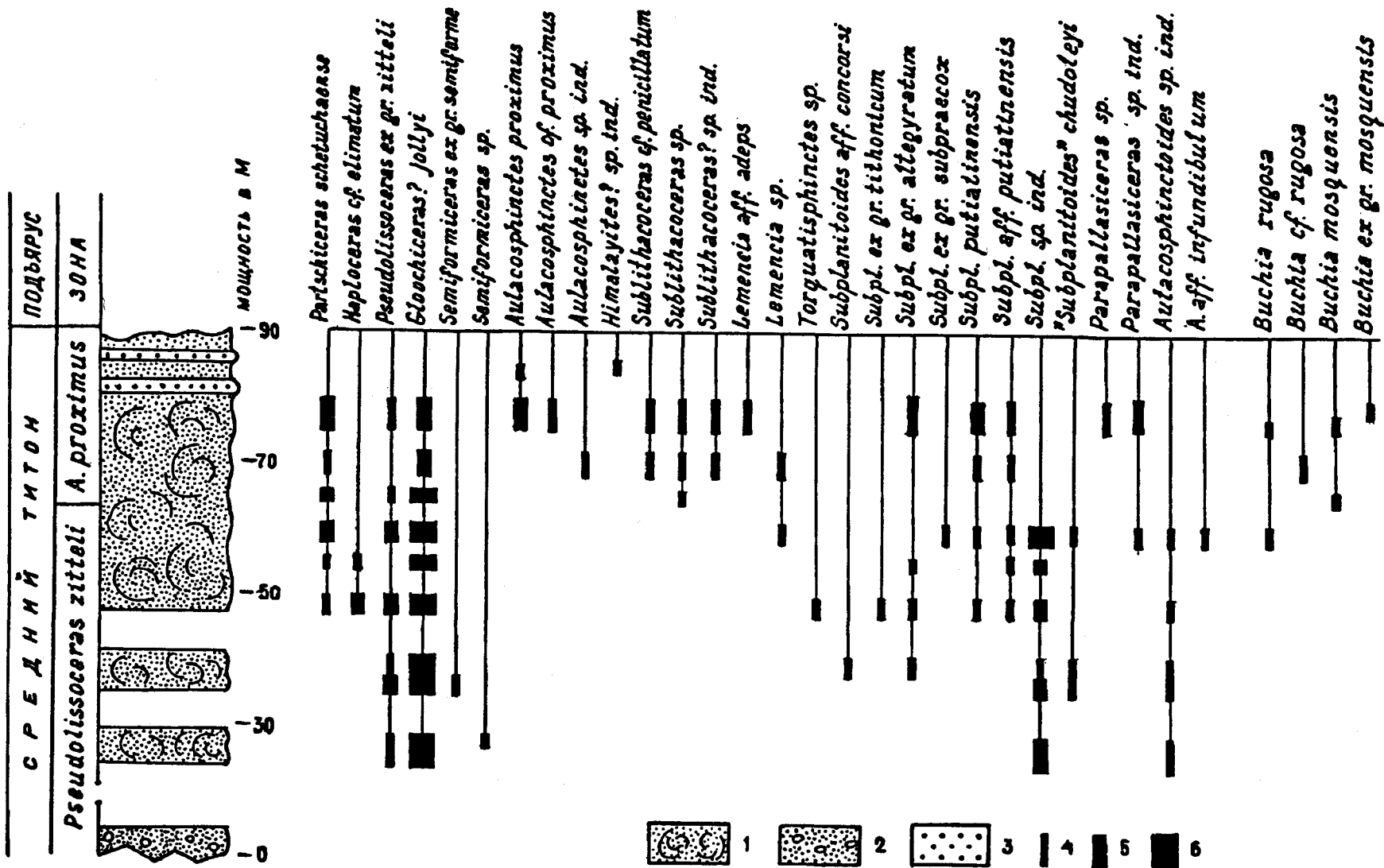


Рис. 2. Разрез среднетитонских отложений на о. Путяин и распределение аммонитов и бухий по разрезу.

1 - мелкозернистые известковистые скорлуповатые песчаники; 2 - те же песчаники с редкой мелкой галькой; 3 - среднезернистые массивные песчаники; 4-6 - число экземпляров аммонитов и бухий: 4 - от 1 до 5; 5 - от 5 до 10; 6 - несколько десятков.

с *V. cf. mexicanus* и сопоставляем их с зоной *V. mendozanus* верхов нижнего титона Аргентины.

Другие немногие компоненты приморского комплекса не противоречат этому возрасту. Определенный отсюда К.М. Худолеем *Subplanites putiatinensis* отнесен нами к роду *Subplanitoides*. Последний в европейских разрезах, как считает А. Цайс [40], ограничен нижним титоном, хотя по данным Р. Эне и Ж. Жейсан [24] охватывает и значительную часть среднего титона.

Средний титон

К среднему титону в Южном Приморье отнесены отложения на о. Путятин, которые литологически и фаунистически тесно связаны с нижнетитонскими осадками района пос. Промысловка. Они образуют два небольших выхода в поле развития меловых эффузивов, где обнажаются однообразные буровато-серые известковистые мелкозернистые песчаники с характерной скорлуповатой отдельностью. В верхах разреза присутствуют два прослоя светлых среднезернистых массивных песчаников мощностью до 1 м (рис. 2). Общая видимая мощность составляет около 87 м. Отложения содержат обильную и разнообразную аммонитовую фауну, в составе которой намечается две ассоциации.

В нижнем комплексе доминируют небольшие (25-35 мм в диаметре) гладкие или слабо скульптурованные аммониты, часто образующие скопления до нескольких десятков экземпляров (в коллекции авторов около 1000 таких образцов) и принадлежащие к семействам Oppeliidae и Harploceratidae. Преобладают среди них оппелиды, основная масса которых предположительно отнесена к роду *Glochiceras* - *G. jollyi* (Oppel), единично присутствуют *Semiformiceras ex gr. semiforme* (Oppel). Менее многочисленны хаплоцератиды - *Pseudolissoceras ex gr. zitteli* (Burck.), *Harploceras cf. elimatum* (Oppel), *H. sp. ind.* (рис. 3, фиг. 1-21; рис. 4, фиг. 2-3). Для многих из этих аммонитов из-за недостаточной сохранности не всегда может быть установлен род и даже семейство, и в целом они объединены нами в группу "гладких" аммонитов.

Им значительно уступают количественно представители надсемейства Perisphinctaceae. Среди последних преобладают аммониты средних размеров с быстро нарастающим последним оборотом, тонкими, преимущественно двураздельными, низко ветвящимися ребрами, отнесенные к роду *Subplanitoides Zeiss*, широко распространенному в нижнем и верхнем титоне Западной Европы. При общей близости

наших образцов с европейскими они достаточно специфичны и, учитывая неполную сохранность, могут быть определены в основном в открытой номенклатуре: *Subplanitoides ex gr. tithonicus Zeiss*, *S. aff. concorsi* (D. et E.), *S. ex gr. altegyratum Zeiss*, *S. ex gr. subpraecox* (D. et E.). Присутствуют также местные виды - *S. putiatinensis* (Chud.) и "*S.*" *chudoleyi S. et K.* (см. рис. 3, фиг. 22, 23, 25; рис. 4, фиг. 5-8). В составе комплекса определены также отдельные *Aulacosphinctoides aff. infundibulum* (Uhlig), *Torquatisphinctes sp.*, *Lemencia sp. ind.*, *Parapallasiceras sp. ind.* (см. рис. 3, фиг. 24; рис. 4, фиг. 9, 10).

Рассматриваемая ассоциация датируется достаточно надежно благодаря присутствию *Semiformiceras ex gr. semiforme*, близкого к виду-индексу нижней зоны среднего титона европейской шкалы. Этот возраст подтверждают *Pseudolissoceras ex gr. zitteli*, которые наиболее сходны с *P. zitteli* из нижней части среднего титона Кубы и Мексики [39]. Уровень с *Pseudolissoceras*, по-видимому, является коррелятивом высокого ранга, т.к. представители этого рода индексируют среднетитонские зоны, с одной стороны, Германии - зона *P. bavaricum* [41], с другой - Аргентины - зона *P. zitteli* [30]. Резкая "вспышка" хаплоцератид в низах среднего титона наблюдается в хорошо изученных разрезах Испании [23]. Другой характерный представитель группы "гладких" аммонитов - *Glochiceras? jollyi* (Oppel) присутствует в зоне *Hildoglochiceras kobelli* Мадагаскара, объем которой обычно принимается в пределах нижнего - среднего титона [39], но А. Цайс [40], как отмечалось, сужает ее возрастные рамки, сопоставляя этот стратон с зоной *semiforme*. Доминирующий среди перисфинкстаций род *Subplanitoides* А. Цайс [40] считал нижнетитонским. Но Р. Эне и Ж. Жейсан [24] отмечают в среднем титоне Испании - в зонах *semiforme* и *fallauxi* - свыше семи видов этого рода. Целый спектр *Subplanitoides* приводит для среднего титона Испании Ф. Олорис [32]. Несколько необычны в составе комплекса *Aulacosphinctoides* и *Torquatisphinctes*, более характерные для верхов кимериджа - нижнего титона. Но многочисленные аулакосфинктоидесы указываются в уже упоминавшейся зоне *Hildoglochiceras kobelli* Мадагаскара. Я. Кришна и его коллеги [29] ассоциацию *Aulacosphinctoides - Torquatisphinctes* из сланцев Спити Гималаев помещают ниже уровня *Hildoglochiceras - Virgatosphinctes* и датируют ее нижним титоном, в то же время, Г. Ланса [30] существенно повышает верхний возрастной предел рода - до верхов среднего титона. Эти данные свидетельствуют, что род *Aulacosphinctoides*, являющийся как и *Virgatosphinctes* характерным элемен-

* В настоящее время нет общепринятого деления титонского яруса на подъярусы. В Южной Европе (Франция, Испания) принято двучленное деление, тогда как в Центральной Европе - трехчленное, где нижний и средний титон соответствуют нижнему титону Южной Европы. Мы придерживаемся трехчленного деления яруса.

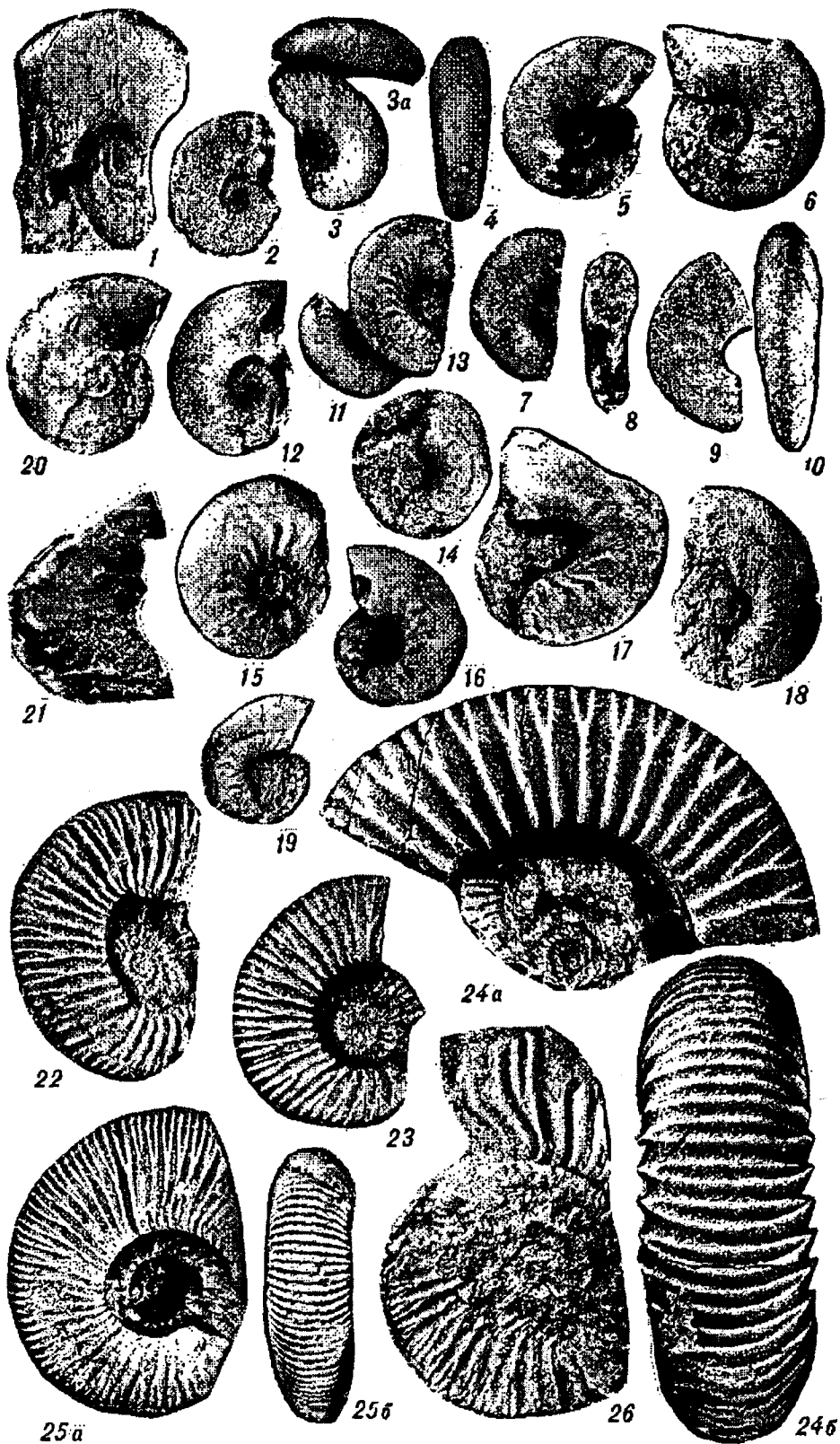


Рис. 3. Фиг. 1, 2 - *Pseudolissoceras* ex gr. *zitteli* (Oppel); фиг. 3-11 - *Haploceras* cf. *elimatum* (Oppel); фиг. 12-19 - *Glochiceras* ? *jollyi* (Oppel); фиг. 20 - *Semiformiceras* sp.; фиг. 21 - *Semiformiceras* ex gr. *semiforme* (Oppel); фиг. 22, 23 - *Subplanitoides* ex gr. *altegyratum* Zeiss; фиг. 24 - *Torquatisphinctes* sp.; фиг. 25 - *Subplanitoides* ex gr. *tithonicum* Zeiss; фиг. 26 - *Subplanitoides* aff. *putiatinensis* (Chud.). Южное Приморье, фиг. 1 - р. Петровка; фиг. 2-26 - о. Путятин. Средний титон, фиг. 1-16, 18-26 - зона *P. zitteli*, фиг. 17 - зона *A. roximus*. Сборы авторов. Здесь и далее все изображения даны в натуральную величину.

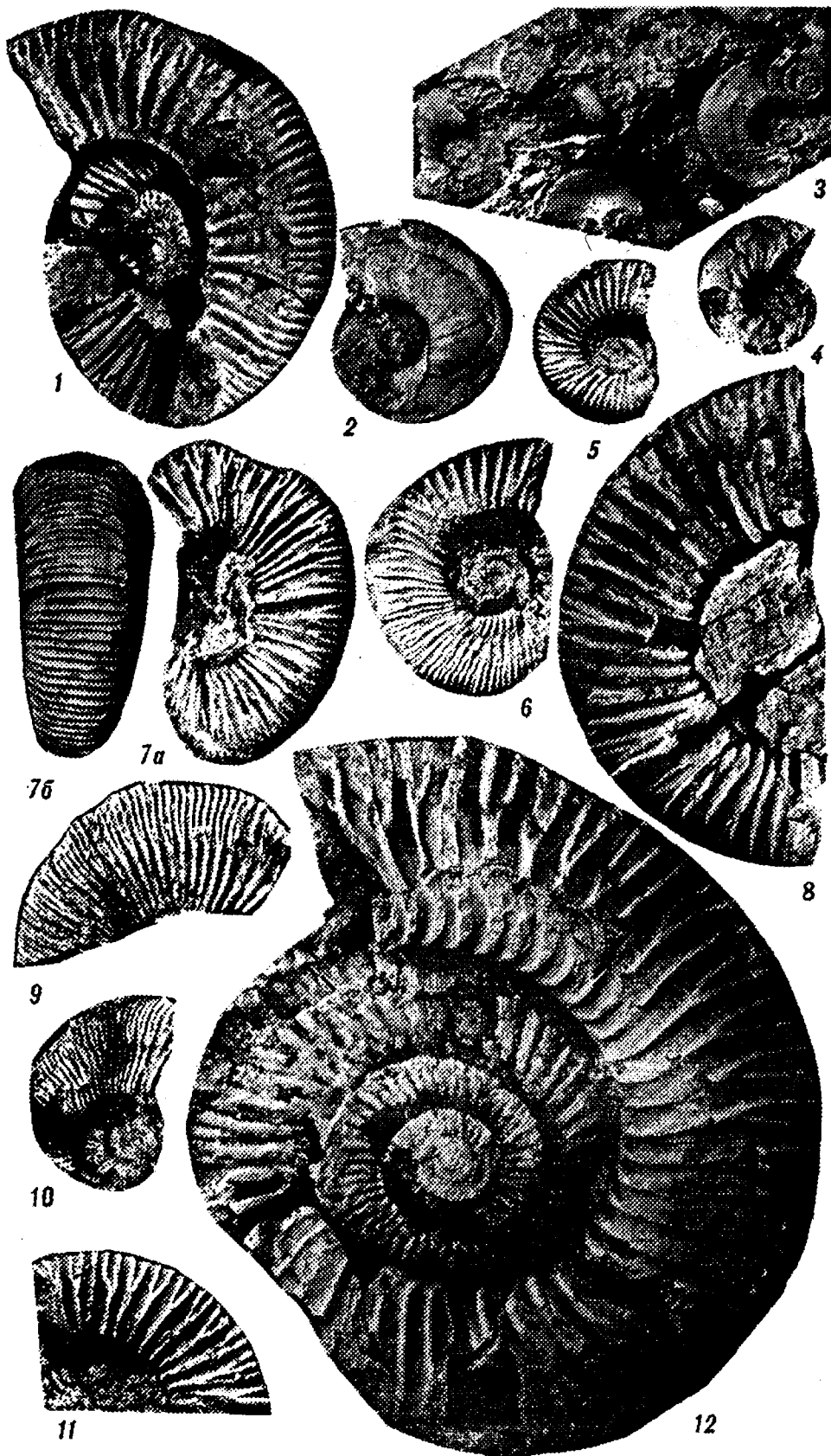


Рис. 4. Фиг. 1, 11 - *Subplanitoides* ex gr. *altegratum* Zeiss; фиг. 2-4 - *Glochiceras* ? *jollyi* (Oppel); фиг. 5, 6 - *Subplanitoides putiatinensis* (Chud.); фиг. 7 - "*Subplanitoides*" *chudoleyi* Sey et Kalach.; фиг. 8 - *Subplanitoides* ex gr. *subpraesox* (D. et E.); фиг. 9, 10 - *Lemencia* sp. ind., фиг. 12 - *Aulacosphinctoides* ? sp. ind. Южное Приморье, о. Путятин. Средний титон, фиг. 1-3, 5-10, 12 - зона *P. zitteli*, фиг. 4, 11 - зона *A. proximus*. Сборы авторов.

том аммонитовых фаун стран Восточного Тетиса, нуждается в уточнении таксономических и возрастных границ. Последнее относится и к роду *Torquatisphinctes*. Редкие в составе комплекса *Parapallasiceras* и *Lemencia*, начинаясь в верхах нижнего титона, в основном распространены в среднем титоне, где тяготеют к верхней части подъяруса [20, 24, 32].

Таким образом, нижний комплекс с о. Путятин, включающий представителей европейских, индо-эфиопских и американских аммонитовых фаун, является весьма специфичным и не имеет прямых аналогов среди разновозрастных аммонитовых ассоциаций. По обилию "гладких" аммонитов он сопоставим с комплексом зоны *Pseudolissoceras zitteli* Аргентины [30], где также преобладают хаплоцератиды и оппелиды. Учитывая присутствие в путятинском комплексе образцов, близких к виду-индексу этой зоны, мы выделяем в Южном Приморье зону *Ps. zitteli* (табл. 1), сопоставляя ее с одноименными зонами Аргентины и Кубы и европейской зоной *Ps. bavaricum*. Последняя в настоящее время параллелизуется с зонами *semiforme* и *fallauxi* Южной Европы [41].

Близкий биостратон на территории Приморья был выделен К.М. Худолеем [14], который установил здесь слои с *Primoryites primoryensis* и отнес их к верхам нижнего титона. Позднее [18] он включил *Primoryites* как подрод в состав рода *Pseudolissoceras* и частично переименованные слои скоррелировал с нижней частью среднего титона. Нами *Primoryites primoryensis* Chud. помещен в синонимичку *Pseudolissoceras ex gr. zitteli*.

Верхний аммонитовый комплекс путятинского разреза по систематическому составу и соотношению основных элементов заметно отличается от нижне-

го. В нем резко сокращается число хаплоцератид и оппелид, хотя они прослеживаются до верхов разреза и среди них также присутствуют *Pseudolissoceras ex gr. zitteli* и *Glochiceras ? jollyi*. Доминируют в верхнем комплексе перисфинктации, как проходящие из нижней части разреза, так и вновь появившиеся. Общим элементом для обоих комплексов являются *Subplanitoides* и *Parapallasiceras*, причем первые создают основной фон верхнего сообщества. В верхней ассоциации возрастает роль *Lemencia*, из которых один образец сближен с экземпляром из Франконского Альба (Германия), описанным А. Цайсом [40] как *Lemencia aff. adeps* (Schneid) (рис. 5, фиг. 14).

К вновь появившимся элементам принадлежат *Sublithacoceras* и *Aulacosphinctes*. Крупные сублитакоцерасы определены как *S. cf. penicillatum* (Schneid), среди более мелких экземплярах установлен *S. cf. diffusum* (Schneid) (см. рис. 5, фиг. 6, 13). Представители рода *Aulacosphinctes* составляют вторую после *Subplanitoides* фонообразующую группу комплекса. Эти микроконховые формы с эволютивной раковиной, уплощенным вентром и более или менее четкой бороздой на фрагмоконне (см. рис. 5, фиг. 2-5, 7) отождествлены с *Aulacosphinctes proximus* (Steuer), описанным из титона Аргентины. В верхах разреза найден фрагмент аммонита со специфической скульптурой из грубых двураздельных ребер и бугорков в точке ветвления (см. рис. 5, фиг. 12), напоминающей скульптуру гималаитид.

При датировке верхнего комплекса первостепенная роль принадлежит роду *Aulacosphinctes*. Этот род также более характерен для восточных районов Тетиса, но известен и на Европейском континенте - в Южной Испании, где целый ряд видов описан из верхов среднего и большей части верхнего титона [24, 32, 37]. В восточных частях Тетиса данный род установ-

Таблица 1

Биостратиграфические схемы отложений верхов юры и низов мела Южного Приморья по аммонитам и бухиям

Бореальная шкала	Подъярус	Зоны и слои по бухиям	Зоны и слои по аммонитам	Подъярус	Тетическая шкала
	Верхне-волжск.	Зона <i>Buchia piochii</i> - <i>B. terebratuloides</i>	Зона <i>Berriasella jacobi</i> - <i>Pseudosubplanites grandias</i>	Нижний берриас	
	Средне-волжск.			Верхний титон	
	Нижневолжский	Слой с <i>B. rugosa</i> и <i>B. mosquensis</i>	Зона <i>Aulacosphinctes proximus</i> Зона <i>Pseudolissoceras zitteli</i> Слой с <i>Virgatosphinctes cf. mexicanus</i>	Средний титон Нижний титон	

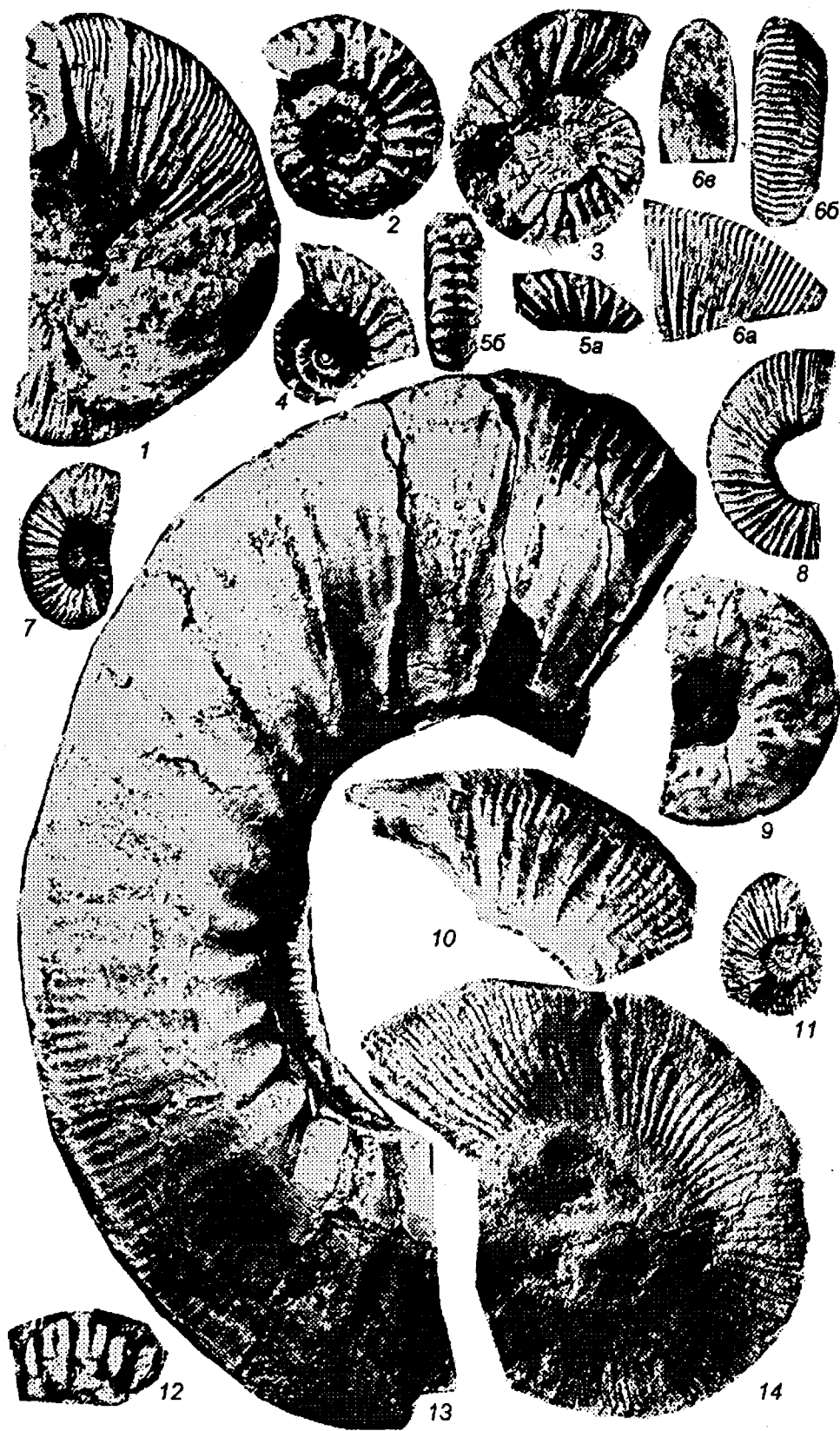


Рис. 5. Фиг. 1 - *Sublithacoceras* sp. ind.; фиг. 2-5, 7 - *Aulacosphinctes proximus* (Steuer); фиг. 6 - *Sublithacoceras* sp. (cf. *diffusum*); фиг. 8 - *Subplanitoides putiatinensis* (Chud.); фиг. 9 - *Glochiceras* ? *jollyi* (Oppel); фиг. 10 - *Parapallasiceras* sp.; фиг. 11 - *Subplanitoides* aff. *putiatinensis* (Chud.); фиг. 12 - *Himalayites* ? sp. ind.; фиг. 13 - *Sublithacoceras* cf. *penicillatum* (Schneid); фиг. 14 - *Lemencia* aff. *adepts* (Schneid). Южное Приморье, о. Путятин. Средний титон, зона *A. proximus*. Сборы авторов.

лен в Восточной Африке, на Мадагаскаре, в Гималаях, Аргентине и Чили, но как и в случаях с другими восточнотетическими таксонами, нет единства мнений в понимании его объема и возраста. По сведениям Х. Верма и Г. Вестермана [39], *Aulacosphinctes* в основном распространен в верхней части среднего и в верхнем титоне. В сланцах Спити области Лапталль (Индия) ассоциация *Himalayites - Corongoceras - Aulacosphinctes* параллелизуется с нижней частью верхнего титона [29]. Близкий к приморскому комплекс с *Aulacosphinctes*, *Parapallasiceras*, "*Virgatosphinctes*" и др. установлен недавно в сланцах Спити в районе Занкхар [33], но возраст его определен от раннего титона до начала позднего. В Аргентине, по материалам Г. Леанса [30], *Aulacosphinctes* встречается от середины среднего титона до конца позднего. В среднем титоне им выделена зона *A. proximus*, с видом-индексом которой мы отождествляем большинство наших аулакосфинктеров.

Показателем возраста, по-видимому, может служить также *Sublithacoceras*, но в отличие от предыдущего этот таксон известен только на Европейском континенте - в Германии, Франции, Испании и Болгарии. Во Франконском Альбе сублитакоцерасы, по данным А. Цайса [40], приурочены к нижней части среднего титона - зоне *bavaricum*. Для Южной Испании этот род отмечается в зоне *semiforme*, а также в зоне *ponti* верхов среднего титона [24, 32]. Обширный комплекс *Sublithacoceras* приводится из среднего титона Франции [22]. Поэтому в нашем комплексе сублитакоцерасы, скорее всего, характеризуют верхнюю часть подъяруса. Об этом же свидетельствует и увеличение числа *Lemencia*, поскольку в Южной Испании они ограничены зонами *fallauxi* и *ponti*, где представлены достаточно обильно [24, 32].

Из остальных элементов сообщества *Subplanitoides* и *Parapallasiceras* имеют широкие возрастные пределы, хотя парапаллазицерасы, как отмечалось, более часты в верхней половине среднего титона. Примерно также обстоит дело и с "гладкими" аммонитами, которые присутствуют в рассматриваемом комплексе. В его составе выделяется фрагмент аммонита из верхов разреза, который по типу скульптуры близок к *Himalayites* или *Corongoceras*, что позволяет предположить более высокие слои, т.к. ассоциация *Corongoceras - Himalayites* обычна для верхнего титона ЮВ Азии и Америки [29, 30, 39].

Проделанный анализ свидетельствует, что верхний путятинский комплекс, скорее всего, отвечает верхней части среднего титона. Присутствие *Aulacosphinctes proximus* позволяет сопоставить его с одноименной зоной Аргентины и выделить в Приморье зону *A. proximus*. Правда, кроме вида-индекса, они не содержат других общих элементов. Г. Леанса [30] отмечает, что комплекс зоны *proximus* наиболее

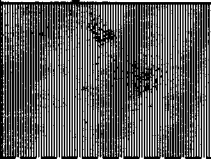
обедненный в титонском разрезе Анд, тогда как сообщество приморской зоны, напротив, весьма разнообразно и включает около десяти родовых таксонов, из которых значительная часть принадлежит европейским родам. Это определяет своеобразие данного комплекса, который, как и нижний, не имеет аналогов в притихоокеанских и восточно-азиатских странах. Исключение в какой-то степени составляет упоминавшаяся ассоциация из сланцев Спити района Занкхар [33]. Аргентинская зона *proximus* сопоставлялась Г. Леансом со средней частью среднего титона. В последнее время, особенно после детальных исследований в Южной Испании, эта зона коррелируется с верхами среднего титона - европейскими зонами *Microcanthoceras ponti* и *Burckhardiceras* [38, 41]. Соответственно этот возраст принят для зоны *proximus* Приморья, что подтверждает приведенный анализ фауны.

Характеристика обоих путятинских комплексов может быть дополнена бухиями, которые составляют малую часть сопутствующей разнообразной фауны двустворок - тригониид, камптонектесов, пинн, плагиостом, лоф и др. Редкие мелкие бухии встречены в основном в верхней части разреза и представлены *Buchia rugosa* (Fisch.) и *B. mosquensis* (Buch). Применительно к бухиевой шкале, эти отложения выделяются как слои с *B. rugosa* и *B. mosquensis* и сопоставляются с одноименной бухиазоной Западного Приохотья [12]. Последняя в основном является нижеволжской, хотя, по-видимому, включает и низы средней волги.

Ниже-среднетитонские отложения широко распространены в Южном Приморье восточнее Уссурийского залива - в бассейнах рек Петровка, Литовка и прилегающих районах. В изученном авторами разрезе по р. Петровке могут быть намечены те же биостратоны: в нижней части разреза встречено довольно много "гладких" аммонитов, в том числе *Pseudolissoceras ex gr. zitteli* и *Glochiceras ? jolli*, в ассоциации с *Subplanitoides* и возможно *Virgatosphinctes*, а выше - *Aulacosphinctes* и *Subplanitoides*. Здесь же прослеживаются и слои с *B. rugosa* и *B. mosquensis*.

Сказанное относительно титонских отложений Южного Приморья можно суммировать следующим образом. В их составе установлены три аммонитовых биостратона - зоны и слои с фауной, которые благодаря общности или близости видов-индексов скоррелированы с аммонитовой шкалой Южной Америки (Аргентины). Но в целом приморские комплексы имеют "европейский" облик, что заметно выделяет их среди аммонитовых ассоциаций сопредельных территорий и сближает с европейскими фаунами, позволяя сопоставлять, хотя и приближенно, с зональными подразделениями титона Западной Европы (табл. 2).

Схема корреляции титонских и нижнеберриасских отложений Европы, Индии, Южного Приморья России и Аргентины

	Подъярус	Южная Франция Южная Испания	Центральная Европа	Индия область Спити	ДВ России Южное Приморье	Аргентина пров. Неукен	
Верхняя юра	Нижний мел	Н. берриас (ниж. часть)					
			<i>Berriasella jacobi</i> <i>Pseudosubplanites grandis</i> (<i>P. euxinus</i>)	<i>Pseudosubplanites euxinus</i>	Комплекс <i>Neocosmoceras</i> - <i>Distoloceras</i>	<i>Berriasella jacobi</i> <i>Pseudosubplanites grandis</i>	<i>Substeuroceras koeneni</i>
	Верхний титон		<i>Durangites</i>	<i>Paraulacosphinctes transitorius</i> , <i>Microcanthoceras microcanthum</i> <i>Pseudovirgatites scruposus</i>	Комплекс <i>Blanfordiceras</i>		<i>Corongoceras alternans</i>
			<i>Microcanthoceras microcanthum</i>		Комплекс <i>Himalayites-Corongoceras-Aulacosphinctes</i>		
		Средний титон	<i>Microcanthoceras ponti</i>	<i>Pseudovirgatites puschi</i>	Комплекс <i>Hildoglochiceras</i> - <i>Virgatosphinctes</i>	<i>Aulacosphinctes proximus</i>	<i>Aulacosphinctes proximus</i>
			<i>Semiformiceras fallauxi</i>	<i>Pseudolissoceras bavaricum</i>			
			<i>Semiformiceras semiforme</i>				
		Нижний титон	<i>Neochetoceras darwini</i>	<i>Danub. palatinum</i>	Комплекс <i>Torquatisphinctes</i> - <i>Aulacosphinctoides</i>	Слои с <i>Virgatosphinctes</i> cf. <i>mexicanus</i>	<i>Virgatosphinctes mendozanus</i>
				<i>Franconites vimineus</i>			
				<i>Ussel. parvinodosum</i>			
				<i>Danub. triplicatus</i>			
				<i>Ussel. tagmerheimense</i>			
<i>Hybonoticeras hybonotum</i>	<i>Hybonoticeras hybonotum</i>						

БЕРРИАСКИЙ ЯРУС

Нижний берриас

К нижнему берриасу отнесена часть отложений чигановской свиты, возраст которых ранее рассматривался как позднеюрский. Эти отложения развиты по побережью Уссурийского залива в районе м. Открытого (Чиган) и непосредственно к востоку вблизи ж.д. ст. Стрелок. Обнажающаяся по побережью толща (стратотип чигановской свиты) залегает на породах нижнего-среднего триаса, имея в основании мощный (160 м) комплекс валунно-галечниковых конгломератов, конгломератовидных и грубозернистых песчаников. Основная часть разреза сложена мелко-среднезернистыми глинистыми зеленовато-серыми слоистыми песчаниками с обилием растительного детрита и редкими прослоями крупнозернистых светлых массивных песчаников мощностью до 3-х м. В середине разреза присутствует пачка частого переслаивания крупнозернистых песчаников, алевролитов и углисто-глинистых пород, включающих тонкие пропластки и линзочки угля. Общая мощность пород составляет 620 м.

В отличие от титонских, эти отложения охарактеризованы главным образом бухиями, аммониты встречаются достаточно редко, а определяемые их остатки установлены лишь на трех стратиграфических уровнях в разрезе по побережью Уссурийского залива. Высокий корреляционный потенциал бухий позволяет использовать их наряду с аммонитами при биостратиграфическом анализе и датировке отложений. Первые бухии в разрезе встречены в 180-200 м от основания толщи, т.е. почти сразу над грубообломочными базальными слоями и представлены *Buchia piochii* s. l., *B. terebratuloides* (Lah.), *B. unschensis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.), *B. trigonoides* (Lah.), *B. volgensis* (Lah.), *B. aff. okensis* (Pavl.). Этот комплекс, за исключением *B. aff. okensis*, с различной полнотой прослеживается по всему разрезу вплоть до его верхов [9], свидетельствуя о принадлежности толщи к единому бухиевому биостратону. Приведенная ассоциация является типичной для верхневолжского подъяруса бореальных районов Европы, Азии и Северной Америки и характерна для отложений, относимых к верхнему титону в Британской Колумбии и Калифорнии*. Доминируют в составе комплекса *B. terebratuloides*, *B. unschensis*, *B. piochii* s. l.

* Верхнетитонские отложения этих регионов многими исследователями, особенно в последнее время, рассматриваются как нижнеберриасские [11, 13, 38, 41 и др.].

B. terebratuloides на Русской платформе встречается в зоне *fulgens* (или даже в верхах средней волги) и наибольшее развитие получает в зонах *subdites* и *nodiger*, захватывая, по-видимому, низы рязанского горизонта [1, 34]. В Северной Сибири и в бассейне р. Печоры этот вид ограничен верхневолжским подъярусом, причем в Сибири он (включая *B. obliqua*) более тяготеет к зонам *okensis* и *taimyrensis* [2, 3], а на Печоре - к зонам *fulgens* и *subdites* [5]. На Северо-Востоке России диапазон вида принят в пределах верхней волги - низы бореального берриаса [8], равно как и в Восточной Гренландии, где он, видимо, достигает зоны *H. kochi* [36]. На Дальнем Востоке России [12] и в Арктической Канаде [26] *B. terebratuloides*, скорее всего, не выходит за пределы верхней волги, а в Британской Колумбии и в Калифорнии данный вид приурочен к верхней части "верхнего титона" [27, 28].

Вид *B. unshensis* менее распространен, чем предыдущий, за исключением Северной Сибири, где суперзона *Unshensis* охватывает большую часть верхней волги и низы бореального берриаса вплоть до зоны *H. kochi* [3]. Примерно такой же диапазон отмечается для этого вида на Русской платформе [6], в бассейне р. Печоры [5] и в Восточной Гренландии [36]. В то же время, в Арктической Канаде [25] и на Дальнем Востоке [12] он, скорее всего, ограничен рамками верхней волги. Редкие образцы *B. unshensis* отмечены в верхах "верхнего титона" Британской Колумбии [27].

Преобладает в данной группе *B. piochii* (*Gabb*), понимаемая в широком смысле с включением *B. tenuicollis* (*Pavl.*), *B. krotovi* (*Pavl.*) и других видов с узкой и высокой раковиной из верхов бореальной юры [12]. На Русской платформе он ограничен верхневолжским подъярусом с максимумом в краспедитовых слоях [1, 34]. На севере России, в Гренландии и Арктической Канаде *B. piochii* s. l. не установлена, кроме Северо-Востока России, где этот вид повсеместно присутствует в верхневолжских слоях и отмечен в низах мела [8]. *B. piochii* широко известна на тихоокеанском побережье Северной Америки - в Британской Колумбии и Калифорнии, ее биозона здесь ограничена "верхним титоном" с преобладанием в нижней части подъяруса [27, 28]. Из других видов приморского комплекса *B. fischeriana* и близкая к ней *B. trigonoides* обладают широким диапазоном: верхи средней волги - нижняя часть бореального берриаса.

Все эти виды в Западном Приохотье образуют характерную ассоциацию в верхневолжских слоях, и здесь установлена зона *B. piochii* - *B. terebratuloides* примерно в объеме верхневолжского подъяруса, которая непосредственно в разрезе сменяет бухиазону *B. russiensis* - *B. fischeriana* верхов средней волги с верхнетитонским *Durangites* [12, 13]. Подобный набор бухий характерен и для верхневолжской зоны *B. tenuicollis* - *B. terebratuloides* Северо-Востока Рос-

сии [7]. По аналогии с этими регионами в Южном Приморье также выделена верхневолжская зона *B. piochii* - *B. terebratuloides*, но присутствие в приморском комплексе *B. volgensis* - характерного берриасского вида, и *B. aff. okensis* из верхов "верхнего титона" Калифорнии и Британской Колумбии предполагает в чигановском разрезе Приморья более высокие слои этой зоны [9].

Наряду с бухиями в разрезе по побережью Уссурийского залива встречены аммониты, принадлежащие к тетическим аммонитовым сообществам и позволяющие провести параллельную датировку по этой группе фауны. В отличие от бухий остатки аммонитов, как отмечалось, встречаются значительно реже. В средней части разреза (в 320 м от основания) найден хорошей сохранности берриаселлид с уплощенными субпараллельными боковыми сторонами и уплощенным вентром с хорошо выраженной срединной полоской (рис. 6, фиг. 11). Морфологически он наиболее сходен с *Dalmasiceras Djan.*, с которым его сближают также сглаженная на последнем обороте скульптура и хорошо выраженные приумбональные бугорки. От большинства представителей этого рода приморский образец отличается инволютной раковиной и характером скульптуры на внутренних оборотах, но среди европейских далмазицерасов известны виды с существенно инволютной раковиной, например - *D. biplanum* *Maz.* из низов берриаса стратотипической местности Франции [21] (рис. 5, фиг. 2). Тем не менее, наш образец достаточно специфичен и может быть определен как *Dalmasiceras sp. nov.*

Этот род известен только в Южной Европе (Западный Тетис) - во Франции, Испании, Болгарии, Крыму и на Кавказе, где он ограничен берриасским ярусом и распространен преимущественно в нижнем берриасе. Максимальное присутствие далмазицерасов отмечается в низах подъяруса - в зоне *jacobi/grandis*, откуда происходит и *D. biplanum*, с которым наиболее схож приморский аммонит.

В верхней части разреза (550 м от основания) найдены плохой сохранности *Pseudosubplanites sp. ind.* и *Berriassella sp. ind.*, а в верхах толщи (интервал 570-600 м) встречен довольно многочисленный, но однообразный по составу аммонитовый комплекс. Основной фон его образуют мелкие аммониты (микрoконхи) с хорошо выраженным устьевым выростом. По характеру навивания, уплощенности боковых сторон и вентра, наличию на нем гладкой полоски, типу скульптуры они отнесены к роду *Berriassella*. Большая часть из них сближены с *B. jacobi* *Maz.* и определены как *B. ex gr. jacobi* (рис. 6, фиг. 1-4, 6), остальные идентифицированы как *B. sp.* (рис. 6, фиг. 5, 8, 9) и *B. sp. ind.* Вторую группу составляют более редкие и крупные аммониты, отнесенные к роду *Pseudosubplanites*. Один из них диаметром свыше 200 мм определен как *P. cf. grandis* (*Maz.*) (рис. 6, фиг. 7), другие - как *P. aff. combesi* *Le Heg.* и *P. sp.* (рис. 6,

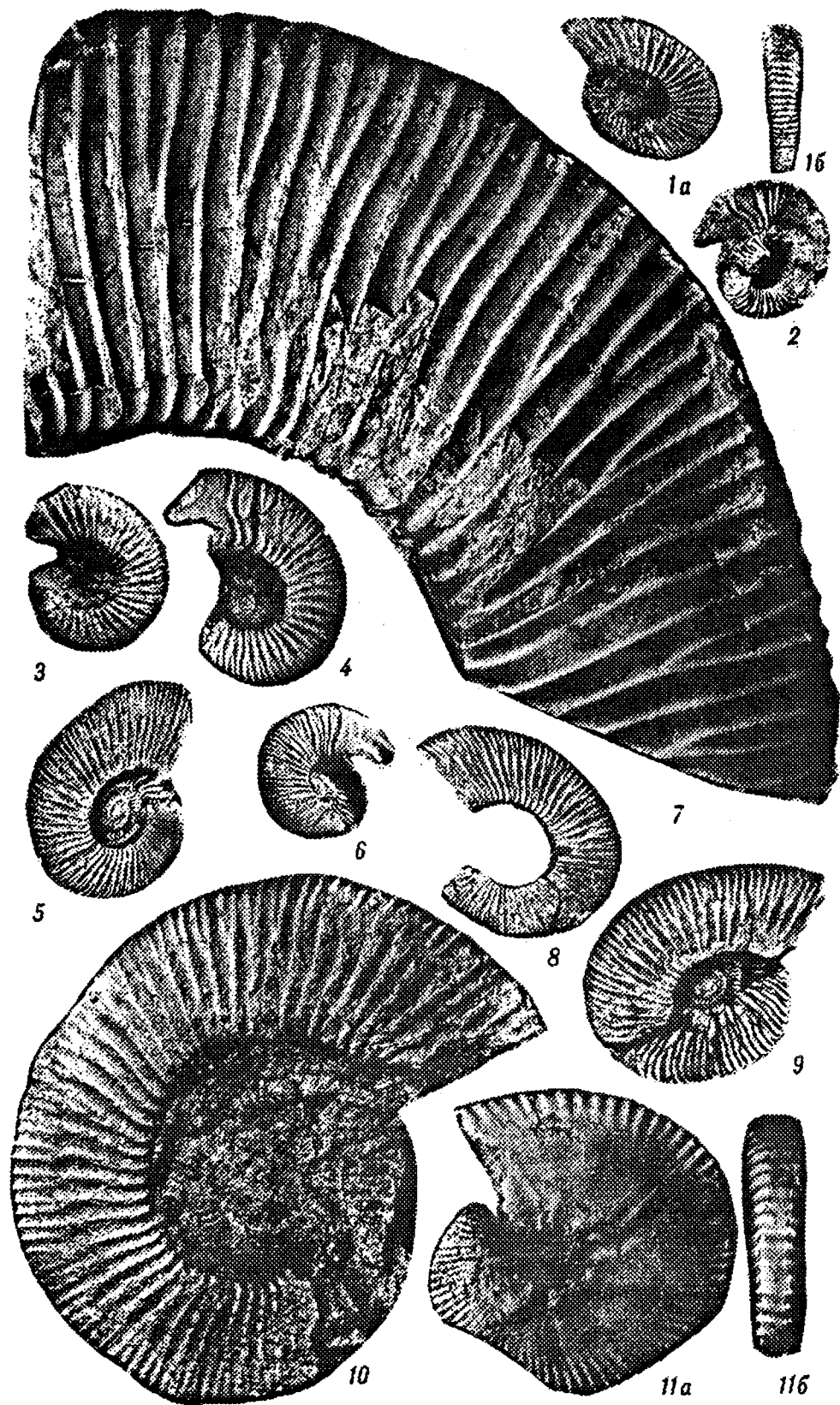


Рис. 6. Фиг. 1-4, 6 - *Berriasella ex gr. jacobi* Mazenot; фиг. 5, 8, 9 - *Berriasella* sp.; фиг. 7 - *Pseudosubplanites cf. grandis* (Mazenot); фиг. 10 - *Pseudosubplanites* sp.; фиг. 11 - *Dalmasiceras* sp. nov. Южное Приморье, побережье Уссурийского залива. Нижний берриас, зона *jacobi/grandis*. Сборы авторов.

фиг. 10). Присутствие в составе комплекса *Berriasella ex gr. jacobi* и *Pseudosubplanites cf. grandis* определенно указывает на нижнюю часть берриасского яруса - зону *jacobi/grandis* европейской шкалы и позволяет установить эту зону в Южном Приморье.

Таким образом, аммонитовая фауна разреза по побережью Уссурийского залива имеет меловой возраст и в аммонитовой шкале отвечает нижней части берриаса. В то же время, в бухиевой шкале, как было показано выше, эти отложения являются юрскими и соответствуют верхневолжскому подъярсу. Эти данные, как и находка верхнетитонского *Durangites* в верхах средневолжского подъяруса Приохотья, имеют принципиальное значение при решении проблемы юрско-меловой границы. Наряду с материалами по другим регионам, в том числе по Северной Америке, они позволяют сделать вывод о неадекватности терминальных ярусов юры (титонского и волжского), и о принадлежности верхневолжского подъяруса к мелу, определяя положение юрско-меловой границы вблизи основания верхневолжского подъяруса. Эти вопросы более детально рассмотрены авторами в предыдущих работах [11, 13].

Берриасский аммонитовый комплекс Приморья можно считать аналогом аммонитовых сообществ из низов берриаса ЮВ Франции и других стран Южной Европы. В то же время, он подобно титонским комплексам резко отличается от одновозрастных ассоциаций стран Восточного Тетиса. Исключение составляют аммониты, недавно открытые в Гималаях на юге Китая [31]. Этот комплекс состоит в основном из берриаселл, среди которых определены преимущественно европейские виды (10 из 12), в том числе *Berriasella jacobi*. Отсюда же указывается *Pseudosubplanites cf. grandis*, хотя отнесенные к этому таксону образцы, на наш взгляд, из-за сохранности не могут быть точно идентифицированы. Наряду с берриаселлами в составе сообщества отмечаются *Blanfordiceras*, *Himalayites*, *Spiticeras*, *Corongoceras*, характерные для восточнотетических аммонитовых фаун, в связи с чем гималайский комплекс китайские специалисты считают промежуточным между Западным и Восточным Тетисом, что нельзя сказать о расположенном восточнее южноприморском комплексе, включающем только европейские таксоны.

В заключение следует подчеркнуть, что титонские и раннеберриасские фауны Южного Приморья представляют уникальное явление как для России и СНГ в целом, так и в более широком плане, способствуя решению межрегиональных и глобальных стратиграфических и палеобиогеографических проблем. Подобные фауны практически впервые установлены в пределах России. Они определяют детальное - на зональном уровне расчленение титон-берриасских отложений Южного Приморья. Смешанный характер этих фаун, включающих тетические аммониты и бореальные бухии, наряду с подобными фаунами При-

охотья, позволяет осуществить бореально-тетическую корреляцию и наметить уровень юрско-меловой границы в бореальной шкале. Наконец, со своеобразием приморских аммонитовых комплексов, в которых преобладают специфические европейские таксоны, связан ряд проблем, касающихся палеобиогеографических обстановок и миграционных связей в конце юры - начале мела в Юго-Восточной Азии [13].

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимов П.А. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. М.: Наука, 1969.
2. Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. (Труды ИГГ СО АН СССР. Вып. 458).
3. Захаров В.А. Определение границы юрской и меловой систем по бухиидам // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. (Труды ИГГ СО АН СССР. Вып. 699). С. 115-128.
4. Коновалов В.П., Коновалова И.В. К стратиграфии верхнеюрских и берриас - валанжинских отложений Приморского края // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1976. С. 78-86.
5. Месежников М.С., Гольберт А.В., Захаров В.А. и др. Новое в стратиграфии пограничных между юрой и мелом слоев бассейна р. Печоры // Верхняя юра и граница ее с меловой системой / Новосибирск: Наука, 1979 (ИГГ СО АН СССР). С. 66-71.
6. Месежников М.С., Захаров В.А., Шульгина Н.И. и др. Стратиграфия рязанского горизонта на р. Оке // Там же - 1979. С. 71-81.
7. Паракецов К.В. Проблема зонального расчленения верхней юры, нижнего мела Северо-Востока СССР по бухиям // Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан, 1980. С. 91-106.
8. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989.
9. Сей И.И., Калачева Е.Д. Нижнеберриасские отложения Южного Приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990 (Тр. ИГГ СО АН СССР. Вып. 699). С. 178-187.
10. Сей И.И., Калачева Е.Д. Зональная стратиграфия верхней юры и низов мела Дальнего Востока. Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 162-170.
11. Сей И.И., Калачева Е.Д. Пограничные слои юры и мела Дальнего Востока России и проблема юрско-меловой границы // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. С.-Петербург: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 32-40.
12. Сей И.И., Калачева Е.Д. Бухии и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений северной части Дальнего Востока // Геология и геофиз. 1993, №8. С. 46-60.
13. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России. Служебно-информационная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1993.
14. Худолей К.М. Верхнеюрские отложения Южного и Среднего Сихотэ-Алиня // Сов. геол. 1960, №2 С. 141-144.
15. Худолей К.М. Новые титонские представители гаплогераций и перисфинкций Южного Приморья // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М.: Гостехиздат, 1960. Ч. 2. С. 163-168.
16. Худолей К.М. Представители рода *Virgatospicites* из позднеюрских отложений Южного Сихотэ-Алиня // Информ. сборник ВСЕГЕИ. Л, 1960. №24. С. 117-125.

17. Худoley К.М. Позднеюрские аммониты Южного Сихотэ-Алиня // Мат. по геол. Дальнего Востока и Забайкалья / Л.: ВСЕГЕИ, 1963. Т. 81. С. 61-73.
18. Худoley К.М. О границе юрской и меловой систем на Дальнем Востоке // Пограничные ярусы юрской и меловой систем / М.: Наука, 1984. С. 107-114.
19. Худoley К.М. О стратиграфии верхнеюрских отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 1986. №6. С. 122-124.
20. Cecca F., Enay R. Les ammonites des zones a Semiforme et Fallauxi du Tithonique de l'Ardeche (Sud-Est de la France): Stratigraphie, paleontologie, paleobiogeographie // Palaeontographica. Stuttgart. Bd. 219. Lief. 1-3. P. 1-87.
21. Cecca F., Enay R. Le Hagarat G. The Tithonian of Ardeche (Soth-East France): new stratigraphical data and revision of the type - section of the "Ardescan" (Toucas, 1890). // Newsl. Stratigr. Berlin-Stuttgart. 1986. Vol. 20. №3. P. 115-129.
22. Donze P., Enay R. Les Cephalopodes du Tithonique inferieur de la Croix - de - Saint Concors pres Chambéry (Savoie) // Trav. Lab. Geol. Lyon (N. S.). 1961. Vol. 7. P. 1-326.
23. Enay R., Cecca F. Structure et evolution des populytions tithoniques du genere d'ammonites tethysien Haploceras Zittel, 1868. Fossil Evolutione Ambiete. Pergola. 1986. P. 37-53.
24. Enay R., Geysant J.R. Faunes tithoniques des chaines Betiques (Espagne meridionale). Colloque limite Jurassique - Cretace Lyon-Neuchatel, 1973 // Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Paris. 1975. №86. P. 39-55.
25. Jeletzky J.A. Upper Volgian (latest Jurassic) ammonites and buchias of Arctic Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. 1966. №103. P. 1-70.
26. Jeletzky J.A. Biochronology of the marine boreal latest Jurassic, Berriasian and Valanginian in Canada. In Casey R. and Rawson P.E. (eds): The boreal Lower Cretaceous. Geological Journal. 1973. Special Issue. №5. P. 41-80.
27. Jeletzky J.A. Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian - Berriasian stages in the Boreal realm. In: Jurassic - Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. Geol. Ass. Canada. 1984. Special Paper - 27. P. 175-225.
28. Jones D.L., Bailey E.H., Imlay R. Structural and stratigraphic significance of the Buchia zones in the Colyear Springs - Paskenta Area, California // Prof. Pap. U. S. geol. Surv. 1969. №647-A. P. 1-21.
29. Krishna J., Kumar S., Singh I.B. Ammonoid stratigraphy of the Spiti Shale (Upper Jurassic), Tethys Himalaya, India // N. Jahrb. Geol. Paläont., Mh. Stuttgart. 1982. Vol. 10. P. 580-592.
30. Leanza H. The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquen, Argentina // Zitteliana. München. 1980. Vol. 5. P. 3-49.
31. Liu Guifang, Wang Scien. A new advance in study of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Himalayas, Xizang (Tibet) // Professional Paper of Stratigr. Palaeontol. Beijing, China. 1987. №17. P. 143-166.
32. Oloriz F. Kimmeridgense - Tithonico inferior en el Sector Central de las Cordilleras Beticas. Zona Subbetica. Paleontologia, biostratigrafia. Tesis Doctoral Univ. Granada. №184. 758 p.
33. Oloriz F., Tintori A. Upper Jurassic (Tithonian) ammonites from the Spiti Shales in Western Zaskar (NW Himalayas) // Riv. Ital. Paleont. Strat. Milano, 1990. Vol. 96. №4. P. 461-486.
34. Pavlov A.P. Enchainement des Aucelles et Aucellines du Cretace Russe // Nouv. Mem. Soc. Natur. Moscow, 1907. T. 17.
35. Sey I.I., Kalacheva E.D. Jurassic taxa ranges and correlations charts for the Circum Pacific. 1. Soviet Union. 1-3. Ammonites and bivalves of the Far East // Newsl. Stratigr. Berlin - Stuttgart. 1988. Vol. 19. №1/2. P. 35-65.
36. Surlyk F., Zakharov V.A. Buchiid bivalves from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of East Greenland // Palaeontology. London. 1982. Vol. 25. Part. 4. P. 727-759.
37. Tavera J.M. Los ammonites del Tithonico superior - Berriasense de la Zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Tesis Doctoral Univ. Granada. 1985.
38. Tavera J.M., Oloriz F., Company M., Checa A. Mediterranean ammonites and the Jurassic - Cretaceous boundary in Southern Spain (Subbetic Zone) // Acta Geol. Hungarica, 1986. Vol. 29, №1-2. P. 151-159.
39. Verma H.M., Westermann G.E.G. The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra Catorce, San Luis Potosi, Mexico // Bull. Amer. Paleontol. 1973. Vol. 63. №277. P. 103-320.
40. Zeiss A. Untersuchungen zur Palaontologie der Cephalopoden des Unter - Tithon der Sudlichen Frankenalb. // Abh. Bayer. Akad. Wissensch. Munchen, Math. - Naturw. Kl., N.S. 1968. Vol. 132.
41. Zeiss A. Comments on a tentative correlation chart for the most important marine provinces at the Jurassic / Cretaceous boundary // Acta Geol. Hungarica, 1986. Vol. 29, №1-2. P. 27-30.

Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Кирпинского

г. Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
8 августа 1994 г.

Sei I.I., Kalacheva E.D.

Biostratigraphy and fauna of the Upper Jurassic and the Cretaceous lowermost strata (South Primorie, Russia's Far East)

A detailed biostratigraphy of the Upper Jurassic and the Cretaceous lowermost strata in South Primorie is given. Lower and Middle Tithonian deposits have been distinguished in the Upper Jurassic and Berriasian deposits first established in the territory have been revealed in the Lower Cretaceous. Ammonite and Buchean complexes have been characterized. The specificity of the ammonite associations including typical European taxons is mentioned. On this basis they are correlated with the European scale. The combination of Tethian ammonites and Boreal Buchean in the associations enables the authors to make the Boreal-Tethian correlation and to determine the Jurassic-Cretaceous boundary location in the Boreal scale. The solution of the paleobiogeographical problems is defined by the peculiarity of the Primorie ammonite complexes.

Е.Ф.Дылевский

СУБЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛТЫ ЮЖНО-АНЮЙСКОГО ПРОГИБА
И ПРОБЛЕМА ИХ ГЕНЕЗИСА (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

Рассмотрены субщелочные оливин-пироксеновые и пироксеновые базальты, впервые обнаруженные в центральной части Южно-Аньюйского прогиба среди верхнеюрских вулканитов толеитовой серии. Особенности их локализации и направленность латеральных вариаций петро- и геохимических свойств преобладающих по объему толеитовых базальтов и андезибазальтов указывают на неизвестную ранее поперечную зональность прогиба. Характер структур и своеобразие вещественного состава субщелочных базальтов позволяет связывать их извержения вслед за толеитами, в основном, с такими изменениями флюидного режима развития вулканизма, которые обуславливались возрастанием во флюиде роли углекислоты.

Южно-Аньюйский прогиб, описанный впервые А.Я. Радзивиллом в качестве позднемезозойской зеленокаменной геосинклинали [21], простирается с юго-востока на северо-запад по правобережью р. Бол. Анюя на расстояние около 350 км (рис. 1). Существенную роль в его строении играют верхнеюрские базальты, подчиненные им андезибазальты и еще более редкие риолиты. Их рассматривали в составе кремнисто-спилитовой [21], спилит-кератофировой [22] или толеит-базальтовой [17] формаций. На повышенную щелочность некоторых верхнеюрских базальтовых лав первым обратил внимание А.А. Сурнин [23], посчитавший, однако, эту их особенность результатом спилитизации при остывании в подводной обстановке. В 1992 г. автор настоящей работы среди эффузивов, распространенных в бассейне р. Уямканда (см. рис. 1) впервые обнаружил типичные по вещественному составу базальты субщелочного ряда. Своеобразие их положения указывает прежде всего на неизвестную ранее поперечную зональность Южно-Аньюйского прогиба, которую необходимо учитывать при интерпретации его тектонической природы, являющейся до настоящего времени предметом дискуссий [17, 22, 24]. Кроме того, свойства состава и структуры субщелочных базальтов дают основание для суждений об особенностях их генезиса. В тексте работы использованы результаты рентгенофлуоресцентных анализов вулканитов, полученные В.И. Мануиловой и Т.А. Дайнеко в СВКНИИ ДВО РАН, где, кроме того, методом микроанализа на установке "Камебакс" Е.М. Горячевой исследован состав породообразующих минералов.

Субщелочные базальты занимают около 1-1.5% от всего объема распространенных в центральной части Южно-Аньюйского прогиба верхнеюрских вулканитов и сочетаются только с теми из них, выход которых образует южное обрамление названной структуры (рис. 1). В ассоциации с одновозрастными

эффузивами, обнажающимися вдоль разломов, ограничивающих прогиб с северо-востока, подобные базальты неизвестны.

Толща верхнеюрских вулканитов, сопровождающихся субщелочными базальтами, залегает на верхнетриасовых и среднеюрских (?) терригенных отложениях (рис. 1). В нижней ее части преобладают подушечные или с глыбовой отдельностью лавы афировых базальтов с интерсертальной или спилитовой микроструктурой, изредка содержащие единичные микровкрапленники авгита и преобразованного оливина. Подчиненную роль играют спорадофиновые авгитовые андезибазальты. Крайне редки микропорфиновые риодациты. Верхнюю пачку толщи слагают потоки глыбовых и подушечных афировых, спорадофиновых и порфириновых базальтов и андезибазальтов с редкими межподушечными включениями зеленых или красных яшм. В порфириновых базальтовых лавах вкрапленники представлены лейстами или таблицами, как правило, преобразованного лабрадора An_{60-65} и кристаллами низкотитанистого ($TiO_2 = 0.4-0.6\%$), низкоглиноземистого ($Al_2O_3 = 2-4\%$) авгита $Wo_{43-41}En_{46-42}Fs_{10-12}$. Весьма редки микровкрапленники измененного оливина. В базисе базальтов микролиты обычно деанортитизированного лабрадора и микрозерна авгита $Wo_{42-38}En_{43-42}Fs_{14-18}$ находятся в хлоритовом мезостазице, включающем микрокристаллы титаномagnetита с 9-11% TiO_2 и 4-5% Al_2O_3 . Разрез верхней пачки венчается потоками подушечных лав субщелочных базальтов, расслоенных силлами диабазов и габбро-диабазов. Общая мощность вулканитов 1700-2000 м. Сложенная ими толща погружается на север-северо-восток к центру прогиба под берриас-валанжинские терригенные отложения [5], в нижней пачке которых характерны туфогравелиты и конглобрекчии, состоящие из обломков (до 5-7 см в поперечнике) андезибазальтов, диабазов и кремнистых пород.

Верхнеюрские вулканы, распространенные вдоль разломов, ограничивающих прогиб с северо-востока, выделяются прежде всего тем, что среди них кроме доминирующих базальтов примерно одинаковую роль играют андезибазальты, с одной стороны, и риолиты - с другой. Базальты представляют собой афировые или микропорфировые породы с подушечной или глыбовой отдельностью, интерсертальной, спилитовой, вариолитовой и более редкой долеритовой микроструктурой. Микровкрапленники (не более 5-7%) представлены таблицами или лейстами плагиоклаза, кристаллами эндопсиды $Wo_{43-44}En_{47-46}Fs_{9-10}$ с низкими содержаниями TiO_2 (0.3-0.4%) и Al_2O_3 (2-3.3%), микрочастицами преобразованного оливина. Базис таких вулканитов состоит из обычно оборванных и часто пустотелых лейст как правило деанортитизированного лабрадора (?), редких зерен авгита, хлоритизированного стекла и микрочастиц рудного минерала. В связи с лавами характерны брекчии базальтов с красным глинисто-кремнистым цементом. Эффузивам сопутствуют изредка туффы, в которых, по устному сообщению П.П. Лычагина,

А.И. Казинцовой (ВСЕГЕИ), обнаружены остатки радиолярий, характерных для верхнеюрских и нижнемеловых отложений Дальнего Востока России. Мощность вулканической толщи, вероятно, превышает 2000 м.

Субщелочные базальты, обнаруженные среди вулканитов центральной части Южно-Ануйского прогиба, разнообразны по своему вещественному составу, структурам и микроструктурам. Те из них, потоки которых находятся в самой верхней части верхнеюрской вулканической толщи, содержат высокотитанистый клинопироксен, являющийся одним из индикаторных минералов базальтов субщелочного ряда [10]. Это афировые или микропорфировые породы, микроструктура которых сравнима как с вариолитовой, так и с офитовой или пойкилоофитовой. Они состоят из мелкого- и сноповидных агрегатов игольчатых и длиннопризматических (длиной до 5 мм, толщиной 0.05-0.1 мм) кристаллов лилового клинопироксена (35-45%), пронизанных длинными (до 3-5 мм), тонкими, часто пустотелыми лейстами как правило деанортитизированного олигоклаз-ан-

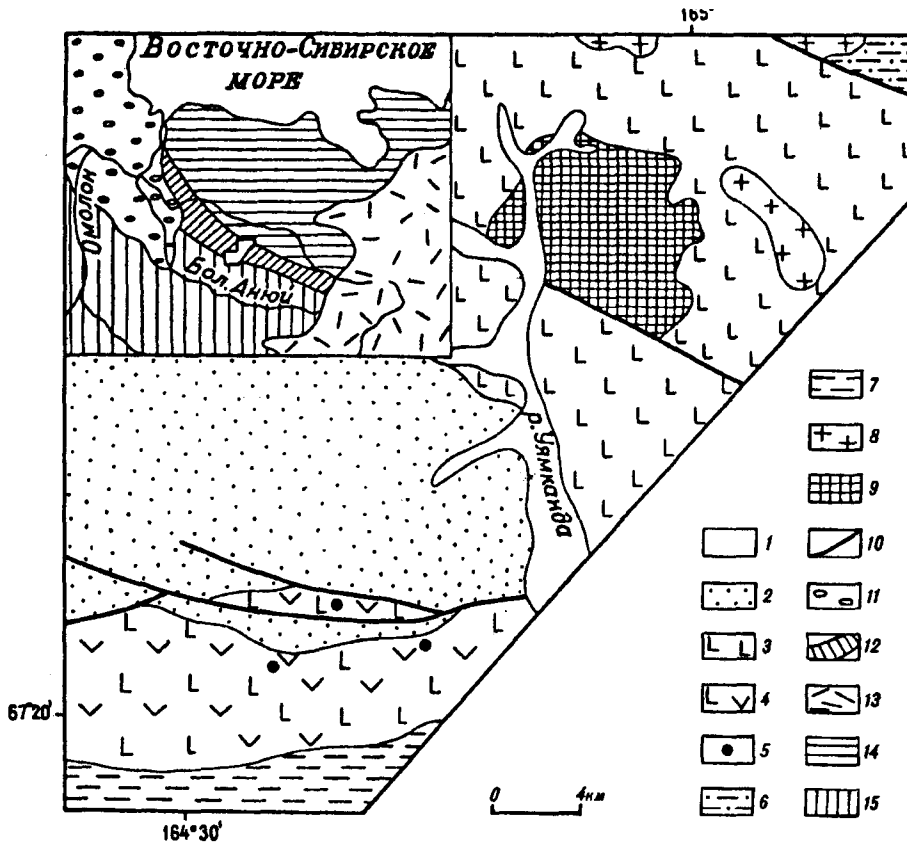


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Южно-Ануйского прогиба

1 - четвертичные отложения, 2 - берриас-валанжинские терригенные отложения, 3-4 - верхнеюрские базальты, андезибазальты и риолиты (3), базальты, андезибазальты и риодациты (4), 5 - выходы субщелочных базальтов, 6-7 - терригенные отложения верхнеюрские (6), среднеюрские (?) и верхнетриасовые (7), 8 - меловые габбро-диорит-гранитоидные интрузивы, 9 - Уямканский гипербазит-габбровый массив, 10 - разломы. На врезке: 11 - Приморская впадина (кайнозойские и четвертичные отложения), 12 - Южно-Ануйский прогиб (выходы верхнеюрских вулканических пород и неокеновых осадочных отложений), 13 - Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканический пояс, 14-15 - Чукотская миогеосинклинальная (14) и Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная (15) складчатые системы.

Составы клинопироксенов субщелочных базальтов Южно-Ануйского прогиба (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	44.92	43.12	46.43	53.17	51.87	49.04	48.01	53.75	52.25	50.62	49.41
TiO ₂	3.12	3.76	3.32	0.55	0.82	1.61	2.00	0.30	0.40	1.35	1.57
Al ₂ O ₃	10.69	10.26	8.90	1.88	3.47	5.41	6.40	2.47	2.36	3.79	3.48
FeO*	7.91	9.70	7.67	9.60	10.27	11.74	10.25	6.51	9.32	10.32	11.80
MnO	0.15	0.22	0.20	0.25	0.28	0.12	0.12	0.09	0.34	0.26	0.30
MgO	10.37	9.90	12.00	16.59	15.59	12.56	12.54	15.89	16.02	14.33	14.38
CaO	21.94	22.20	21.61	16.79	17.83	19.45	20.40	20.98	19.45	19.21	18.04
Na ₂ O	0.35	0.50	0.33	0.30	0.33	0.48	0.50	0.19	0.42	0.43	0.50
K ₂ O	0.09	0.10	0.24	0.02	-	0.07	-	0.35	0.20	0.09	-
Сумма	99.55	99.76	100.70	99.12	100.46	100.48	100.25	100.54	100.46	100.40	99.48
Si	1.688	1.640	1.726	1.970	1.915	1.837	1.801	1.956	1.931	1.885	1.868
Al ^{IV}	0.312	0.359	0.273	0.030	0.084	0.162	0.198	0.044	0.068	0.114	0.132
Al ^{VI}	0.163	0.103	0.115	0.055	0.066	0.076	0.085	0.065	0.038	0.050	0.022
Mn	0.004	0.006	0.006	0.007	0.005	0.002	0.002	0.001	0.008	0.008	0.009
Ti	0.088	0.107	0.091	0.015	0.022	0.046	0.056	0.008	0.011	0.038	0.045
Fe	0.248	0.308	0.239	0.298	0.317	0.367	0.320	0.196	0.286	0.320	0.372
Mg	0.583	0.562	0.659	0.917	0.858	0.701	0.698	0.862	0.881	0.794	0.811
Ca	0.883	0.906	0.860	0.668	0.702	0.782	0.820	0.818	0.770	0.765	0.729
Na	0.022	0.036	0.022	0.022	0.022	0.036	0.036	0.013	0.008	0.026	0.004
Cr	0.003	0.004	0.007	-	-	0.004	-	0.039	0.006	0.004	-

Примечание. Оливин-титанавгитовые базальты: 1-2 - осевая (1) и краевая (2) зоны кристалла титанавгита в центре потока, 3 - краевая зона кристалла титанавгита в подошве потока. Авгитовые субщелочные базальты: 4 - микровкрапленник авгита, 5-7 - центральная (5), краевая (6) и периферическая (7) зоны авгита в базисе вулканита. Клинопироксеновые субщелочные базальты: 8-9 - центральная (8) и краевая (9) зоны вкрапленника авгита, 10-11 - центральная (10) и краевая (11) зоны авгита в базисе вулканита.

дезина An₃₀₋₃₅ и включающих почти изометричные или короткопризматические (0.2-0.8 мм по удлинению) зерна оливина, окруженные оболочкой из рудного минерала и замещенные полностью идидингситом и хлоритом. Преимущественно в пироксене находятся пластинчатые микрористаллы лейкоксенизированного и замещенного гематитом ильменита (?). Во внешних зонах сфероидов в базальтах существенна роль интерстициального хлоритового мезостазиса.

Клинопироксен таких базальтов характеризуется высокими содержаниями не только титана, но и глинозема, повышенной кальциевостью, довольно низкой железистостью и небольшими количествами щелочей (табл. 1). Центральные части некоторых его кристаллов обогащены Cr₂O₃ (до 0,4%). Схожие с ним по составу пироксены рассматриваются в качестве титанавгитов [7], но по современной номенклатуре такие минералы ближе всего к титанистым диопсидам [19]. Интенсивность окраски разных зон

кристаллов титанавгита и их состав изменчивы. Бледнее всего окрашены центральные зоны пироксеновых призм в нижних частях потоков, где они характеризуются наименьшими содержаниями TiO₂ и Al₂O₃, минимальными долями волластонитового и ферросилитового миналов (рис. 2). К периферии кристаллов, а также ближе к центру потока окраска пироксена более густая, глиноземистость его заметно более высока, повышаются, кроме того, доли ферросилитовой и, в меньшей мере, волластонитовой молекул (табл. 1, рис. 2). Подобное направление эволюции типично для клинопироксенов субщелочных и щелочных базитов [15].

Субщелочные базальты, залегающие стратиграфически ниже потоков оливин-титанавгитовых вулканитов, представляют собой пироксеновые базиты. К породам субщелочного ряда они относятся, главным образом, благодаря свойственным для них соотношениям между концентрациями (Na₂O+K₂O)

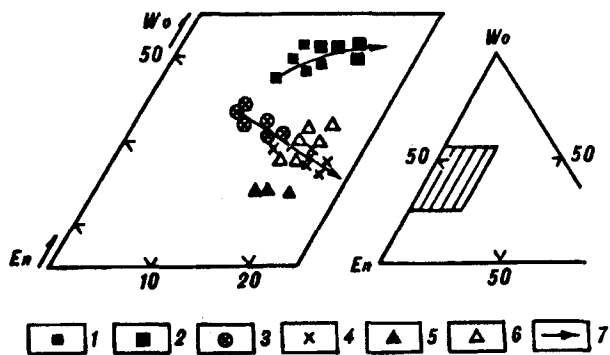


Рис. 2. Изменение составов клинопироксенов в субщелочных базальтах центральной части Южно-Анжуйского прогиба

1-2 - титанавгит в подошве (1) и в центральной части (2) потока оливин-титанавгитового субщелочного базальта, 3-4 - авгит вкрапленников (3) и микрозерен базиса (4) клинопироксенового субщелочного базальта, 5-6 - авгит микроквдрпленника (5) и микрозерен базиса (6) авгитового субщелочного базальта, 7 - тренды изменения состава пироксенов.

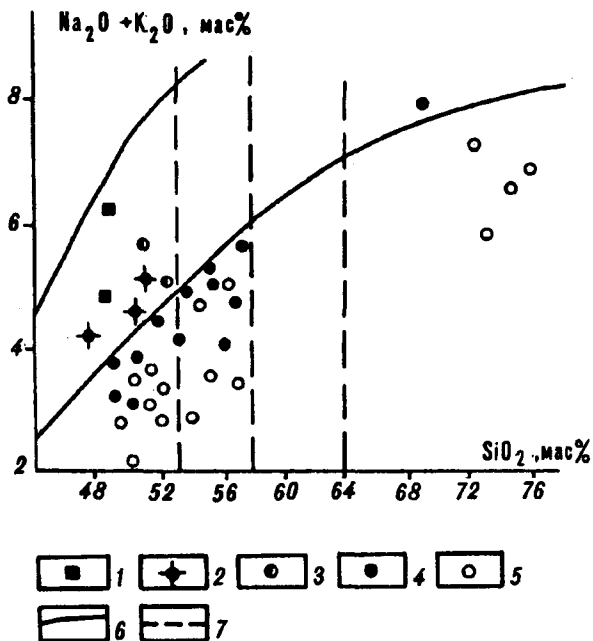


Рис. 3. Положение вулканитов центральной части Южно-Анжуйского прогиба на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, по [10].

Фигуративные точки: 1-3 - субщелочных базальтов оливин-титанавгитовых (1), авгитовых (2) и клинопироксеновых (3), 4-5 - толеитовые вулканиты южного (4) и северо-восточного (5) выходов, 6 - нижняя и верхняя границы области распространения субщелочных пород, 7 - границы разделения горных пород на группы по содержаниям кремнезема.

Примечание. На диаграмму нанесены составы пород, пересчитанные на сухой остаток.

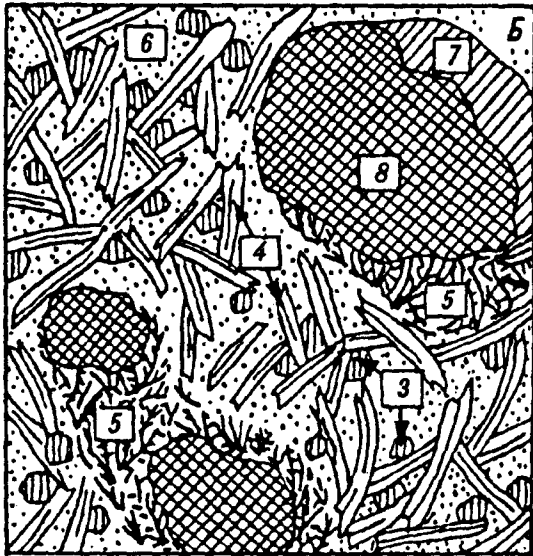
и SiO_2 (рис. 3), определяющим, по [10], повышенный уровень их щелочности. Однако типичные для субщелочных базальтов минералы-индикаторы обнаруживаются не во всех разновидностях таких пород. Среди них различаются афировые, микропорфировые или спорадофировые лавы с интерсертальной, долеритовой, офитовой или спилитовой микроструктурой. В качестве вкрапленников или микроквдрпленников (до 5-7%) они содержат лейсты, как правило, преобразованного лабрадора и более редкие короткие призмы моноклинного пироксена. В базисе базальтов расщепленные, иногда пустотелые микролиты деанортитизированного андезина(?) сочетаются с изометричными, ксеноморфными или короткопризматическими зернами клинопироксена и переменным количеством хлоритового мезостаза, включающего микрокристаллы рудного минерала. Во всех разновидностях рассматриваемых базитов клинопироксен как в качестве вкрапленников, так и в виде микрозерен, представлен авгитом. Вместе с тем, по особенностям эволюции его состава пироксеновые базальты повышенной щелочности разделяются на две группы.

В субщелочных пироксеновых базальтах, залегающих непосредственно под потоками оливин-титанавгитовых лав, единичные микроквдрпленники образованы низкокальциевым авгитом $\text{Wo}_{35}\text{En}_{49}\text{Fs}_{15}$ с весьма низкими содержаниями TiO_2 и Al_2O_3 (см. табл. 1, № 4). Микрозерна в базисе таких вулканитов заметно богаче CaO , FeO , TiO_2 и Al_2O_3 , концентрации которых возрастают от их центральных зон к периферическим (табл. 2, №№ 5-7). Соотношение миналов в пироксене меняется от $\text{Wo}_{37}\text{En}_{46}\text{Fs}_{17}$ до $\text{Wo}_{42}\text{En}_{38}\text{Fs}_{20}$. Такое направление изменчивости, при котором авгит обогащается ферросилитовой и волластонитовой молекулами за счет энстатитовой (см. рис. 2), считается характерным для эволюции состава клинопироксенов в базальтах повышенной щелочности [15]. Примечательно также и то, что такой особенностью рассматриваемая разновидность субщелочных пироксеновых базальтов принципиально сравнима с оливин-титанавгитовыми базитами. Сближает их и другое свойство. В тех и других лавах присутствует кальцит.

В оливин-титанавгитовых базальтах кальцит образует близкие к изометричным, как правило, с округлыми очертаниями обособления (от 0.5 до 2-3 мм в диаметре), состоящие из одного или нескольких сросшихся зерен и занимающие около 5% от всего объема породы. Некоторые из обособлений выглядят подобно оливину как включения в агрегатах тонкопризматических кристаллов титанавгита (рис. 4). Другие расположены в интерстициях между лейстами плагиоклаза или в хлоритовом мезостазае и напоминают миндалины. Часть из них окружена тончайшей (сотые доли мм) прерывистой оболочкой из цеолита(?).



0 0,5 1,0 мм



0 1,0 2,0 мм

Рис. 4. Структуры оливин-титанавгитовых (А) и авгитовых (Б) субщелочных базальтов.

1 - псевдоморфозы вторичных минералов по оливину, 2 - титанавгит, 3 - авгит, 4 - плагиоклазы, 5 - участки вариолитового строения, 6 - хлоритовый мезостазис, 7 - цеолиты, 8 - кальцит, 9 - кальцит с цеолитовой оторочкой.

В субщелочных пироксеновых базальтах, эволюция авгита которых происходит согласно типичному для базитов повышенной щелочности тренду, характерны округлые, как правило, изометричные, мелкие (не более 2 мм в поперечнике) кальцитовые миндалины, образующие иногда скопления и занимающие до 1-1.5% объема таких пород. Кальцит представлен в миндалине одним, реже двумя-тремя

зернами. Изредка с ним ассоциирует существенно уступающий ему по объему цеолит(?). Причем цеолитовый агрегат примыкает к занимающему центральное положение кальцитовому зерну (или зернам) в виде полукольца (см. рис. 4). Характерно, что вблизи миндалины типичные для субщелочных базальтов долеритовая или интерсертальная микроструктура сменяется на вариолитовую или близкую к вариолитовой. Участки такого строения отделены от смежного базиса довольно четко, хотя и не совсем резкой границей. Они окружают миндалины полукольцом (максимальной шириной до 0.5 мм) преимущественно с одной и той же стороны (см. рис. 4), а вокруг сближенных миндалины образуют сплошное, но меняющееся по ширине кольцо. Основная роль в их строении принадлежит тончайшим, часто изогнутым, расщепленным и пустотелым микролитам альбитизированного плагиоклаза, дендритоподобным и тонкоиглолчатым кристаллам бледно-коричневого или розоватого клинопироксена и хлоритовому мезостазису. В ассоциации с пироксеном, преимущественно как включения в нем, обильны (около 5%) пластинки замещенного гематитом и лейкоксеном ильменита(?). Участки базальтовой лавы, смежные с миндалинами, примечательны не только своеобразной структурой. Участвующий в их строении клинопироксен обогащен Al_2O_3 (до 7%), TiO_2 (до 2.5-3%) и CaO (до 21.7%), что сближает его с титанавгитом. Следовательно, субщелочные пироксеновые базальты первой группы характеризуются такими особенностями состава присутствующего в них пироксена, которые позволяют рассматривать эти породы подобно оливин-титанавгитовым базитам в качестве типичных вулканитов субщелочного ряда. В дальнейшем они именуется авгитовыми.

Субщелочные пироксеновые базальты второй группы ассоциируют с обычными для верхней пачки вулканической толщи базальтами и андезитобазальтами. И хотя они выделяются повышенными содержаниями щелочей (см рис. 3), эволюция состава содержащегося в них авгита отлична от типичной для пироксенов в субщелочных авгитовых базальтах. В клинопироксеновых вкрапленниках таких вулканитов от их центральных зон к периферическим возрастает доля ферросилитовой молекулы и сокращается роль волластонитового минала (табл. 1, №№ 8,9, рис. 2). Содержания TiO_2 увеличиваются незначительно, концентрации SiO_2 и CaO уменьшаются, а количества Al_2O_3 остаются почти неизменными. Микрозерна авгита в базисе отличаются от его вкрапленников повышенными железистостью, глиноземистостью и титанистостью, но меньшими содержаниями SiO_2 , MgO и CaO (табл. 1, №№ 10, 11, рис. 2). Причем, наибольшей железистостью и наименьшей кальциевостью обладают периферические части микрозерен. Подобная эволюция пироксена, направленная на возрастание в нем ферросилитовой молекулы за счет сокращения не только энстатитового, но и

Таблица 2

Средние содержания породообразующих окислов (мас. %, пересчитанные на сухой остаток) и малых элементов (г/т) в вулканитах центральной части Южно-Анжуйского прогиба и Омuleвско-Налучинского района Уяндино-Ясачненского пояса (в числителе - среднеарифметическое содержание, в знаменателе - стандартное отклонение)

Окисел, элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	48.64	50.78	51.72	$\frac{50.95}{1.18}$	$\frac{56.32}{0.67}$	68.80	$\frac{50.99}{0.82}$	$\frac{56.05}{1.74}$	$\frac{75.49}{1.12}$	$\frac{49.23}{1.62}$	$\frac{47.50}{1.73}$
TiO ₂	1.56	1.74	1.26	$\frac{1.10}{0.27}$	$\frac{1.41}{0.08}$	0.43	$\frac{0.91}{0.32}$	$\frac{1.00}{0.39}$	$\frac{0.28}{0.05}$	$\frac{1.88}{0.38}$	$\frac{2.25}{0.26}$
Al ₂ O ₃	16.83	16.26	16.69	$\frac{17.10}{2.05}$	$\frac{15.62}{0.58}$	15.34	$\frac{16.91}{1.87}$	$\frac{16.51}{1.88}$	$\frac{13.46}{0.75}$	$\frac{17.25}{1.09}$	$\frac{17.22}{0.44}$
Fe ₂ O ₃ *	8.69	12.89	10.03	$\frac{10.49}{2.35}$	$\frac{10.78}{0.77}$	4.41	$\frac{10.39}{1.34}$	$\frac{10.32}{2.56}$	$\frac{2.74}{0.67}$	$\frac{10.46}{1.45}$	$\frac{10.43}{1.40}$
MnO	0.14	0.22	0.20	$\frac{0.20}{0.02}$	$\frac{0.20}{0.02}$	0.13	$\frac{0.19}{0.05}$	$\frac{0.21}{0.08}$	$\frac{0.03}{0.01}$	$\frac{0.15}{0.03}$	$\frac{0.17}{0.03}$
MgO	5.80	4.81	5.80	$\frac{6.01}{1.21}$	$\frac{3.30}{0.29}$	0.71	$\frac{6.96}{1.98}$	$\frac{3.87}{0.72}$	$\frac{0.03}{0.01}$	$\frac{7.00}{1.03}$	$\frac{5.59}{0.99}$
CaO	12.33	8.01	8.62	$\frac{9.94}{1.26}$	$\frac{7.44}{0.63}$	1.96	$\frac{10.25}{1.50}$	$\frac{7.76}{1.98}$	$\frac{1.72}{1.44}$	$\frac{10.50}{1.93}$	$\frac{11.52}{1.44}$
Na ₂ O	4.82	3.79	4.56	$\frac{3.44}{0.87}$	$\frac{3.72}{0.79}$	6.48	$\frac{2.88}{1.10}$	$\frac{3.88}{1.60}$	$\frac{5.19}{1.71}$	$\frac{2.79}{0.88}$	$\frac{3.86}{0.87}$
K ₂ O	0.74	1.20	0.80	$\frac{0.60}{0.14}$	$\frac{0.99}{0.33}$	1.66	$\frac{0.44}{0.20}$	$\frac{0.31}{0.17}$	$\frac{1.03}{0.49}$	$\frac{0.48}{0.26}$	$\frac{1.08}{0.43}$
P ₂ O ₅	0.45	0.30	0.22	$\frac{0.17}{0.02}$	$\frac{0.22}{0.03}$	0.08	$\frac{0.08}{0.06}$	$\frac{0.10}{0.02}$	$\frac{0.03}{0.01}$	$\frac{0.26}{0.07}$	$\frac{0.38}{0.04}$
Rb	15	32	17	10	16	20	8	8	15	9	16
Sr	420	363	342	302	291	216	175	258	91	260	498
Y	20	38	24	19	33	63	19	29	59	27	33
Zr	145	123	106	75	113	240	63	87	295	160	214
Nb	16	5	4	3	3	4	2	2	2	5	16
Ni	48	70	65	90	52	2	64	53	19	175	184
Co	40	76	70	74	55	7	68	55	12	70	70
n	2	3	2	5	7	1	7	5	4	8	7

Примечание: Южно-Анжуйский прогиб. 1-6 - вулканиты южного выхода: 1-3 - субщелочные базальты оливин-титанавгитовые (1), авгитовые (2), клинопироксеновые (3), 4 - базальты, 5 - андезибазальты, 6 - риодациты. 7-9 - вулканиты северо-восточного выхода: 7 - базальты, 8 - андезибазальты, 9 - риолиты. Омuleвско-Налучинский район Уяндино-Ясачненского пояса: 10 - базальты, 11 - субщелочные базальты.

Звездочкой отмечено суммарное железо в форме Fe₂O₃, n - число анализов.

Содержания Ni и Co определены в СВКНИИ ДВО РАН количественным спектральным анализом по методике "Экса".

волластонитового миналов, обычна в толеитовых базальтах и характерна, в частности, для толеитов среднедевонской карамалыташской свиты на Урале [15]: Субщелочные пироксеновые базальты, именуемые далее клинопироксеновыми, отличаются от авгитовых субщелочных базальтов и тем, что редкие мелкие миндалины заполнены в них, в основном, хлоритом и лишь изредка кальцитом.

По своим петрохимическим свойствам оливин-титанавгитовые субщелочные базальты представляют собой недосыщенные кремнекислотой и умеренно богатые щелочами породы с натриевым типом щелочности, повышенной глиноземистостью и низкой железистостью (табл. 2). Несмотря на высокие, нетипичные для субщелочных пород концентрации извести, обусловленные заметным количеством кальцита, принадлежность таких вулканитов к бази-

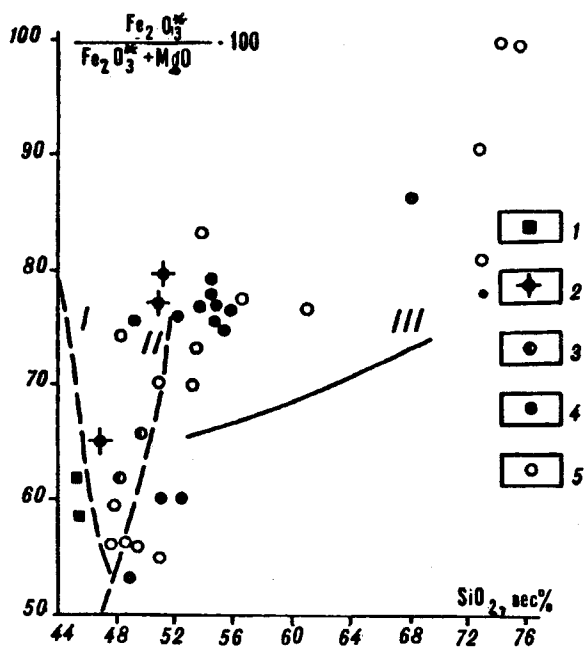


Рис. 5. Диаграмма $\frac{Fe_2O_3^*}{Fe_2O_3^* + MgO} \cdot 100 - SiO_2$ для вулканитов центральной части Южно-Аннуйского прогиба.

1-5 - см. рис. 3. I-III - линии дифференциации: I - Скергаарда, II - толеитовой серии, III - андезитовой серии.

там субщелочного ряда очевидна благодаря повышенным содержаниям в них TiO_2 , P_2O_5 , Sr, Zr и Nb. Более того, соотношения между Nb, Zr и Y они отвечают щелочным базальтам, по [27]. Субщелочные авгитовые базальты недосыщены кремнекислотой в меньшей мере, чем оливин-титанавгитовые, менее богаты щелочами, гораздо более железистые и обладают умеренной глиноземистостью (см. табл. 2). Тип щелочности преобладающей их части калиево-натриевый, но в некоторых из них количества Na_2O и K_2O примерно одинаковы. В сравнении с оливин-титанавгитовыми базитами для них свойственны более высокие содержания TiO_2 , Rb и Y, но меньшие - P_2O_5 , Sr, Zr и Nb. Клинопироксеновые базальты повышенной щелочности по своему химическому составу ближе всего к авгитовым субщелочным базитам, но в отличие от них насыщены SiO_2 , содержат больше CaO, MgO и Na_2O , а оксидов железа, TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Sr, Y и Zr в таких породах меньше (см. табл. 2). Тип их щелочности резко выраженный натриевый.

Завершая характеристику субщелочных базальтов, сравним их по петро- и геохимическим свойствам с другими верхнеюрскими вулканитами, распространенными в центральной части Южно-Аннуйского прогиба. Последние представлены, как отмечалось, преимущественно базальтами и андезит-базальтами, которые, хотя и образуют разные выходы, но тем не менее родственны по основным

свойствам своего химического состава. Это низкощелочные, насыщенные кремнекислотой породы с умеренной глиноземистостью, преимущественно невысокой титанистостью и отчетливо натриевым типом щелочности (табл. 2). Железистость вулканитов с увеличением их кремнеземистости возрастает высокими темпами (рис. 5). Эта особенность, а также низкие или весьма низкие содержания в базальтах и андезит-базальтах литофильных и высокоразрядных микроэлементов свидетельствуют о их принадлежности к их толеитовой серии, к которой относятся и салические вулканиты, характеризующиеся весьма высокой железистостью, умеренной щелочностью натриевого типа, низкими концентрациями Rb, Sr и других микроэлементов (см. табл. 2). В сравнении с толеитовыми базальтами как северо-восточного, так и южного выходов, все субщелочные базиты заметно богаче щелочами (как Na_2O , так и K_2O), TiO_2 , P_2O_5 , Rb, Sr, Zr и Nb, но содержат меньше MgO (см. табл. 2). Авгитовые их разновидности выделяются, кроме того, меньшей известковистостью, а оливин-титанавгитовые - самой низкой железистостью и максимальными концентрациями Sr, Zr, Nb. Клинопироксеновые базальты повышенной щелочности по многим компонентам занимают промежуточное положение между толеитовыми и авгитовыми субщелочными базитами.

Оценивая своеобразие химического состава субщелочных базальтов, не трудно заметить, что все их разновидности наиболее существенно отличаются от толеитов северо-восточного борта прогиба. В сравнении с последними толеитовые базальты южного выхода характеризуются большей титанистостью, железистостью и калиевостью, более высокими (но не выходящими за пределы, типичные для базитов толеитовых серий) концентрациями P_2O_5 и почти всех микроэлементов (см. табл. 2). Аналогичные и по тем же компонентам различия устанавливаются и между андезит-базальтами разного структурного положения, что указывает на регулярный их характер. Оценка таких различий по величинам стандартных отклонений, характеризующих вариации средних содержания породообразующих оксидов, с помощью критерия Стьюдента показывает их значимость (с вероятностью 99%) по K_2O , Na_2O и MgO. Все это свидетельствует, во-первых, о том, что появление субщелочных базальтов в качестве последних продуктов позднеюрского вулканизма, проявившихся только в южном обрамлении прогиба, не случайно. Оно предопределялось повышенной щелочностью предшествующих им вулканитов и, таким образом, представляет собой то свойство завершающих фаз базальтового вулканизма, которое типично для многих других вулканических структур [4, 15, 20]. Во-вторых, очевидно, что для центральной части Южно-Аннуйского прогиба свойственна поперечная зональность, проявляющаяся как локализацией субщелочных базальтов только в его южном борту, так и отчет-

ливым нарастанием с севера на юг в толеитовых вулканитах концентраций щелочей, K_2O в особенности, TiO_2 , P_2O_5 , Rb, Sr, Zr и Nb.

Переходя к обсуждению проблемы генезиса субщелочных базальтов, отметим, прежде всего, их заметно более высокую в сравнении с предшествующими им толеитовыми базитами титанистость. Такая, типичная для многих структур смена низкотитанистых толеитовых вулканитов высокотитанистыми субщелочными связывается нередко с увеличением глубины генерации магм [15, 20]. Эти представления обосновываются, в частности, тем, что среди факторов, контролирующих поведение титана, существенна роль давления, коррелирующегося с глубиной. Возрастание давления с увеличением глубины магмообразования способствует переходу титана в расплав [26]. Аналогичным образом можно расценить, по [14], величины K/Rb отношений, снижающиеся от толеитовых базальтов к субщелочным. В применении к оливин-титанавгитовым лавам эти представления кажутся оправданными и потому, что такие породы выделяются наибольшей среди всех других базитов магнезиальностью. Однако с таких позиций нельзя объяснить того, почему концентрациями Ni, Co и величинами Ni/Co отношений, возрастающих во все более глубинных магматитах [14, 15], субщелочные пироксеновые базальты практически не отличаются от толеитов, а оливин-титанавгитовые им даже уступают (см. табл. 2).

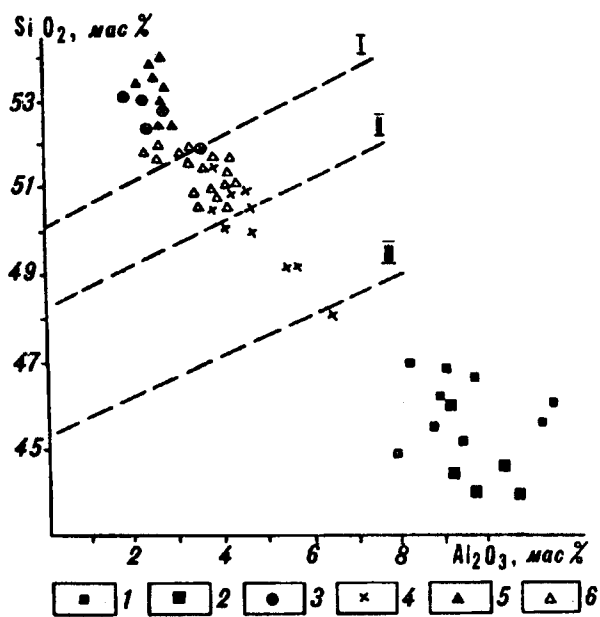


Рис. 6. Диаграмма $SiO_2-Al_2O_3$ для пироксенов субщелочных базальтов центральной части Южно-Анжуйского прогиба.

1-6 - см. рис. 2. I-III - разграничительные линии пироксенов, типичных для базальтов: I - нещелочных (выше линии) и субщелочных (ниже), по [25], II - субщелочных и щелочных (ниже линии), по [28], III - щелочных и гиперщелочных (ниже линии), по [25].

Важнейшим свойством субщелочных базальтов, свидетельствующим, по мнению автора, об основной особенности их происхождения, служит присутствие в таких породах кальцита. Его природа может быть, как известно, разной. Но чаще всего кальцит принадлежит к минералам, заполняющим в эффузивах полости, которые образуются преимущественно как газовые пузыри [6]. Иногда считают, что такие полости заполняются в основном при зеленокаменном метаморфизме вулканитов [1]. Но к кальциту в рассматриваемых базитах эти представления не приемлемы прежде всего потому, что в таких породах нет кальцитовых псевдоморфоз по первичным минералам и по хлоритовому базису, которые обычны в преобразованных лавах. Не объясняют они и отсутствия обособлений кальцита в сопутствующих субщелочным базальтам диабазам и предшествующих им толеитовых вулканитах. Такой характер распределения карбоната, наряду с особенностями структуры и состава содержащих его эффузивов, удовлетворяют точке зрения, согласно которой заполнение пустот происходит сразу после извержения лавы [16]. В связи с этим логично предположить, что кальцит кристаллизовался из раствора, образовавшегося при трансформации сопутствующего расплаву субщелочного базальта флюида, в котором, таким образом, существенную роль играла углекислота.

Углекислота, как известно, является вторым по распространенности после воды компонентом интрателлурических (сквозьмагматических) растворов, оказывающим существенное влияние на состав магм как при их генерации, так и в ходе последующей эволюции. Так, экспериментально доказано, что увеличение ее роли во флюиде сдвигает составы выплавленные базитовых расплавов в область все более высокой щелочности [3, 9, 12, 24]. Повышение активности щелочей в базальтовой магме может быть следствием ее реакции с флюидом, кислотный характер которого создает присутствие в нем CO_2 [13]. Наконец, считается, что ощелочению базитового расплава способствует выделение из него углекислоты во флюидную фазу [4, 12]. Прямым свидетельством участия CO_2 в процессах образования базальтов повышенной щелочности являются широко известные в минералах таких пород флюидные включения, состоящие нередко из практически чистой углекислоты [2, 11, 24].

Описанные выше свойства субщелочных базальтов позволяют связывать их появление вслед за излияниями толеитовых лав в основном с теми изменениями флюидного режима условий генерации и (или) последующей эволюции базитовых магм, которые обуславливались возрастанием во флюиде роли углекислоты. Совокупность этих свойств может расцениваться, во-первых, как свидетельство почти прямой зависимости между количеством кальцита в базальтах и уровнем их щелочности, отражающемся,

в частности, на особенностях состава, и, прежде всего, на глиноземистости клинопироксенов. Известно, что количества Al_2O_3 в моноклинных пироксенах обратно пропорциональны содержаниям кремнезема, снижающимся с возрастанием щелочности из-за падения активности SiO_2 [25]. Так, наиболее частые кальцитовые обособления характерны для выделяющихся наибольшей щелочностью оливин-титанавгитовых базальтов, титанавгит которых соотношениями $SiO_2 - Al_2O_3$ соответствует клинопироксенам гиперщелочных (агпаитовых) базитов (рис. 6). В содержащих гораздо меньше кальцита субщелочных авгитовых лавах авгит в краевых и периферических зонах преобладающей части микрозерен базиса отвечает соответствующим по глиноземистости пироксенам субщелочных и щелочных базальтов, но его вкрапленники сравнимы с клинопироксенами нещелочных пород (см. рис. 6). А в клинопироксеновых базитах повышенной щелочности, в которых кальцитовые миндалины единичны, авгит только в самых периферических зонах наиболее мелких зерен базиса сравним с пироксенами субщелочных пород (см. рис. 6). Другое свидетельство влияния углекислоты заключено в той максимальной глиноземистости, которой выделяются микролиты близкого к титанавгиту пироксена, образовавшегося в авгитовых субщелочных лавах около пор, заполненных кальцитом. Оно связано, вероятно, с отделением CO_2 во флюидную фазу, обусловившим повышение активности щелочей в околпорных порциях расплава.

В заключение отметим, что правомерность представлений об особенностях происхождения южноанюйских субщелочных базальтов подтверждают проявления близких по составу и, вероятно, генезису вулкаников в других структурах Северо-Востока России. Они известны, в частности, в простирающемся через Колымо-Индибирское междуречье позднеюрском Уяндино-Ясачненском поясе [8]. В Омудевско-Налучинском его районе потоки таких базитов венчают разрез мощной (около 1000 м) толщи толеитовых базальтов и подчиненных им андезибазальтов. Субщелочные базальты, так же как и толеитовые, содержат микровкрапленники оливина и лабрадора, но в их базисе находится богатый TiO_2 (2-4%) и Al_2O_3 (4.8-6.2%) титанистый авгит $Wo_{43-47}En_{40-43}Fs_{15-22}$, тогда как для толеитов характерен авгит $Wo_{41-39}En_{47-43}Fs_{11-16}$ с низкими содержаниями TiO_2 (0.3-1.4%) и умеренными - Al_2O_3 (2-4%). Хотя в целом базальтоиды пояса выделяются повышенными концентрациями TiO_2 , Sr, Y, Zr и Nb, различия между субщелочными и толеитовыми их разновидностями по химизму принципиально те же, какими отличаются базиты разного уровня щелочности в Южно-Анюйском прогибе (см. табл. 2), включая более высокую известковистость субщелочных лав, связанную с присутствием в них кальцитовых минералов. Эти различия не согласуются с предположением о большей глубине генерации субщелочных базальтовых рас-

плавов в сравнении с толеитовыми, так как не объясняют того, почему базиты повышенной щелочности обладают меньшей магнезиальностью (или более высокой железистостью) и не выделяются ни концентрациями Ni и Co, ни значениями Ni/Co и K/Rb отношений. Более всего они удовлетворяют гипотезе, отводящей решающую роль в образовании рассматриваемых базальтов субщелочного ряда взаимодействиям базитовых магм с углекислотными флюидами, которые не способны, например, экстрагировать из расплава значительных количеств таких металлов, как Ni и Co [18]. Они подтверждают, кроме того, известный тезис об аналогии, в некоторых отношениях, между результатами воздействий на магмы летучих компонентов и углублением очагов магмообразования [12].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974.
2. Бердников Н.В., Приходько В.С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм // Докл. АН СССР. 1981, Т. 259, № 3. С. 708-710.
3. Бернэм К.У. Значение летучих компонентов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 425-467.
4. Волохов И.М. Магматические формации и интрателлурические флюиды (некоторые предположения о причинах разнообразия магматитов) // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982. С. 63-75.
5. Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:1500000 (Ред. М.Е. Городинский) ВСЕГЕИ, 1980.
6. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973.
7. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2: Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965.
8. Дылевский Е.Ф. Базальтоиды Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Восточная Якутия) // Тихоокеанская геология. 1989, № 6. С. 68-76.
9. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990.
10. Классификация и номенклатура магматических горных пород (Ред. О.А. Богатиков, Н.П. Михайлов, В.И. Гоньшакова). М.: Недра, 1981.
11. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Соловова И.П. и др. Летучие компоненты, состав и условия кристаллизации магм базальт-пантеллеритовой ассоциации о-ва Пантеллерия (по расплавному и флюидному включением) // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 24-42.
12. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах. // Геохимия, 1978. № 9. С. 1293-1321.
13. Коржинский Д.С., Зотов И.А., Перцев Н.Н. Трансмагматические флюиды, метамагматизм и рудообразование // Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 5-28.
14. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального вулканизма. М.: Недра, 1980.
15. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. М.: Наука, 1985.
16. Малеев Е.Ф. Вулканиды. М.: Недра, 1980.
17. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 133 с.

18. Некрасов И.Я., Горбачев Н.С. К вопросу о генезисе базитовых рудно-силикатных магм // Проблемы физико-химической петрологии. Т. 11. М.: Наука, 1979. С. 258-272.
19. Номенклатура пироксенов. Комиссия по пироксенам при КНМ ММА // Минерал. жур. 1989, № 6. С. 67-84.
20. Перчук Л.Л., Фролова Т.И. Причины разнообразия базальтовых серий // Изв. АН СССР. Серия геол. 1979, № 9. С. 28-44.
21. Радзивилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южно-Анюйского хребта // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1964, вып. 17. С. 57-62.
22. Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника, 1970, № 5. С. 56-68.
23. Сурнин А.А. Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. Новосибирск: Наука, 1990. 159 с.

24. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980.
25. Цамарян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С. Применение данных по минералогии вкрапленников для типизации офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия. 1991. Т. 11. С. 1561-1572.
26. Mac Gregor J. The system MgO-SiO₂-TiO₂ and its bearing on the distribution of TiO₂ in basalts // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. P. 342-363.
27. Meschede M. A method of discriminating between different of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. № 3-4. P. 207-218.
28. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. № 63. P. 149-160.

*Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Магадан*

*Поступила в редакцию
4 мая 1994 г.*

Dylevsky E.F.

Subalkaline basalts of the South Anyui trough and their origin (West Chukotka)

Subalkaline olivin-pyroxene and pyroxene basalts first discovered in the central part of the South Anyui trough among the Upper Jurassic volcanites of the tholeiitic series have been examined. The specific lateral variations of the tholeiites and basaltic andesites petro- and geochemical features indicate the trough transverse zonation. Fluid regime changes of volcanism development due to the increasing role of carbon dioxide in the fluid has been defined.

Л.В. Эйриш, В.Г. Моисеенко

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

На основе сведений о фактической золотоносности, геологических данных, материалов гравиметрических и магнитометрических съемок проведено районирование золотоносности ДВ России. Выделяемые золотоносные провинции и зоны в большинстве случаев коррелируются с глубинными структурами разуплотнения, с зонами их взаимодействия с фемическими субстратами. Уникальная по продуктивности Яно-Колымская провинция сопряжена с наиболее глубоким минимумом силы тяжести Востока России. Возраст золотоносных провинций в направлении с запада на восток омолаживается от преимущественно юрско-мелового на континенте до плиоцен-плейстоценового на Камчатке.

Предложенное районирование выполнено на генетической основе и касается преимущественно структур генерации. Оно может быть развито (детализировано) путем более углубленного анализа факторов локализации и деструкции золотого оруденения.

В работе [19] детально рассмотрены принципы районирования рудоносных территорий. В основу выделения металлогенических поясов, провинций, зон обычно положены тип минерализации, границы ареалов распространения оруденения определенного типа, границы геологических формаций, с которыми тесно ассоциирует оруденение, ареалы рудоносности близкого геологического возраста. Учитываются также характер и строение субстрата, его вещественный состав, строение литосферы как области магматического питания, положение оруденения в региональных геотектонических структурах (ГТС) и т.д. Выделяемые металлогенические провинции и зоны обычно конформны региональным ГТС, однако некоторые исследователи подчеркивают секущий характер отдельных металлогенических зон. Эти данные, а также наличие несомненных, обычно опосредованных связей оруденения с мантией позволили обосновать гипотезу нелинейной металлогении [20]. Аналогичные принципы обычно используются и при составлении карт районирования золотоносных территорий Дальнего Востока [8].

Отмеченные классификации рудоносных территорий содержат набор металлогенических признаков, несомненно важных, но не увязанных между собой в должной мере генетической канвой, что объясняется несовершенством теории и чрезвычайной сложностью проблемы.

Нами изучены некоторые региональные закономерности проявления золотого оруденения обширной территории Дальнего Востока России, включающей почти все известные на Земле типы региональных ГТС. Оценено соотношение рудоносности с региональными геофизическими полями (гравитацион-

ными и магнитными) и петрофизическими показателями.

Цель статьи - показать возможности новых подходов при районировании золотоносных территорий, в частности - использование грави- и магнитометрических карт для оконтуривания областей генерации золотого оруденения. В основу исследования положены представления о золотоносных системах (ЗС) как ансамблях взаимодействия факторов генерации, переноса, локализации и деструкции оруденения [1, 25]. В ЗС отслеживается формирование золотого оруденения определенного типа от возникновения в областях генерации до формирования месторождения в структурах локализации и его уничтожения на позднеорогенном этапе.

Идеи о ЗС базируются на достижениях науки последних десятилетий. Сейчас известно, что основным источником золота рудных месторождений опосредованно является мантия и ее производные - базиты и ультрабазиты, а мобилизатором и переносчиком - гранитоидные магмы и флюиды различной глубинности. Концентрация золота в породах увеличивается в повышении их основности, геохимически золото проявляет сродство к железу [10, 22]. Благодаря высокой подвижности, золото во флюидной фазе [21] при метаморфизме и гидротермальной переработке основных пород мобилизуется в виде хлоридных, гидросульфидных, различных комплексных соединений [6, 11]. При выделении областей генерации учитываются данные о первично углеродистых осадках внутриконтинентальных геосинклинальных бассейнов, обладающих высоким геохимическим потенциалом золота вследствие его сорбирования на углеродистых, пелитовых и сульфидных сингенети-

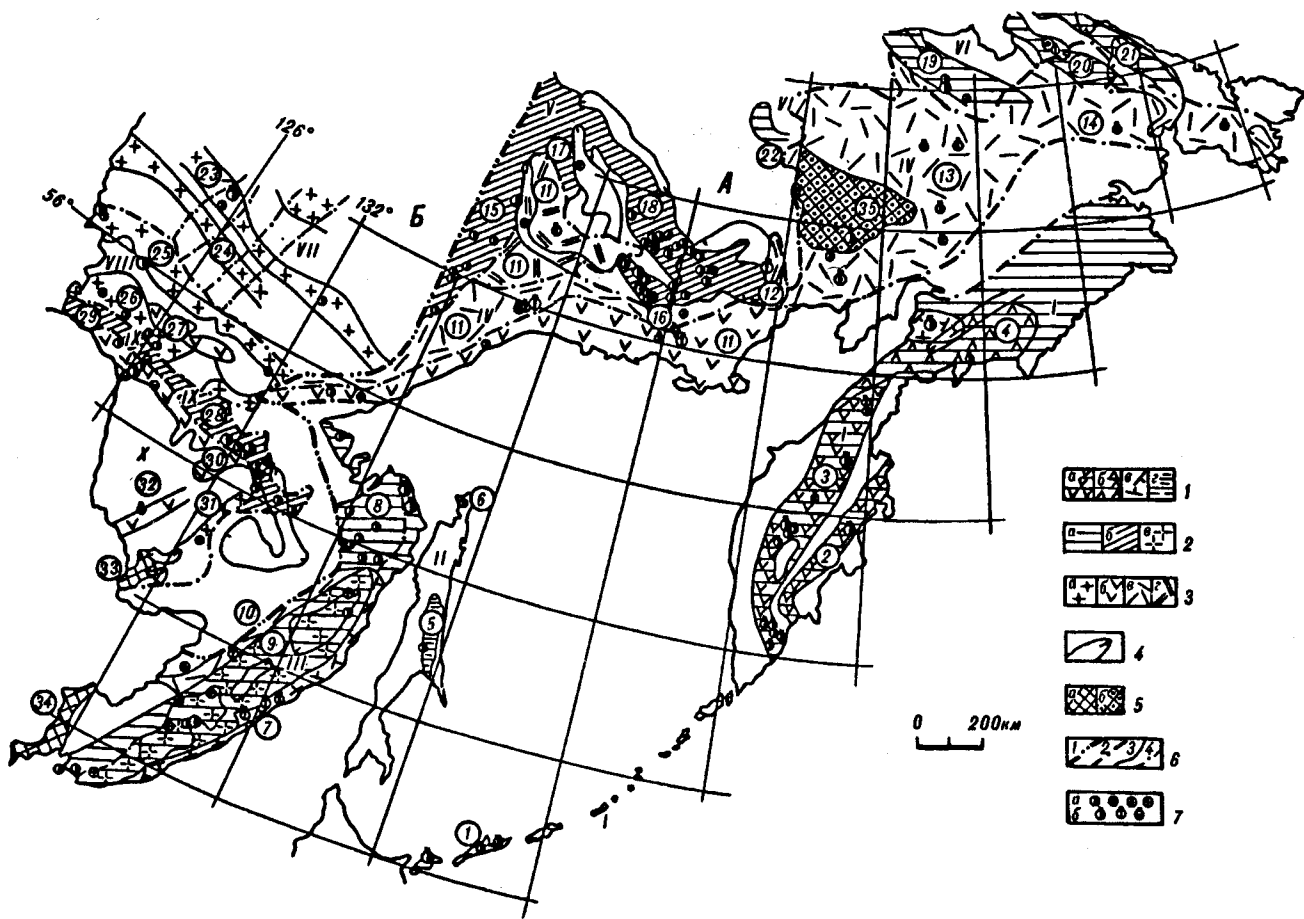


Рис. 1. Схема районирования золотоносных территорий Дальнего Востока России.

1 - золотоносные провинции кайнозойских складчатых областей, преимущественно с субвулканическим оруденением неогенового (а) и палеогенового (б, в) возраста: (б) - в вулканитах среднего и (в) - кислого состава, (г) - в комплексах основания; 2 - золотоносные провинции мезозойских геосинклинальных складчатых областей с нескрытым (а) и вскрытым эрозией (б) палеозойским складчатым фундаментом с золотом, а также золото-редкометалльным (в) оруденением юрско-раннемелового возраста; 3 - золотоносные провинции областей мезозойской тектоно-магматической активизации с меловым преимущественно гипабиссальным золотом (а) и субвулканическим оруденением золота (б), золото-серебряного (в) и золото-серебряно-редкометалльного (г) профиля; 4 - ареалы редкометалльного оруденения мелового и палеогенового возраста (олово, вольфрам); 5 - зоны с палеозойским золотым оруденением: мезо-гипабиссальным (а) и субвулканическим (б); 6 - граниты золотоносных структур: планетарных поясов (1), провинций и металлогенических поясов (2), зон (3), подзон (4); 7 - месторождения: а - гипабиссальные и мезоабиссальные (слева направо) - золоторудные, золото-полиметаллические и золото-сульфидные, золото-сурьмяные, золото-редкометалльные; б - субвулканические (так же) - золоторудные, золото-серебряные, медно-порфировые с золотом.

А - Тихоокеанский золотоносный пояс, провинции: I - Курило-Камчатская, зоны (в кружках): 1 - Курильская, 2 - Восточнокамчатская, 3 - Центральнокамчатская, 4 - Корьякская; II - Сахалинская, зоны: 5 - Лангерийская, 6 - Левенштерновская; III - Сихотэ-Алинская, зоны: 7 - Прибрежная, 8 - Нижнеамурская, 9 - Центральносихотэалинская, 10 - Дурминская; IV - Охотско-Чукотская, зоны: 11 - Джугджурская, 12 - Омсукчанская, 13 - Омолон-Анадырская, 14 - Чукотская; V - Яно-Колымская, зоны: 15 - Аллах-Юньская, 16 - Тенькинская, 17 - Яно-Индибирская, 18 - Индигино-Колымская; VI - Анюйско-Чукотская, зоны: 19 - Малоанюйская, 20 - Майская, 21 - Куульская, 22 - Приколымская.

Б - Монголо-Охотский золотоносный пояс, провинции: VII - Алданская, зоны: 23 - Алдано-Учурская, 24 - Эватино-Ломамская; VIII - Становая, зоны: 25 - Северостановая, 26 - Тукурингская, 27 - Сугджарская; IX - Джагдинская, зоны: 28 - Верхнеселемджинская, 29 - Верхнеамурская; X - Буреинская, зона: 30 - Северобуреинская, 31 - Восточнобуреинская, 32 - Туранская.

Зоны с палеозойским золотым оруденением: 33 - Малохинганская, 34 - Западноприморская, 35 - Омолонская.

ческих образованиях. Отложение золота в эти осадки происходит из морской воды при ее взаимодействии с зоной сероводородного заражения [2]. При катагенезе и метаморфизме золото может быть мобилизовано гидротермальными растворами [4]. Золотоносные растворы несомненно генерируются гранитоидными интрузиями. Последние зачастую играют роль гигантских тепловых машин, создающих конвективную

циркуляцию подземных вод в породах, окружающих интрузивные тела [18]. Важными являются данные о тенденции развития магматических очагов от натровых серий гранитоидов к калиевым, а оруденения - от сидерофильного к литофильному, от золотого к редкометалльному [7]. Эти идеи подтверждаются данными [5] о генетической связи золотого оруденения с существенно натровыми сериями гранитоидов, о

принципиальных различиях золотого и оловянного оруденения по петрофизическим и петрохимическим параметрам парагенных оруденению гранитоидов [16, 25], о более позднем формировании оловянного оруденения в сравнении с золотым и образовании в связи с этим гибридных золоторедкометалльных формаций [13]. Большое значение для накопления и транспортировки рудоносных растворов придается глубинным разломам.

При составлении карты районирования (рис. 1) в качестве потенциальных структур генерации учтены субстраты, образованные крупными объемами фемических пород, выделяемых по магнитометрическим и геологическим картам; мощные геосинклинальные углеродистые формации, содержащие сингенетические накопления золота за счет адсорбции из морской воды; структуры с зональным прогрессивным метаморфизмом, зоны зеленосланцевого диафтореза; региональные структуры глубинного разуплотнения, указывающие на положение эндогенных очагов рудогенерации (гравиметрическая карта); интрузии гранитоидов повышенной основности натровых серий с высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа; участки глубинного взаимодействия гранитоидных масс с продуктивными субстратами: фемическими, углеродистыми, сульфидоносными (гравиметрическая, магнитометрическая, геологическая карты). В качестве факторов переноса учтены пористые осадочные и вулканогенно-осадочные литологические комплексы, региональные трещинные системы, глубинные разломы и очаговые структуры, интрузии гранитоидов, монцитонитов и субвулканические массивы.

Региональные закономерности. На Дальнем Востоке пересекаются два планетарных золотоносных пояса: Тихоокеанский и Монголо-Охотский, включающие золотоносные провинции (пояса), зоны, подзоны и т.д. Монголо-Охотский пояс на рассматриваемой территории представлен лишь своим восточным фрагментом длиной 1000 и шириной более 700 км. Это зона сочленения Сибирской и Китайской платформ, испытывавшая в мезозое интенсивную тектоно-магматическую активизацию. Пояс представлен четырьмя золотоносными провинциями (Становая, Джагдинская, Буреинская, Алданская), преимущественно с позднемезозойским (J3-K1) золотым оруденением. Тихоокеанский золотоносный пояс в пределах России протягивается более чем на 4 тыс. км и включает несколько золотоносных провинций (Курило-Камчатскую, Сахалинскую, Сихотэ-Алинскую, Охотско-Чукотскую, Яно-Колымскую, Анюйско-Чукотскую) с оруденением, разнообразным по морфологии, вещественному составу и возра-

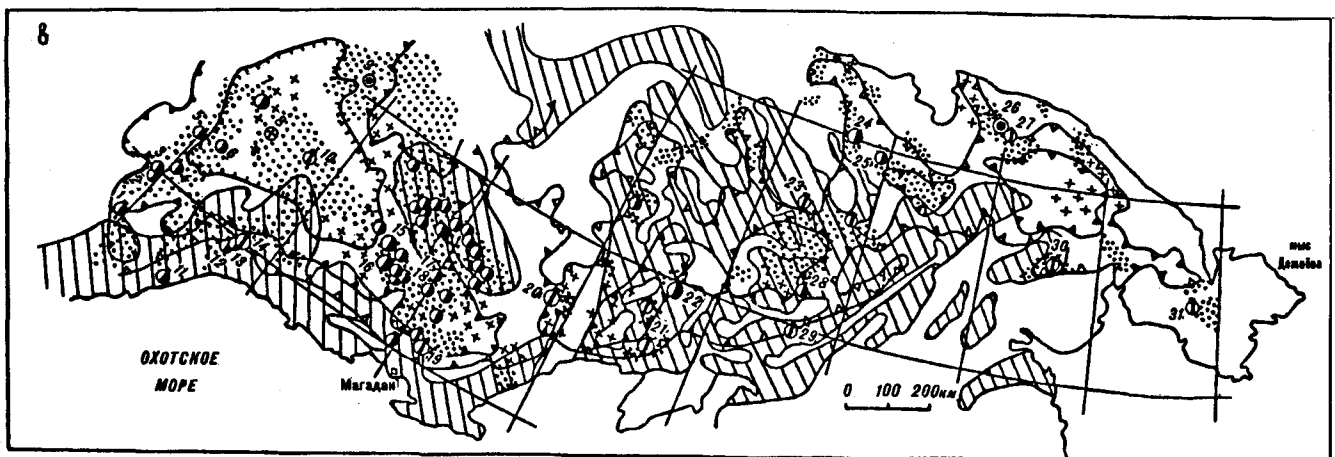
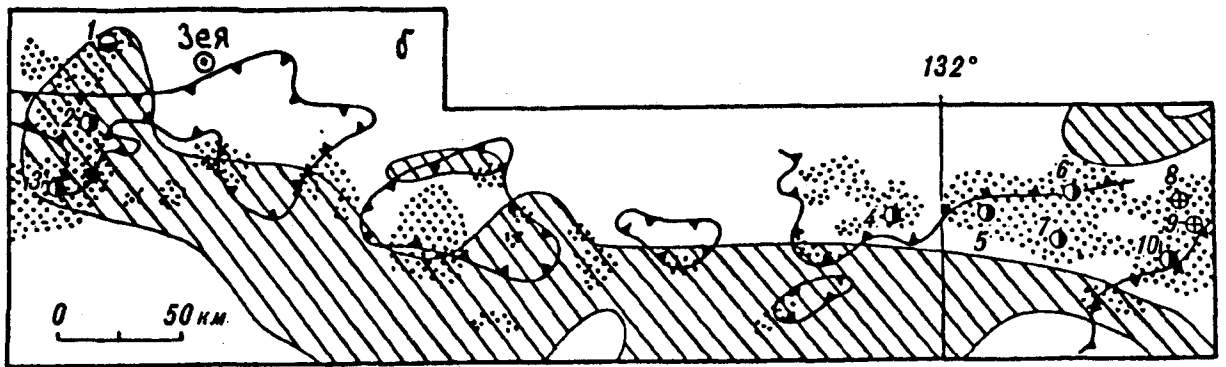
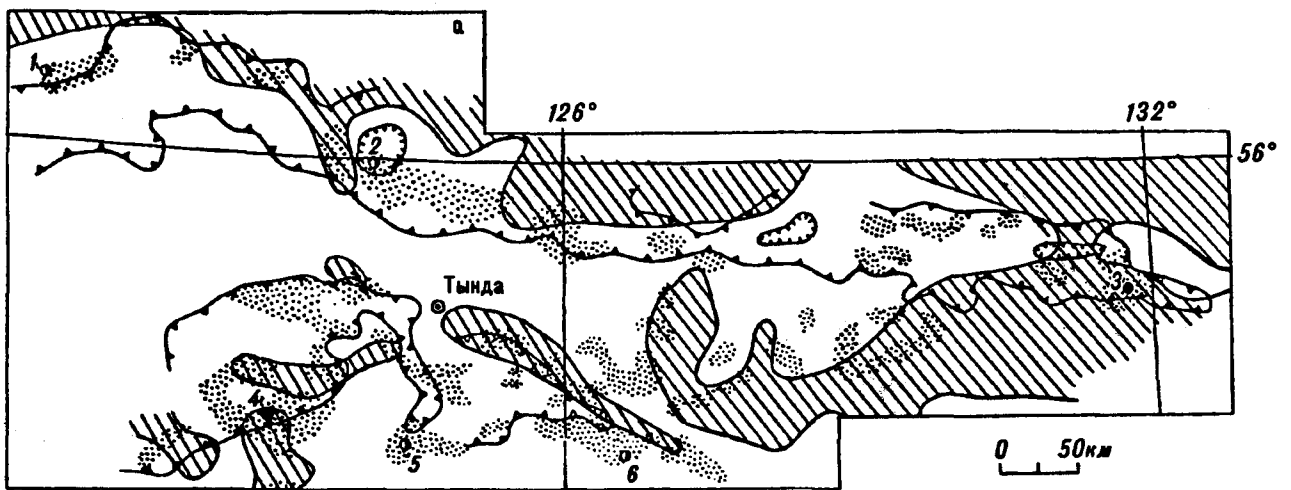
сту (от палеозоя до плейстоцена). Большинство золотоносных провинций сформировалось в геосинклинальных складчатых областях (ГСО), а некоторые - в структурах мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) (Алдано-Становой щит, Буреинский массив, Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс). Отдельные черты сходства и различия золотоносных провинций и зон отражены в таблице.

В Тихоокеанском золотоносном поясе выделяются два обширных ареала золотоносности (или металлогенических пояса): 1 - Островной с палеоген-неогеновым оруденением (Курилы, Камчатка, Сахалин и условно Нижнее Приамурье и Прибрежная зона Приморья) и 2 - Континентальный с оруденением юрско-мелового возраста. На континенте в равной мере развито гипабиссальное золотое и субвулканическое золотое и золото-серебряное* оруденение, а в Островном поясе - преимущественно субвулканическое золотое, часто с селеном и теллуrom. Кроме того, общий уровень положительных магнитных аномалий здесь выше, чем на континенте, а гравитационных минимумов - значительно ниже, что объясняется океаническим (или переходным) типом земной коры, близостью мантии и недоразвитостью орогенических процессов. Следовательно, упомянутые различия в металлогении золота Континентального и Островного поясов коррелируются с особенностями строения и состоянием земной коры.

Наиболее характерная особенность выделенных золотоносных зон - их корреляция с региональными глубинными структурами разуплотнения (рис. 2). Все месторождения Камчатки, о. Кунашир, Сахалина, Нижнего Приамурья расположены в пределах линейных минимумов силы тяжести. Уровень абсолютных значений гравитационного поля в минимумах закономерно изменяется от континента к океану: на Нижнем Амуре и Сахалине это 0 + +20 мЛг, на Камчатке 0 + +40 мЛг, на о. Кунашир +100 + +120 мЛг. В Корякской зоне фиксируется максимум разуплотнения: -20 + -40 мЛг (как в Охотско-Чукотском поясе). Все субвулканические месторождения Островного пояса находятся в пределах региональных магнитных аномалий или в зонах перехода к ним. Предполагается, что эти аномалии (аномальные поля) прямо или опосредованно фиксируют глубинные фемические массы, участвующие в генерации золота.

Курило-Камчатская золотоносная провинция (ЗП) как геотектоническая структура находится на ранней стадии орогенеза, очаги глубинного разуплотнения возникли здесь сравнительно недавно (миоцен-плиоцен). Возраст золотого оруденения плиоценовый и даже плейстоценовый. Здесь развиты суб-

* В этой статье принято: Au:Ag до 1:10 - золотое оруденение; 1:10 - 1:100 - золото-серебряное; 1:100 и более - серебряное.



вулканические месторождения золотого, золото-теллуридного и золото-полиметаллического профиля. В Корякской зоне этой провинции оруденение преимущественно золото-серебряное, проба золота ниже, возраст оруденения более древний - олигоценый, а глубинные структуры разуплотнения - более интенсивные. Эти данные свидетельствуют о переходном характере металлогении Корякской зоны от Камчатки к континенту, в частности к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу с его преимущественно золото-серебряными субвулканическими месторождениями

позднемиоценового возраста. В месторождениях Камчатки и Курильских островов Au:Ag в рудах не более 1:10, обычно 1:3. Характерен большой разброс значений пробности золота (550-970), что указывает на существенные различия в химизме рудоносных растворов [11]. Можно отметить сходство субвулканических месторождений Камчатки и Нижнеамурской зоны. На Прасоловском месторождении (о. Кунашир) проявлен экзотический парагенезис золотого и оловянного оруденения.

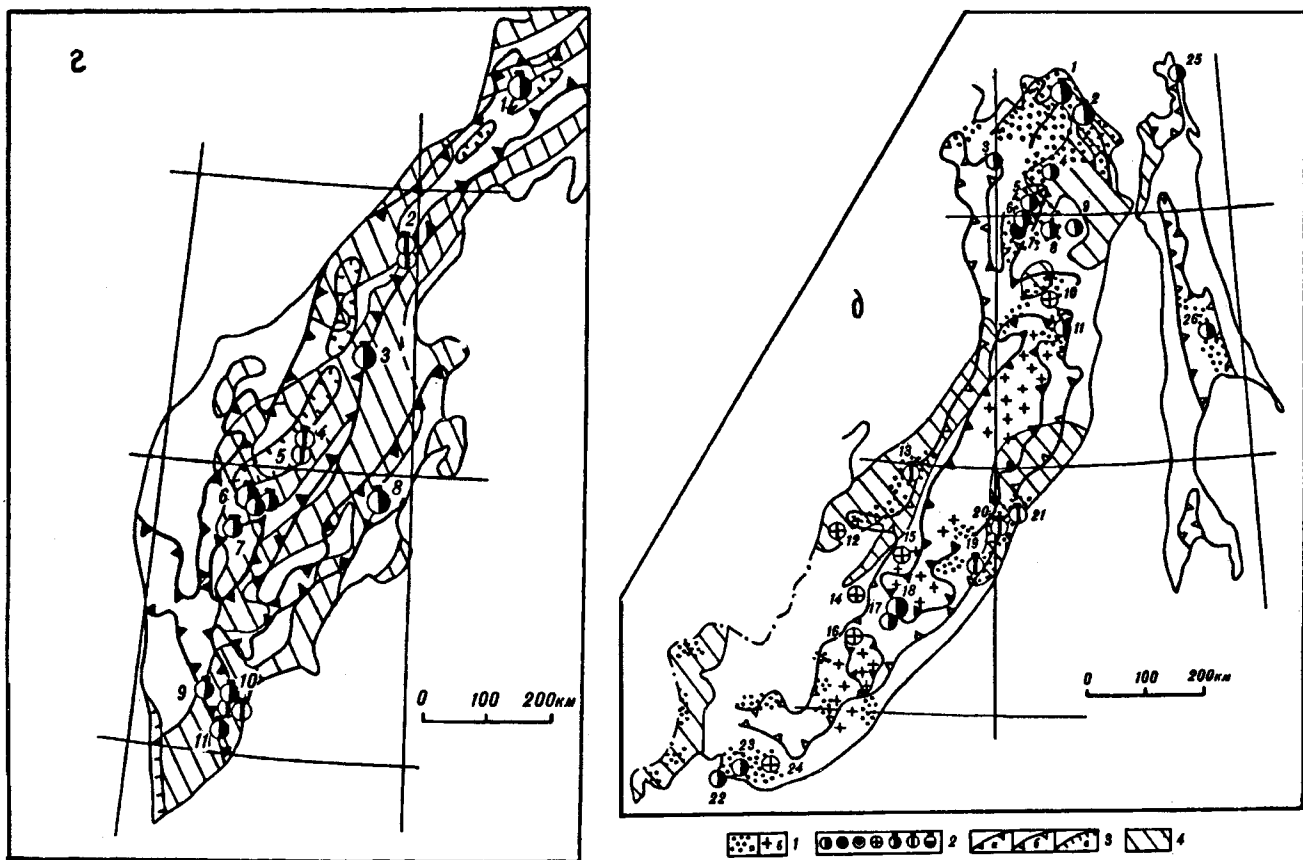


Рис 2. Соотношение геофизических полей и рудоносности в золотоносных провинциях: Становой (а), Бурейнской (б), Яно-Колымской, Анойско-Чукотской и Охотско-Чукотской (в), Камчатской (г), Сихотэ-Алинской и Сахалинской (д).

1 - ареалы золотоносности (а), проявления редких металлов (б); 2 - золоторудные месторождения (см. рис.1); 3 - региональные гравитационные минимумы: интенсивные (а), менее интенсивные (б), локальные минимумы (в); 4 - региональные магнитные аномалии. Месторождения на рис. 1а: 1 - Ледяное, 2 - Бамское, 3 - Колчеданный Утес, 4 - Березитовое, 5 - Кировское, 6 - Золотая Гора; на рис. 1,б: 1 - Боргуликан, 2 - Пионер, 3 - Покровское, 4 - Маломыр, 5 - Булар, 6 - Токур, 7 - Сагур, 8 - Унгличкан, 9 - Харгинское, 10 - Афанасьевское; на рис. 1,в: 1 - Тас-Юрях, 2 - Дуэт, 3 - Юр, 4 - Задержинское, 5 - Булар, 6 - Восход, 7 - Нежданинское, 8 - Хаардах, 9 - Атунджа, 11 - Кулюкли, 12 - Юрьевское, 13 - Чачика, 14 - Хаканджа, 15 - Наталкинское, 16 - Павлик, 17 - Ветренское, 18 - Золотое, 19 - Карамкен, 20 - Дукат, 21 - Эвенское, 22 - Кубака, 23 - Весеннее, 24 - Каральвеем, 25 - Озерное, 26 - Майское, 27 - Сопка Рудная, 28 - Обрывистое, 29 - Сергеевское, 30 - Валунистое, 31 - Пепенвеем; на рис. 1,г: 1 - Аметистовое, 2 - Тухливаям, 3 - Озерновское, 4 - Крерук, 5 - Апапель, 6 - Агинское, 7 - Золотое, 8 - Кумроч, 9 - Ледниково-Велючинское, 10 - Мутновское, 11 - Асачинское; на рис. 1,д: 1 - Многовершинное, 2 - Белая Гора, 3 - Албазинское, 4 - Октябрьское, 5 - Покровско-Троицкое, 6 - Агние-Афанасьевское, 7 - Учаминское, 8 - Дяпле, 9 - Холан, 10 - Зимовье, 11 - Тумнинское, 12 - Лермонтовское, 13 - Дурминское, 14 - Незаметное, 15 - Восток-2, 16 - Малиновское, 17 - Благодатное, 18 - Глухое, 19 - Салют, 20 - Приморское, 21 - Ягодное, 22 - Аскольд, 23 - Прогресс, 24 - Порожистое, 25 - Левенштерновское, 26 - Рукоусеевское.

Центральнокамчатская золотоносная зона контролируется линейным минимумом силы тяжести (рис. 2, г) [14], протягивающимся вдоль осевой части Камчатки. На юге его ограничения менее четкие, но несомненен поворот к югу и ЮЮВ, где он пересекается с Восточнокамчатским минимумом, контролирующим одноименную золотоносную зону СВ простирания. Восточная граница Центральнокамчатской зоны совпадает с Главным Камчатским глубинным разломом, который, судя по результатам различных геофизических исследований, также поворачивает к югу и ЮЮВ [12], где пересекается с

Мутновским глубинным разломом СВ простирания. На пересечении этих двух важнейших тектоно-магматических структур Камчатки возникла группа субвулканических золоторудных месторождений (Мутновское и др.) с близмеридиональным генеральным направлением рудных зон. Возраст оруденения на этом участке плиоцен-плейстоценовый [14].

Месторождения золота обнаруживаются на участках, где очаги гранитизации взаимодействуют с глубинными фемическими массами (Золотое, Агинское, Апапель-Агликич, Озерновское, Тухливаям,

Мутновская группа)*. К северу от Мутновской группы, где осевая часть Центральнокамчатского минимума располагается в немагнитных породах, золоторудных месторождений нет. Это указывает на генетическую сущность глубинного взаимодействия очага гранитизации с фемическими массами. Более интенсивное развитие очага ведет к дебазификации субстрата, появлению золото-серебряных (в отличие от собственно золотых) рудных формаций (Спрут, Ткляям), а затем олово-серебряного и оловянного оруденения (север Камчатки, Корякия) олигоцен-миоценового возраста [15]. Аналогичные закономерности наблюдаются на Нижнем Амуре (Восточная подзона) и в Прибрежной зоне Сихотэ-Алиня. При сходных фемических субстратах на этих площадях в первом случае в условиях начального этапа глубинной гранитизации продуцировалось собственно золотое субвулканическое оруденение палеоценового и олигоценного возраста (Многовершинное, Белая Гора), а во втором - золото-серебряное (палеоцен) в связи с интенсивной гранитизацией в Центральном Сихотэ-Алине (Салют, Приморское, Ягодное).

Золото-кварцевое оруденение Сахалина локализовано в Лангерийском тектоническом блоке, выделяющемся контрастным минимумом силы тяжести. Генетически оно связывается с гранитоидами палеоценового возраста [3].

В Сихотэ-Алинской ЗП положение золотоносных зон подчинено региональной рудно-магматической зональности, сформированной в Центральном Сихотэ-Алине вокруг орогенного свода, возникшего над глубинным очагом гранитизации [24]. Последний фиксируется региональным минимумом силы тяжести интенсивностью $-30 + -40$ мЛг. В центральных частях сводовых структур развито оловянное оруденение, далее от центров - вольфрамитовое, а по периферии - золотое. Иногда проявлены гибридные золото-редкометалльные типы руд, обычно золото-вольфрамовые (Незаметное, Восток-2, Малиновское, Порожистое). В межкупольных структурах, т.е. на участках с низким темпом орогенных поднятий, сохранились собственно золоторудные месторождения (Глухое, Благодатное). Нынешнее пространственное положение разных типов оруденения зависит от степени эродированности очаговых структур. Если на поверхности обнажены калиевые немагнитные гранитоиды, то это зона олова и вольфрама, а если магнитные натровые, то это зона золота.

В ареалах распространения оловянных месторождений в Центральном Сихотэ-Алине редко встречаются золоторудные объекты. Но если они есть, то чаще представлены относительно крупным и высокопробным золотом, что обусловлено его метаморфиз-

мом [9] под влиянием поздних калиевых гранитоидов. В центральных частях сводовых и купольных структур развито мезо- и гипабиссальное золотое и золотосодержащее оруденение, а по периферии - гипабиссальное и субвулканическое. В терригенных комплексах (Западная подзона) развито золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение со сравнительно низкой пробой золота (Агние-Афанасьевское, Учаминское и др.), а в вулканогенных - субвулканическое малосульфидное иногда с теллуrom (Многовершинное, Белая Гора). Крайний юг провинции характеризуется повышенным гравитационным и магнитным полем. Это выступ древних пород, претерпевший в позднем мезозое интенсивную ТМА, с которой связываются гипабиссальные собственно золоторудные месторождения с высокопробным золотом (Аскольд, Прогресс и др.), давшие в результате эрозии многочисленные россыпи золота.

С запада и востока Центральный Сихотэ-Алинь окаймляется структурами с золото-серебряным оруденением, локализованным в поздне меловых вулcano-плутонических комплексах (Дурминская и Прибрежная зоны). Как и в Охотско-Чукотском поясе, эти зоны выделяются контрастными магнитными аномалиями и повышенным уровнем гравитационных полей, окаймляющих центральный ороген. Ареалы золото-серебряных месторождений обеих зон (Дурминское, Силанское, Ягодное, Приморское, Салют) находятся в створе с центральным очагом разуплотнения, что указывает на их возможную генетическую связь. За пределами контрастных магнитных аномалий субвулканические месторождения на Сихотэ-Алине отсутствуют.

Охотско-Чукотская ЗП (пояс) протягивается в СВ направлении на 3 тыс. км от приустьевой части р. Уды до Чукотки, пересекая разнообразные геотектонические структуры и, в общем, совпадая с контурами одноименного вулканического пояса. В пределах пояса развиты преимущественно субвулканические месторождения поздне мелового возраста с низкопробным золотом, причем в андезитах это собственно золоторудные месторождения (Авляякан, Кулюкли, Карамкен), а в вулканитах кислого состава - золото-серебряные (Хаканджа, Эвенское, Дукал, Обрывистое и др.). Во всех случаях месторождения располагаются в поле региональных контрастных аномалий и на удалении от центров глубинного разуплотнения. Весьма примечательным является одно обстоятельство - почти все месторождения пояса располагаются в узком интервале значений гравитационного поля - от -20 до -40 мЛг. Это указывает на однообразные условия, возможно и одновременность их образования и на несущественные, либо однооб-

* Здесь и далее в скобках названия месторождений.

разные, изменения поля в кайнозое. В эту группу попадает и месторождение Кубака, для которого имеются данные в пользу его позднедевонского возраста [17]. Имеющиеся факторы свидетельствуют о генетической связи золотого оруденения Охотско-Чукотского пояса с мезо-кайнозойскими очагами гранитизации поздних стадий.

Своеобразием выделяется Куйдусунская зона с ее существенно серебряной (с золотом, оловом) и полиметаллической минерализацией (Атунджа, Хаардахское). Зона совмещается с крупнейшим на Дальнем Востоке минимумом силы тяжести (до -140 мЛг). Наряду с магнитными, в его пределах развиты немагнитные гранитоиды калиевой специализации и комагматичные им кислые вулканиты. Магнитное поле зоны отрицательное. По геологическому строению, типу рудной минерализации и характеру гравитационного поля Куйдусунская зона напоминает Боливийскую олово-серебряную провинцию.

Яно-Колымская ЗП - одна из богатейших в мире по россыпному золоту, включает также и уникальные рудные объекты. Выдающаяся золотая потенция коррелируется с уникальным гравитационным минимумом. Контуры ареала золотоносности и минимума совпадают (рис. 2, в), что свидетельствует о жестком контроле оруденения глубинным очагом разуплотнения. Наиболее крупные золоторудные месторождения (Нежданинское, Наталкинское) расположены на оси Куйдусунского минимума, т.е. максимум оруденения совпадает с максимумом глубинного разуплотнения. В "сводовой" части гравитационной структуры развиты оловорудные, золото-серебряные и олово-серебряные проявления. Куйдусунский минимум состоит из двух ветвей - ЮЗ и ЮВ простираения. С первой связана Аллах-Юньская золотоносная зона, со второй - Тенькинская, Индигиро-Колымская и Яно-Индигирская. В юго-западном минимуме уровень поля повышается в ЮЗ направлении (от -140 до -40 мЛг). Соответственно изменяется формационный тип оруденения: от редкометалльного к гипабиссальному золотому с высокой серебряностью руд (нежданинский тип), далее собственно золотой тип (седловидные жилы дуэтского типа) и на крайнем ЮЗ - золотое оруденение субвулканического уровня (Тас-Юряхское). Магнитное поле в пределах Аллах-Юньской зоны отрицательное.

Юго-восточная ветвь Куйдусунского минимума "питает" две золотоносные структуры: Тенькинскую (на оси минимума), в которой гранитоиды развиты незначительно и в которой находятся крупные рудные объекты, и Индигиро-Колымскую - с многочисленными мелкими месторождениями золото-кварцевой формации, сопряженными с поясом крупных массивов немагнитных гранитоидов. Это главный россыпной район Колымы, богатство которого обусловлено перемывом множества мелких золо-

торудных объектов со сравнительно крупным золотом. Магнитное поле близко к нулевому, отрицательное в Тенькинской зоне и положительное - в Индигиро-Колымской, обусловленное, по-видимому, контактовыми роговиками.

Золотоносные зоны Анюйско-Чукотской ЗП сформировались в Чукотской ГСО, окаймляющей с севера жесткие структуры Чукотского и Омолонского срединных массивов, и пространственно совпадают с удлинными на СЗ минимумами силы тяжести, интенсивность разуплотнения в которых убывает в СЗ направлении от -40 до -10 мЛг (см. рис. 2, в). Выделяются пять смежных минимумов СЗ простираения, три из которых "продуктивны" на золото (зоны Малоанюйская, Майская, Куульская). В металлогеническом отношении это зрелые рудоносные структуры с полным профилем развития мезо- и гипабиссального оруденения от золотого до редкометалльного, очень напоминающие Сихотэ-Алинскую рудоносную систему. Можно предположить, что расположенная южнее магистральная гравитационная структура СВ простираения первого порядка (минимумы с интенсивностью разуплотнения -40 + -80 мЛг) является более молодой по отношению к СЗ минимумам. Такой вывод согласуется с позднемеловым возрастом известного здесь субвулканического золото-серебряного оруденения в отличие от раннемеловых гипабиссальных золоторудных месторождений Малоанюйской и Майской зон. Как и в других золотоносных структурах ГСО, магнитные поля в Анюйско-Чукотской ЗП близки к нулевым значениям.

Монголо-Охотский золотоносный пояс характеризуется ВЮВ простираением его структур - геологических, геофизических, металлогенических. Жестким структурам - Алдано-Становому щиту и Буреинскому массиву - соответствуют положительные магнитные аномалии, а разделяющей их Джагинской зоне - нейтральные, либо отрицательные поля. Гравитационные минимумы ВЮВ ориентировки совпадают с зонами, насыщенными гранитоидными интрузиями гипабиссального и субвулканического уровня. В пределах Алдано-Станового щита наблюдаются фрагменты близмеридиональных (ССВ) геофизических аномалий обоих типов, отражающих положение геологических структур: глубинных разломов, горстов, грабен. Сходная картина наблюдается и на Буреинском массиве. Эти поперечные к монголо-охотским структуры параллельны "сихотэ-алинским" направлениям и их можно считать результатом отраженной ТМА [19].

Золотоносность Алданской провинции тесно связана с центрами интрузивной деятельности алданского интрузивного комплекса и имеет узловый характер. Золотоносные узлы объединены в зоны ВЮВ простираения (см. рис. 1). Поперечные к ним ССВ зоны проявлены менее четко. На гравиметрических картах золотоносные районы выделяются локально-

Таблица

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Тихоокеанский	Островной	Курило-Камчатская, зоны: Курильская	ГСО	N ₂ -Q ₁	с	1	1	Au-Te - кв, Au - сульф-кв, Au - ад -кв	2,3	890	1:3-5	Ag, Te Ag, Zn	Прасоловское, Жильное, Переселенческое
		Восточнокамчатская	"	"	"	"	2	Au - сульф.- сульфосольн.	3	790	1:3	Pb, Cu	Кумроч
		Центрокамчатская, подзоны: Северная	"	N ₂	"	"	"	Au - Ag	1,2	-	1:10	Ag, Pb, Zn	Тухливаям
		Центральная	"	"	"	"	"	Ag-халц-кв, Au - Те	2,3	550-970	2-7:1	Ag, Te	Озерновское, Агинское
		Южная	"	N ₂ -Q ₁	"	"	1	Au-Ag-пол, Au-сульф-ант, Au-ад	3	550-800	1:1 1:20	Ag	Мутновское, Родниковое, Асачинское
		Корякская	"	P	"	2	3	Au-ад-кв, Au-Ag-пол, Au-Ag-гал-сфал	2,3	550-650	2:1-1:20 до 1:260	Ag, Pb Zn, Se	Аметистовое, Клад, Спрут, уч. Туманный
		Сахалинская, зоны: Лангерийская	"	P	г	1	2	Au-ал-кв, пир-арс	2		15:1	-	Рукосуевское
		Левенштерновская	"	"	"	"	"	Au-цеолит-анальцимовый	"		5:1	-	Левенштерновское
		Сихотэ-Алиньская, зоны: Прибрежная	"	P	с	2,3	"	Au-Ag, Au-ад-фл, Au-ад-карб	2,3	585-768	1:5-1:50	Ag	Салют, Приморское Ягодное
	Нижнеамурская, подзоны: Восточная	"	"	"	2	"	Au-ад-кв	1,2	667-850				Белая гора, Многовершинное
		Западная	"	K ₂ - P ₁	г	2,3	"	Au-кв, Au-сульф	2	625-790			Агние-Афанасьевское, Дяппе, Албазинское, Учаминское
	Континентальный	Центральносихотэалиньская подзоны: Южная	"	K	"	2	"	Au-кв	"	880	-	-	Аскольд, Прогресс
		Центральная	"	"	"	3	4	Au-кв, Au-сульф-кв, Au-редкомет	2,3	840-870	1:5-10	W, Cu, Ag	Благодатное, Глухое, Малиновское, Незамет- ное, Восток-2
		Северная	"	"	"	"	3	Au-кв, пир-арс	2	-	-	W	Тумнинское, Зимовье
		Дурминская	"	K ₂	с	2	"	Au- Ag -ад-кв	1,3	500-630	1:20	Ag	Дурминское
		Яно-Колымская, зоны: Аллах-Юньская	"	J ₂ -K ₁	г	2,3	3-5	Au-кв, Au -сульф-кв, пир-арс	2	720-835	1:1-10	-	Неждановское, Дуэт, Юр
		подзоны: Северная	"	"	с	1,2	3	Au-кв, Au-кв-карб	"	950-970	10-15:1	-	Тас-Юрхаское
		Южная	"	"	"	"	"	"	"	750-790	-	-	Наталкинское
		Тенькинская	"	J ₃	г-м	1,2	4	Au-кв, пир-арс	"	750-790	-	-	Наталкинское
Яно-Индибирская		"	J ₃ -K ₁	г	2	3	Au-кв-Sb, Au-ант	3,4	945- 1000	-	-	Sb	Сарылахское
Индиширо-Колымская		"	K ₁	"	3	4	Au-кв	2	885	-	-	W	Ветренское
Анойско-Чукотская, зоны: Малоанойская	"	"	"	2	3	Au-кв	"	804-886	-	-	-	Каральвеем	
Майская	"	"	"	3	"	Au -сульф, Au -ант-арс	3	830-890			Sb, Ag, S, As	Майское	

Континентальный	Охотско-Чукотская (пояс) зоны: Джугджурская подзоны: Хребтовая	TMA	K ₂	с	2	"	Au-ад-кв, Au -ад-карб-кв, Au-арг, Au-Ag-марганцевый Au-кв, Au-карб-кв Au-сульф-кв	1,2 1 2,3	440-590 130-690 800	1:40 1:2-4	Ag "	Хаканджа, Чачика, Юрьевское Карамкен, Авлякан Етарское, Кулюкли
	Береговая	"	"	с	"	2						
	Омолон-Анадырская	"	"	с	"	3	Au-ад-карб-кв, Au-Ag-Te-Se, Au -арг	2	514-680	1:10-40	Ag	Обрывистое, Сергеев- ское, Эвенское, Дукат
	Куйдусунская	"	"	"	3	5	Ag-Au-Sn -полимет	1,2		1:130	Au, Sn	Хаардах, Атунджа
	Омолонская	"	D ₃	"	2	3	Au -ад-кв, Au -халц-кв (с фл)		300-350 500-700	1:1	-	Кубака
	Алданская	TMA	K ₁	с	2	3	Au -сульф, Au -сульф-кв, пир-гематит	3,4	800-950	-	-	Куранах Лебединце, Улаханское
Монголо-Охотский	Становая, зоны: Северостановая	"	PZ-PR ₁ ? J ₃ -K ₁	м	2	4	Au -кв, Au -сульф, пир	2,4	782-962	1:3	Ag	Ледяное, Бамское, Колчеданный Утес
	Тукурингрская	"	K ₁	г	2-3	3,4	Au-пол, Au-сульф-кв Au -кв	3,4	747 920-970	1:3-8	Zn, Pb	Березитовое, Кировское Золотая Гора
	Джагдинская, зоны: Верхнеселемджинская, подзоны: Восточная Центральная Западная	GCO	J ₂₋₃	г	3	4	Au-кв, Au -шеел Au-кв, редко Au -шеел Au-кв, Au-кв-сульф	2 " "	850-910 742-800 700-820	- - -	W	Харгинское, Унгличкан Токур, Сагур Маломыр, Ворошилов- ское
	Буреинская, зоны: Северобуреинская	TMA	K ₁	с	1	2,3	Au-халц-кв, Au-ад-кв меднопорфировая	1 2,3	625-720	1:1-1,5 -	- Cu	Покровское Боргуликан, Ельничное
	Восточнобуреинская, подзоны: Прогнозная Ерикская	"	K ₂	с	"	2	Au-ад-кв Au -сульф	1 4	700 800-850	1:3-5 1:3-5	Ag Ag, Cu, Pb Zn, Bi, Co	Прогнозное Нони, Ерик
					г	"	"					

Содержание таблицы: 1, 2 - планетарный (1) и региональный (2) золотоносные пояса; 3 - золотоносные провинции, зоны, подзоны; 4 - тип геотектонического развития: GCO, TMA; 5 - возраст оруденения; 6 - уровень глубинности формирования оруденения: субвулканический (с), гипабиссальный (г), мезоабиссальный (м); 7 - стадия орогенеза подвижной зоны: ранняя (1), средняя (2), поздняя (3); 8 - интенсивность глубинного разуплотнения по пятибалльной шкале (1-5); 9 - рудные формации, минеральный тип.

Сокращения: кв - кварц, ад - адуляр, халц - халцедон, гал - галенит, сф - сфалерит, ал - альбит, пир - пирит, карб - карбонат, арс - арсенипирит, арг - аргентит, ант - антимонит, шеел - шеелит, сульф - сульфиды, пол - полиметаллический, фл - флюорит, 10 - убого- (1), мало- (2), умеренно- (3), существенносульфидная (4) руда; 11 - проба золота; 12 - Au:Ag; 13 - прочие полезные компоненты руд; 14 - примеры месторождений.

ми минимумами силы тяжести средней интенсивности (например, Центрально-Алданский район), а на магнитометрических - это участки понижения поля. Парагенные оруденению интрузивные породы (щелочные и гранитоиды) обладают высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа. Алданская провинция - типичная область мезозойской ТМА с преимущественно раннемеловым золото-сульфидно-кварцевым оруденением с относительно высокопробным золотом и достаточно крупными золоторудными объектами субвулканического и гипабиссального уровней.

Становая ЗП занимает осевую часть Монголо-Охотского пояса. Ее золотоносные зоны обладают весьма характерными геолого-геофизическими и металлогеническими особенностями. Северостановая зона (рис. 2, д) характеризуется фактически непрерывной золотоносностью, окаймляющей с севера экзоконтактовые зоны позднеюрских гигантских плутонов удско-зейского комплекса на протяжении 800 км (в пределах рассматриваемой территории). Форма плутонов плитообразная и лакколитообразная. Они сложены породами диорит-гранодиоритовой формации с высокой магнитной восприимчивостью и окисленностью железа. Это типичные представители раннеорогенного этапа развития подвижной области ТМА. На всем своем протяжении золотоносная зона совпадает с достаточно глубоким линейным минимумом силы тяжести, окаймленным с севера и юга региональными магнитными максимумами. Собственно золотоносная зона - это структура "размагничивания", выделяющаяся нейтральными полями. Эти данные позволяют достаточно уверенно предполагать, что Северостановая ЗП опосредованно сформировалась в результате глубинного взаимодействия гранитоидных масс с фемическими комплексами пород. Подобные закономерности проявляются не только в региональных, но и в локальных структурах, и даже в масштабе рудного поля (рис. 3). Имеющиеся данные указывают на позднемезозойский (J₃-K₁) возраст золотого оруденения Северостановой зоны, однако для западной ее части (район месторождения Ледяного) не исключается палеозойский, либо даже протерозойский возраст и генетическая связь оруденения с интрузиями щелочных гранитоидов Седольчинского массива или с монцитонитоидами Тасского комплекса с абсолютным возрастом соответственно 238-309 и 1700 млн. лет (рубий-стронциевый метод). Это существенно натровые породы с высокой окисленностью железа и магнитной восприимчивостью (данные В.В. Кошеленко, 1991 г.). Северостановая зона - это интенсивно и глубоко тектонически проработанная структура ТМА с мощным юрско-меловым магматизмом, с высокопотенциальными областями генерации, но с недостаточно ясными путями миграции рудоносных флюидов и пунктами их разгрузки. Вещественный состав оруденения в значительной мере определяется составом субстрата. В

фемических субстратах развито золото-сульфидное оруденение (Колчеданный Утес), в сиалических - золото-кварцевое (Бамское). Уровень эрозионного среза рудоносных систем оптимальный до глубокого.

В Тукурингской зоне золотоносность проявлена регионально в контурах одноименного минимума силы тяжести. Наиболее продуктивные золотоносные районы пространственно сближены с реликтовыми блоками глубинных фемических пород, некогда (в домезозойское время) принадлежавших единым фемическим массам. Как и в Становой зоне, на участках такого сближения развиты золото-полиметаллические и золото-сульфидные формации (Березитовое), а на удалении от них - золото-кварцевые (Кировское и др.). Сходство этих двух зон выражается также в парагенетических связях с центрами ТМА и с развитыми в них массивами магнитных гранитоидов, в невысокой серебрисности руд (Au:Ag = 1:3-8) и др. (таблица, рис. 2, а).

Сугджарская золотоносная зона окаймляет вереницу плутонов удско-зейских гранитоидов с юга и представлена преимущественно субвулканическими типами оруденения, еще слабо изученными. Ареал золотоносности расположен между Становым (север) и Тукурингским гравитационными минимумами в зоне "взаимодействия" соответствующих им глубинных структур разуплотнения с крупной фемической массой. Оруденение более позднее (K₁) в сравнении с таковым Северостановой зоны (см. рис. 2, а).

Джагдинская золотоносная зона сформировалась в ГСО, представленной в современном эрозионном срезе преимущественно палеозойскими страти-

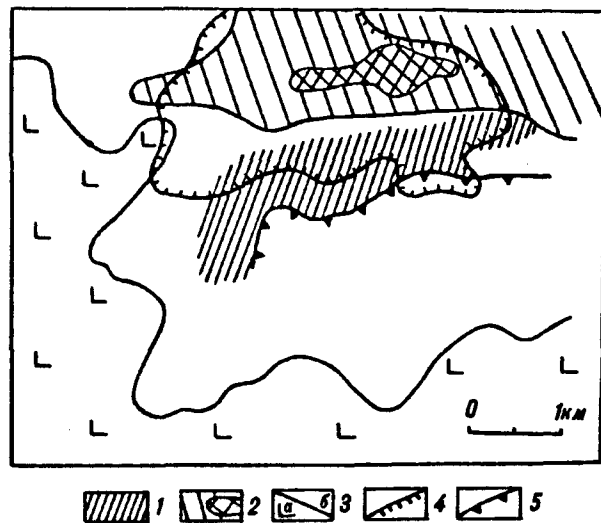


Рис. 3. Соотношение золотого оруденения и геофизических полей на Бамском рудном поле (использованы материалы Тындинской ГРЭ ПГО "Амургеология".

1 - Бамское рудное поле; 2 - отрицательная гравитационная аномалия с локальным минимумом; 3 - магнитные поля: положительные (а), нейтральные (б); 4 - аномалия показателя $F \geq 1.5 > 2.5 \left(\frac{qU \cdot qK}{Th} \right)$, 5 - надвиг.

фицированными комплексами кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций. Орогенез, складчатость и гранитоидный магматизм произошли в два основных этапа - в позднем (?) палеозое и в позднем мезозое (J₃-K). Продуктивные золоторудные формации возникли в позднеюрскую активизацию, сильно удаленную во времени от палеозойского периода осадконакопления, складчатости и метаморфизма, создавших предпосылки для будущего рудообразования: углеродистость осадков, куполовидные антиклинали, геологические экраны, метаморфогенные флюиды и пр. В мелу юрское оруденение с возрастом 145-155 млн лет [23] было регенерировано под воздействием Баджальско-Ямалинского очага гранитизации, пересекающего под прямым углом джагдинские складчатые структуры. В результате сформировалась региональная рудная зональность: на востоке (Харгинский район) золотые и золото-редкометальные формации с крупным высокопробным золотом, а на западе (Токур, Сагур, Маломыр) собственно золотые руды с более мелким и сравнительно низкопробным золотом (рис. 2,б). Максимальная продуктивность Джагдинской зоны отмечается в "коридоре" между двумя фемическими блоками - Буреинским и Становым, т.е. в зоне глубинного взаимодействия очага гранитизации с фемическим субстратом. Большое значение в локализации оруденения сыграли антиклинали, надвиговые разрывы, регионально развитые геологические экраны (толщи углеродистых алевро-пелитовых пород). В терригенных и метаморфизованных отложениях развиты преимущественно золото-кварцевые рудные формации, а в гранитоидных массивах - золото-кварц-сульфидные. Золото-шеелитовые руды наблюдаются в зоне максимального глубинного разуплотнения, к востоку от которой уже господствует редкометальная минерализация (Sn, W, Be).

В Буреинской ЗП основные золотоносные районы сосредоточены в Северобуреинской зоне, приуроченной к северной окраине Буреинского массива, испытавшей интенсивную ТМА в позднем мезозое. Домезозойский фундамент образован преимущественно палеозойскими гранитоидами, включающими выступы раннедокембрийских кристаллических пород и провесы кровли палеозойских миогеосинклинальных комплексов. Многочисленные наложенные терригенные (J₃-K₁) и вулканогенные (K) прогибы (Улемкано-Огоджинский) прорваны гипабиссальными и субвулканическими интрузиями гранитоидов с повышенной магнитной восприимчивостью. Мощности отложений в прогибах увеличиваются в западном направлении. Восточнобуреинская зона окаймляет Буреинский массив с востока. На обширных площадях она перекрыта рыхлыми кайнозойскими осадками и в общем изучена слабо.

Разнообразие геологических обстановок в Буреинской ЗП предопределило существенные разли-

чия в условиях локализации золотого оруденения и слагающих его рудных формаций. В Северобуреинской зоне развиты преимущественно субвулканические убогосульфидные золоторудные и меднопорфировые с золотом месторождения (Покровское, Арбинское, Ельничное), а в Восточнобуреинской, наряду с субвулканическими (Прогнозное), известны и гипабиссальные золото-сульфидные месторождения (Нонинское).

В геофизических полях положение золотоносных зон вполне определенное. Северобуреинская зона на всем своем протяжении совпадает с линейным региональным минимумом силы тяжести невысокой интенсивности (-20 мГ). Смещение зоны к югу от оси минимума указывает на наклонное положение блока разуплотненных пород. Максимум разуплотнения отмечается в западной части зоны, а в восточном направлении оно постепенно ослабевает. Все наиболее продуктивные золотоносные районы приурочены к северному краю фемической глубинной массы, фиксируемой региональным магнитным максимумом. Сообразно с его разворотом к северу в районе ст. Тыгда расположились и золотоносные узлы: Пионерский, Арбинский. Вспышки золотоносности наблюдаются на участках "взаимодействия" локальных глубинных структур разуплотнения с фемическими массами (районы Тыгда-Улунгинский, Умлеканский, Октябрьский и др.). К северу от оси регионального минимума за пределами Буреинской магнитной массы золотоносность отсутствует.

ВЫВОДЫ

1. Местоположение золотоносных провинций и зон Востока России определяется глубинными очагами разуплотнения (гранитизации), выявляемыми гравиметрическими методами. Уникальная по продуктивности россыпного и рудного золота Яно-Колымская провинция располагается в уникальной по интенсивности разуплотнения гравитационной структуре.

2. В структурах мезозойской ТМА максимумы золотоносности сопряжены с зонами взаимодействия очагов гранитизации с фемическими субстратами.

3. Золотое рудообразование - процесс региональный, охватывающий гигантские объемы литосферы (от верхней мантии до поверхности Земли). Если фактор генерации оказывается главным, то контуры золотоносных провинций часто повторяют таковые структур глубинного разуплотнения. Когда же главенствует фактор локализации, то ареалы золотоносности близки к контурам структур локализации (своды, купола, геологические экраны и пр.).

4. В направлении с запада на восток возраст золотоносных провинций омолаживается: от наиболее распространенного на континенте юрско-раннемелового - к позднемеловому в Схотско-Чукотском

вулканическом поясе, палеогеновому в прибрежных зонах Сихотэ-Алиня, на Сахалине и в Корьякии; к плиоценовому и даже плейстоценовому на Камчатке. Соответственно снижается интенсивность разуплотнения глубинных очагов при сохранении достаточно высокой продуктивности золоторудных полей.

5. Предложенное районирование выполнено на генетической основе и касается преимущественно структур генерации. Оно может быть развито (детализировано) путем более углубленного анализа факторов локализации и деструкции золотого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю.И. Систематизация оловяноносных и золотоносных рудных систем (для целей прогнозирования). М.: Недра, 1991.
2. Вилор Н.В. К проблеме золотоносности черных сланцев // Геохимия. 1983, №4. С. 560-568.
3. Данченко В.Я., Николаева Л.А. Особенности самородного золота в проявлениях Центрального Сахалина // Самородные элементы рудных месторождений Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток, 1989. С. 86-95.
4. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986.
5. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978.
6. Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981.
7. Маркушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979.
8. Матвеев В.Г. Региональные закономерности образования во времени и размещения в пространстве золотого оруденения Северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.Х. М.: Наука, 1973. С. 213-229.
9. Моисеенко В.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
10. Моисеенко В.Г. Геохимические основы металлогении золота // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.Х. М.: Наука, 1973. С.230-239.

*Амурский комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук*

г. Благовещенск

Eirish, L.V., Moiseenko, V.G.

Some regional distribution regularities and gold zonation in Russia's Far East

The materials of gravimetric and magnetometric surveys are put on the basis of zonation as well as the factors of factual gold content and geological data.

The auriferous provinces and zones distinguished in the most cases are correlated with deep-seated structures of disconsolidation and interaction zones with femic substrata. The Yano-Kolymaskaya province unique in its productivity is conjugated to the most deep gravity force minimum in the east of Russia.

The age of auriferous provinces in the direction from west to east became younger mostly from Jurassic-Cretaceous on the continent up to Pliocene-Pleistocene in Kamchatka.

The offered zonation have been done on the genetic basis and concerns mainly the structures of generation. It can be promoted (detailed) by the most deep analysis of localization and destruction factors of gold mineralization.

11. Моисеенко В.Г. Самородное золото, условия его образования и метаморфизм (на примере месторождений Приамурья) / Автореф. докт. дис. М., 1974.

12. Мороз Ю.Ф. Глубинные проводящие зоны Камчатки и их связь с динамическими процессами и оруденением // Тихоокеан. геология, 1990, №6. С. 56-61.

13. Некрасов И.Я. О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса // Геология рудных месторождений. 1990, №1. С.98-104.

14. Петренко И.Д., Большаков Н.М. Структурная пэзция и возраст золото-серебряного оруденения Южной Камчатки на примере Мутновского месторождения // Тихоокеан. геология, 1991. №5. С.100-111.

15. Розенблюм И.С. Основные черты геологии и металлогении северной части Анадырско-Кряжской складчатой системы // Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С.65-82.

16. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987.

17. Степанов В.А., Шишакова Л.Н., Лайпанов Х.Х. Месторождения золото-серебряной формации в вулканитах кедонской серии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока. Вып. 27. Магадан, 1991. С.150-158.

18. Тейлор П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С.200-237.

19. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980.

20. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985.

21. Щербаков Ю.Г. Химическая эволюция вещества Земли и эндогенное рудообразование // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976. С.14-33.

22. Щербаков Ю.Г. Источники вещества и типизация месторождений золота // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Вып. 449. Новосибирск: Наука, 1979. С.33-41.

23. Эйриш Л.В. Токурское золоторудное месторождение и проблема поисков слепых рудных тел // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. С. 43-45.

24. Эйриш Л.В. Региональная рудная зональность и районирование золотоносности Приморья // Тихоокеан. геология. 1990, №3. С. 71-77.

25. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока. // Там же, 1991, №2. С.67-79.

*Поступила в редакцию
11 апреля 1994 г.*

Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е., Соломатин Г.Б.

ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫЯВЛЕНИЯ НОВЫХ ВИДОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Юго-восточная часть Алданского щита является одной из наиболее интересных в металлогеническом отношении, но слабо изученных территорий Дальнего Востока. При выполнении Таежной геологической экспедицией мелкомасштабных прогнозно-геологических исследований на ней выявлены многочисленные новые проявления графитовой, молибденовой, ванадиевой, бариевой и редкометалльно-редкоземельной минерализации, расширяющие металлогенический спектр района. Предварительно оцененные прогнозные ресурсы некоторых из них авторами расцениваются как потенциально промышленные.

Новые данные по металлогении территории позволяют значительно расширить ее перспективы как нового горнорудного района с широким комплексом полезных ископаемых.

Юго-восточная часть Алданского щита давно привлекает внимание геологов научных и производственных организаций как один из наиболее интересных в металлогеническом отношении районов Дальнего Востока. За относительно короткий период его изучения в нем открыты россыпные и коренные месторождения золота и платины, апатит-титаномагнетитовые, тантал-ниобиевые и полиметаллические месторождения, относящиеся к архейской, раннепротерозойской, верхнепротерозойской и мезозойской металлогеническим эпохам.

В последнее время появились новые открытия, которые расширяют металлогенический спектр района и позволяют рассматривать его как комплексный потенциально горнорудный район с широким набором полезных ископаемых. В числе таких открытий следует упомянуть Алгомское циркониевое месторождение, проявления золота Улканского вулкано-генного прогиба, ценные проявления поделочных камней Идюмо-Хайканского блока археид, выявленные ГПП "Дальгеология" и "Алдангеология" в процессе геолого-съёмочных и поисковых работ.

Таежной геологической экспедицией ГПП "Амургеология" при проведении мелкомасштабных прогнозно-геологических работ в течение 1986-1991 гг. в юго-восточной части щита также открыты новые проявления графитовой, баритовой, ванадиевой, молибденовой и редкометалльно-редкоземельной минерализации, которые по предварительной оценке прогнозных ресурсов рассматриваются как потенциально промышленные.

Район исследований охватывал бассейн среднего и верхнего течения р. Учур, сложенный породами нижнего архея, нижнего и верхнего протерозоя. В структурном плане породы архея слагают Батомгский, Учурский и Идюмо-Хайканский блоки.

Нижнепротерозойскими образованиями сложен Улканский вулкано-генный прогиб, а верхнепротерозойскими - Учурский и Алгоминский протоплатформенные прогибы. Интрузивные образования расчленены на архейский, раннепротерозойский (улканский) и позднепротерозойский (гарындинский и арбарастахский) интрузивные комплексы. В составе трех последних комплексов значительную роль играют субщелочные и щелочные кислые, основные и ультраосновные породы, слагающие силлы, штоки, дайки и интрузии центрального типа.

Большая часть открытых проявлений локализована в зоне крупного глубинного разлома северо-западного простирания, совпадающего с осью заложившегося вдоль него в раннем рифее Учурского протоплатформенного прогиба. Разлом, вероятно, на значительном отрезке своего развития контролировал проявления многостадийных гидротермально-метасоматических процессов, сопровождавшихся масштабными концентрациями ванадия, бария, молибдена, редких земель и других полезных ископаемых.

Графит. Графитсодержащие горизонты картируются в составе тырканской, ниендинской, геканской, хударканской, арбарастахской, джиендинской и других свит нижнего архея, образуя широкую (10-25 км) полосу северо-западного простирания (рис. 1), прослеживающуюся от западного замыкания Улканского вулкано-гена вдоль юго-западного ограничения Учурского прогиба на северо-запад на расстояние свыше 90 км.

Графитовая минерализация в этих горизонтах относится к трем типам: 1 - средне-крупночешуйчатая, с размером чешуек 0.2-1.5 мм, развивающаяся преимущественно в биотитовых гнейсах; 2 - крупночешуйчатая, с размером чешуек 1-5 мм, слагающая

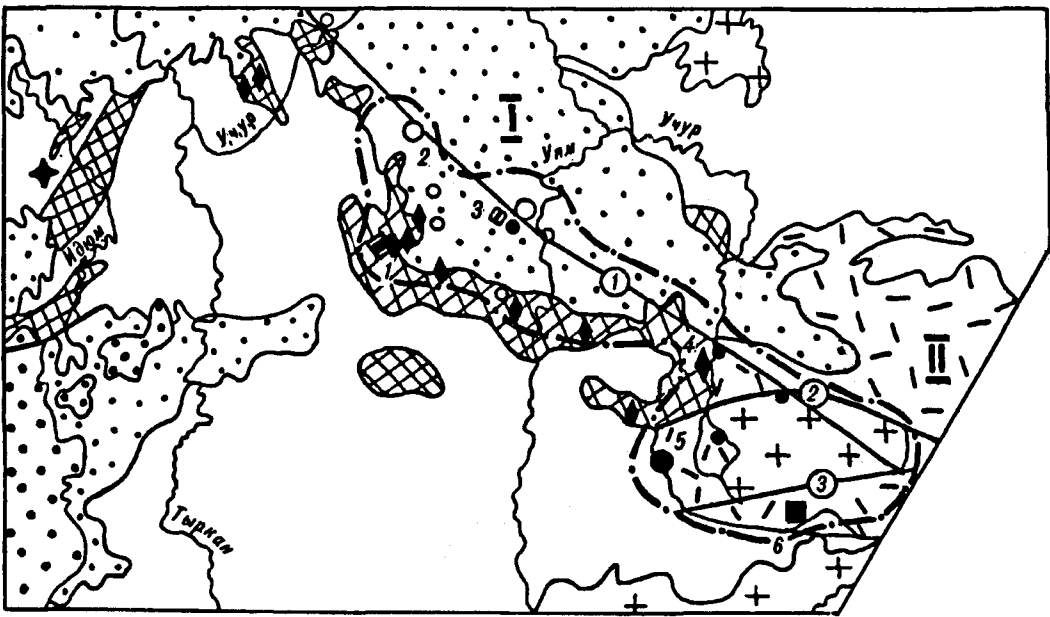


Рис. 1. Положение выявленных проявлений в юго-восточной части Алданского щита.

1 - мезозойские осадочные отложения; 2 - протерозойские осадочные отложения; 3 - протерозойские вулканогенные образования (преимущественно эффузивы кислого состава повышенной щелочности); 4 - архейские кристаллические породы; 5 - графитосодержащие толщи архея; 6 - протерозойские интрузии гранитоидов; 7 - верхнепротерозойская интрузия щелочных ультрабазитов; 8 - крупные рудоконтролирующие нарушения: Улканский разлом (1), Бириндинский разлом (2), Северо-Учурский разлом (3); 9-15 - рудопоявления и проявления: 9 - графита, 10 - молибдена, 11 - ванадия, 12 - бария, 13 - редких земель иттриевой группы, 14 - масштабы рудопоявлений (а) и проявлений (б), 15 - ареал повышенных содержаний молибдена и серебра. Рудные проявления: 1 - Конкули, 2 - Гекан, 3 - Адаргай, 4 - Топорикан, 5 - Элгэтэ, 6 - Тангукта; I - Учурский прогиб; II - Улканский прогиб.

прожилки, просечки, гнезда в экзоконтактах тел палингенно-метасоматических гранитов и гранитоидов и 3 - средне-крупночешуйчатая, неравномерно рассеянная в мраморах.

В любом из описываемых случаев количество графита не превышает 5%, в среднем составляя 1-3% объема породы. Часто наблюдаемое псевдоморфное или автоморфное замещение исходных минералов пород графитом указывает на его более позднее происхождение, возможно, в результате углеродистого метасоматоза, описанного в [5]. В пределах рассматриваемых архейских толщ графитизация подобного типа не сопровождается развитием каких-либо других рудных минералов или минеральных ассоциаций, кроме, в редких случаях, пирита и рутила.

Масштабные скопления графита локализованы в пределах показанного на рис. 1 крупного ареала графитосодержащих пород. Одно из проявлений, Топориканское, находится в северо-западном борту Улканского вулканогенного прогиба и приурочено к

фундаменту нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных образований, сложенному нижеархейскими гнейсами и сланцами тырканской свиты. Зона обогащенных графитом биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов с содержанием графита 5-7 и более процентов в большей своей части перекрыта осадочно-вулканогенными отложениями и на дневную поверхность выходит в понижениях рельефа. Методами структурной геофизики она прослеживается в северо-западном направлении на расстоянии более 5 км при ширине 300-400 м. В центральной части зона изучена траншеей бульдозерной проходки и скважинами колонкового бурения.

Графитосодержащие породы смяты в крутые складки северо-западной ориентировки с углами падения крыльев до 80°. Среди них выделяются более богатые графитом тела (более 15%), представленные крутопадающими пластовыми и линзообразными залежами мощностью от 1 до 15 м, согласными с залеганием вмещающих пород. По данным бурения параметры залежей по падению сохраняются до глу-

бины 200 м. Текстура руд полосчатая, плитчато-полосчатая, линзовидно-полосчатая. Графит относится к явнокристаллической разновидности. Размер чешуек варьирует от 0.3 до 2.5 мм. Согласно данным рентгеноструктурных исследований, параметр S_0 элементарной ячейки графита составляет 6.710-6.785 Å, что соответствует его решетке "2H" с типом пространственной группы "R3H2". Чешуйки и риббиты являются разновидностями графита. Свободные графитовые кристаллы встречаются в форме листов, фибрилл, скоплениях, агрегатах. Встречаются также графитовые включения в кварце, калиевом полевошпатом, мраморе, слюде, гипсе, известняках, каолине, гипсе, гипситах, гипситах, гипситах.

Кроме послонной графитизации отмечаются ветвящиеся жилы и прожилки анхимономинерально-графитового состава, согласные с залеганием вмещающих горных пород или секущие складчатость под острым углом. Содержание графита в таких жилах достигает 60-70%, редко - 95%. Графит в них представлен крупнокристаллической разновидностью с размером чешуек 0.5-5 мм. Не исключено, что он представляет собой вторую генерацию, сформировавшуюся в результате пневматолитовых процессов под воздействием раннепротерозойских гранитоидов и отложения этого минерала из газообразных эманиций вдоль трещин. Мощность графитовых прожилков подобного типа от нескольких миллиметров до 4-5 сантиметров, редко больше, их контакты с окружающими породами выражены отчетливо. При параметрах графитоносной залежи 5000×300×200 м ресурсы графита в ней оцениваются в 50 млн. тонн, в том числе в богатых рудных телах - 7 млн. тонн.

Местами, в области повышенной тектонической активности, графитосодержащие гнейсы подвергались низкотемпературным гидротермальнометасоматическим изменениям с формированием тел метасоматитов типа гидрослюдитов-березитов. В результате наложенных эпигенетических изменений наблюдается "выгорание" графита и уменьшение его содержания с 10-25% до 3%. Такие участки занимают не более 5% объема графитовой залежи.

Второе графитовое проявление "Конкули" выявлено в юго-западном борту Учурского прогиба и приурочено к зоне структурно-стратиграфического несогласия нижнего архея с верхним протерозоем. Архейские образования на участке сложены графитосодержащими мраморами, графит-гранат-биотитовыми и графит-биотитовыми гнейсами. Заметное обогащение пород графитом происходит в зонах разломов, представленных участками интенсивного катаклаза и расщепления. Графитизация пород проявлена неравномерно. Графит образует отдельные чешуйки или их скопления мелкопрожилковой (длина прожилков до 1.5 см) или гнездообразной формы (диаметр до 0.7 см). Пачка обогащенных графитом пород (7-10% графита) мощностью 20-50 м

прослежена на 1600 м без заметных признаков выклинивания.

В базальном горизонте гонамской свиты верхнего протерозоя графитизация носит наложенный характер. Графит совместно с хлоритом и доломитом развивается по сети разноориентированных трещин и в виде густой вкрапленности в массе породы. Его количество в породе варьирует от 5 до 15%. Вдоль тектонических нарушений северо-западного и субширотного направления графитизация развивалась в форме жил, просечек, гнезд, сплошных масс, цемента тектонических брекчий. Протяженность таких участков графитизации достигает нескольких десятков метров при ширине в первые метры. Содержание графита варьирует от 20 до 40%.

Все типы графита на проявлении "Конкули" относятся к явнокристаллическим, крупно- и мелкочешуйчатым разновидностям. Размер чешуек колеблется от 0.1 до 2 мм. Исследование минерала рентгеноструктурным анализом показало, что его параметр S_0 элементарной ячейки составляет 6.730 Å.

Ресурсы графита проявления "Конкули" оцениваются в 3 млн. тонн.

Крупнокристаллический графит проявлений Топориканского и "Конкули" может быть отнесен к технически ценным сортам руд [1].

Ванадий. До недавнего времени на рассматриваемой территории крупных проявлений ванадия не было известно и перспективы площади на выявление его месторождений не оценивались. Исследования распределения ванадия в породах юго-восточной части Сибирской платформы показали, что в целом они не специализированы на этот элемент и кларк концентрации не превышает единицы (табл.). Так, для наиболее широко распространенных в районе биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов кларк концентрации ванадия составляет 0.3-1. В вулканических и интрузивных породах, слагающих Улканский прогиб, кларк концентрации ванадия колеблется от 0.4 (трахириолиты, трахириодациты) до 0.6 (щелочные граниты) и 0.8 (диабазы).

В осадочных породах нижнего и верхнего протерозоя его содержания значительно меньше кларка для кислых пород (кларк концентрации для кварцевых песчаников топориканской свиты 0.1, для кварцполевошпатовых песчаников гонамской свиты 0.6).

Заметно более высокими концентрациями ванадия обладают графитосодержащие гнейсы. Например, для графитовых гнейсов тырканской свиты его содержания достигают 98 г/т, для графитовых гнейсов хударканской свиты - 149 г/т. В монофракции метаморфогенного графита концентрация ванадия достигает 300 г/т.

Из магматических пород повышенными концентрациями металла обладают высококальциевые ще-

Содержание элементов в основных типах
неизмененных и измененных пород юго-восточной части Алданского щита

№	Наименование породы	× 10 ⁻³ %						г/т
		V	Ba	Sr	Mo	Cu	Mn	Ag
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Гнейсы графитсодержащие тырканской свиты (AR ₁)	$\frac{9.8}{33}$ 1.2	$\frac{61.2}{30}$ 1	$\frac{12.8}{21}$	$\frac{0.3}{33}$ 3	$\frac{4.9}{33}$ 1.4	$\frac{31.6}{30}$ 0.3	$\frac{0.005}{33}$
2	Песчаники кварцитовидные и полевошпат-кварцевые топориканской свиты (PR ₁)	$\frac{1.6}{53}$ 0.1	$\frac{38.6}{75}$ 0.5	$\frac{3.4}{14}$	$\frac{0.2}{6.5}$ 1	$\frac{2.8}{69}$ 0.5	$\frac{23.8}{91}$ 0.4	$\frac{0.009}{86}$
3	Трахириолиты, трахириодациты элгэтэй-ской свиты (PR ₁)	$\frac{1.5}{59}$ 0.4	$\frac{46.6}{71}$ 0.6	$\frac{3.5}{30}$	$\frac{0.2}{81}$ 2	$\frac{1.7}{66}$ 0.9	$\frac{18.1}{82}$ 0.3	$\frac{0.007}{81}$
4	Диабазы улкачанской свиты (PR ₁)	$\frac{16.5}{47}$ 0.8	$\frac{36.2}{40}$ 1.2	$\frac{26.0}{57}$	$\frac{0.2}{52}$ 1.4	$\frac{2.3}{47}$ 0.2	$\frac{70.4}{33}$ 0.4	$\frac{0.001}{52}$
5	Песчаники гонамской свиты (PR ₂)	$\frac{2.7}{35}$ 0.6	$\frac{36.7}{64}$ 0.5	-	$\frac{0.2}{64}$ 1	$\frac{3.1}{64}$ 0.6	$\frac{15}{35}$ 0.2	$\frac{0.003}{64}$
6	Гнейсы графитсодержащие тырканской свиты березитизированные	$\frac{14.8}{62}$ 1.4	$\frac{48.2}{62}$ 0.1	$\frac{5.0}{31}$	$\frac{0.9}{62}$ 9	$\frac{7.8}{62}$ 2.2	$\frac{29.6}{62}$ 0.3	$\frac{1.9}{62}$
7	Песчаники топориканской свиты березитизированные	$\frac{9.7}{31}$ 0.7	$\frac{26.1}{31}$ 0.3	$\frac{5.4}{20}$	$\frac{18.5}{31}$ 93	$\frac{31}{3.3}$ 0.6	$\frac{23.7}{31}$ 0.4	$\frac{1.0}{31}$
8	Трахириолиты, трахириодациты элгэтэй-ской свиты березитизированные	$\frac{5.0}{73}$ 1.3	$\frac{63.8}{73}$ 0.8	$\frac{5.6}{50}$	$\frac{11.6}{73}$ 116	$\frac{2.6}{73}$ 1.3	$\frac{58.1}{73}$ 1.0	$\frac{1.4}{73}$
9	Трахириолиты, трахириодациты элгэтэй-ской свиты эйситизированные	$\frac{4.3}{53}$ 1.1	$\frac{41.9}{53}$ 0.5	$\frac{40}{12}$	$\frac{0.2}{53}$ 2.0	$\frac{3.3}{53}$ 1.7	$\frac{41.9}{53}$ 0.7	$\frac{5}{53}$
10	То же, аргиллизированные	$\frac{4.3}{15}$ 1.1	$\frac{63.8}{73}$ 0.8	$\frac{13.5}{22}$	$\frac{48.6}{54}$ 486	$\frac{1.5}{54}$ 0.8	$\frac{16.1}{15}$ 0.3	$\frac{0.2}{54}$
11	То же, альбитизированные	$\frac{0.9}{39}$ 0.2	$\frac{32.2}{39}$ 0.4	$\frac{3.9}{13}$	$\frac{2.0}{39}$ 20.0	$\frac{1.8}{39}$ 0.9	$\frac{36.7}{39}$ 0.6	$\frac{0.4}{39}$
12	Песчаники гонамской свиты аргиллизированные	$\frac{15.8}{70}$	$\frac{86}{33}$ 1.1	-	$\frac{15.7}{70}$	$\frac{28.4}{23}$	$\frac{201}{33}$ 3.0	$\frac{3.3}{83}$

Примечание: В числителе - среднее значение, в знаменателе - количество проб, справа - кларк концентрации. Для расчетов кларков концентраций использовались кларки по А.П. Виноградову. Содержания молибдена, меди и стронция определены рентгеноспектральным анализом, остальных элементов - полуколичественным спектральным анализом.

лочные базальтоиды гарындинского комплекса (165 г/т, среднее по 47 пробам); они же являются самыми ванадиеносными породами района и по этому признаку значительно отличаются от малованадиевых базитов раннего протерозоя.

Продукты средне-низкотемпературного метасоматоза (эйситы, березиты, аргиллизиты), развивающиеся по вулканическому, осадочному и метаморфическим породам, специализированы на ванадий. Его содержания в метасоматитах увеличиваются в несколько раз (см. таблицу).

Многочисленные крупные (площадь в несколько квадратных километров) ореолы ванадия и его проявления отмечаются в осадочных протерозойских образованиях Учурского прогиба и в измененных метаморфических породах архея в его обрам-

лении, особенно там, где в кристаллическом основании распространены графитсодержащие толщи.

Наиболее крупным ванадиевым объектом является рудопроявление "Конкули". Крутопадающие жиллообразные тела уран-ванадиевых руд локализируются в доломитизированных, окварцованных и аргиллизированных мраморах в непосредственной близости от зоны структурно-стратиграфического несогласия архей - верхний протерозой (рис. 2). В залегающих выше гравелитах гонамской свиты значительных концентраций металла не отмечается, но ореол его аномальных концентраций прослеживается над рудоносными зонами на 10-15 м выше несогласия. Мощность рудных тел с содержаниями пятиоксида ванадия более 2% (химический анализ) достигает 9 м, по простирацию рудоносная зона прослежена на

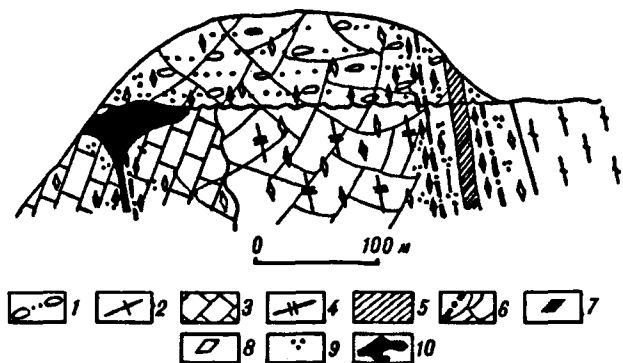


Рис. 2. Схематический геологический разрез рудопоявления Конкули.

1 - гравелиты; 2 - гнейсы биотитовые; 3 - мраморы; 4 - гнейсограниты и пегматоидные граниты; 5 - дайка щелочных диабазов; 6 - тектонические нарушения (а) и зона катаклаза пород (б); 7 - графитизация; 8 - доломитизация; 9 - аргиллизация; 10 - уран-ванадиевые рудные тела.

1600 м и не оконтурена. Она занимает кососекущее, субсогласное по отношению к залеганию вмещающих пород положение, что в целом может рассматриваться в качестве благоприятного признака при оценке выдержанности структурных элементов по простиранию.

По концентрации пятиокси ванадия руды относятся к богатым и, по литературным источникам, встречаются исключительно редко. Рудная минерализация представлена деклазитом, карнотитом и ванадиевыми слюдами. Кроме них в рудах встречаются пирит, халькопирит, сфалерит, ильменит, анатаз, лейкоксен, ковеллин, ярозит, гетит и малахит. В повышенных концентрациях атомно-абсорбционным методом в рудах установлены золото и серебро.

Как известно, ведущим типом месторождений ванадия является магматический в базитовых интрузиях. В связи с открытием крупных раннепротерозойских гидротермальных месторождений уран-ванадиевых руд в Карелии (Прионежье) и такого же типа позднепротерозойских уран-ванадиевых объектов на Канадском щите (район Атабаска, Саскачеван), этот тип месторождений начинает привлекать большое внимание [2].

Ресурсы пятиокси ванадия на рудопоявлении "Конкули" в пределах изученной рудоносной структуры нами оцениваются в 50-60 тыс. тонн.

Барит. Исследование концентраций бария в неизменных породах района (см. табл.) свидетельствует о том, что наиболее специализированными на барий образованиями являются графитсодержащие гнейсы, содержащие барий до 612 г/т. Другие типы метаморфических пород, например, биотитовые гнейсы отличаются заметно меньшими концентрациями этого элемента (290-460 г/т). Осадочные и инт-

рузивные породы характеризуются содержаниями бария ниже кларковых за исключением базальтоидов гарындинского комплекса, концентрации бария в которых достигают 700-1000 г/т.

Все крупные проявления баритовой минерализации и ореолы его аномальных содержаний тяготеют к верхнепротерозойским осадочным образованиям Учурского прогиба, локализуясь на различных уровнях слоистой толщи. Значительно реже барит встречается в березитизированных кислых вулканитах Улканского прогиба и в золотосодержащих кварцевых жилах Кет-Капского поднятия к северу от изученной территории.

Крупное проявление баритовой минерализации выявлено горно-буровыми работами при оценке комплексных молибден-серебро-полиметаллических ореолов в центральной части Учурского прогиба, на левобережье р. Уян, в междуречье Муналы-Адаргай (см. рис. 1, проявление "Адаргай"). Вмещающими породами здесь являются осадочные отложения гонамской свиты, расчлененные на две пачки: нижнюю и среднюю. Нижняя пачка мощностью свыше 600 м сложена кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками с тонкими прослоями алевролитов. Средняя, мощностью до 110 м, представлена песчаниками на карбонатном цементе, песчанистыми и пелитоморфными доломитами с прослоями алевролитов и алевропесчаников. Образования второй пачки выполняют вытянутую в северо-западном направлении пологую брахисинклиналь, усложняющую моноклинальное залегание пород гонамской свиты.

Породы обеих пачек на площади свыше 25 км² подвержены интенсивным низкотемпературным гидротермально-метасоматическим изменениям аргиллизитового типа. Баритовое проявление непосредственно фиксируется крупным (первые квадратные километры) ореолом аномальных концентраций бария, приуроченным к выходам пород средней пачки и верхних горизонтов песчаников нижней пачки гонамской свиты.

По морфологии рудных тел выделяются два типа баритовых залежей - жильный и метасоматический. Все они в пространстве сопряжены и при детальной оценке могут рассматриваться как единое месторождение.

Жильный тип баритовой минерализации контролируется зоной крупного крутопадающего северо-восточного разлома, представленного швами тектонических брекчий, участками катаклазированных и трещиноватых пород мощностью до 16-30 м. Барит в зоне локализуется в форме линз мономинерального состава размером до 0.7 × 3.5 м, брекчий на баритовом цементе, реже - жил мощностью в несколько десятков сантиметров, в целом формирующих кулисообразные линейные рудные тела или штокверки. Барит образует таблитчатые, пластинчатые, веерообразные

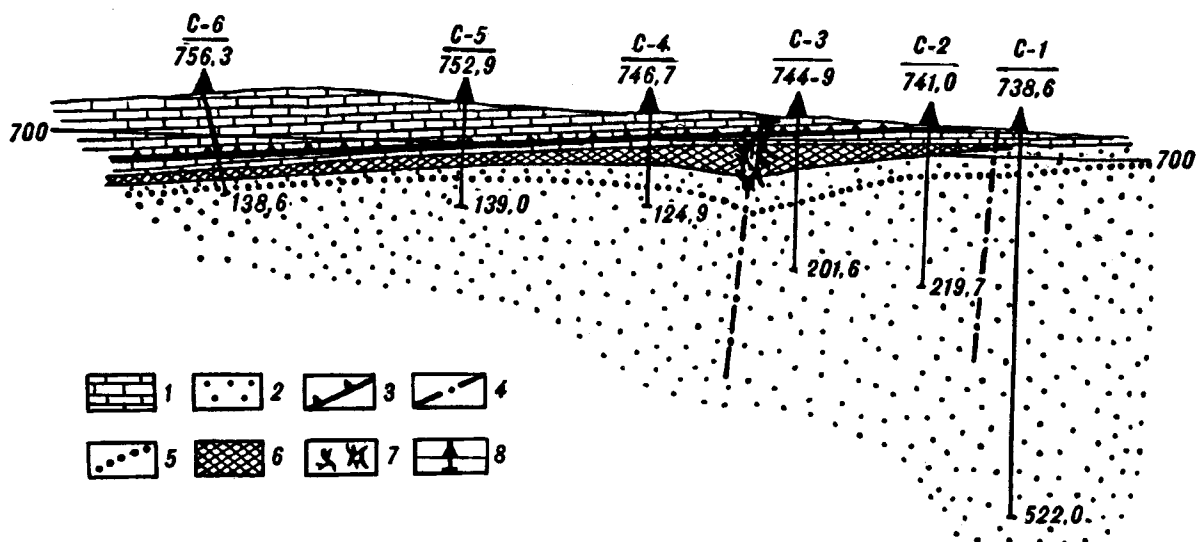


Рис. 3. Схематический геологический разрез участка Адаргай.

1-2 - отложения платформенного чехла верхнепротерозойского возраста: 1 - доломиты пелитоморфные, песчанистые, оолитовые, водорослевые, песчаники и алевролиты на известковистом цементе средней пачки гонамской свиты, 2 - песчаники олигомиктовые, кварцевые с прослоями алевролитов нижней пачки гонамской свиты; 3 - зона надвига; 4 - крутопадающие тектонические нарушения; 5 - нижняя граница ореола аргиллизации пород; 6 - линзо-пластообразное тело баритовых руд метасоматического генезиса; 7 - гидротермальная минерализация барита в виде прожилков и линзообразных гнезд; 8 - буровые скважины.

и крупнолистоватые агрегаты белого или светло-серого цвета, иногда с красновато-коричневым оттенком.

Рудные тела имеют преимущественно крутое падение, не выдержаны по мощности и морфологии. По простиранию крутопадающая баритоносная зона прослежена на 500 м при средней мощности 16 м. Содержание бария в зоне по данным эмиссионного спектрального анализа варьирует от первых процентов до 50%.

Метасоматическая баритовая залежь имеет пластообразную форму и залегает в олигомиктовых песчаниках нижней пачки гонамской свиты ниже зоны мощного пологого надвига в подошве средней пачки (рис. 3). Баритовые руды формировались путем метасоматического замещения материала песчаников. Околорудными изменениями являются окварцевание, карбонатизация (доломитизация) и аргиллизация. Глинистые минералы представлены каолинитом, монтмориллонитом и смешаннослойными минералами. Характерными текстурами руд являются массивная, пятнистая и вкрапленная. Идиоморфные кристаллы барита, как правило, устанавливаются при микроскопических исследованиях и редко достигают размеров 1,5 мм. Из реликтовых минералов в рудах отмечаются кварц и калишпат, из новообразованных - барит, доломит, иллит, пирит, халькопирит,

халькозин, малахит, азурит, брошантит, хризокола*. Содержание бария варьирует, по данным эмиссионного спектрального анализа, от 1 до 10%.

По условиям локализации и генезису описываемое оруденение сопоставляется с месторождением Магнет-Ков (штат Арканзас, США), образовавшимся путем метасоматического замещения глинистых сланцев в синклинальной складке. Мощность рудного тела на этом месторождении, включая незамещенные реликты глинистых сланцев, составляет 10-15 м на крыльях и 30 м в ядре синклинали, среднее содержание окиси бария составляет 0,3% [4].

На участке "Адаргай" профилем буровых скважин через 100-300 м зона метасоматической березитизации прослежена по простиранию на 1200 м.

Средняя мощность пластообразного рудного тела при бортовом содержании бария 1% составляет 17 м. Среднее содержание окиси бария на пласт составляет 3%. Ширина залежи для подсчета ресурсов определена путем экстраполяции, с учетом геолого-геохимических данных, в 300 м. Прогнозные ресурсы проявления, с пересчетом на барит, оцениваются в 680 тыс. тонн и могут быть значительно увеличены при дальнейшем изучении рудоносных структур.

Другое, менее изученное баритовое проявление расположено в 26 км западнее в верховьях р. Ге-

* Определение минералов подтверждено рентгеноструктурным анализом.

кан (см. рис. 1). На нем выявлена крупная, мощностью более 200 м, крутопадающая зона низкотемпературных гидротермально-метасоматических изменений северо-западного простирания, развивающаяся по песчаникам гонамской свиты.

Среди метасоматически преобразованных (карбонатизированных и аргиллизированных) песчаников выявлены жильные тела розового барита мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Горно-буровыми работами проявление "Геканское" не оценивалось.

Молибден. Большая часть неизмененных пород юго-восточной части Алданского щита содержит молибден в кларковых количествах (см. табл.). Повышенными концентрациями молибдена обладают трахириолиты нижнего протерозоя (кларк концентрации 2), сиениты улканского комплекса и графитсодержащие гнейсы архея (кларк концентрации около 3).

Для метасоматитов различных формационных типов отмечается заметное увеличение концентрации молибдена. Например, для альбитизированных трахириолитов оно составляет 20 г/т, а для березитизированных и аргиллизированных - соответственно 116 и 75 г/т.

Крупные ореолы аномальных содержаний молибдена и других халькофильных элементов, в том числе серебра, выявлены авторами в южных частях Улканского и Учурского прогибов.

Наиболее крупное проявление молибденовых руд выявлено в вулканитах западной части Улканского прогиба. Оно тяготеет к узлу пересечения разрывных нарушений северо-западного, субмеридионального и северо-восточного направления на левобережье р. Амнундали, левого притока р. Учур. Околорудные изменения представлены аргиллизитами. Ореолы метасоматитов имеют вытянутую или изометричную в плане форму. Участки с рудной минерализацией образуют линейные зоны или штокверки в их центральных частях. Рудная минерализация представлена вульфенитом, обильно насыщающим глинистую массу метасоматитов или цемент тектонических брекчий. Вдоль трещин развиваются маломощные прожилки ферримолибдита. Текстура руд вкрапленная, реже брекчиевая. Содержание молибдена в рудах составляет 0.03-0.3%, мощность рудных тел с содержанием молибдена более 0.03% достигает 53 м. Руды содержат повышенные концентрации серебра, цинка, свинца, мышьяка и меди.

Несомненный поисковый интерес представляют ореолы аномальных концентраций молибдена и серебра на левобережье р. Уян, в междуречье Адаргай-Муналы. Суммарная площадь ореолов с содержанием молибдена более 10 г/т и серебра более 1 г/т составляет 15 км². В пределах ореола установлены

рудные концентрации молибдена в кварцевых брекчиях крутопадающих зон разломов и в зоне пологого надвига в подошве средней пачки гонамской свиты.

Тектониты характеризуются устойчиво высокими (0.03-0.07%) содержаниями молибдена и повышенными (до 8 г/т по данным атомно-абсорбционного анализа) содержаниями серебра. Текстура руд вкрапленная и брекчиевая. В рудных зонах установлены пирит, марказит, гетит, вернадит, атакамит, иллит-монтмориллонит, ректорит, гекторит, лейтонит, галлуазит, арканит, фторапатит, бариевый ортоклаз, адуляр и барит.

Редкие земли иттриевой и цериевой групп. Улканский вулканогенный прогиб и расположенный в его центральной части Улканский плутон вмещают месторождения и рудопроявления тантала, ниобия, бериллия с сопутствующей урановой и ториевой минерализацией, связанные с зонами апогранитных редкометалльных альбититов. В рудах отмечаются повышенные концентрации иттрия и церия.

Новый тип иттриевой и цериевой минерализации обнаружен в вулканитах южной части Улканского прогиба, на участке уранового рудопроявления Тангукта. Здесь выявлено столбообразное тело ураноносных кварц-альбит-апатитовых метасоматитов размером 150×200 м, расположенное в узле пересечения северо-западного и субширотного разлома.

В метасоматитах по данным бороздowego опробования обособляются рудные тела мощностью до 18.5 м и длиной до 40 м, в которых по данным рентгеноспектрального и спектрального анализов (с специальной подготовкой проб) установлены высокие содержания элементов иттриевой (иттрия до 1%, иттербия до 0.1%, тулия до 0.06%, гольмия до 0.006%) и цериевой (церия - 0.3%, лантана до 0.15%, гадолиния до 0.1%, самария до 0.003%, неодима до 0.2%, празеодима до 0.03%) групп.

Редкоземельная минерализация представлена синхизитом, ксенотимом, иттрий-церийсодержащим цирконом и апатитом с высоким содержанием редкоземельных элементов. Возраст оруденения позднепротерозойский [3].

Подсчитанные прогнозные ресурсы по иттрию и иттербию отвечают крупному месторождению. Этот тип редкоземельной минерализации оценивается нами как высокоперспективный ввиду богатых содержаний рудных компонентов и крупнообъемного характера руд, пригодных для карьерной отработки.

Таким образом, изложенный выше материал уже на стадии предварительного изучения позволяет говорить о благоприятных предпосылках выявления новых типов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита. Это значительно повышает металлогенический потенциал района и диктует необходимость его комплексного изучения и освоения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Борзунов В.М.* Графит (методические указания по производству геологоразведочных работ на неметаллические полезные ископаемые). М.: Недра. 1976.
2. *Борисенко Л.Ф.* Ванадий. М.: Недра. 1973.

3. *Горошко М.В., Кириллов В.Е.* Новые данные по абсолютному возрасту редкометального оруденения юго-восточной части Алданского щита // Труды ассоциации геологических организаций Дальнего Востока. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 66-70.
4. *Кужворот М.* Неметаллические полезные ископаемые. М.: Мир, 1986.
5. *Томпсон И.И.* Металлогения рудных районов. М.: Наука, 1988.

*Таежная геологическая экспедиция
ГПП "Амургеология"
г. Хабаровск*

*Поступила в редакцию
7 мая 1994 г.*

M.V. Goroshko, A.L. Osipov, V.E. Kirillov, G.B. Solomatin

The Prerequisites of new deposits manifestation in the south-eastern part of the Aldansky shield

The south-eastern part of Aldansky shield is one of the most perspective metallogenic territory of the Far East of Russia. In this area, Tajoshnay expedition revealed deposits and occurrences of graphit, molibdenum, vanadium, barit, rare elements. Some of them are estimated as industrious deposits.

New received data give the possibility of more precise esteem of territory.

Б.И. Павлюткин

НЕОГЕНОВЫЕ КРАСНОЦВЕТЫ ПРИМОРЬЯ

Рассмотрены условия формирования отдельных составляющих красноцветной неогеновой формации Приморья, их пространственно-временные взаимоотношения, подчеркнута важнейшая роль красноцветов при стратиграфических построениях и палеогеографических реконструкциях позднего кайнозоя.

При полевом изучении третичных отложений Приморья, пожалуй, наибольшее впечатление на исследователей производят породы красноцветной формации, особенно масштабно представленные в Приханкайском районе и ассоциирующиеся здесь с белоцветными глинами и песками. Их преобладающий ярко-красный цвет с белыми, сиреневыми, розовыми пятнами, полосами и разводами естественно порождает мысль о связи этих пород с бокситоносными латеритами тропических областей. На иллюзорность такой связи первым указал Е.Ф. Малеев в 1939 г. По его данным (подтвержденным нашими более поздними исследованиями), в красноцветах Приморья не обнаружены в заметных количествах минералы, содержащие свободный глинозем. После этого интерес к красноцветным образованиям в Приморье как возможным коллекторам глиноземистого сырья угас, хотя их роль своеобразного индикатора палеогеографических обстановок и стратиграфического репера сохранилась в полном объеме. Именно на этих аспектах, включая вопросы генезиса красноцветов, сосредоточено внимание в данной статье, написанной в основном по материалам автора.

Уже на ранних стадиях изучения исследователи обратили внимание на сложный, сборный характер красноцветных образований Приморья. Так, Г.М. Власов, включавший красноцветы в состав т.н. "ханкайских отложений", в 1949 г разделил их на две пачки: нижнюю - красноцветных глин и верхнюю - буровато-серых глин. Красноцветы, по Г.М. Власову, формировались в древнем подпрудном озере позже широко распространенных в Западном Приморье плиоценовых галечников суифунской свиты и покровных базальтов, т.е. предполагалось, что возраст их четвертичный. П.Н. Кропоткин [8] также считал, что красноцветные глины накапливались в озерных условиях, но параллельно с образованием галечников суифунской свиты и до излияния базальтов.

Близкая точка зрения была высказана Н.А. Лебедевой [10], включавшей красноцветы в качестве составной части в выделенную ею нижнеханкайскую пестроцветную толщу, в которой она различала три горизонта (снизу): белый, красноцветный и серо-бурый. Формирование нижнеханкайской толщи, по мнению Н.А. Лебедевой, предшествовало излиянию

базальтов и происходило в озерном бассейне, хотя допускалось, что часть красноцветов могла иметь аллювиальный и делювиальный генезис. Итак, упомянутые выше исследователи, по-разному оценивая возраст красноцветов, сходились во мнении, что последние представляют собой стратифицированные образования преимущественно озерного генезиса при некотором участии склоновых фаций.

Наблюдения автора на многочисленных разрезах в Приморье показали, что в составе пестроцветной нижнеханкайской толщи (в понимании Н.А. Лебедевой) действительно присутствуют три составляющие (снизу): 1) белые дресвянистые глины, пески и галечники с охристыми пятнами по растительным остаткам - до 50 м, 2) красноцветные породы различного гранулометрического состава от глин до галечников с доминирующими малиново-красными, пурпурными, белыми, сиреневыми окрасками - до 40 м, 3) буровато-красные глины с "плавающими" щебнями и гальками, с редкими линзами неотсортированных косослоистых песков - до 7 м. Нетрудно видеть, что принятый автором вариант расчленения нижнеханкайской толщи практически тождествен предложенному Н.А. Лебедевой, если ее горизонт серо-бурых глин считать синонимом толщи 3. Различия в цветовой индексации, по-видимому, связаны с субъективным восприятием данной конкретной окраски, что бывает не так уж редко.

Выводы о генезисе всех трех составляющих пестроцветной толщи можно строить только на основе четкого выяснения пространственно-временных соотношений между ними. Включение белоцветной компоненты в число рассматриваемых объектов обусловлено тем, что в большинстве разрезов красноцветы подстилаются породами белоцветного горизонта. На это обращали внимание многие геологи, занимавшиеся изучением красноцветной формации Приморья. Частое совместное нахождение красноцветных и белоцветных пород послужило основанием для предположения о временной и генетической связи соответствующих горизонтов. Во многих геологических отчетах их рассматривали как составляющие зональной коры выветривания, сформировавшейся в прошлые геологические эпохи.

В пользу такого предположения свидетельствуют постепенный характер границы между белоцветным и красноцветным элементами разрезов и "безразличное" поведение их по отношению к геологическому субстрату - они приурочены к породам различного состава и возраста: от докембрийских гнейсов до галечников верхнего миоцена. И все же, несмотря на кажущуюся логичность этой гипотезы, она не может быть принята в такой трактовке.

Дело в том, что в отличие от красноцветов, которые всегда залегают непосредственно под четвер-

тичными отложениями, белоцветный горизонт может занимать различное положение в разрезах: в кровле третичного комплекса, внутри него на различных уровнях и, наконец, под ним. В генетическом отношении он представляет собой либо каолинитовую кору выветривания различной степени сохранности, либо продукты ее переотложения в аллювиальной, озерной или иных обстановках. На это указывает состав и характер распределения глинистых минералов*, а также структурно-текстурные особенности пород.

В качестве примера рассмотрим два разреза в Осиновской депрессии (окрестности г. Уссурийска), являющейся вторым после Приханкайской впадины типовым районом для пестроцветной нижнеханкайской толщи (рис. 1).

В обоих случаях в составе глинистой фракции преобладает каолинит, определяющий белую окраску пород, но при первом варианте (кора выветривания) переход от белоцветного горизонта в подстилающие породы постепенный (скв. 620). Исходные текстуры сохраняются в реликтовой форме только на самых нижних его уровнях, а содержание каолинита закономерно нарастает вверх по разрезу, достигая нередко в кровле 100% (чистые каолины). Второй вариант характеризуется различным типом нижней границы (она может быть и резкой, и постепенной), как правило, четким текстурным рисунком по всему разрезу и более сложным изменением содержания каолинита (скв. 629). Это уже заметно разубоженные вторичные каолины.

Что касается генезиса красноцветов горизонта 2, то он не столь очевиден. По данным буровых работ удалось выявить связь подошвы красноцветных образований с современным рельефом. Такие взаимоотношения установлены автором в Приханкайском районе, где красноцветы представлены в наиболее типовом варианте и где преобладают мягкие, слабо-контрастные формы рельефа, во многом унаследованные от прошлой, дочетвертичной эпохи.

Наблюдения показали, что нижняя граница красноцветного горизонта как бы повторяет (в сглаженной форме) крупные неровности рельефа, т.е. ведет себя аналогично зеркалу грунтовых вод (рис. 2). Это дает основание предполагать, что образование красноцветного горизонта связано с процессами изменения пород в древней зоне аэрации. Такое предположение, на взгляд автора, вполне допустимо, если обратиться к состоянию горных пород в современной зоне аэрации. Оно характеризуется обилием водных окислов железа, образующих не только пленки, на-

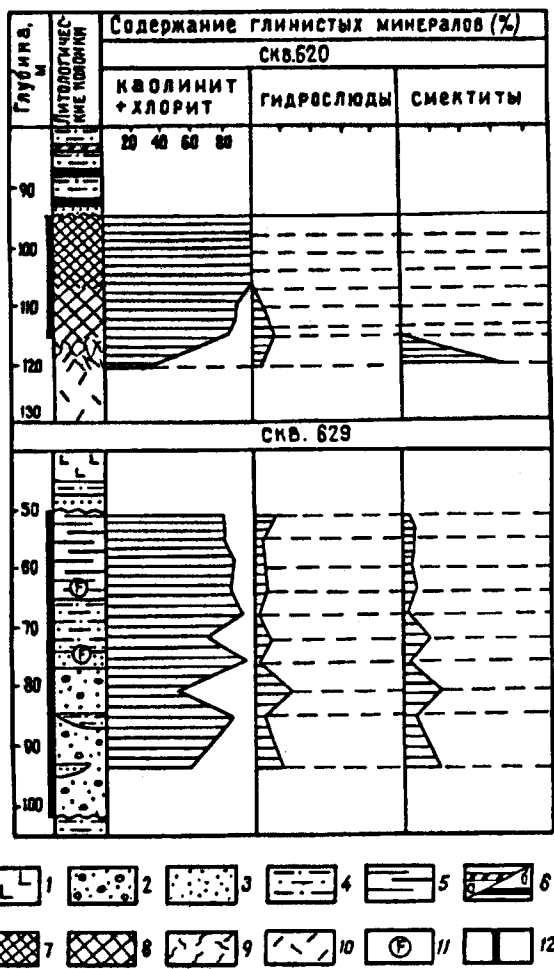


Рис. 1. Распределение глинистых минералов в белоцветном горизонте, образованном корой выветривания (скв. 620) и продуктами ее переотложения (скв. 629).

1 - базальты, 2 - галечники, 3 - пески, песчаники, 4 - алевролиты, алевролиты, 5 - глины, 6 - углистые сланцы (а), бурые угли (б), 7 - каолинитовая зона, 8 - гидрослюдисто-каолинитовая зона, 9 - зона сапролитов, 10 - кварцевые порфиры, 11 - прослои интенсивного ожелезнения и цементации, 12 - интервал белоцветного горизонта.

* Состав глин определялся в лаборатории Дальневосточного геологического института ДВО РАН на установке ДРОН-2 с количественным подсчетом минералов по методу П. Бискайе. Аналитик Л.П. Калмакова

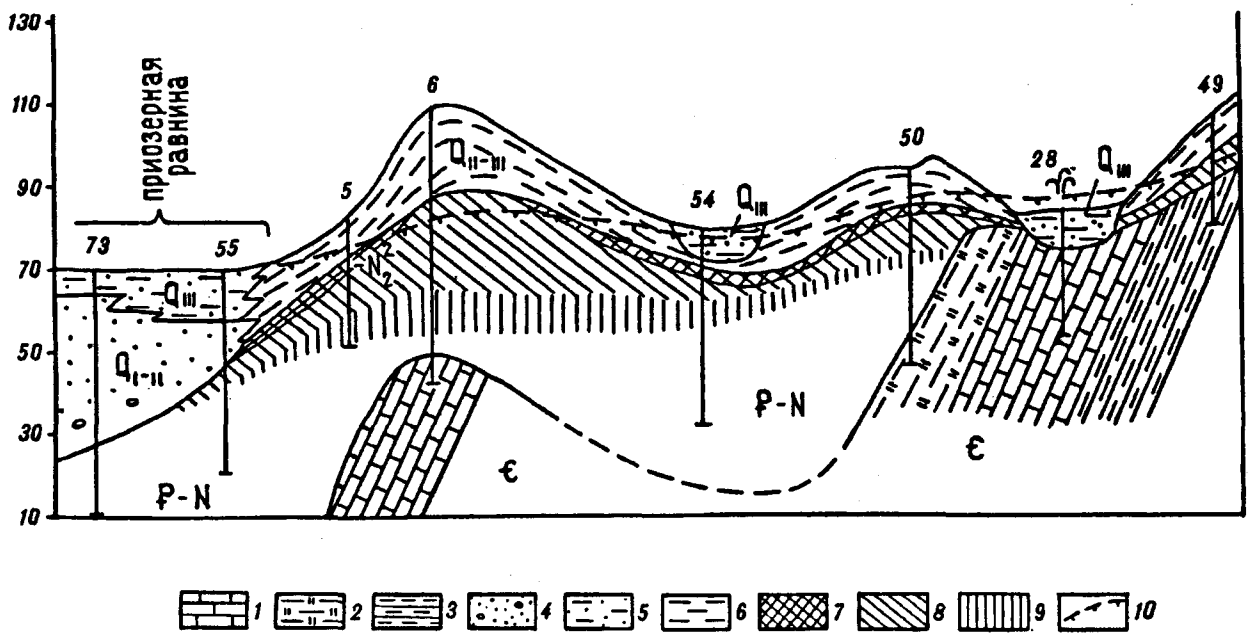


Рис. 2. Геологический разрез с уровнем грунтовых вод в восточном секторе Приханкайской впадины.

1 - известняки, 2 - кремнистые сланцы, 3 - глинистые сланцы, 4 - пески, гравийники, 5 - алевриты, 6 - глины, 7 - "пудинговая" толща, 8 - красноцветный горизонт, 9 - белоцветный горизонт, 10 - современный уровень грунтовых вод.

теки на стенках трещин, но и пропитывающих по системе микронарушений весь массив породы. Нижняя граница красноцветного горизонта нерезкая, она имеет полосчато-пятнистый рисунок, отражающий колебания уровня грунтовых вод в прошлую геологическую эпоху. Но между современной и древней зонами аэрации имеется существенное различие. Оно проявляется, прежде всего, в типе аутигенных железосодержащих минералов.

Соединения железа, зафиксированные в древней зоне аэрации, как показали результаты микроскопического (в шлифах) изучения и рентгеновского анализа, представлены маловодными, чаще безводными окислами железа из группы гидрогематита-гематита. Именно они обуславливают устойчивый красный цвет пород. О стойкости окраски свидетельствует ее способность к консервации и сохранению в течение десятков и даже сотен тысяч лет после погружения древней зоны аэрации под уровень грунтовых вод в последующие геологические эпохи. Это видно на примере разрезов в восточном секторе Приханкайской впадины (см. рис. 2). Здесь красноцветный горизонт перекрыт плейстоцен-голоценовыми обводненными глинами и песками, окрашенными в типично закисные зеленовато-сизовато-серые тона и содержащими в изобилии растительный детрит и микроконкреции вивианита и сидерита.

В рамках сформулированного предположения становится понятным "безразличие" красноцветного горизонта 2 к возрасту геологического субстрата, приуроченность его максимальных мощностей (до

40 м) к водораздельным участкам, сложенным хорошо проницаемыми породами. Находит объяснение и отсутствие резких изменений в алевритовой составляющей пород при переходе от белоцветного горизонта к красноцветному при их совместном нахождении в разрезе. Грубообломочный материал, как и глинистая субстанция, подвергается прокрашиванию. Окислы железа как бы обволакивают отдельные частицы, пропитывают их по микротрещинкам, т.е. процесс красноцветного преобразования не затрагивает или почти не затрагивает глубинную структуру вещества на молекулярном уровне.

Незначительные изменения в глинистой составляющей красноцветного горизонта выражаются в появлении гидрослюдов, образующихся, видимо, за счет каолинита. На возможность перехода каолинита в гидрослюду при эпигенезе указывал Ю.П. Казанский [5]. Но в нашем случае вряд ли это реально, поскольку подобные переходы связаны с заметным повышением температур и давлений. Более вероятно, что превращение каолинита в гидрослюду обусловлено новыми гидрохимическими условиями, сложившимися в иной климатической обстановке.

С.Л. Шварцев [19], изучавший поведение системы "вода-горные породы" в различных ландшафтно-климатических зонах подчеркивал, что вторичные минералы равновесны только с тем раствором, в котором произошло их образование. При смене типа воды, связанной с возникновением новой ландшафтно-климатической обстановки, это равновесие будет нарушаться. Если при этом гидрохимические

параметры среды выйдут за пределы поля устойчивости минерала, то становится возможным его переход в другие минеральные новообразования. В нашем случае это переход каолинита в гидрослюда. На причинах, вызвавших смену гидрохимического режима, остановимся ниже.

Таким образом, на основании изложенных материалов, можно полагать, что связь между горизонтами 1 и 2 формальная. Красноцветы являются самостоятельным геохимическим горизонтом, оторванным во времени от эпохи образования белцветов. Последние, будучи связаны с корами выветривания, формировались, как считает Г.И. Худяков и Р.И. Никонова [17], в условиях теплового с равномерным увлажнением по сезонам года климата, причем этот процесс происходил перманентно на протяжении почти всей третичной эпохи. Разумеется, зрелые зональные коры выветривания возникали только при благоприятном стечении геологических обстоятельств, чаще этот процесс прерывался эрозией.

Попытка объединить красноцветный горизонт с белцветным в единую генетически однородную нижнеханкайскую толщу [10] не очень удачна еще и потому, что красноцветы горизонта 2 не являются стратифицированным объектом. Как уже отмечалось выше, они развиты на породах различного возрастного диапазона, включая сапролитовую зону гнейсов, сланцев, гранитов, эффузивов. Там, где красноцветы связаны с третичными галечниками, их эпигенетическая природа по отношению к последним также очевидна. Во всех изученных разрезах, где вскрыты красноцветные галечники, обломки характеризуются глубокой выветрелостью в сочетании с высокой окатанностью. Прочность сохраняют только кремни и кварцы, пропитывающиеся по микротрещинкам окислами железа. Ясно, что в таком состоянии обломки не уцелели бы в динамичном аллювиальном потоке или в пляжевой зоне палеозера, где только и возможно достижение столь высоких индексов окатанности. Это реально только в том случае, если за аккумуляцией галечников последовало глубокое выветривание каолинитового типа, на которое затем наложился процесс красноцветного преобразования.

Вопрос о генезисе буровато-красных галечно-щебнистых глин (горизонт 3 по нашей схеме расчленения) решается более определенно. Отчетливая нижняя граница, текстурные особенности, выражающиеся в наличии слоистости и линз плохо отсортированных песков, генетическая связь с подстилающим субстратом - все это позволяет рассматривать данную составляющую красноцветной формации как набор фаций делювиально-пролювиального ряда.

По характерной макротекстуре, выражающейся в наличии рассеянных галек и щебней, как бы плавающих в глинистой плазме, горизонт 3, учитывая его стратиформную природу, автор предлагает назвать "пудинговой" толщей. В отличие от красно-

цветов горизонта 2, обладающих яркими сочными цветовыми тонами, породы "пудинговой" толщи имеют тусклую окраску, напоминающую цвет красного кирпича старых зданий.

Несмотря на небольшую мощность (от 1-2 метров в верхних частях склонов до 3-7 метров у их подножья), эта толща важна для стратиграфии кайнозоя Приморья. Она отделяет, как будет показано ниже, четвертичные отложения (включая эоплейстоцен) от более древних элементов кайнозойского чехла.

Наблюдениями на ряде разрезов установлено, что состав и облик находящегося в "пудинговой" толще грубообломочного материала тесно связан с подстилающими образованиями горизонта 2. Если последние развиты на галечниках, то в "пудинговую" толщу переходят гальки наиболее устойчивых пород (кварц, кремни), если красноцветы сформировались на скальных породах, то толща обогащена щебнями этих пород. Наконец, при отсутствии в красноцветном горизонте грубых обломков, последние не отмечаются и в "пудинговой" толще.

Связь "пудинговой" толщи с подстилающими красноцветами проявляется и в песчано-алевритовой фракции, причем как в аллотигенной группе минералов, так и в составе минеральных новообразований, среди которых доминируют маловодные и безводные окислы железа. Отличия выражаются в появлении в "пудинговой" толще мелких конкреций гидроокислов марганца. Глинистая фракция при переходе к "пудинговой" толще заметно обогащается минералами типа вермикулита (таблица). Наличие последнего подтверждается заметным вспучиванием породы при нагревании.

Рассмотрим теперь вопросы, связанные с временем и условиями формирования красноцветной формации. Выше отмечалось, что красноцветы горизонта 2 приурочены к породам различного возраста. Самыми молодыми из них, как показывают наблюдения, являются галечники с позднемиоценовой флорой [13], ранее включавшиеся в состав суйфунской свиты. С другой стороны, установлено, что красноцветы, включая "пудинговую" толщу, перекрыты в Приханкайской впадине зеленовато-серыми песками и глинами, из которых получены палинологические и семенные флоры переходного эоплейстоцен-нижнеплейстоценового облика [12]. Из пород, относимых нами к "пудинговой" толще и обнажающихся в береговых обрывах озера Ханка в районе пос. Камень-Рыболов, Г.М. Шумовой [20] выделен спорово-пыльцевой комплекс переходного плиоцен-четвертичного облика, еще содержащий некоторые экзотические для Приморья растения - обычные компоненты позднеургайских флор.

Палеомагнитные исследования в восточном секторе Приханкайской впадины и на западном побе-

Состав пелитовой фракции неогеновых красноцветов
(скв. 562, окрестности г. Спасска-Дальнего)

Горизонт, толща	№ проб	Содержание глинистых минералов, %			
		каолинит + хлорит	гидрослюды	смектиты	вермикулит
"пудинговая" толща	562-1	60	28	-	12
	562-2	75	17	-	8
	562-3	71	22	-	7
	562-4	69	23	-	8
красноцветы (горизонт 2)	562-5	88	12	-	-
	562-6	75	25	-	-
	562-7	81	19	-	-
	562-8	81	19	-	-

режье озера Ханка [1, 3] показали, что верхняя составляющая красноцветов ("пудинговая" толща по нашей терминологии) характеризуется преимущественно обратной остаточной намагниченностью, что дает основание рассматривать время ее накопления в рамках палеомагнитных эпох Матуяма или Гильберт. Возможность формирования в один из эпизодов внутри ортозоны Гаусс, хотя не исключается, но менее вероятно из-за незначительной продолжительности последних.

Палеоботанические материалы позволяют сузить возможный возрастной диапазон "пудинговой" толщи, исключив из него время, соответствующее палеомагнитной эпохе Гильберт, когда Приморские флоры имели еще тургайский, хотя и обедненный облик. Таким образом, возраст "пудинговой" толщи ограничивается, вероятнее всего, поздним плиоценом (начало эпохи Матуяма). Этот вывод не противоречит имеющимся материалам по красноцветам Забайкалья [7, 15], Восточной Монголии [6], Северо-Восточного Китая [21]. Что касается времени образования красноцветного горизонта 2, то оно либо несколько предшествовало формированию "пудинговой" толщи, либо они формировались параллельно, подобно тому как в настоящее время происходит одновременно выветривание на водоразделах и смещение продуктов элювиогенеза на склонах.

Значительный интерес вызывают палеогеографические условия образования красноцветов Приморья. Как известно, маловодные и безводные окислы железа могут возникать в зоне гипергенеза в красноземном и латеритном профилях выветривания [2, 14 и др.]. Но как показали наблюдения в районах развития современных латеритов, формирование латеритного профиля возможно при среднегодовой температуре не ниже +25°C, годовой сумме осадков 1000-1500 мм и продолжительности сухого сезона 1-3 ме-

сяца [16]. Вероятность такого палеоклиматического режима на территории Приморья в постпалеогеновую эпоху нереальна, судя по имеющимся палеоботаническим материалам. Это подтверждается и отсутствием в красноцветах минералов свободного глинозема.

Более вероятно, что неогеновые красноцветы Приморья возникли в результате красноцветного преобразования (прокрашивания) пород зоны аэрации, которое, по данным Ф.В. Чухрова [18], может происходить при среднегодовых температурах около +12°C и суммарном количестве осадков 300-700 мм. Подобные климатические условия, как полагает В.М. Синицын [16], были характерны для так называемых саванно-степей, занимавших в плиоцене обширные территории Азии, включая Северо-Восточный Китай, Восточную Монголию, Забайкалье вплоть до устья реки Селенги. Наличие красноцветов в Западном Приморье позволяет расширить ареал плиоценовых саванно-степных ландшафтов.

В Приханкайском районе образованию красноцветов предшествовал эрозионный врез, вызвавший перестройку речной сети. Отмершие участки аккумулятивных равнин оказались относительно приподнятыми и вовлеченными в процессы интенсивного каолинитового корообразования, происходившего в условиях влажного теплого климата под пологом многоярусных лесов тургайского типа. Однако амплитуда эрозионного расчленения была незначительной. Это предопределило широкое развитие мягких, слабоконтрастных форм рельефа, неизменными элементами которого были суходолы с пологими склонами. В большинстве своем они были позднее освоены молодой четвертичной речной сетью, но там, где этого не произошло, каолинитовые коры сохранились в днищах суходолов под толщиной четвертичных балочных суглинков.

В позднем плиоцене волна аридизации достигла Приморья. Она вызвала необратимые изменения почти во всех компонентах природной среды. Процессы каолинового выветривания затухают. Из-за неравномерного выпадения осадков и уменьшения их годовой суммы снижается уровень грунтовых вод, рН их смещается в щелочную область. В зоне аэрации происходят сложные процессы красноцветного преобразования рыхлых пород, включая каолиновые коры выветривания. Возможно, в этом активное участие принимали микроорганизмы, игравшие роль катализаторов. При их посредничестве осуществлялся термодинамически запрещенный переход водных окислов железа в маловодные и безводные. Мало подвижный в щелочной среде калий, поступавший в зону аэрации при ежегодном разложении отмиравшей биомассы, ассимилировался кристаллической решеткой глинистых минералов, обуславливая возможность частичного перехода каолинита в гидрослюды.

Аридизация климата вызвала уменьшение годового стока рек, что в свою очередь привело к сокращению озера пра-Ханка, существовавшего здесь в раннем плиоцене. Озеро, судя по составу диатомовой флоры [11], было мелководным, что предопределило сильную зависимость его от отношения годовой суммы осадков к величине испарения. При уменьшении этого коэффициента озерные обстановки приобрели эфемерный характер, т.е. обводнение озерной ванны имело место только в сезон дождей.

С эпохой образования красноцветов связан распад сомкнутых лесов позднетургайского типа и появление обширных безлесных пространств, становление лесостепных ландшафтов в Приханкайской низменности, трансформировавшихся затем в степные сообщества, близкие североамериканской прерии. В это же время имела место инвазия в Приморье ксерофитной флоры степного типа из соседних районов Северо-Восточного Китая и Забайкалья. На это обращала внимание Г.Э. Куренцова [9], хотя она, используя имевшиеся в то время данные о возрасте красноцветов [4], связывала время такого проникновения в Приморье растений-степняков с ранне-среднечетвертичной эпохой. К этому периоду относится и возникновение в Западном Приморье островных дубрав как следствие захвата монгольским дубом доминирующих позиций в лесных группировках равнин и нижних частей склонов и вытеснение им более влаголюбивого бука.

Из вышесказанного вытекает, что красноцветная формация Приморья отражает переломный момент в кайнозойской истории этого региона и может служить прекрасным репером, позволяющим уже в полевых условиях выделить третичный комплекс осадков от более молодых отложений. Время ее формирования приходится на поздний плиоцен. В палеогеографическом плане Приханкайская равнина с прилегающей зоной холмисто-увалистого рельефа,

осложненного мелкосопочными массивами, была в это время своеобразным форпостом в продвижении к востоку саванно-степных ландшафтов. За пределами данного района, в горной части Сихотэ-Алиня подобные ландшафты и связанные с ними красноцветы имели островное распространение, занимая депрессионные участки рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1973.
2. Анатольева А.И. Современное состояние изученности терригенных красноцветных отложений // Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск, Наука, 1980. С. 5-22 (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 467).
3. Воскресенская Т.Н., Глушанкова Н.И., Муратова М.В., Шумова Г.М. Новые данные к палеогеографии плиоцена Приханкайской впадины // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1978. С. 71-75.
4. Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. Л.: Гостеолтехиздат, 1957.
5. Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969.
6. Корина Н.А., Левзнер М.А., Чичагов В.П. Применение палеомагнитного метода для исследования истории долин Северной Монголии // Геоморфология. 1974. № 4. С. 36-43.
7. Корнутова Е.И., Хотина Е.Б. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья. М.: Недра, 1967. 186 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 200).
8. Кропоткин П.И. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 3. С. 34-57.
9. Куренцова Г.Э. Растительность Приханкайской равнины и окружающих предгорий. Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
10. Лебедева Н.А. Геоморфологические условия образования россыпей в западной части Южного Приморья // Вопросы геологии южной части Дальнего Востока и Забайкалья. М.: Наука, 1956. С. 188-211.
11. Муратова М.В., Воскресенская Т.Н., Алешинская З.В. и др. Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Приханкайской депрессии. М.: Изд-во МГУ, 1981. (Деп. в ВИНТИ, № 864-81).
12. Павлюткин Б.И., Боровский А.Д., Белянина Н.И. Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1991. С. 73-80.
13. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеан. геол. 1988. № 4. С. 92-100.
14. Перельман А.И. К вопросу о геохимических условиях образования красноцветной формации // ДАН СССР. 1954. Т. 94. № 2. С. 297-300.
15. Покатилов А.Г. К вопросу о детальной стратиграфии верхнекайнозойской красноцветной формации юга Восточной Сибири // Геол. и геофиз. 1985. № 7. С. 40-47.
16. Сеницын В.М. Палеогеография Азии. М. Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
17. Худяков Г.И., Никонова Р.И. Проблемы поверхностей выравнивания горных стран. Новосибирск, Наука, 1975.
18. Чухров Ф.В. Климатические факторы и образование окислов железа в зоне гипергенеза // Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. С. 141-154.
19. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1968.
20. Шумова Г.М. К вопросу о неоген-четвертичной границе в Ханкайской депрессии (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Вопросы стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока / ДВО АН СССР. Владивосток, 1990. С. 63-72.

21. *Zhou Mu-Lin*. Recent progress of Quaternary Stratigraphical Division in China // *Marine Geology and Quaternary Geology*. 1985. V. 5. № 4. P. 105-115 (in Chinese).

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Владивосток*

*Поступила в редакцию
8 августа 1994 г.*

Pavlyutkin B.I.

Neogene red rocks in Primorie

The formation conditions of some Neogene red complexes in Primorie, their time-spatial relationships have been examined. The important role of the red rocks for stratigraphic constructions and paleogeographical reconstructions in the Late Cenozoic has been marked.

В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук, А.М. Кокорин

ОЛОВОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Особенности генезиса пегматитов рассмотрены на примере месторождения Обещающего (бассейна р. Ниман). Детальный анализ состава главных минералов - полевого шпата, кварца, мусковита и касситерита - показывает сложный магматогенно-метасоматический генезис этих пегматитов. Вывод подтвержден сравнением полученных результатов с литературными данными по другим месторождениям олова. Материнские граниты отнесены по результатам изучения к харинскому комплексу (поздний триас). Приведены результаты исследования химического состава гранитов и слагающих их минералов, содержания в них акцессорных элементов.

В ряду оловорудных формаций, представленных на месторождениях бывшего СССР, пегматитовая - одна из наименее изученных. Имеются лишь весьма ограниченные сведения о составе, геохимических особенностях таких пегматитов, а также их материнских гранитов по Забайкалью и Северо-Востоку России [7, 13], Кыргызстану [1]. Обусловлено это

прежде всего незначительной промышленной значимостью месторождений олова пегматитовой формации: касситерит извлекается из мелких россыпей, формирующихся при разрушении оловоносных пегматитов.

Исследованные нами оловоносные пегматиты локализованы в гранитах северо-восточной части Ту-

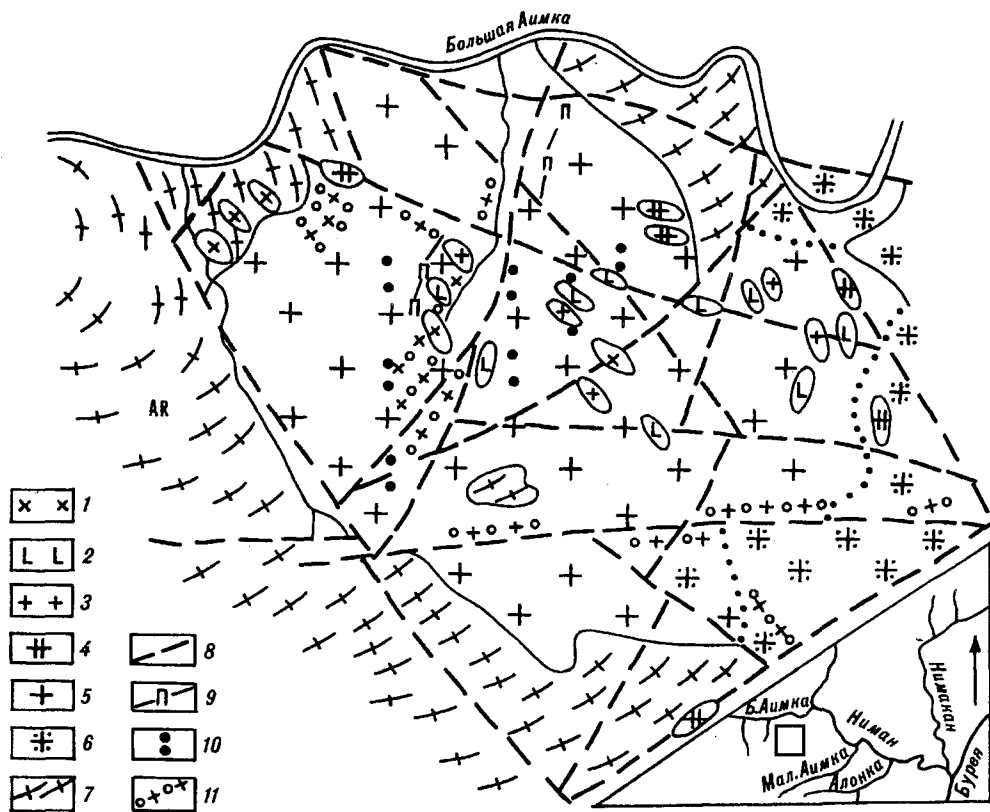


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка "Обещающего".
(Составлена на основе геологической карты масштаба 1:50 000 А.П. Андреева, 1988 г.)

1-3 - дайки и штоки: 1 - гранодиорит-порфиров, 2 - диоритовых порфиров и габброидов, 3 - лейкократовых мелко- и среднезернистых гранитов; 4-6 - главная фаза (раннепалеозойские?): 4 - гранит-порфиры (дайки), 5 - средне- и крупнозернистые биотитовые граниты, 6 - то же катаклазированные; 7 - нерасчлененные метаморфические породы; 8 - зоны разломов; 9 - пегматитовые (кварц-полевошпат-мусковитовые) жилы и прожилки; 10 - участки объемной калишпатизации и слабой грейзенизации; 11 - жилы и прожилки кварцевого и мусковит-кварцевого состава.

ранского [10] блока Буреинского массива на незначительном удалении вглубь его от западной границы распространения терригенно-осадочных пород Буреинской впадины (рис. 1). По данным геологической съемки эти граниты представляют здесь палеозойский (с наибольшей вероятностью - тырмо-буреинский, 350 ± 10 млн. лет) интрузивный комплекс. Наши определения абсолютного возраста (К-Аг метод) гранитов и связанных с ними пегматитов по биотиту и мусковиту показывают, что формирование их происходило в триасе (225 ± 10 млн. лет). В соответствии с принятой схемой магматизма региона [10] это отвечает времени становления харинского лейкогранитного комплекса. Сравнение исследованных гранитов с харинскими по петрохимическим признакам (табл. 1, рис. 2) не отвергает предложения об их генетическом единстве: эволюционные тренды гранитоидов харинского комплекса и исследованных нами гранитов субпараллельны и расположены в поле палингенных субщелочных (плюмазитовых) разностей (А-тип).

Обособленное положение на использованной диаграмме занимают обнаруженные в свалах порфировидные, обогащенные биотитом и роговой обманкой, граниты. В соответствии с предложенной геологической схемой такие граниты могли бы слатать поздние (раннемеловые?) дайки. Однако выполненные определения показывают их возрастную близость к основной разности гранитов месторождения.

По содержанию "мантийных" микроэлементов (Ni, Co, Cr, V), а также редких щелочей они близки

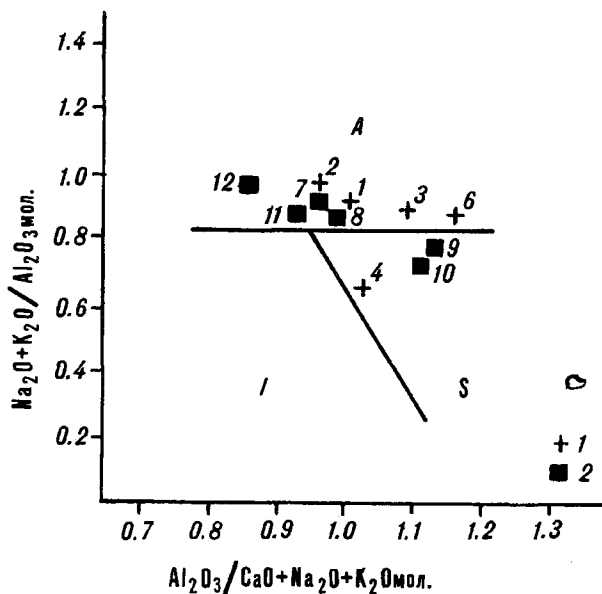


Рис. 2. Диаграмма для разделения А, S, I - типов гранитоидов по петрохимическим признакам [14].

1 - гранитоиды месторождения Обещающего; 2 - гранитоиды харинского комплекса. Номера точек в соответствии с табл. 1.

габброидам, образующим на участке незначительный шток и две маломощные дайки, и имеющим, предположительно, тот же возраст, что и порфировидные граниты.

Как измененные под влиянием внедрявшихся габброидов рассматриваются мясо-красные граниты, несущие следы механических деформаций. Результаты химического анализа (см. табл. 1) показывают, что отличие их от гранитов основной разности может быть связано прежде всего с увеличением содержания альбита. В этой связи, по нашему мнению, необходимо отметить, что "красные граниты" рассматривались многими исследователями как характерный признак харинского комплекса, а увеличение доли натрия в сумме щелочей в поздних интрузивных фазах фиксировалось результатами анализов [9, 11]. Вполне вероятно, что эти граниты - наиболее поздняя предпегматитовая фаза (фация) комплекса, а "натриевость" - результат повышенного давления воды в остаточном магматическом очаге, который был для них материнским. В пользу такого вывода свидетельствует и положение описываемых гранитов в тектонически активной (ослабленной) зоне, которая контролирует также оловянную минерализацию месторождения и интрузии габброидов. При этом габброиды, вероятнее всего, внедрились уже после завершения процессов, определивших оловоносность объекта. Только так мы считаем возможным объяснить низкое (менее кларка) содержание олова в габброидах, в то время как во вмещающих их гранитах содержание олова превышает кларк в 20 раз. В этих гранитах, кроме того, присутствуют прожилки касситерита.

В 5-10 раз повышено относительно кларка содержание олова в других гранитоидах участка. При этом, если высокое содержание его в гранитах главной фазы (крупнозернистые биотитовые) коррелируются с высоким (200 г/т) содержанием в биотите, то в биотите порфировидных гранитоидов содержание олова составляет всего 8 г/т (табл. 2). Биотиты этих двух разностей гранитов значительно отличаются содержаниями элементов группы железа. По этому признаку биотит вмещающих оловорудные тела гранитов близок биотиту "коровых" гранитов оловорудных районов, расположенных южнее рассматриваемого объекта - Баджальского и Хингано-Олонойского, а биотит порфировидных гранитов можно сопоставить с биотитом гранитов сложного "корово-мантийного" генезиса, представленных, например, в Комсомольском оловорудном районе [3].

Граниты месторождения Обещающего по результатам авторских анализов характеризуются относительно высокой, нетипичной для оловоносных магматических комплексов окисленностью железа (см. табл. 1). В определенной мере это могло быть обусловлено поздним, в том числе гипергенным их преобразованием. Однако вполне вероятно и то, что в этом - одна из особенностей гранитов, потенциальная

Химический состав интрузивных пород участка Обещающего
и гранитоидов Харинского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	76.75	76.30	78.35	69.35	45.75	72.00	71.95	75.12	68.65	65.74	73.63	76.52
TiO ₂	0.69	0.89	0.70	0.66	3.61	0.48	0.27	0.26	0.32	0.49	0.30	0.12
Al ₂ O ₃	12.20	11.50	11.83	14.85	15.10	15.57	14.41	13.53	15.87	15.98	14.23	12.88
Fe ₂ O ₃	1.00	1.50	0.82	1.86	5.03	1.37	0.35	0.58	1.22	1.22	0.52	0.53
FeO	0.08	0.17	0.08	1.32	10.73	0.50	2.08	1.10	1.90	3.49	1.44	1.08
MnO	0.01	0.02	0.01	0.06	0.24	0.03	0.06	0.07	0.05	0.16	0.06	0.03
MgO	0.00	0.00	0.05	1.31	6.14	0.09	0.85	0.91	1.00	1.46	0.35	0.17
CaO	0.46	0.40	0.30	2.49	8.02	0.17	0.29	0.29	0.37	3.08	1.32	0.60
Na ₂ O	3.12	2.80	4.02	3.35	2.60	5.10	3.73	3.35	4.50	3.66	3.42	3.18
K ₂ O	5.40	6.10	3.54	3.91	1.63	4.33	4.39	4.01	4.48	3.36	4.10	4.58
п.п.п.	0.32	0.49	0.16	0.53	0.89	0.52						
H ₂ O	0.14	0.10	0.20	0.04	0.13	0.09						
Rb ₂ O	0.052	0.050	0.018	0.021	0.026	0.053						
Ni	6	7	5	29	37	5						
Co	2	2	0	11	60	3						
Cr	5	4	0	59	36	0						
V	7	7	2	100	138	7						
Cu	8	9	23	18	74	25						
Sn	15	33	30	14	12	60						
Pb	76	87	100	66	30	33						
Zn	40	71	22	73	197	22						
B	7	8	8	9	11	0						
Mo	1	1	0.5	1	3	0						
Be	5	6	9	6	6	12						
Nb	0	23	34	0	10	20						
Y	61	60	83	27	40	62						
Sc	3	3	3	8	44	3						
Li*	40/50	60/79	40/48	60/100	50/93	0/18						
Ba	130	120	24	600	480	80						
Sr	36	32	14	410	290	44						

*Примечание. Содержание окислов в % массы, элементов - в г/г; для лития приведены: в числителе - результаты количественного спектрального, в знаменателе - атомно-абсорбционного анализов.

1-6 - авторские анализы интрузивных пород (участок Обещающий): 1, 2 - крупнозернистые биотитовые (с мусковитом) граниты, 3 - мелкозернистые лейкократовые (с биотитом) граниты поздней субфазы, 4 - меланократовые порфиридные граниты, 5 - амфиболовые габбро, 6 - мясо-красные граниты (из контакта с габбро); 7-12 - анализы харинских гранитоидов по данным других исследователей: 7-9 - по [9], 10-12 - по [11]; данных по содержанию Rb₂O и микроэлементов нет.

оловоносность которых реализуется в пегматоидах. Отсутствие в них магнетита, а также более низкая, чем в породе, окисленность железа в биотитах, могут указывать на то, что на ранних этапах кристаллизации активность кислорода в расплаве была невысокой, обычной для оловоносных магм. На позднем же этапе она могла значительно возрасти в связи с уже отмеченной выше вероятностью увеличения парциального давления воды.

Оловянная минерализация месторождения представлена жилло- и линзобразными телами небольшой мощности в гранитах, а также жилами и прожилками во вмещающих граниты породах, ориентированными в северо-восточном направлении и сгруппированными в близширотную зону. При этом в гранитах преобладают рудные тела мусковит-кварц-калишпатового состава ("пегматиты"), а во вмещающих интрузии метаморфогенных породах - кварцевые прожилки с биотитом. В первых часто на-

Химический состав минералов из гранитоидов и пегматитов участка Обещающего

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35.90	34.00	43.70	46.90	65.25	64.20
TiO ₂	2.00	2.05	2.07	0.49	0.007	0.017
Al ₂ O ₃	16.00	18.89	5.68	31.50	18.44	19.29
Fe ₂ O ₃	10.98	5.70	4.84	2.34	0.11	0.18
FeO	18.25	22.25	12.6	4.45	0.002	0.001
MnO	0.47	0.52	0.53	0.16	0.30	0.27
MgO	0.0	1.35	13.70	0.08	0.20	0.20
CaO	0.46	0.95	11.16	0.36	1.15	0.94
Na ₂ O	0.10	0.09	1.90	0.45	14.34	14.56
K ₂ O	9.96	8.80	2.00	10.52		
H ₂ O	4.03	4.25	1.26	0.93		
F	0.48	1.06	0.32	1.35		
Li ₂ O	0.30	0.37	н.о.	0.23		
Rb ₂ O	0.44	0.29	0.06	0.63		0.20

Примечание. 1, 2 - биотит из крупнозернистых гранитов главной фазы; 3 - амфибол из меланократовых порфириовидных гранитов; 4 - мусковит из пегматитов; 5, 6 - полевой шпат из пегматитов. Пропуск в таблице - отсутствие данных.

блюдается зональное строение: зона графического (письменного) гранита сменяется существенно полевошпатовой, а затем монокварцевой. Вдоль зальбандов здесь обычно сконцентрирована основная часть мусковита, присутствующего тем не менее и во внутренних зонах рудных тел, в том числе и в тесной ассоциации с касситеритом. Кварц рудных тел неоднороден. Преобладает "дымчатая", обычная для позднемагматической и ранней постмагматической стадий минералообразования разновидность кварца. Касситерит же ассоциирует с более поздним "серым" кварцем. Исследование показало, что в этом кварце, как и в касситерите, присутствуют газожидкие включения с концентрацией углекислоты до 20-40% массы. Гомогенизация этих включений совершается в газовую фазу при температурах от 400° (первичные) до 200° (вторичные включения). Рассчитанные по включениям давления в период кристаллизации описываемых кварца и касситерита колебались от 100 до 1000 бар. Очевидно, что полученные параметры не характеризуют условий всего процесса образования пегматитов. По данным [6] температура "захвата" включений с параметрами, близкими установленными нами (T_{гом.}=300°C; P_{фл.}=1 кбар; CO₂ 30%, гомогенизация в газ) в пегматитах месторождения Золотая Гора (Борщевочный гранитоидный массив) составляет 620°C. Именно эта температура с наибольшей вероятностью характеризует ранний (магматический) этап процесса пегматитообразования. Точно так же и

полученные максимальные оценки давления в 1 кбар, очевидно, не соответствуют литостатическому давлению на этапе пегматитообразования. Оценивая этот параметр по особенностям состава вмещающих пегматиты месторождения Обещающего гранитов [8], мы можем предполагать, что общее (литостатическое) давление на ранней (позднемагматической) стадии образования исследованных пегматитов составляло от 2 до 3 кбар. Это соответствует давлению, определенному для пегматитов месторождения Золотая Гора при исследовании расплавных включений в кварце - 2.6-2.7 кбар.

Для решения вопроса о генезисе пегматитов важно было определить, насколько близко во времени их образование к кристаллизации гранитов. Изотопные (К-Аг метод) определения по мусковиту из пегматитов месторождения Обещающего показывают, что возраст последних (220-250 млн. лет) фактически совпадает с указанным выше возрастом гранитов. Несколько более "древний" возраст пегматитов обусловлен, очевидно, разной сохранностью радиогенного аргона в биотите гранитов и мусковите пегматитов. Возможно, изотопный возраст последнего более точно отмечает время завершения магматического этапа. О хорошей сохранности мусковита свидетельствует, в частности, низкое содержание в нем воды (см. табл. 2). Мусковит, как следует из результатов анализа, относительно железистый и, что показательно, при наличии в рудах единичных зерен флю-

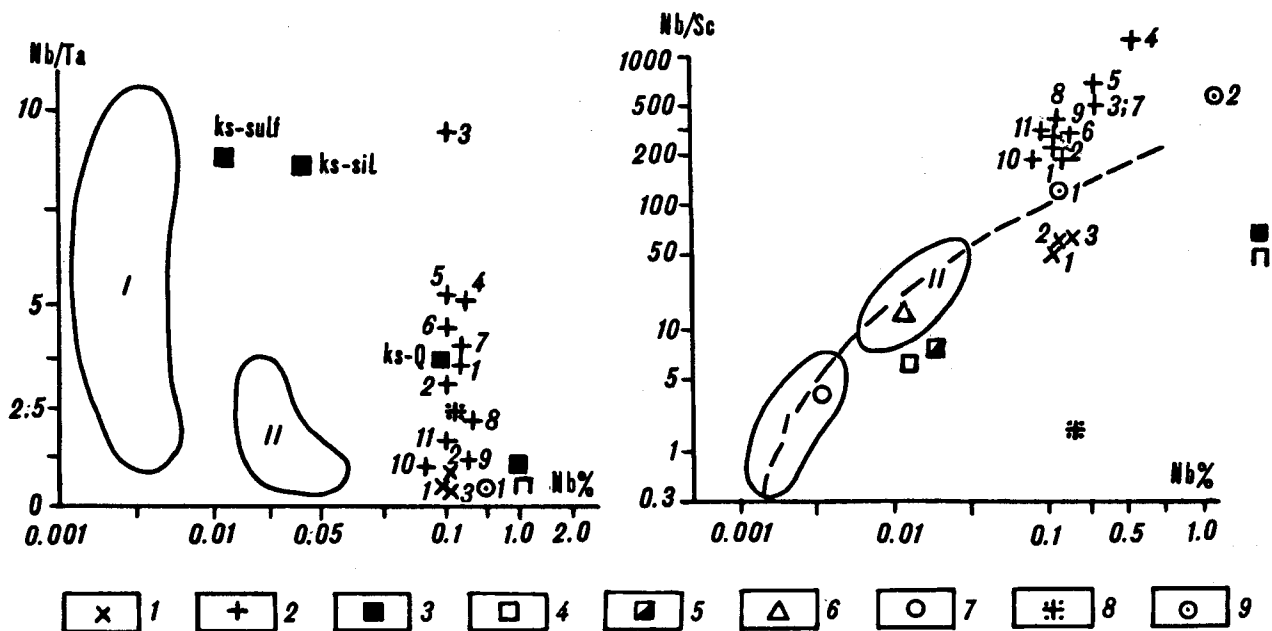


Рис. 3. Диаграммы изменения отношений Nb/Ta-Nb и Nb/Sc-Nb в касситеритах из оловянных месторождений различных формаций.

1 - прожилки в мясо-красных гранитах; 2 - пегматиты. Месторождение Обещающее; 3 - эталоны формаций по [5]: П - пегматиты, ks-q - касситерит-кварцевая, ks-sil - касситерит-силикатная, ks-sulf - касситерит-сульфидная; 4 - месторождение Хинганское (кварцево-сланцевые с топазом грейзены); 5 - месторождение Правоурмийское (кварц-мусковит-топазовые с турмалином грейзены); 6 - месторождения Комсомольского рудного района по [12] (турмалиновый тип касситерит-силикатной формации). Все - Хабаровский край; 7 - месторождения Кавалеровского района по [12] (хлоритовый тип касситерит-сульфидной формации); 8 - месторождение Тигриное (грейзены с литий-фтористыми гранитами). Оба объекта - Приморский край; 9 - месторождение Приискатель (замещенные редкометалльные пегматиты): 1 - по [7], 2 - по [13]. Северо-Восток России. Показаны поля формаций по [7]: I - касситерит-силикатной, II - касситерит-кварцевой.

орита, содержит фтора ненамного больше, чем биотит гранитов. Учитывая описанное выше положение мусковита в рудных телах, можно предполагать, что в составе рудообразующего флюида на раннем этапе преобладала вода, а концентрация фтора была низкой. По содержанию лития (1050 г/т) исследованный мусковит вполне сопоставим с мусковитом редкометалльных грейзенов и пегматитов, в то время как по

очень высокому содержанию рубидия (5730 г/т) - только с мусковитом альбитизированных и грейзенизированных гранитов. Отметим, что в зальбандах кварцевых (кварц-полевешпатовых) прожилков во вмещающих граниты сланцах вместо мусковита кристаллизуется биотит.

Щелочной полевой шпат, как уже отмечалось, наиболее характерен для пегматитовых жил и про-

Таблица 3

Параметры элементарных ячеек и состав кали-натровых полевых шпатов

№	a (Å)	b (Å)	c (Å)	α°	β°	γ°	V	Состав
1	8.5966	12.9782	7.2221	90.54	116.27	87.92	722.02	Or ₉₅ Ab ₅ (Or ₅₅ Ab ₄₅)
2	8.6114	12.9747	7.2144	90.54	115.90	88.14	724.71	Or ₉₆ Ab ₄ (Or ₆₆ Ab ₃₄)
3	8.5816	12.9398	7.2150	90.61	115.93	87.81	720.00	Or ₉₄ Ab ₆
4	8.5793	12.9472	7.2119	90.60	115.96	87.72	719.63	Or ₉₂ Ab ₈

Примечание. 1 - из крупнозернистых биотитовых с мусковитом гранитов; 2 - из мясо-красных гранитов с прожилками касситерита; 3 - из пегматита (табл. 2, №6); 4 - то же (табл. 2, №5). Состав определен по [15]. В скобках указан валовый состав пертитизированных кристаллов.

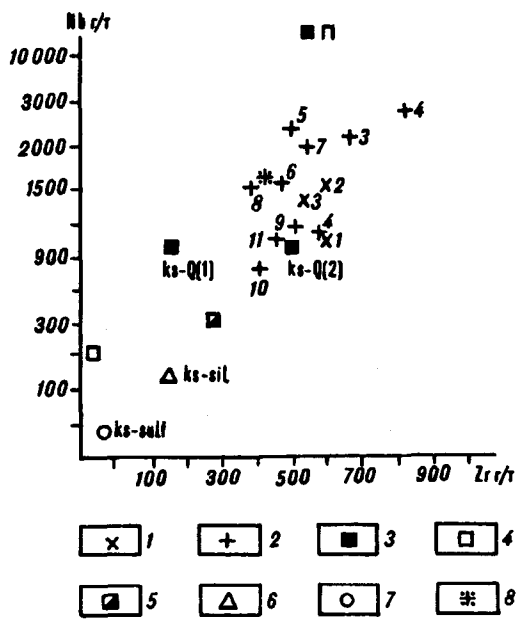


Рис. 4. Диаграмма изменения содержания Nb и Zr в касситеритах из оловорудных месторождений различных формаций.

Усл. обозн. на рис. 3. Касситерит-кварцевая формация показана по данным [5] - 1 и [4] - 2.

жилков в гранитах, где в качестве затравки для кристаллизации его вытянутых кристаллов (сростков) обычно выступают кристаллы калиевого полевого шпата вмещающих пород. По оптическим характеристикам щелочной полевой шпат определен как микроклин, а результаты химического (см. табл. 2) и рентгеноструктурного анализов (табл. 3) позволяют считать его максимальным микроклином (Ab до 10 мол. %). Такие микроклины характерны для пегматитов. О вероятной принадлежности описываемых полевых шпатов к образованиям позднемагматического (сингенетические пегматиты) или раннего постмагматического этапов свидетельствуют также низкое содержание в них железа и отсутствие микроклиновой решетки. На это же, очевидно, указывает и то, что близкий по составу и параметрам кристаллической решетки микроклин присутствует в пертитах кристаллов полевого шпата вмещающих пегматиты гранитов. Характерно, что в кристаллах из мясо-красных гранитов содержание ортоклазовой молекулы больше, чем в кристаллах из гранитов основной разновидности. Можно предположить, что это - следствие закономерной эволюции, завершающим звеном в которой были максимальные микроклины пегматитов. Особенности состава и строения кали-натровых полевых шпатов позволяют утверждать, что кристаллизация гранитов происходила из флюидонасыщенных расплавов в спокойной тектонической обстановке, на значительной глубине. Такое состояние магматической системы могло обусловить образование остаточного "пегматитового" расплава.

Касситерит - главный рудный минерал исследованных пегматитов, присутствует в виде крупных (1-2 см) темно-коричневых кристаллов и их сростков в телах пегматоидного строения, а также слагает тонкие мономинеральные прожилки в мясо-красных гранитах. Результаты определения содержаний элементов-примесей в нем (табл. 4) использованы нами для уточнения формационной принадлежности минерализации методом сравнения с эталонными объектами. К сожалению, этот прием допускает значительную неопределенность решения из-за отсутствия надежных, признаваемых большинством исследователей "эталонов": одни и те же объекты нередко разными исследователями относятся к разным формациям, а вариации содержаний элементов-примесей в касситерите одного отдельного объекта часто перекрывают границы формационных различий. Для пегматитов, среди которых выделяется целый ряд генетических типов, последнее весьма характерно. По данным [5] содержания тантала, ниобия, скандия в касситеритах из бериллий-танталовых и бериллий-литиевых пегматитов разнятся в десятки раз. Значительные различия по содержанию элементов-примесей установлены и нами для касситерита из пегматитов и из прожилков в мясо-красных гранитах: касситерит прожилков содержит значительно больше скандия, хрома, ванадия, бериллия и тантала. По этим признакам можно предположить более высокотемпературные и более восстановительные условия кристаллизации касситерита в мономинеральных прожилках.

Несмотря на отмеченные различия мы имеем достаточно оснований утверждать, что по содержанию указанных (типоморфных) элементов и, особенно, по их соотношениям все исследованные нами касситериты являются переходными между касситеритами месторождений кварцевой формации и пегматитов (рис. 3). Например, исследованные касситериты близки касситериту пегматитов по содержанию циркония, которое по данным ряда авторов наиболее контрастно для разных оловорудных формаций. Конституируя "близость", мы ориентируемся на данные В.В. Иванова [5], в то же время А.С. Дудыкиной [4] среднее содержание циркония в касситерите из пегматитов оценивается в 2400г/т, что значительно больше обнаруженных нами. Если ориентироваться на ее результат, то касситерит месторождения Обещающего оказывается более близким касситериту из кварц-касситеритовых и грейзенных руд (рис. 4), т.е. и в этом случае можно говорить о "переходном" формационном типе минерализации. Положение роев фигуративных точек исследованных касситеритов относительно использованных реперов свидетельствует о том, что с наибольшей вероятностью они характеризуют не магматические (сингенетические) пегматиты, а пегматоидные образования, возникшие как результат автотетасоматического преобразования гранитов в раннюю постмагматиче-

Содержание элементов-примесей в касситерите месторождения Обещающего (% мас.)

№	Sc	W	Cr	V	Ti	Be	Zr	Nb	Ta
<i>1. Пржилки в гранитах</i>									
1	0.0023	0.025	0.0019	0.0021	0.42	$11 \cdot 10^{-5}$	0.059	0.100	0.100
2	0.0031	0.021	0.0030	0.0027	0.76	$19 \cdot 10^{-5}$	0.060	0.160	0.130
3	0.0023	0.021	0.0020	0.0022	0.66	$25 \cdot 10^{-5}$	0.053	0.140	0.200
Среднее	0.0026	0.022	0.0023	0.0023	0.61	$18 \cdot 10^{-5}$	0.057	0.133	0.143
<i>2. Пегматиты</i>									
1	0.0007	0.034	0.0003	0.0005	0.30	$10 \cdot 10^{-5}$	0.080	0.130	0.037
2	0.0004	0.018	0.0003	0.0005	0.27	$7 \cdot 10^{-5}$	0.058	0.110	0.037
3	0.0004	0.037	0.0004	0.0009	0.46	$12 \cdot 10^{-5}$	0.069	0.200	0.021
4	0.0002	0.047	0.0003	0.0006	0.50	$12 \cdot 10^{-5}$	0.083	0.270	0.052
5	0.0003	0.033	0.0003	0.0004	0.30	$6 \cdot 10^{-5}$	0.050	0.220	0.043
6	0.0005	0.025	0.0003	0.0005	0.17	$8 \cdot 10^{-5}$	0.046	0.160	0.035
7	0.0004	0.025	0.0003	0.0003	0.21	$5 \cdot 10^{-5}$	0.054	0.200	0.052
8	0.0004	0.024	0.0004	0.0003	0.17	$4 \cdot 10^{-5}$	0.038	0.150	0.071
9	0.0004	0.019	0.0004	0.0008	0.23	$8 \cdot 10^{-5}$	0.055	0.120	0.120
10	0.0004	0.013	0.0005	0.0008	0.22	$10 \cdot 10^{-5}$	0.039	0.076	0.100
11	0.0003	0.019	0.0005	0.0007	0.28	$13 \cdot 10^{-5}$	0.046	0.097	0.060
Среднее	0.0004	0.026	0.0004	0.0006	0.028	$8 \cdot 10^{-5}$	0.056	0.160	0.057

Примечание. Количественный спектральный анализ выполнен в лаборатории ДВГИ ДВО РАН. Содержание индия во всех пробах менее $1 \cdot 10^{-4}$.

скую стадию - эпигенетические пегматиты. По классификации [2] это "грейзеновая с касситеритом" разновидность пегматитов редкометалльной формации. В их составе проявлены обычные для таких пегматитов минеральные ассоциации: ранняя (магматогенная безрудная) кварц-полевошпатовая и поздняя (грейзеновая) с касситеритом, а также бериллом и флюоритом, единичные кристаллы которых отмечаются в составе руд Обещающего месторождения. Приведенные результаты исследования включений минералообразующей среды в кварце и содержания микроэлементов в касситерите из пегматитов, очевидно, характеризуют особенности состава и генезиса именно этой, грейзеновой, ассоциации. Соответственно, особенности ассоциации микроэлементов в касситерите из прожилков в измененных гранитах характеризуют более ранний субщелочной этап минерализации.

В целом полученные нами результаты позволяют сделать следующие выводы. Оловоносные пегма-

титы Буреинского массива, как и большинство подобных месторождений Юго-Восточной Азии, образуются в связи с плюмазитовыми (двуслюдянными) гранитами триасового возраста. Ассоциация магматических пород на исследованном объекте соответствует представлению об их коллизионной (активизационной) природе. По комплексу признаков исследованные пегматиты имеют сложный магматогенно-метасоматический генезис, что вполне обычно для оловоносных из разновидностей.

Перспективы Буреинского массива на оловянное оруденение с учетом геотектонической позиции, сведений о распространенности в восточной части его гранитов харинского комплекса, а также того, что подобные "мелкомасштабные" месторождения Центрального оловорудного пояса Юго-Восточной Азии обеспечивают более 1/3 производства олова в мире, должны оцениваться как весьма положительные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология оловорудных месторождений Восточной Киргизии. М.: Недра, 1977.
2. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979.
3. Гонеvчук В.Г., Гонеvчук Г.А. Геохимические типы оловоносных гранитоидов Приамурья // Общие проблемы геологии и металлогении юга Дальнего Востока СССР. Благовещенск, 1991. С. 127-137.
4. Дудыкина А.С. Парагенетические особенности ассоциации элементов-примесей в касситеритах различных генетических типов оловорудных месторождений // Тр. ИГЕМ. 1959. Вып. 28. С. 111-121.
5. Иванов В.В., Белевитин В.В., Борисенко Л.Ф. и др. Средние содержания элементов-примесей в минералах. М.: Недра, 1973.
6. Косухин О.Н., Бакуменко И.Т., Чупин В.П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1984.
7. Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапов Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972.

8. Лукашев А.Н. Глубины образования пегматитов. М.: Наука, 1976.
9. Лови Б.И. Интрузивные комплексы Малого Хингана // История геологического развития и магматизм Малого Хингана. Л., 1961. С. 65-122 (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия; т. 55).
10. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990.
11. Попеко В.А. Магматические формации Буреинского массива // Магматические формации активных окраин континентов. М.: Наука, 1980. С. 118-142.
12. Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Анахов В.В. и др. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980.
13. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1876.
14. Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophys. 1990. №174. P. 235-255.
15. Orville P.M. Unit-cell parameters of the microcline-low albite and sanidine-high albite solution series // Amer. miner. 1967. V. 52, №1/2. P. 55-86.

Дальневосточный Геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Владивосток

Поступила в редакцию
23 июня 1994 г.

V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, A.M. Kokorin.

Tin-bearing pegmatite of the Bureinsky massif

The special features of genesis of pegmatite are represented by the Obeschayschy deposit (basin of Niman river) as an example. Detailed analysis of main mineral compositions from the pegmatite such as feldspar, quartz, muscovite and cassiterite have shown composite magmatogene - metasomatic genesis of pegmatite. Comparison of tin deposit characteristic obtained with available in literature confirmed this conclusion. According to obtained results granites that generated pegmatite described in this article have been related to the Kharinsky complex (Late Trias). Their description is on the basis of the chemical composition of rocks and minerals, as well contents of accessory elements.

Косыгин В.Ю., Пятаков Ю.В.

АНАЛИТИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМЛИ В ОБЪЕМНОМ ВАРИАНТЕ ПО ДАННЫМ О ЕЕ ВНЕШНЕМ ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ

Рассмотрена задача определения геомеханического состояния тектоносферы Земли по данным о ее внешнем гравитационном поле. Приведена математическая постановка задачи в трехмерном варианте. Решение определяется последовательным решением обратной линейной задачи гравиметрии относительно аномальной плотности среды и прямой задачи геомеханики относительно компонент тензора напряжений.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы тектоники земных глубин занимают значительное место в проблемах геологии и геофизики вследствие своей сложности, актуальности и возрастающего значения в поисково-разведочной практике [9]. Сложность и недостаточная разработанность этих вопросов касаются прежде всего выделения, описания, изучения организации глубинных объектов и связи их с поверхностными структурами Земли. Природа глубинных объектов тектоники обычно рассматривается в двух аспектах, первый [7] усиливает геологическое содержание глубинных объектов, могущих иметь различную признаковую, в том числе геофизическую специализацию, второй [10, 15] - их доминирующую физическую природу. Представляется оптимальным такой подход к проблеме, когда объекты геологии и геофизики рассматриваются в единстве, обеспечивающем комплексность глубинных исследований и интерпретации геолого-геофизических данных.

Изучение глубинного строения Земли тесно связано с комплексным изучением геофизических полей так же и по той причине, что последние не только отражают геологическую структуру Земли, но и чутко реагируют на ее изменения, а так же на внутриземные процессы вообще [8].

В настоящей работе рассматривается задача исследования геомеханического состояния тектоносферы Земли по данным о ее внешнем гравитационном поле, т.к. образование и развитие геологических структур во многом обязаны гравитационному тектогенезу (т.е. движениям, обусловленным аномальными плотностями на фоне механически равновесного распределения плотности). На важность этой идеи одним из первых обратил внимание М.В. Гзовский [2], предложив использовать конкретные данные о плотностном строении земной коры при выяснении причин ее деформации. Выполненные рядом исследователей [1, 6, 22, 23] оценки величин напряжений для некоторых плотностных моделей показали зна-

чимось их вклада в современное геодинамическое состояние среды.

Несмотря на то, что природа источников напряжений в Земле разнообразна [8], рассматриваемый метод позволяет изучать следствия, вызванные вполне определенными силами, действующими в конкретных геологических условиях [5].

1. МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В качестве математической модели напряженной среды рассмотрим систему уравнений движения в вязкой среде, содержащей аномальные плотностные массы, под действием однородного гравитационного поля [11].

Первое соотношение следует из уравнения движения

$$\rho \frac{\partial \bar{U}}{\partial t} + \rho (\bar{U} \cdot \nabla) \bar{U} + \mu \nabla^2 \bar{U} = -\nabla p - \rho \bar{g}, \quad (1)$$

которое дополняется условием неразрывности $\text{div}(\rho \bar{U}) = 0$.

Здесь μ - коэффициент вязкости, принимаемый при расчетах постоянным; \bar{U} - вектор скоростей смещения среды; ρ - плотностные аномалии среды; \bar{g} - ускорение силы тяжести нормальной Земли.

В предположении, что процесс деформирования стационарный $\left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial t} = 0\right)$, а скорости движения среды малы $\left((\bar{U} \cdot \nabla) \bar{U} \approx 0\right)$, уравнение (1) будет иметь вид

$$\mu \nabla^2 \bar{U} = -\nabla p + \rho \bar{g}, \quad (2)$$

В случае, когда граница среды представляет собой океаническую поверхность (а мы рассматриваем именно такой случай) уравнение (2) дополняется граничным условием

$$[\sigma] \bar{n} \Big|_S = 0, \quad (3)$$

$[\sigma]$ - тензор напряжений; \bar{n} - нормаль к океанической поверхности S .

Полагая, что на поверхности S известно аномальное (по отношению к нормальному) поле силы тяжести Δg , получим второе уравнение

$$\nabla^2 \Phi = 4\pi \gamma \rho, \quad (4)$$

с граничным условием

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} \Big|_S = \Delta g(x, y), \quad (5)$$

где γ - гравитационная постоянная; Φ - гравитационный потенциал.

Таким образом, поле скоростей смещения может быть определено путем совместного решения задач (2), (4) при условиях (3), (5).

Решение будем искать редукцией [12]: сначала решаем задачу (4) - (5) относительно аномальной плотности ρ (т.н. обратную задачу гравиметрии [17]), а затем задачу (2) - (3) относительно вектора скорости \bar{U} (т.н. прямую задачу геомеханики [4]).

2. РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ В ТРЕХМЕРНОМ ВАРИАНТЕ

Алгоритм решения задачи (4)-(5) определим, следуя В.И. Старостенко [17]. Для этого аппроксимируем рассматриваемую среду набором элементарных геологических тел (условных геологических тел первого класса по Ю.А. Косыгину [8]), представляющих собой вертикальные треугольные призмы с произвольными верхним и нижним основаниями и постоянной плотностью (см. рис. 1).

Такая конструкция позволяет, во-первых, достаточно гибко аппроксимировать любую поверхность, а, во-вторых [19, 16], данная аппроксимационная конструкция является классом корректности по А.Н. Тихонову [13] задачи (4) - (5).

Гравитационный эффект от i -той вертикальной треугольной призмы V_i имеет вид

$$\begin{aligned} \Delta g &= \gamma \int_{V_i} \frac{(\rho_0 + k \zeta)(\zeta - z)}{R^3} dV = \\ &= \gamma (\rho_0 + k z) \int_{V_i} \frac{(\zeta - z)}{R^3} dV + \gamma k \int_{V_i} \frac{(\zeta - z)^2}{R^3} dV = \\ &= \gamma (\rho_0 + k z) \int_{V_i} \frac{x_3}{R^3} dV + \gamma k \int_{V_i} \frac{x_3^2}{R^3} dV, \end{aligned} \quad (6)$$

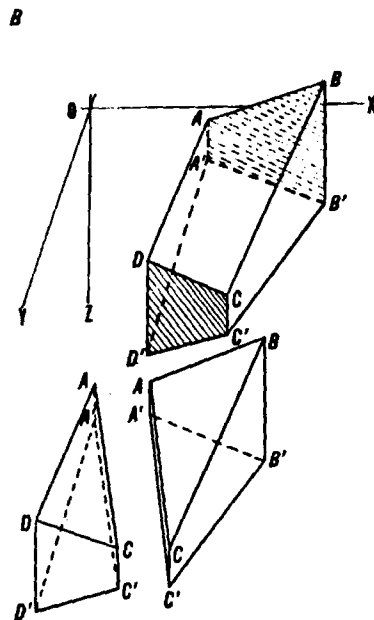
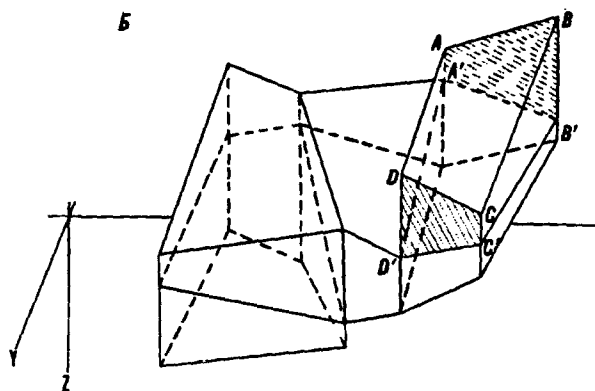
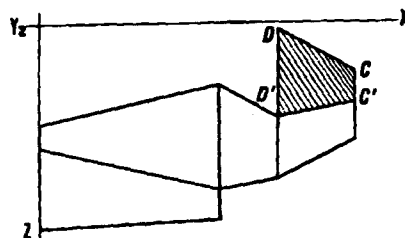
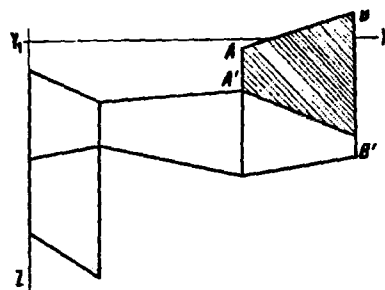


Рис. 1. Объемное моделирование геологической среды. а - вертикальные сечения геологической структуры; б - описание геологической структуры аппроксимирующими блоками; в - аппроксимирующие блоки-призмы.

Здесь $x_1 = \xi - x$; $x_2 = \eta - y$; $x_3 = \zeta - z$;

$$R = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2} = \sqrt{x_1^2 + x_2^2 + x_3^2}.$$

Аналитическое выражение для Δg приведено в работе [16].

В дальнейшем будем полагать, что $k=0$, а пространственное расположение призм фиксировано.

В такой постановке задача определения аномальной плотности ρ по полю Δg сводится к решению в общем случае переопределенной ($N > M$) системы уравнений

$$Ax = b, \quad (7)$$

которую можно дополнить системой ограничений на искомые параметры X :

$$x(H) \leq x \leq x(b), \quad (8)$$

Здесь x - плотностные аномалии, подлежащие определению; b - вектор, элементами которого являются наблюдаемые значения аномального поля Δg ; N - количество точек наблюдений; M - количество определяемых параметров.

В силу некорректности задачи по Адамару, решение (7)-(8) свеем к минимизации параметрического функционала А.Н. Тихонова [21]

$$f(x) = \left| |Ax - b| \right|^2 + \alpha \cdot \Omega(x), \quad (9)$$

где $\Omega(x)$ - регуляризующий функционал, определенный таким образом, что множество $X = \{x: \Omega(x) \leq C, C > 0\}$ - есть компакт.

α - параметр регуляризации, определяемый из условия

$$\left| |Ax^\alpha - b| \right| \leq \delta, \quad (10)$$

δ - ошибка наблюдений.

Минимизацию функционала (9) в случае ограничений на неизвестные (8) выполним методом сопряженных градиентов [17].

3. АНАЛИТИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ТРЕХМЕРНОЙ ЗАДАЧИ ГЕОМЕХАНИКИ ДЛЯ АНОМАЛЬНЫХ ПЛОТНОСТНЫХ ТЕЛ

Решение задачи (2) - (3) с известной (путем решения обратной линейной задачи гравиметрии (4)-(5)) правой частью (2) можно записать в виде свертки фундаментальных решений [4]

$$\bar{U}_i = g \int_V \rho \hat{U}_i dV, \quad (11)$$

$$\text{где } \hat{U}_1 = \hat{U}_x = \frac{x - \xi}{8\pi\mu} \left(\frac{z - \zeta}{R_1^3} - \frac{z + \zeta}{R_2^3} \right) - \frac{z}{4\pi\mu} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial r} \cdot \frac{x - \xi}{r}, \quad (12)$$

$$\hat{U}_2 = \hat{U}_y = \frac{y - \eta}{8\pi\mu} \left(\frac{z - \zeta}{R_1^3} - \frac{z + \zeta}{R_2^3} \right) - \frac{z}{4\pi\mu} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial r} \cdot \frac{y - \eta}{r}, \quad (13)$$

$$\hat{U}_3 = \hat{U}_z = \frac{1}{8\pi\mu} \cdot \left[\frac{(z - \zeta)^2}{R_1^3} - \frac{(z + \zeta)^2}{R_2^3} + \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right] + \frac{\Phi}{4\pi\mu} - \frac{z}{4\pi\mu} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial r}; \quad (14)$$

$$R_1^2 = r^2 + (z - \zeta)^2;$$

$$R_2^2 = r^2 + (z + \zeta)^2;$$

$$r^2 = x^2 + y^2;$$

$$\Phi = \frac{1}{R_2} + \frac{\zeta(z + \zeta)}{R_2}$$

Здесь функции \hat{U}_x ; \hat{U}_y ; \hat{U}_z представляют собой решения задачи Миндлина [14] для единичной силы, действующей в точке (ξ, η, ζ) в положительном направлении оси Oz .

На основе полученного поля скоростей смещения среды, рассчитываются деформации

$$\xi_x = \frac{\partial \bar{U}_x}{\partial x}; \quad \xi_y = \frac{\partial \bar{U}_y}{\partial y}; \quad \xi_z = \frac{\partial \bar{U}_z}{\partial z}. \quad (15)$$

Эти деформации пропорциональны соответствующим компонентам тензора напряжений, определяемым по формулам

$$\sigma_x = 2\mu \xi_x; \quad \sigma_y = 2\mu \xi_y; \quad \sigma_z = 2\mu \xi_z. \quad (16)$$

В работе [4] для решения задачи (11) - (14) используется метод численного интегрирования. Несмотря на достаточную универсальность и алгоритмическую простоту метода численного интегрирования при его практическом использовании возникают некоторые проблемы: во-первых, связанные со значительными объемами вычислительных работ для обеспечения достаточной точности определения \bar{U}_i ; а, во-вторых, такая схема решения требует соответствующей коррекции алгоритма в силу того, что подинтегральные функции U_i в (11) имеют особенность порядка $1/r$ [4].

В рассматриваемой постановке решение прямой задачи геомеханики (11) - (14) так же как и решение прямой задачи гравиметрии может быть выражено через элементарные функции. Техника получения аналитического решения подобных задач достаточно полно и подробно описана в работе [19]. Это позволяет получить не только эффективный вычислительный алгоритм ее решения, но и провести анализ решения на устойчивость в соответствии с принципом оптимальности аналитического решения [18, 20].

Более того, оптимальное аналитическое решение можно получить и в том случае, когда законы изменения плотностей в элементарных телах полиномиальные.

В заключении отметим, что положительные результаты решения аналогичных задач в двумерном варианте [5, 6, 11, 12] и объемного моделирования [3] позволяют надеяться получить новые данные о геомеханическом состоянии тектоносферы Земли посредством использования более адекватных (трехмерных) моделей, рассматриваемых в данной статье.

ВЫВОДЫ

1. Рассмотрена трехмерная задача определения геомеханического состояния тектоносферы Земли в зоне сопряжения континент-океан по данным о ее внешнем поле.

2. Приведена математическая постановка задачи.

3. Решение задачи определяется редукцией: последовательным решением сначала обратной линейной задачи гравиметрии относительно аномальной плотности среды, затем, прямой задачи геомеханики относительно вектора скорости среды и его производных.

4. Решение обратной линейной задачи гравиметрии определяется по В.И. Старостенко сведением к задаче квадратичного программирования.

5. Решение прямой задачи геомеханики для принятой аппроксимационной конструкции среды (системы треугольных призм) определено в аналитическом виде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдырев С.А., Ефимов А.В. Сейсмоструктурный эффект мантийных неоднородностей активных окраин океана // ДАН СССР, 1985. Т. 285. №4. С. 840-844.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

3. Исаев В.И., Пятаков Ю.В. и др. Объемное моделирование в гравитационном поле плотности сейсмического тела // Интерпретация гравитационных и магнитных полей. - Киев, Наук. думка, 1992. С. 145-155.

4. Комова О.С., Маслов Л.А., Туезов И.К. Решение прямой трехмерной задачи гравимеханики для аномальных плотностных тел // Тихоокеан. геология. 1984. №3. С. 110-115.

5. Косыгин В.Ю. Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991.

6. Косыгин В.Ю., Красный М.Л., Маслов Л.А. Напряжения в литосфере Курило-Камчатской переходной зоны // Тихоокеан. геология. 1986. №1. С. 3-6.

7. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974.

8. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988.

9. Косыгин Ю.А. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука. 1984.

10. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.

11. Маслов Л.А. К методике расчета напряженно-деформированного состояния коры и литосферы Земли по данным о ее внешнем гравитационном поле // Тихоокеан. геология. 1984. №4. С. 75-81.

12. Маслов Л.А., Косыгин В.Ю., Комова О.С. Изучение глубинных геодинамических процессов в Курило-Камчатской зоне перехода на основе ее плотностных моделей // Тихоокеан. геология. 1988. №2. С. 3-10.

13. Морозов В.А. Регулярные методы решения некорректно поставленных задач. Изд-во МГУ, 1974.

14. Новацкий В. Теория упругости. М.: Мир, 1975.

15. Параснис Д.С. Принципы прикладной геофизики. М.: Мир, 1965.

16. Пятаков Ю.В. Решение прямых и обратных задач гравиметрии для объемных блоково-градиентно-слоистых сред. Автореф. канд. дис. Киев: Институт геофизики, 1992.

17. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка, 1978.

18. Страхов В.Н. О проблеме решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии для материального стержня с полиномиальной плотностью // Геофиз. журн. 1985. Т. 7. №1. С. 3-9.

19. Страхов В.Н., Лапина М.И. Прямая и обратная задачи гравиметрии и магнитометрии для произвольных однородных многогранников // Теория и практика интерпретации гравитационных и магнитных полей в СССР. Киев: Наук. думка. 1983. С.3-87.

20. Страхов В.Н., Лапина М.И., Ефимов А.Б. Решение прямых задач гравиметрии и магнитометрии на основе новых аналитических представлений для элементов полей от типовых аппроксимирующих тел. 1. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №6. С. 55-69.

21. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1974.

22. Трубицин А.П. Неровности плотностных границ раздела как источник напряжений в коре и мантии // Изучение Земли как планеты методами астрономии, геодезии и геофизики. Киев: Наук. думка. 1982. С. 39-46.

22. Трубицин А.П. Упругие напряжения, связанные с неровностями плотностных границ раздела в Земле // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1979. №12. С. 15-22.

Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
19 мая 1994 г.

ДИСКУССИЯ

Статья продолжает серию задач, которые в геофизической литературе принято называть "гравимеханическими". Данное направление успешно развивается. Достаточно перечислить работы К. Ламбека (K. Lambeck), Р. Филипса (R. Phillips), Е. Айвинса (E. Ivins), Б. Хейгера (B. Hager), А.В. Каракина, В.П. Мясникова и многих других. К сожалению, ни одно из этих имен в данной работе не встретилось.

Вызывает удивление граничное условие (3). Авторы пишут: "В случае, когда граница среды представляет собой океаническую поверхность (а мы рассматриваем именно такой случай)..." Возникает вопрос: где авторы ищут плотностные неоднородности? В океане?

*Вычислительный центр
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Хабаровск*

Л.А. Маслов

Kosygin V.Yu., Pyatakov Yu. V.

Analytical definition of the Earth's geomechanical state as to its external gravitational field

Geomechanical state of the Earth's tectonosphere as to its external gravitational field has been investigated. The mathematical statement of the task has been formulated in a three-dimensional variant. The problem is determined by the successive solution of the inverse linear task of gravimetry with respect to anomalous environment and the direct task of geomechanics with respect to the component tensor stresses.

И.А. Резанов

О ПРОИСХОЖДЕНИИ И РАННЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГИИ*

До эпохи 4,0 млрд. лет Землю обволакивала плотная первичная водородная атмосфера, масса которой была не менее $2,5 \cdot 10^{25}$ г. Вскоре после образования Земли ее температура на контакте с атмосферой составляла $\sim 1100^\circ\text{K}$. Она понизилась до $\sim 800^\circ\text{K}$ к эпохе 4,0 млрд. лет, когда произошла катастрофически быстрая термическая диссипация атмосферы. Уход первичной атмосферы с Земли снизил давление в ее недрах как минимум на 5-6 килобар. Это расширило области плавления в мантии и привело к ее интенсивной дегазации. Округлые гнейсовые овалы диаметром 20-200 км, характерные для древнейших структур Земли, автор объясняет прорывами из мантии гигантских газовых диапиров. Интенсивная дегазация недр привела к созданию вторичной углекислой атмосферы. Начался длившийся миллионы лет процесс конденсации из атмосферы вод.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения Земли остается уделом астрономов. Однако в последние десятилетия геологические науки получили значительный объем сведений о ранней истории Земли. Эти данные раскрывают характер процессов, происходивших на поверхности планеты в первый миллиард лет ее истории, и позволяют корректировать представления астрономов о процессе формирования Земли, а главное о ее ранней эволюции.

Чтобы читателю было ясно, какими возможностями обладает геология в освещении проблемы происхождения и ранней эволюции Земли, остановимся на том, что известно о ранней геологической истории нашей планеты. К настоящему времени большинство определений абсолютного возраста пород дают значения, не превышающие 3.7-3.8 млрд. лет. Имеется лишь ограниченное число случаев, когда U-Pb и Rb-Sr методами получен возраст 3.9-4.0 млрд. лет. И всего лишь из одного района (Западная Австралия) известны переотложенные зерна циркона, время образования которых 4.1-4.3 млрд. лет [16]. Столь незначительное число надежных определений возраста пород, относящихся к первым 500 млн. лет земной истории, вызвало у ряда специалистов, незнакомых с методикой геологических исследований, впечатление, что геологические данные о ранней истории планеты крайне фрагментарны и не позволяют судить сколько-нибудь определенно о физико-химических условиях, которые существовали в то время.

Между тем геология обладает огромной информацией о процессах, происходивших на ранней Земле, ибо в течение первых пятисот миллионов земной истории на планете возникла кора мощностью не ме-

нее 15 км, почти полностью сохранившаяся до настоящего времени. Правда, породы, образовавшие первичную кору Земли, затем были многократно переработаны. Поэтому расшифровка начальных этапов истории планеты встречает определенные трудности. Однако благодаря усилиям большого коллектива геологов трудности эти частью преодолены, и мы можем в общих чертах восстановить последовательность геологических процессов на планете и тем самым реконструировать физико-химические процессы, происходившие в то время.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД ЗЕМЛИ

Сейчас можно считать установленным, что наиболее древними геологическими образованиями, слагавшими первичную кору Земли, были базальтовые лавы, и в меньшей степени, ультраосновные интрузии. По химическому составу, включая и редкоземельные элементы, эти первичные базальты мало отличались от изливавшихся в последние 200 млн. лет толеитовых базальтов, распространенных как на континентах, так и на дне океанов. Судя по наиболее полным обнажениям (Алданский массив в Сибири, остров Мадагаскар), толщина этой первичной базальтовой коры достигала 15 км, а возмозжно и превышала названную цифру. В процессе отложения базальтов происходило их химическое разложение, благодаря чему в геологическом разрезе встречаются также кварциты, высокоглиноземистые породы, в его верхней половине широко распространены карбонаты, графитовые сланцы, породы с высоким содержанием фосфора, серы, железа и т.д. По этим признакам древнейшие породы легко расчленяются на ряд стра-

* Публикуется в дискуссионном порядке (Прим. редколлегии)

тиграфических комплексов. Л.И. Салоп [6], составивший наиболее полную сводку по древнейшим отложениям Земли, показал, что эти стратиграфические комплексы пород выдерживаются по всей планете, отражая определенную глобальную последовательность в изменении физико-химических условий того периода времени, названного [6] катархеем (другое - более распространенное название - ранний архей).

После своего образования древнейшие на Земле породы подвергались двум исключительно важным процессам. Первый из них - метаморфизм базальтов и других пород в условиях высоких температур и давления, превративший их в двупироксеновые и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, кварциты, мраморы. Давление, оказываемое на породы в процессе метаморфизма, составляло 7-10 килобар, а температура - 800-1000°C. Эти условия соответствуют гранулитовой фации метаморфизма. Показательно, что такой метаморфизм охватил первичные базальты Земли в приблизительно равной степени по всей планете и, следовательно, вызван он был какой-то общей глобальной причиной.

Породы первичной коры, метаморфизованные в гранулитовой фации, позже подверглись гранитизации, т.е. в них взамен прежних минералов стали образовываться новые, а именно: кварц, плагиоклаз, ортоклаз, слюда. Гранитизация - это процесс обогащения породы кремнеземом (SiO_2), натрием и калием. Причины гранитизации катархейских гранулитов до конца еще не выяснены, но сам факт не вызывает сомнений, ибо процесс этот проявился за геологическую историю Земли столь сильно, что первичные базальты сейчас в большинстве превращены в гранито-гнейсы.

Нет единого мнения в отношении возраста этих пород. Л.И. Салоп, выделивший катархейскую эру в качестве начального самостоятельного этапа в истории Земли, считал, что накопление базальтовых лав и сопутствующих им карбонатных и иных пород завершилось ко времени 4.0 млрд. лет, когда наступил выделенный им готхобский диастрофизм, сопровождавшийся внедрением тоналитовых гнейсов, мигматизацией и гранитизацией. Он же сформулировал и другой вывод: гранулитовому метаморфизму подвержены лишь катархейские (раннеархейские) породы. Более молодые отложения метаморфизованы заметно слабее. Это подтверждается, в частности, низким метаморфизмом пород Исуа в Гренландии, возраст которых 3.8 млрд. лет [1]. Низок метаморфизм и в породах Барбертона (Южная Африка) и в Западной Австралии, возраст которых 3.54 млрд. лет [2, 12, 13]. Следовательно, специфические условия, необходимые для общепланетарного проявления гранулитового метаморфизма, существовали на планете ранее, чем 3.8 млрд. лет назад. Недавно появились данные о том, что накопление базальтов и их метаморфизм в

гранулитовой фации завершились ко времени 4.0 млрд. лет. Так по цирконам из двух различных по составу гнейсов Акаста (амфиболит-тоналитового и лейкократового гранитного) из районов Невольничьего озера на северо-западе Канады получен возраст 3.96 млрд. лет [9]. Поскольку эта цифра отражает возраст гранитов, то вмещающие их гранулиты (по которым гранит образовался) должны быть еще более древними, т.е. 4 млрд. лет и более, что косвенно подтверждается находками переотложенных зерен циркона, возраст которых 4.1-4.3 млрд. лет, в Западной Австралии. Зерна найдены в кварцитах, накопившихся 3.3-3.6 млрд. лет назад. Но они попали туда в результате размыва более древних толщ, каковыми могли быть лишь катархейские гранулиты. Эрозия катархейских пород тогда еще только начиналась. Поэтому возраст 4.1-4.3 млрд. лет относится, по-видимому, к верхним частям разреза катархея. Нижние его горизонты должны иметь еще более древний возраст, приближающийся к возрасту образования Земли. Обнажающаяся на Алданском щите (Восточная Сибирь) в низах разреза катархея курумканская свита кварцитов отложилась, по-видимому, не более чем через 100 млн. лет после образования Земли как планеты.

Катархейские гранулиты после своего образования неоднократно подвергались гранитизации. Наиболее сильной была выделенная Л.И. Салопом [6] саамская эпоха диастрофизма (3.7-3.5 млрд. лет назад), когда гранулиты были частично переплавлены и гранитизированы. Процесс был настолько сильным, что нарушил изотопные отношения в минералах, чем и объясняется "омоложение", часто фиксируемое в этих породах.

СУЩЕСТВОВАНИЕ НА ЗЕМЛЕ ПЛОТНОЙ ПЕРВИЧНОЙ АТМОСФЕРЫ ДО ЭПОХИ 4.0 МЛРД. ЛЕТ

Информация, которая содержится в катархейских комплексах пород, проливает свет на ряд вопросов, возникших в связи с разработкой проблемы происхождения планет Солнечной системы. Первый вывод, который вытекает из анализа геологического разреза, это то, что с момента образования Земли и до эпохи 4.0 млрд. лет наша планета была покрыта плотной водородной атмосферой. Экспериментально установлено, что метаморфизм в гранулитовой фации протекал при давлении 7-10 килобар и температуре 800-950°C [14]. Мощность катархейских комплексов пород в наиболее полных разрезах достигает 15 км. Следовательно, в катархее Земля была повсеместно покрыта не менее чем 15 километровой толщей пород. В низах этой толщи литостатическое давление достигало 4-5 кбар. Между тем максимальное давление для наиболее глубоких гранулитов оценивается в 10 кбар. Разница составляет как минимум 5-6 килобар. И

именно эту величину дополнительного давления следует отнести за счет атмосферы.

Высказанное в геологической литературе мнение, что высокий метаморфизм, свойственный гранулитовой фации, вызван погружением пород на большие глубины, не подтверждается новейшими данными [5]. Гранулиты всегда находились на поверхности Земли. Это подкрепляется и тем, что они практически без размыва перекрываются слабо метаморфизованными отложениями зеленокаменных поясов [4].

По величине давления, оказываемого атмосферой на горные породы, оценивается ее масса. Первичная атмосфера имела массу не менее $2,5 \cdot 10^{25}$ г. Это в 50 раз больше массы современной атмосферы Венеры.

Полученный нами вывод согласуется с предложенной ранее моделью образования Земли ("модель Киото"), согласно которой часть водорода осталась в зоне Земли вплоть до эпохи ее образования [11]. По мнению этих исследователей, аккреция допланетного облака привела к образованию массивной ($\sim 10^{26}$ г) первичной атмосферы. Таким образом, оценки массы первичной атмосферы, полученные теоретически и по данным геологии, достаточно близки между собой.

ТЕМПЕРАТУРА НА ПОВЕРХНОСТИ РАННЕЙ ЗЕМЛИ

Геологические материалы позволяют несколькими независимыми методами определить температуру на контакте атмосфера-твердая Земля и заметить тенденцию ее изменения во времени. В.И. Шульдинер [8], основываясь на P-T-условиях гранулитового метаморфизма, оценил геотермический метаморфизм в катархейскую эру. На графике, где по горизонтальной оси отложена температура, а по вертикальной - давление (глубина), им нанесены имевшиеся определения температуры и давления при гранулитовом метаморфизме, полученные с помощью различных геотермометров и геобарометров (рис. 1). Точки сгруппировались в пределах одной полосы, характеризующей рост температуры с давлением (с глубиной). Наклон этой полосы и есть геотермический градиент. Он оказался неожиданно малым - всего $15-20^\circ\text{C}/\text{км}$, что близко к современному градиенту в тектонически стабильных зонах коры. Однако, имея примерно одинаковый наклон, катархейская и современная геотермы не совпадают: первая смещена относительно второй в высокотемпературную область приблизительно на 300°C (с точностью $\pm 100^\circ$). Такая температура на поверхности Земли, считал В.И. Шульдинер, могла существовать только при мощном коллекторе тепла - плотной, обеспечивающей сильный парниковый эффект, атмосферы.

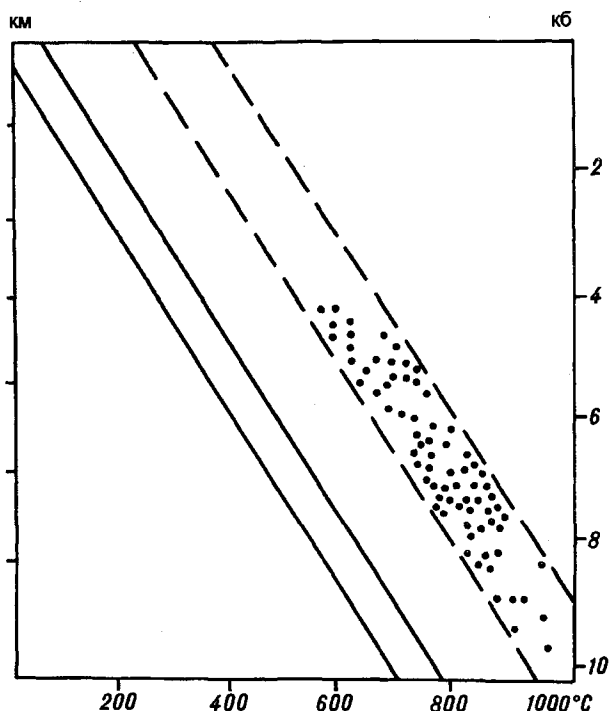


Рис. 1. Геотермический градиент в катархее по В.И. Шульдинеру (1985).

Точки - данные геотермобарометрии для различных пород гнейсо-гранулитовых комплексов, точки группируются в виде линейной зоны, определяющей положение катархейской геотермы.

Температура в 300°C у древней поверхности в катархейской эре получается у В.И. Шульдинера в том случае, если давление существовавшей тогда атмосферы относительно невелико (десятки-сотни бар). Если, как мы считаем, давление у земной поверхности достигало 5-6 кбар, то, согласно графику на рис. 1, температура на поверхности Земли составляла 600°C .

Отметим, что Р. Гаррелс и Ф. Маккензи [10] высказали гипотезу, согласно которой температура на поверхности ранней Земли достигала 600°C , а давление превышало 360 атм, из которых на долю воды приходило 300, углекислоты - 45, соляной кислоты - 10 атм., отмечая, что реактивность этой системы океан-атмосфера, по-видимому, была устрашающей.

Существует еще один независимый способ определения температуры на поверхности ранней Земли, предложенный А.П. Руденко и автором этих строк. Он основан на реконструкции физико-химических процессов, приведших к накоплению в катархее различных по химическому составу пород. Появление в верхней половине разреза катархей графитовых сланцев и карбонатов указывает на то, что основная реакция осаждения углекислоты и свободного углерода ($2\text{CO} \rightleftharpoons \text{CO}_2 + \text{C}$) сдвинулась вправо. А это могло

произойти лишь в том случае, если температура на контакте литосфера-атмосфера опустилась ниже 600°C . Следовательно, в начале катархея она была выше названной цифры, а к концу этой эпохи ниже нее.

Какова же была температура на Земле в самом начале катархейской эры, т.е. вскоре после образования Земли как планеты? Уровень метаморфизма всего разреза катархейских пород примерно одинаков. Из этого следует, что в начале катархейской эры температура на поверхности Земли не намного превышала 600°C . Она не могла быть выше 1000°C , так как тогда бы началось полное плавление катархейской коры, а этого не было. Наиболее вероятно, что в начале катархейской эры (т.е. через 50-100 млн. лет после образования Земли как планеты) температура на ее поверхности составляла $800 \pm 100^{\circ}\text{C}$. К концу катархея, т.е. непосредственно перед диссипацией атмосферы, температура планеты была ниже 600°C , но едва ли опустилась ниже 500°C .

Таким образом, геологические данные свидетельствуют, что Земля с момента своего образования была разогрета. Но "магматического океана" на планете никогда не было. Вследствие экранирования плотной атмосферой отдача тепла Землей происходила медленно и потому при разогретой Земле геотермический градиент был небольшим.

УСЛОВИЯ ДИССИПАЦИИ ПЕРВИЧНОЙ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Геологические данные указывают, что диссипация атмосферы произошла до эпохи 3.8 млрд. лет, ибо отложения серии Исуа в Западной Гренландии не несут следов сверхвысоких давления и температуры - они слабометаморфизованы (амфиболитовая фация низких давлений) и формировались в обстановке, когда вода уже находилась в жидкой фазе.

В качестве энергетической причины диссипации обычно называют солнечную энергию. Обратим

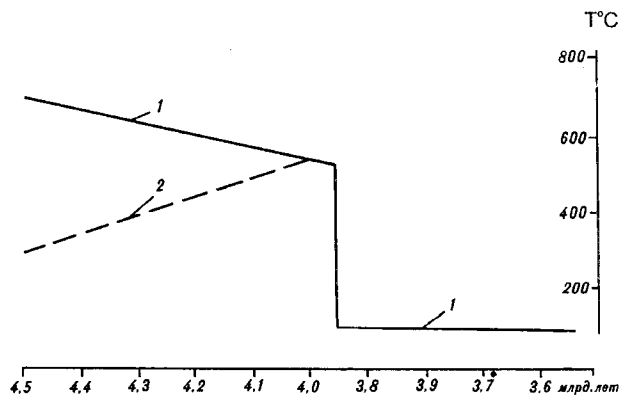


Рис. 2. Температура на поверхности планеты в первый миллиард лет ее истории (1) и средняя температура атмосферы (2).

внимание еще на два важных источника нагрева первичной атмосферы Земли: 1) тепло, отдаваемое самой планетой и 2) кинетическая энергия падавших на Землю тел. Наша интерпретация геологических данных приводит к тому, что температура на поверхности Земли вскоре после ее образования составляла $\sim 1100^{\circ}\text{K}$ (800°C) и в течение первых 500-600 млн. лет ее истории медленно понижалась (рис. 2). Это снижение температуры следует объяснять отдачей тепла Землей окружавшей ее атмосфере. Земля как печка в холодной комнате нагревала окружающий ее газ. Этот источник тепла был, по-видимому, главной причиной нагрева первичной атмосферы. Дополнительный импульс тепла атмосфера Земли получила в эпоху "лунного катаклизма", когда практически вся кинетическая энергия падавших тел перешла в тепло. Автор этих строк высказывает предположение, что шквал метеоритов в окрестностях Земли, имевший место 4.0 млрд. лет назад, послужил "спусковым крючком", ускорившим диссипацию земной атмосферы.

Условия диссипации первичной атмосферы Земли сформулированы Д. Джинсом [15]. Он показал, что для геологически быстрой (например, в течении 50 тыс. лет) диссипации атмосферы достаточно, чтобы средняя квадратичная скорость молекул газа достигала 25% от скорости ускользания, равной параболической скорости (для Земли 11,2 км/с). Минимальная температура у поверхности Земли 4.0 млрд. лет назад, дал дополнительный импульс тепла, а также вызвал перемешивание атмосферы и ускорил ее диссипацию.

Геологические данные не дают прямого ответа на вопрос о том, сколь длительным был период диссипации первичной атмосферы. Однако косвенные признаки указывают, что диссипация произошла катастрофически быстро. Об этом свидетельствует крайне низкое содержание нерадиогенных изотопов инертных газов в современной атмосфере Земли. Их всего 10^{-7} до 10^{-11} от их космической распространенности. Малое количество этих газов автор объясняет тем, что они, и в том числе и самый тяжелый из них, ксенон, были захвачены диссипирующей водородной атмосферой и унесены в космическое пространство, а это возможно лишь в том случае, если диссипация происходила быстро.

КАТАСТРОФИЧЕСКАЯ ДЕГАЗАЦИЯ ЗЕМЛИ И ФОРМИРОВАНИЕ ЕЕ ВТОРИЧНОЙ АТМОСФЕРЫ

Уход первичной атмосферы с Земли ~ 4.0 млрд. лет назад вызвал снижение давления в недрах планеты минимум на 5-6 килобар. Это резко стимулировало в недрах Земли два взаимосвязанных процесса: 1) увеличились и ранее существовавшие в верхах мантии зоны частичного плавления; 2) значительная часть летучих веществ, растворенных в магме, выде-

лилась в форме газа. В кровле зон плавления, расположенных в мантии, постепенно стала формироваться газовая "шапка". Преодолев сопротивление коры, газы в виде гигантских пузырей вырвались наружу. Свидетельствами таких прорывов газов через кору являются характерные для архейской тектоники концентрические складчатые овалы диаметром 20-200 км. Эти концентрические структуры характеризуются трубообразным строением, а к их центральным частям часто приурочены кимберлиты и другие мантийные породы, фиксирующие след выхода на поверхность планеты газового пузыря.

Формирование вторичной атмосферы Земли шло в результате поступления из недр H, CO, CO₂, CH₄, NH₃ и других газов, которые выделяются из мантии и сейчас. Рост давления вторичной атмосферы привел к тому, что создались P-T-условия при которых стала возможна конденсация воды. На Земле впервые за ее историю появилась жидкая вода.

Геологические материалы позволяют до некоторой степени реконструировать температуру и давление на поверхности планеты в эпоху конденсации гидросферы. Наиболее ранняя точка на шкале времени, для которой мы приблизительно знаем температуру, - это отложения серии Исуа (3.75 млрд. лет назад). Дж. Оскварек и Э. Перри [17] по отношению изотопов кислорода оценили температуру образования кремнистых пород этой серии. Температура находилась в интервале 90-150°C. Если взять среднее значение (120°C) и экстраполировать его в глубь времени, то к эпохе 3.9 млрд. лет (когда вероятнее всего завершилась конденсация воды) температура увеличилась не более, чем на 10-20°, не превышала 150°C. В этом случае давление атмосферы в эпоху конденсации воды составляло 5 бар. Возможно температура конденсации была ниже (120°C), в этом случае давление атмосферы составляло 2 бар.

Поскольку температура земной поверхности понижалась крайне медленно, а давление атмосферы также не могло быстро расти, эпоха конденсации гидросферы растянулась на миллионы лет.

ПОДВЕРГАЛАСЬ ЛИ ЗЕМЛЯ ИНТЕНСИВНОЙ БОМБАРДИРОВКЕ МЕТЕОРИТАМИ И АСТЕРОИДАМИ ПОСЛЕ СВОЕГО ОБРАЗОВАНИЯ?

Существует представление, что Земля возникла в результате столкновения крупных тел [3]. Основываясь на материалах, собранных на Луне, предполагается, что Земля в начале ее истории подвергалась бомбардировке как мелкими, так и крупными падающими телами. Дж.В. Смит [7] считает, что в период 4.5-4.0 млрд. лет на Землю упало 10³ - 10⁴ крупных тел радиусом от 10 до 100 км.

Однако данные геологии это не подтверждают. В разрезе катархея не обнаружены импактиты, хотя

эти породы известны на всех материках и достаточно хорошо изучены. Подчеркнем, что породы катархея различаются по составу (пироксеновые сланцы, кварциты, мраморы, графитовые сланцы, высокоглиноземистые породы и т.д.) и потому, несмотря на их высокий метаморфизм, импактные брекчии были бы легко диагностированы. Остается единственный вывод: в течение всего времени отложения катархейских пород (т.е. до эпохи 4.0 млрд. лет) крупные метеориты и астероиды не достигали поверхности планеты. Это может быть следствием двух причин: 1) крупных, падающих на Землю, тел вообще не было; 2) метеориты и астероиды полностью разрушались плотной атмосферой и потому не оставили на планете ударных кратеров и импактитов. Выше отмечалось, что характерные для архейской тектоники концентрические овалы автор рассматривает как следы газовых диапиров, но не как следы падения крупных метеоритов.

Наличие на ранней Земле плотной первичной атмосферы объясняет отсутствие в геологическом разрезе импактитов. Однако астероиды диаметром 15 км и более должны были бы пробить атмосферный слой и вызвать в коре ударные процессы. Значит, хотя бы изредка, импактиты должны были быть встречены. Однако этого не наблюдается. Поскольку площадь выходов на поверхность катархейских пород составляет не более 5% от площади Земли, нельзя исключать, что где-нибудь импактиты в катархейских породах существует.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Информацию, которую дает геология о происхождении и ранней эволюции Земли, целесообразно разделить на две части. В первую следует включить данные, непосредственно вытекающие из анализа геологического материала. Это вывод о существовании на ранней Земле первичной атмосферы и ее диссипации ~ 4.0 млрд. лет назад. Давление этой атмосферы достигало 5-6 кбар, а температура на контакте с земной корой ~ 600°C. Масса атмосферы, как минимум, 2.5 · 10²⁵ г.

Вторая часть информации - это косвенные данные, которые сейчас могут быть высказаны лишь в виде предположений. Анализ химического состава катархейских гранулитов свидетельствует, что первичные базальты, по которым гранулиты образовались, практически не отличались от современных. Это указывает на то, что верхняя мантия Земли, из которой выплавлялись базальты, по своему составу не изменилась за время, превышающее 4 млрд. лет. Неизменность верхней мантии косвенно свидетельствует и о неизменности нижней, а следовательно, и ядра. А этот довод - в пользу гетерогенной аккреции Земли. Отсутствие импактитов в геологическом разрезе катархея ставит под сомнение вывод об образовании Земли в результате столкновения крупных тел.

Образование Земли из тонкодисперсного материала, когда первоначально возникло железное ядро, затем нижняя мантия и, наконец, верхняя, больше соответствует геологическим данным.

Автор отдает себе отчет в том, что многие из высказанных здесь представлений нуждаются в расчетах и численных оценках. Это задача будущего.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллорд Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 188-201.
2. Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989.
3. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы: Происхождение и ранняя эволюция. М.: Наука, 1990.
4. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983.
5. Резанов И.А. Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1989. Т. 64, вып. 4. С. 104-113.
6. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982.
7. Смит Дж. В. Развитие системы Земля-Луна и выводы применительно к геологии ранней Земли // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 9-28.

8. Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов. Геология и геофизика. 1976, №2. С. 67-76.
9. Bowring S.A., Williams I.S., Compston W. 3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada // *Geology*. 1989. V. 17, №11.
10. Garrels R.M., Mackenzie F.T. Evolution of sedimentary rocks // Norton, Inc., New York, 1971.
11. Hayashi C., Nakazawa K., Mizuno H. Earth's melting due to the blanketing effect of the primordial dense atmosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 43. P. 22-28.
12. Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K. et al. Sm-Nd dating of Onverwacht Group volcanics, South Africa // *Nature*. 1979. V. 279, №5711.
13. Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K. et al. Sm-Nd dating of Talga-Talga Subgroup Warrooona group. Pilbara block, Western Australia // *Second Intern. Archean Symp. Extend. Abstr. Perth*. 1980.
14. Hensen B.J., Green D.H. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures // *Contribs Mineral. Petrol.* 1971. V.33, №4; 1972. V. 35, №4; 1973. V. 38, №2.
15. Jeans J. Astronomy and cosmogony. Cambridge Univ. press, 1929.
16. De Laeter J.R., Liby W.G., Trendell A.F. The older Precambrian geochronology of Western Australia // *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* 1981. V. 7. P. 145.
17. Oskwerek J., Perry E. Temperature limit of early Archean ocean from oxygen isotope variations in the Isua supracrustal sequence, West Greenland // *Nature*. 1977. V. 259, №5540.

*Институт истории естествознания и
техники Российской Академии наук*

г. Москва

*Поступила в редакцию
21 сентября 1994 г.*

Rezanov I.A.

On the Earth's origin and early evolution inferred from the geological data

Primordial hydrogen atmosphere with the mass of $2.5 \cdot 10^{25}$ g was blanketing the Earth before 4.0 billion years ago. After the Earth had been formed, its temperature at the atmosphere contact was about 1100°K. By the epoch of 4.0 billion years, it decreased to 800°K due to thermal dissipation of the atmosphere. With the primordial atmosphere gone away from the Earth the pressure in its bowels decreased 5-6 kb. The melting mantle area became wider and its intensive degazation began. The author considers the rounded gneiss domes characteristic of the Earth's ancient structures to be giant gas diapirs breaking from the mantle. Intensive bowels degazation resulted in the secondary hydrogen atmosphere formation.

А.А. Андреев, Г.С. Немченко

О ПРОИСХОЖДЕНИИ РАЗЛОМА ХОККАЙДО (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ КОТЛОВИНА ТИХОГО ОКЕАНА)

Разлом Хоккайдо - морфоструктура Северо-Западной котловины Тихого океана - по ориентации не принадлежит к известным здесь трансформным разломам.

Приводятся данные об аномальном магнитном поле, рельефе акустического фундамента, уточняющие геофизическую характеристику разлома. В поперечном сечении по данным ГСЗ разлом Хоккайдо имеет асимметричное строение. Выдвигается предположение, что образование рассматриваемого разлома возможно при изменении режима движения Тихоокеанской плиты.

Основной объем геолого-геофизических исследований в Тихом океане выполнен на Восточно-Тихоокеанском поднятии и в пределах характерных внутриокеанических структур. При этом земная кора обширных океанических пространств, представляющих на первый взгляд выравненные аккумулятивные равнины, характеризуется в основном лишь попутными геофизическими наблюдениями. Однако и в составе обширных абиссальных котловин океана есть свои морфоструктуры, изучение которых позволяет достичь лучшего понимания в вопросе о том, действительно ли эти абиссальные котловины являются тектонически пассивными, как это часто традиционно представляется.

Анализ батиметрических профилей и карт показывает существование в пределах весьма плоской аккумулятивной равнины дна Северо-Западной котловины Тихого океана линейных элементов рельефа (уступы, рвы, зоны дробленной поверхности), трактуемых как разломные зоны, которые соответствуют пассивным частям трансформных разломов северо-западного направления, намеченных ранее по гидромагнитным данным. Особняком в этом ряду стоит разлом Хоккайдо.

Разлом Хоккайдо намечен маршрутными примерными работами более четверти века назад. Он представляет собою систему рвов (трогов) с плоским днищем на глубине более 6200 м. Простираение отдельных трогов разлома Хоккайдо чаще всего северо-восточное и параллельно (или близко) простираению так называемой Японской системы линейных мезозойских магнитных аномалий. Наибольшее смещение этих трогов наблюдается по трансформному разлому Матуа. Вслед за Мамерикс и Шарман [6], разлом Хоккайдо стал рассматриваться как действовавший непродолжительное время (3 млн. лет) центр расширения (дивергентная граница плит) в позднем мелу, в конце так называемого спокойного периода магнитного поля прямой полярности.

Приводимый ниже материал свидетельствует, что система трогов разлома Хоккайдо обязана разрывам в земной коре в процессе ее неравномерного движения в направлении к Курило-Камчатскому желобу. В данной работе проанализированы данные батиметрии, магнитометрии, одноканального непрерывного сейсмического профилирования (НСП) в пределах обширного полигона 4° по широте и 10° по долготе на акватории Северо-Западной котловины Тихого океана. Выбор района, включающего значительную часть разлома Хоккайдо (рис. 1), определялся наличием собственных (ИМГиГ ДВО АН России) первичных материалов морских экспедиций.

На рис. 2 представлены профили гидромагнитных измерений, построенные компьютером на основе каталогов данных научно-исследовательских судов (ИМГиГ ДВО АН России). В пределах полигона располагается ряд трансформных разломов северо-западного направления, выделенных и охарактеризованных нами ранее на основе анализа гидромагнитных данных на акватории Северо-Западной котловины от Курило-Камчатского желоба до возвышенности Шатского [1].

На территории рассматриваемого полигона (из упомянутой Японской системы линейных аномалий мезозойского возраста) прослеживаются характерные аномалии CL (113 млн. лет) и аномалии M1, M2, M3. Простираение показанных на полигоне аномалий M1, M2, M3 соответствует простираению других, картируемых юго-восточнее (более древних по возрасту) аномалий Японской системы. При этом простираение аномалий CL заметно отличается от других линейных аномалий, но отдельные звенья аномалии CL, так же как и другие аномалии мезозойского возраста, заключены между трансформными разломами.

Рельеф поверхности акустического фундамента (рис. 2Б) построен по данным тех же профилей, которые показаны на рис. 2А. Как в рельефе дна, так и по поверхности акустического фундамента хорошо выделяются отдельные звенья разлома Хоккайдо. Со-

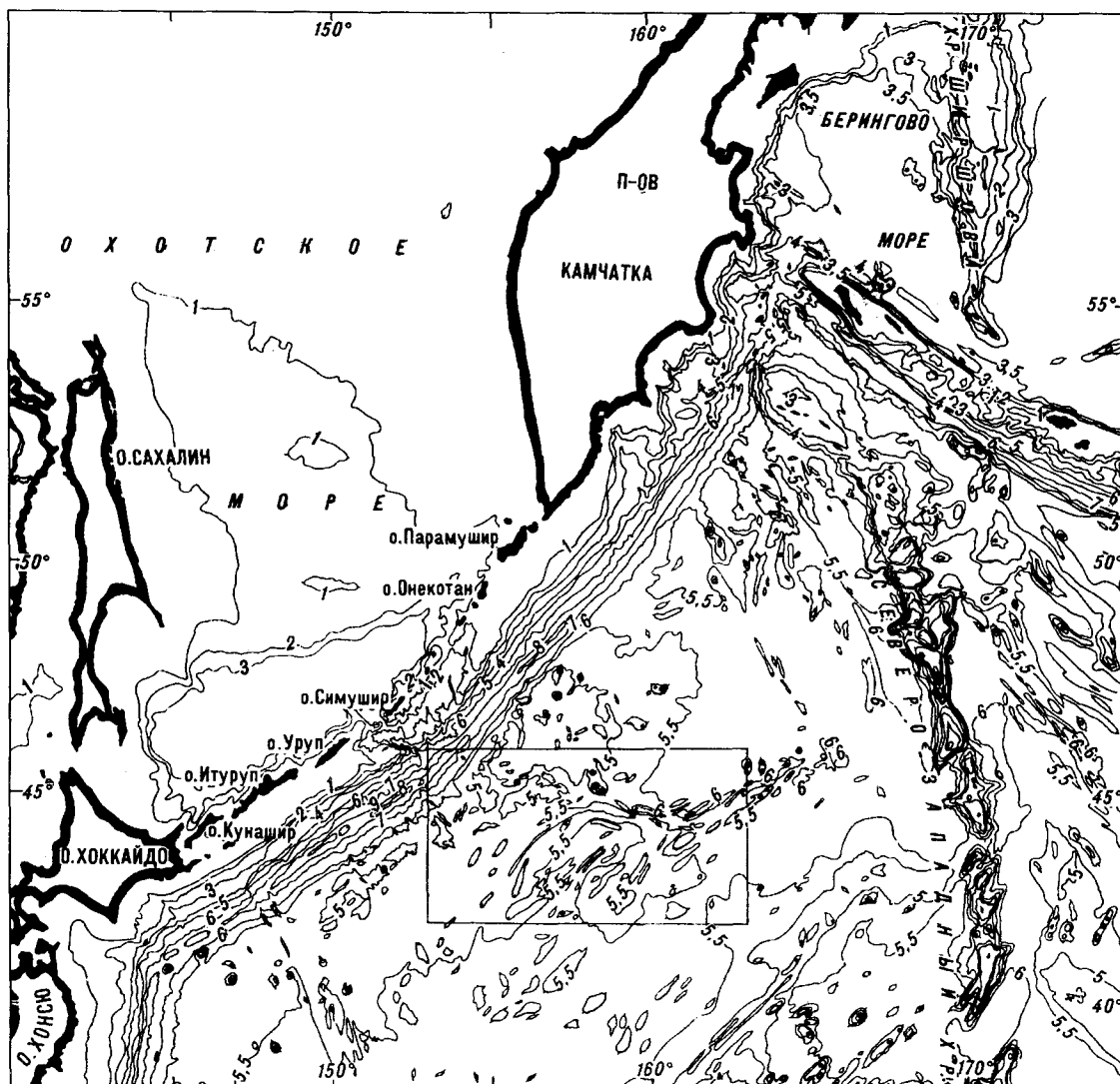


Рис. 1. Рельеф Северо-Западной котловины Тихого океана.

Подписи изобат в км. Прямоугольник на карте - положение рассматриваемого полигона.

поставление в плане трогов разлома и данных магнитометрии показывает, что нет зависимости между дифференциацией магнитного поля и положением рассматриваемого разлома. Это обстоятельство свидетельствует о том, что образование трогов разлома не сопровождалось заметной продолжительной магматической деятельностью. Это первое важное замечание, которое нами будет использовано в дальнейшем.

Одно из звеньев разлома Хоккайдо пересекается профилем ГСЗ. От других известных профилей ГСЗ, характеризующих строение Северо-Западной котловины Тихого океана, этот профиль 24, отработанный в 1964 г, отличается до сих пор непревзойденной наибольшей плотностью сейсмических наблюдений, что дает возможность осветить строение

земной коры на полигоне с хорошей детальностью [2].

Профиль 24 был заложен задолго до того, как пространственные особенности внутренней структуры Северо-Западной котловины стали систематически изучаться другими геофизическими методами. Для нас в данном случае явилось удачным то обстоятельство, что профиль 24 пересекает одно из звеньев интересующего нас разлома. Единственный разлом земной коры на профиле 24, смещающий все слои, включая поверхность М, в пространстве соответствует положению разлома Хоккайдо. Из рис. 3 ясно видно, что структура земной коры по обе стороны от разлома не обнаруживает признаков симметрии, что позволило бы отнести его к типу отмерших центров кратковременного спрединга, согласно известной ин-

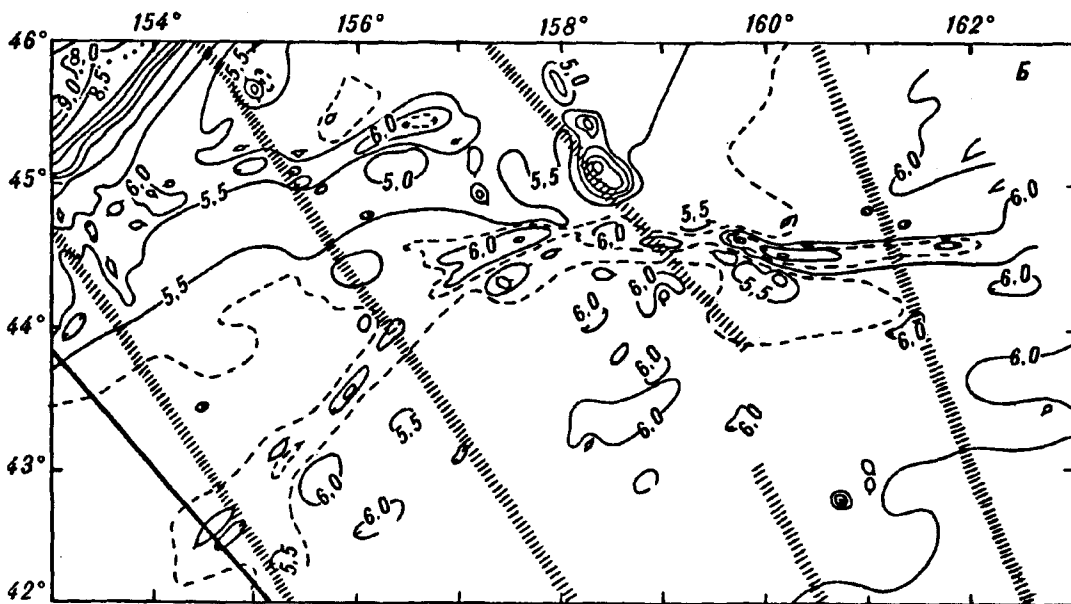
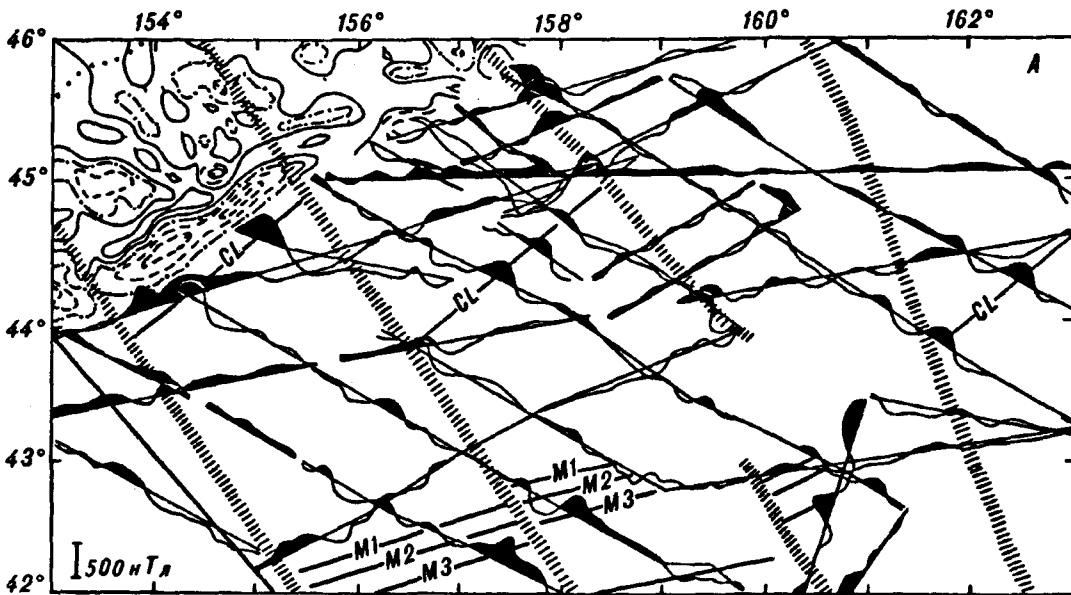


Рис. 2. Геофизические данные на полигоне.

А. Гидромагнитные данные. Изолинии аномального магнитного поля проведены на месте площадных измерений, на остальной акватории - графики аномального поля вдоль галсов профилей.

Б. Рельеф акустического фундамента. Изолинии проведены через 0,5 км. В районе разлома Хоккайдо проведено несколько промежуточных изолиний с целью наглядности.

1. График аномального магнитного поля вдоль профилей.

2. Индекс стратифицированных магнитных аномалий мезозойского возраста.

3. Изолинии аномального магнитного поля. Сплошные - положительные, штрих-пунктирная - нулевая, штриховые - отрицательные.

4. Ось Курило-Камчатского желоба.

5. Изолинии кровли поверхности акустического фундамента.

6. Трансформные разломы.

7. Профиль ГСЗ 24.

терпретации [6]. Можно предполагать, что и другие звенья разлома Хоккайдо также характеризуются подобным строением по аналогии с рассмотренным сечением одного звена.

Таким образом, заметная структура земной коры Северо-Западной котловины - разлом Хоккайдо - не вносит заметных возмущений в магнитное поле, но, в то же время, нарушает слоистую структуру

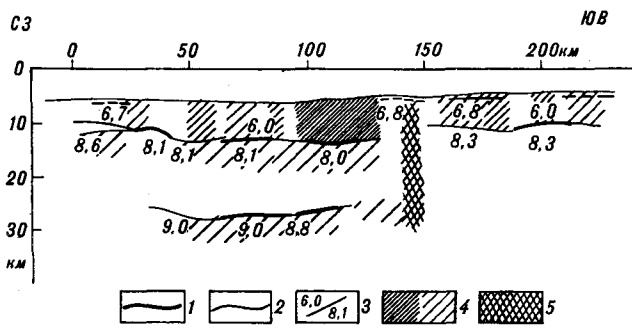


Рис. 3. Разрез земной коры по профилю ГСЗ 24 [2].

1 - скоростные границы, построенные по встречным годографам; 2 - скоростные границы, построенные по односторонним годографам; 3 - скорости: средние (вверху) и граничные (внизу), определенные по встречам годографам либо принятые по одиночным годографам; 4 - градиенты скоростей. Густота штриховки качественно отражает величину градиента скорости (1/км) в диапазоне от 0,05 до 0,001 и менее; 5 - зона разлома.

земной коры на всю ее мощность. Этот интересный феномен безусловно требует объяснений, т.к. не встречается на бортах срединно-океанических хребтов современных дивергентных границах литосферных плит. Поэтому, принимая основные положения тектоники плит, образование структур, подобных разлому Хоккайдо, должно быть связано с некоторыми региональными особенностями динамики движения Северо-Западной плиты. Прежде чем развить это предположение, сделаем несколько общих замечаний.

Разница реологических свойств отдельных горизонтов, являющихся подразделениями второго и третьего слоев земной коры океана, как оказывается, имеет важное геодинамическое значение. Если даже в земной коре отлична от нуля лишь вертикальная деформация (проседание), то уже из классической теории упругости следует, что вертикальное (σ_z) и горизонтальное (σ_x) напряжения соотносятся между собой таким образом: $\sigma_x/\sigma_z = 1 - 2\gamma$, где γ - отношение скоростей поперечной и продольных сейсмических волн. Следовательно, на границах слоев, отличающихся по физическим свойствам, изначально существуют скальвающие напряжения, поскольку величина γ для смежных слоев разная. Такие скальвающие напряжения могут лишь усиливаться при наличии дополнительной горизонтальной составляющей напряжения, существование которой следует из постулатов тектоники плит. Следовательно, можно предполагать, что длительное действие внешнего горизонтального напряжения через механизм необратимых деформаций в конечном итоге должно приводить к дисгармонии между слоями земной коры.

Современные результаты изучения земной коры сейсмическим методом МОГТ в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах [3] показывают, что спокойное залегание осадков на ровной, недеформи-

рованной поверхности фундамента встречается в океанах ненамного чаще, чем картина послойных срывов в осадочной толще и (или) чешуйчатого строения фундамента. При этом часто оказывается, что отдельные чешуи надвинуты друг на друга. Подобная чешуйчатость структуры коры возникает уже на ранних стадиях эволюции земной коры, поскольку по сейсмическим данным наблюдается вблизи осевых частей срединно-океанических хребтов и хорошо объясняет результаты драгирования в глубоких врезках трансформных разломов [4]. Обобщая такие примеры, можно полагать, что структура земной коры образуется в результате внутрикоровых движений, диссипирующих подкачиваемую из вне энергию, а конкретный вид структуры определяется особенностями первоначального реологического расслоения. С учетом сказанного стоит заметить, что представление о преобладающем ненарушенном спокойном залегании слоев земной коры в океане скорее дань традиции, основанной на первых результатах сейсмических зондирований: регистрация преломленных волн с редким расположением и пунктов взрыва, и пунктов приема сейсмических волн.

Интересно, что, пользуясь даже не слишком изощренной методикой сейсмических наблюдений отраженных волн (стандартная модификация НСП), удастся в рассматриваемом районе Северо-Западной котловины Тихого океана уловить зафиксированные в структуре коры свидетельства горизонтальных движений отдельных тектонических пластин фундамента. Это, в частности, выражается в наличии большого количества наклонных отражающих площадок ниже поверхности акустического фундамента на валу Хоккайдо на траверсе о. Итуруп на профилях НСП [5]. На океаническом склоне Курило-Камчатского желоба на ряде профилей, секущих желоб, замечено, что породы, слагающие акустический фундамент, образуют своеобразные чешуи с общим падением на северо-восток в сторону желоба под углом до 30° - 35° . Вероятно, по мнению авторов [5], что нижележащая поверхность М, так же как и акустический фундамент, имеет сложное строение и разбита на чешуи (пакеты чешуй). Об этом косвенно свидетельствует и то, что отражения от поверхности М не наблюдаются на профилях МОВ, перпендикулярных к желобу.

Если образование чешуй в консолидированной земной коре на валу Хоккайдо можно еще отнести за счет реакции литосферы на изгиб перед Курило-Камчатским желобом, то наклонные отражающие площадки в земной коре Северо-Западной котловины, полученные вне вала Хоккайдо [8], очевидно уже не могут иметь подобного объяснения.

Заметим, что до сих пор в геофизической литературе отсутствовала содержательная трактовка скоростных неоднородностей в консолидированной земной коре на профиле 24 в каком-либо региональном тектоническом контексте. В свете приведенных

выше данных, отдельные скоростные неоднородности на профиле ГСЗ 24 можно, вероятно, интерпретировать как пакеты чешуй в основании земной коры.

Если судить по имеющимся данным для Северо-Западной плиты, усложнение структуры земной коры происходит непрерывно (быть может периодически). В самом деле, на региональных профилях МОВ, пересекающих Северо-Западную котловину, можно выделить несколько участков с разным стилем деформации осадочного чехла [1]. Интересно, что границы участков с разным стилем тектонических деформаций совпадают с трансформными разломами. Следовательно, трансформные разломы, заложение которых относится к раннему мелу, с момента их образования задают региональный структурный каркас, предопределяющий границы смены типов дислокаций осадочного чехла.

В соответствии с геоисторической интерпретацией Японской системы линейных магнитных аномалий, согласно известным моделям [6, 7] за меловой период активный хребет, разделяющий плиты Пасифик и Изнаги, двигаясь в северо-западном направлении, успел полностью субдуцироваться в Курило-Камчатском желобе, и тем самым плита Изнаги прекратила свое существование. Именно поэтому в современную эпоху мы наблюдаем лишь односторонние линейные магнитные аномалии мезозойского возраста. В настоящее время, согласно современной кинематике плит, в Курило-Камчатском желобе субдуцируется уже та часть плиты Пасифик, которая в меловую эпоху представляла юго-восточный борт ныне исчезнувшего хребта.

Если допустить, что во время функционирования хребта, разделяющего плиты Изнаги и Пасифик, наряду с хребтом дрейф испытывали также и сами плиты, то это движение совершалось со скоростью не более 4-5 см в год. Эта оценка следует из стандартного расчета скорости спрединга, основанного на измерении расстояний между идентифицированными по возрасту линейными магнитными аномалиями Японской системы [7]. В настоящее вре-

мя скорость движения Северо-Западной плиты оценивается в 9-10 см в год.

В такой ситуации значительного изменения скорости движения (и стало быть вектора напряжения), вероятно, и произошел разрыв верхней части земной коры, который привел в конечном счете к образованию трога Хоккайдо. Такая модель образования разлома-трога Хоккайдо не предполагает появления и быстрого исчезновения побочных осей спрединга.

Интересно, что подобная геодинамическая ситуация характерна также для части плиты Пасифик, субдуцирующей в настоящее время под Алеутский желоб. Здесь в сходной геодинамической обстановке образовался трог-разлом Чинук, который Мамерикс и Шарман [6] также считают кратковременно действующим центром расширения. В свете вышесказанного можно предполагать, что разломы Чинук и Хоккайдо имеют однотипное происхождение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А.А., Воробьев В.М., Патрикеев В.Н., Рагозин Н.А. Магнитные аномалии и деформации в Северо-Западной котловине Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1988. №5. С. 109-112.
2. Зверев С.М., Капустян Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М.: Наука, 1980.
3. Пилипенко А.И. Тектоническая расчлененность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. №1. С. 49-61.
4. Пуцаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницин Ю.Н. и др. Новые данные о строении и вещественном составе пород районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной (Экваториальная Атлантика) // Докл. РАН. 1993. Т. 329. №1. С. 75-79.
5. Строение дна Охотского моря. - М.: Наука, 1981.
6. Mammerickx J., Sharman G.F. Tectonic Evolution of the North Pacific During the Cretaceous Quiet Period // J. Geophys. Res. 1988. V. 93, №84. P. 3009-3024.
7. Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Mesozoic magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history of the north-western Pacific // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, №B11. P. 15437-15462.
8. Patrikeyev V.N., Gribidenko H.S., Nemchenko G. "Normal" oceanic crust structure of the North-West Pacific plate according to MCS Data // L.P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Moscow. Nov. 17-20, 1993. Programme and Abstracts.

Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук

г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
28 июля 1994 г.

Andreev A.A., Nemchenko G.S.

On the Hokkaido fault origin (The Pacific Northwestern basin)

The Hokkaido fault, the Pacific northwestern basin morphostructure, does not belong to known here transform in its orientation.

Data on the anomalous magnetic field, acoustic relief specifying the geophysical characteristics of the fault are presented. On the basis of the deep seismic sounding data, the Hokkaido fault is of asymmetric structure in its cross section. The possibility of the fault formation is suggested as related to the alteration of the Pacific plate movement regime.

О.В. Авченко, И.И. Фатьянов

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МНОГОВЕРШИННОЕ

На основании изучения изотопного состава углерода и кислорода карбонатов золото-серебряного месторождения Многовершинное произведена оценка состава минералообразующего флюида по величине $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW). Для более эродированной зоны Главной $\delta^{18}\text{O}$ флюида равно -2% , менее эродированной Промежуточной $+8.4\%$. Особенности изотопного состава карбонатов указывают на метеорный источник гидротерм и решающую роль изотопного обмена между флюидом и вмещающими горными породами в формировании изотопного состава флюида.

Золото-серебряное месторождение Многовершинное расположено в Нижнем Приамурье на северном окончании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Рудное поле приурочено к мел-палеогеновой вулканической постройке, представляющей собой ассиметричную грабенообразную депрессию, выполненную эффузивно-пирокластическими образованиями преимущественно среднего состава (рис. 1). Вулканоструктура с севера ограничена крупным широтным разломом, с востока и юга - системами нарушений, проходящих вдоль эндо- и экзоконтакта с крупным позднемеловым-палеогеновым гранитоидным массивом. Фундамент вулканической постройки сложен верхнеюрскими-нижнемеловыми песчано-алевритовыми отложениями, смятыми в ли-

нейные складки северо-восточного простирания. Тектонические нарушения в рудном поле имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное направление. Они разбивают рудное поле на ряд блоков, ступенчато погружающихся в северо-западном направлении. Юго-восточные блоки более приподняты и эродированы, чем северо-западные, в связи с чем в юго-восточных блоках широко распространены породы фундамента, а в вулканогенных образованиях развита биотит-эпидот-альбитовая фация пропилитов. Северо-западные блоки, являясь более опущенными и менее эродированными, чем юго-восточные, сложены, в основном, эффузивно-пирокластическими образованиями, пропилитизированными в условиях безбиотитовой серицит-хлорит-эпидот-альбитовой фации.

Северо-восточные нарушения являются основными рудо локализирующими структурами месторождения. Они представлены крутопадающими и весьма протяженными (до 10-12 км) жильно-метасоматическими зонами мощностью 10-100 м, прослеживающимися как в породах вулканической постройки, так и в породах ее фундамента. Зоны сложены кварцевыми метасоматитами, содержащими в переменных количествах адуляр, серицит, карбонаты и хлорит. Со стадией высокотемпературного железо-марганцевого метасоматоза связано развитие в зонах скарноподобных ассоциаций, состоящих из родонита, бустамита, волластонита, диопсида, андрадит-гроссулярового граната, магнетита и карбонатов. Рудная минерализация представлена сульфидами (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит), сульфосолями (блеклые руды, пирсеит-полибазит), теллуридами (гессит, петцит, алтаит) и самородным золотом.

Золото-серебряная минерализация сосредоточена, главным образом, в двух зонах - Главной и Промежуточной, эродированных в различной степени в соответствии с их положением в ступенчато-блоковой структуре рудного поля. Главная зона харак-

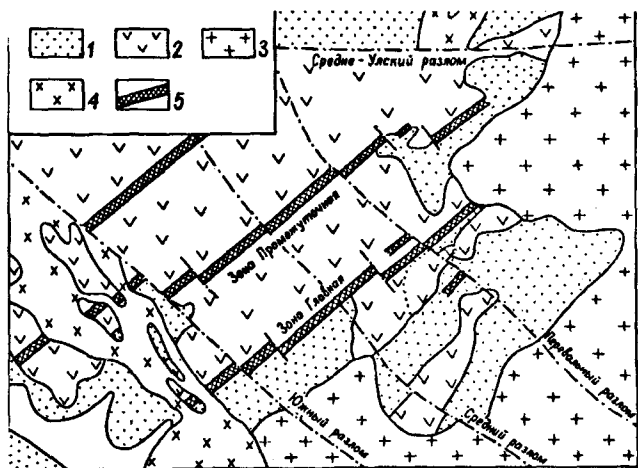


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения.

1 - верхнеюрские песчано-алевритовые осадки фундамента; 2 - субвулканические и эффузивно-пирокластические образования мел-палеогеновой вулканической постройки; 3 - гранитоиды палеогенового Бекчи-Улского массива; 4 - гранодиорит-порфиры палеогенового субинтрузивного тела; 5 - оруденелые жильно-метасоматические зоны.

теризует нижние и средние, а Промежуточная - средние и верхние уровни глубинности формирования оруденения.

Образцы карбонатов, кальцита и доломита, отобраны из Главной и Промежуточной зон. С ними обычно ассоциируют сульфиды, хлорит, серицит, иногда они отмечаются вместе с магнетитом, гранатом, волластонитом и бустамитом (табл.). Температуры образования карбонатов оцениваются по данным гомогенизации включений в 250-300°C.

Изучение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах месторождения производилось А.В. Игнатьевым на масс-спектрометре МИ-1201В в лаборатории ДВГИ ДВО РАН по методике [5]. Точность измерения на 95%-ном доверительном уровне составляла +0.1%. Результаты измерения привязаны к международным стандартам PDB и SMOW.

Сравнение полученных данных с опубликованными в литературе показывает (рис. 2), что по изотопному составу карбонаты Многовершинного месторождения резко отличаются от гидротермаль-

Таблица

Изотопный состав карбонатов Главной и Промежуточной зон золото-серебряного месторождения Многовершинное

Зона	Номер образца	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	Рудное тело, номер штольни, минералы в ассоциации с карбонатом
Главная	0-992	-0.6	-0.3	Оленье, №2
	0-789г	+0.1	-5.1	Центральное, №1, пирит
	0-900	+0.5	-1.0	Центральное, №3, хлорит
	0-773	+2.0	-3.2	Верхнее, №2
	0-813	+2.3	-3.7	Верхнее, №2
	0-601г	+2.4	-4.9	Верхнее, №4, сульфиды
	0-300г	+2.5	-7.0	Верхнее, №4, сульфиды
	0-756	+3.0	-5.2	Центральное, №1, хлорит
	0-602г	+3.3	-4.6	Верхнее, №4, сульфиды
	0-1174	+3.4	-5.6	Верхнее, №4, магнетит, гранат
	0-993	+6.4	-5.3	Верхнее, №4, серицит
Среднее		+2.3	-4.7	
Промежуточная	0-1854	-5.1	-6.4	Северное, №35
	0-1451	-3.8	-5.6	Северное, №35, гранат
	0-847	-3.6	-5.0	Промежуточное, №11, волластонит, бустамит
	0-1568А	-2.9	-5.1	Северное, №35
	0-1827	-2.3	-6.7	Северное, №11, сульфиды
	0-1900-2	-2.3	-4.1	Северное, №11, хлорит
	0-846	-1.4	-5.4	Промежуточное, №11, волластонит, бустамит
	0-1763	-1.1	-5.3	Промежуточное, №22, сульфиды
	0-845	-0.7	-6.8	Промежуточное, №11, волластонит, бустамит
	0-991	-0.6	-6.0	Промежуточное, №8, хлорит
	0-1326	+0.1	-5.4	Валунистое, №22, сульфиды
	0-1462	+1.6	-6.3	Промежуточное, №11, волластонит, бустамит
	0-1363	+2.3	-3.8	Фланговое, №14
	0-873	+4.6	-6.2	Промежуточное, №8
Среднее		-1.1	-5.6	

Примечание. 0-773 и 0-813 - доломит, остальные образцы - кальцит.

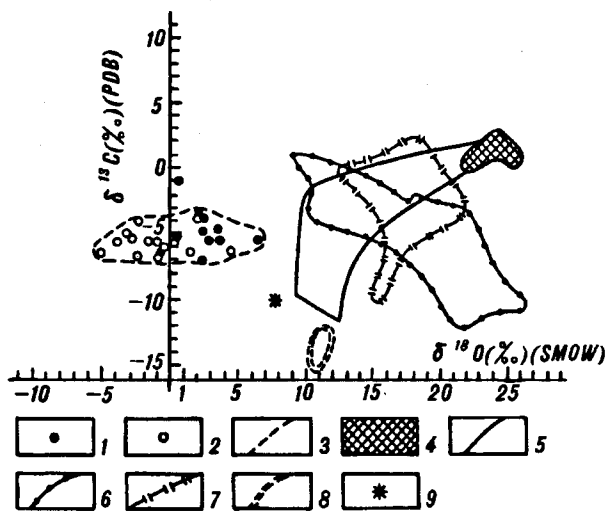


Рис. 2. Соотношение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах из разных районов.

1-2 - карбонаты Многовершинного месторождения: 1 - Главная зона, 2 - Промежуточная зона; 3-8 - поля изотопных составов: 3, 6-8 - гидротермальных карбонатов: 3 - Многовершинного золото-серебряного и 6 - Дашкесанского сульфидно-магнетитового [1] месторождений, 7 - сурьмяно-ртутных полей Донбасса [2], 8 - Печенгского медно-никелевого месторождения [3]; 4 - девонских известняков (Центральные Пиренеи); 5 - связанных с ними скарнов [6]; 9 - состав магматогенного флюида [6].

ных кальцитов железорудного Дашкесанского и медно-никелевого Печенгского месторождений, сурьмяно-ртутных проявлений Донбасса, а также от девонских известняков и кальцитов из скарнов Центральных Пиренеев. Это указывает на специфику гидротермального флюида, сформировавшего изученные карбонаты, и позволяет утверждать, что поступления CO_2 из каких-либо еще карбонатных пород региона не происходило.

Из таблицы и рис. 2 видно также, что карбонаты из более эродированной Главной зоны отличаются от кальцитов Промежуточной зоны повышенным содержанием величины $\delta^{18}\text{O}$. Значительных вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в исследованных образцах не отмечается.

Вопрос о генезисе флюида, сформировавшего карбонаты Многовершинного месторождения, и причинах обогащения карбонатов Главной зоны тяжелым изотопом кислорода решается достаточно однозначно. Напомним, что флюиды магматического генезиса имеют $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) преимущественно от +5 до +7‰, метаморфогенные флюиды обычно характеризуются интервалом этой величины от +5 до +20‰, а флюиды, в составе которых преобладают атмосферные воды, по кислороду изотопно самые легкие - $\delta^{18}\text{O} < 0\%$ [7]. По зависимости Фридмана и О'Нила [4] можно рассчитать состав воды, равновесной с кальцитом при данной температуре: $1000 \ln \alpha_{\text{K}}^{\text{K}} = 2.78 (10^6 \cdot T^{-2}) - 2.89$, где T в °К, $\alpha_{\text{K}}^{\text{K}}$ - коэффициент фрак-

ционирования между кальцитом и водой, причем $1000 \ln \alpha_{\text{K}}^{\text{K}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{K}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{B}} = \Delta$. Отсюда для $T = 350^\circ\text{C}$ величина $\Delta = 4.3$, а для $T = 250^\circ\text{C}$ величина $\Delta = 7.3$. Поскольку $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов Главной зоны равна в среднем +2.3‰, а Промежуточной - -1.1‰ (см. таблицу), то флюид, равновесный с карбонатами, будет иметь величину $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW), равную -2‰ и -8.4‰ соответственно. Таким образом, можно уверенно утверждать, что источником флюида, сформировавшего карбонаты Многовершинного месторождения, являются воды метеорного происхождения.

Вместе с тем в настоящее время хорошо доказан факт увеличения величины $\delta^{18}\text{O}$ метеорных флюидов ("сдвиг" изотопного состава кислорода) при взаимодействии их с горными породами [4]. При изотопном обмене метеорных флюидов с породами изотопный состав водорода остается практически без изменения, благодаря чему и доказываются их метеорный генезис. Степень "сдвига" изотопного состава кислорода зависит, в общем случае, от начальных изотопных составов метеорных вод и горных пород, температуры и относительных количеств флюидов и горных пород, вступивших во взаимодействие. Именно вследствие взаимодействия геотермальных флюидов с породами эти флюиды имеют в среднем $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) $> +1\%$ (рис. 3), хотя их метеорный генезис вполне доказан благодаря водородным меткам. Поэтому при прочих равных условиях атмосферные воды, проникшие с поверхности на большую глубину, будут в большей степени обогащены тяжелым изотопом кислорода, чем воды, просочившиеся с поверхности на меньшую глубину и вступившие во взаимодействие с относительно меньшим объемом горных пород. С этой точки зрения флюиды, сформировавшие более глубокие (и высокотемпературные) карбонаты Главной зоны, должны иметь и более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, чем флюиды Промежуточной зоны, что и показывают вышеприведенные расчеты.

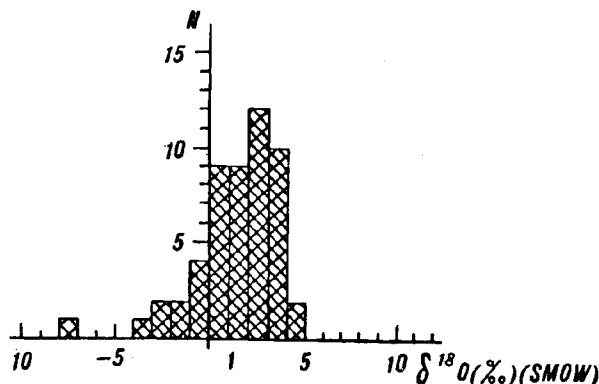


Рис. 3. Гистограмма значений $\delta^{18}\text{O}$ в метеорно-гидротермальных палеосистемах. Составлена по данным Р.Е. Крисса и Х.П. Тейлора [7].

Кроме того, в рассматриваемом случае взаимодействие между флюидами и горными породами осуществлялось, вероятно, при слабых колебаниях величин фугитивности кислорода и рН, что объясняет незначительные вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов месторождения (см. таблицу, рис. 2). Последнее обстоятельство в свою очередь косвенным образом указывает на отсутствие смешения минералообразующих гидротерм с магматогенными флюидами.

Таким образом, особенности изотопного состава карбонатов Многовершинного месторождения хорошо объясняются метеорной природой минералообразующего флюида, не имевшего, скорее всего, связи с магматической камерой. Это позволяет высказать предположение, что по крайней мере часть рудного вещества могла поступить во флюид из вмещающих месторождение вулканогенных пород в процессе их пропилитизации.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по гранту 94-05-16466.

Дальневосточный Геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Владивосток

Поступила в редакцию
7 июля 1994 г.

Avchenko O.V., Fatyanov I.I.

Isotope composition of carbon and oxygen of hydrothermal carbonates from Mnogovershinnoye gold-silver deposit

The study of carbon and oxygen isotope composition of carbonates from Mnogovershinnoye gold-silver deposit allowed estimation of the mineral-forming fluid composition from $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) value. For the most eroded Main zone $\delta^{18}\text{O}$ of fluid is -2‰ and for less eroded Intermediate zone it is -8.4‰ . Specific features of carbonate isotope composition indicate a meteoric source of hydrotherms and crucial role of isotope exchange between fluid and enclosing rocks in the formation of the fluid isotope composition.

1. Борщевский Ю.А., Григорьев А.В., Медведевская Н.И. Изотопные особенности кальцитов из сульфидно-магнетитовых руд Дашкесанского месторождения. // Литология и полезные ископаемые. №1. 1991. С. 122-125.
2. Горовой А.Ф., Луговая И.П. Закономерности распределения изотопного состава кислорода и углерода в гидротермальных карбонатах и кварце рудных полей Донбасса. // Минералогический журнал. Т. 9. №3. 1987. С. 65-73.
3. Егоров Д.Г., Абзалов М.З., Юхалин П.В. Генетическая интерпретация изотопного состава углерода и кислорода гидротермальных кальцитов Печенгского рудного поля. // Геология рудных месторождений. Т. 33. №1. 1991. С. 101-105.
4. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
5. Ignatiev A.V. and Borovik L.V. Automated equipment for determining C, N, O, S isotopic composition and techniques of sample preparation // Proceeding, Part 2, Fifth working Meeting-Isotopes in Nature. Leipzig, Germany, 1990, pp. 853-862.
6. Soler A., Delgado J., Cardellach E., Ayora C. Fluid-rock interaction in skarns from La Cerdanya, Central Pyrenees, Spain: Evidence from carbon and oxygen isotopes // In: Water-rock interaction, Vol. 2, 1992, pp. 1547-1551.
7. Valley J.W., Taylor H.P., O'Neil J.J.R. - Editors. Stable isotopes in high temperature geological processes // Reviews in mineralogy. Vol. 16. 1986, 570 p.

О.А. Мельников, В.Н. Шилов

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАННЕМИОЦЕНОВОМ ВУЛКАНИЗМЕ
НА ЮЖНОМ САХАЛИНЕ

По данным геохимического анализа в раннемиоценовой вулканической формации Лютогской депрессии на Южном Сахалине выделены три фации - вулканомиктовая, силловая и жерловая. Образования жерловой фации представлены очень близкими по химическому составу пироксеновыми андезитами. Преобладают андезиты и в телах силловой фации при меньшем распространении базальтов и андезибазальтов. В вулканомиктовой фации примерно в равном соотношении встречаются андезиты и базальты и менее распространены андезибазальты. По химическому составу рассматриваемые породы относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям, в основном к переходной между ними части, отличаясь несколько пониженным содержанием глинозема, кальция и калия. В геодинамическом отношении породы формации близки к породам юных или уже достаточно зрелых островных дуг.

Первые специальные исследования по кайнозойскому вулканизму Сахалина были проведены одним из авторов [4, 5] более тридцати лет назад. Именно тогда были выделены три фазы кайнозойского вулканизма, продукты деятельности которых располагались в аракайской, чеховской и верхне-маруямской-орловской свитах и их аналогах. По возрасту они, соответственно, считались раннемиоценовой, среднемиоценовой и позднемиоцено-плиоценовой. В связи с последующим пересмотром палеонтологами возраста аракайской свиты время проявления первой фазы кайнозойского вулканизма на Сахалине теперь считается палеогеновым.

В данной статье рассматриваются нижнемиоценовые вулканы Южного Сахалина, входящие в состав холмской свиты и вместе с ней имеющие раннемиоценовый возраст. От продуктов вулканизма первой и второй фаз кайнозойского вулканизма они отделены мощными толщами нормально-осадочных морских отложений, разобщены в пространственном отношении и значительно уступают им в своем объеме. Первые сведения о достаточно широком распространении вулканогенных образований в составе нижнемиоценовых осадков (холмская свита) Южного Сахалина были приведены другим автором двадцать лет назад [1], где они были описаны в качестве отдельного вулканогенного маркирующего горизонта, а позднее выделены в самостоятельную вулканическую формацию [3]. Однако до сих пор в литературе отсутствуют сведения о фациальных особенностях, петрографическом и петрохимическом составе вулканитов раннего миоцена в рассматриваемом регионе. Нами предпринята попытка восполнить этот пробел.

В настоящее время известны два главных участка распространения раннемиоценовых вулканогенных образований на Южном Сахалине. Это район

Лютогской депрессии и бассейн р. Лесной в Макаровском районе [2]. Наиболее изученным является первый район и последующие материалы относятся именно к нему. Отложения холмской свиты здесь имеют мощность от 1200 до 2000 м. Они представлены однообразной толщей окремненных алевролитов и аргиллитов с редкими тонкими прослоями песчаников, реже туфов и туффитов. Собственно вулканогенные образования приурочены к средней части разреза холмской свиты - маркирующий горизонт. Последующий имеет мощность 60-120 м и образован большей частью вулканомиктовыми породами - песчаниками, конгломератами и конглобрекчиями. Мощность прослоев этих пород достигает 10-12 м. Кроме этих вулканогенных пород раннемиоценовые вулканы представлены в жерловой и силловой фациях.

Породы жерловой фации выделяются нами в правом борту р. Сучковатой у шоссеной дороги Южно-Сахалинск-Холмск. В плане выходы брекчиевых лав имели, по-видимому, изометричную, близкую к округлой форму и диаметр около 30 м. Сложены они брекчиевыми лавами: неправильной формы остроугольными обломками лав, которые сцементированы тем же лавовым материалом. Величина обломков лав колеблется от 5-10 см до 1 м и чаще всего составляет 20-30 см. Все обломки сложены одинаковыми по составу пироксеновыми андезитами порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. В 10 анализированных обломках содержание отдельных окислов очень выдержано и изменяется в небольших интервалах: SiO_2 - 58.51-59.65; TiO_2 - 0.76-0.81; Al_2O_3 - 15.11-15.70; суммы Fe_2O_3 и FeO - 7.54-8.47; MgO - 3.84-4.51; CaO - 6.59-6.97; Na_2O - 2.56-3.09 и K_2O - 0.17-0.33%. Прежде всего обращает на себя внимание очень низкое содержание в этих породах K_2O . Отношение K_2O и Na_2O во всех образцах приближается к такому в толеитах срединно-океани-

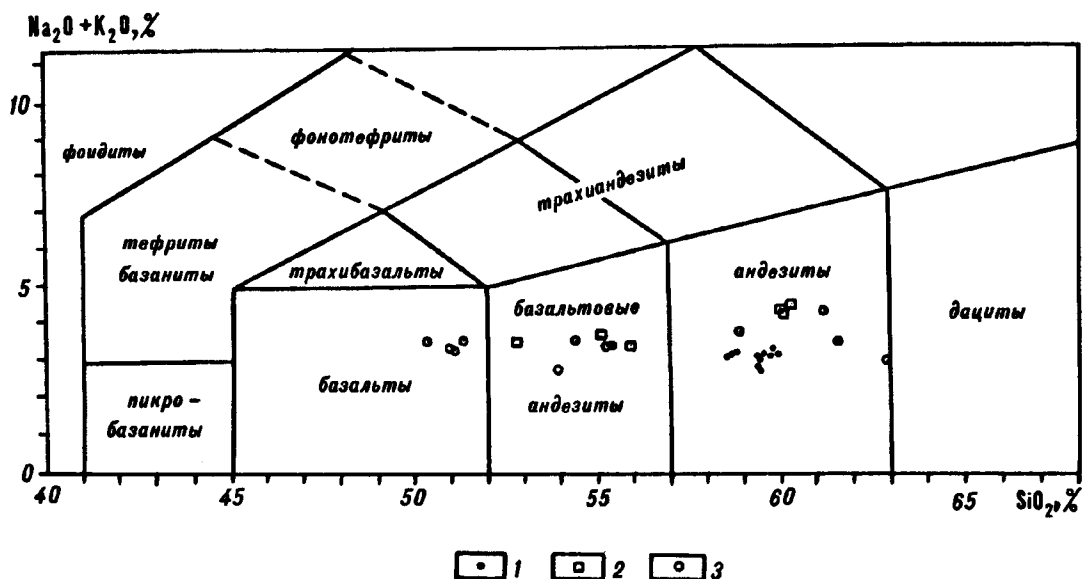


Рис. 1. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для раннемиоценовых вулканитов Лютогской депрессии Южного Сахалина.

Здесь и далее: 1 - жерловая фация; 2 - силловая фация; 3 - валуны и галька из вулканомиктовых образований.

ческих хребтов, что для андезитовых пород совершенно не характерно. Нам представляется, что результаты анализа на калий в наших образцах (лаборатория ВИЭМСа Мингео СССР) желательно проверить в других лабораториях. Однако приуроченность этих пород к натриевой петрохимической серии не вызывает сомнения.

В составе обломочной части вулканомиктовых отложений в непосредственной близости к западу от пород жерловой фации преобладают базальты и андезиты и менее распространены андезибазальты. Эти андезиты в отличие от их аналогов в составе жерловой фации характеризуются несколько повышенным содержанием окислов алюминия и кальция и пониженным - железа и магния.

Наконец, в телах силловой фации, по нашим данным, преобладающими являются породы андези-

тового состава и меньшим распространением пользуются базальты и андезибазальты. Заслуживает внимания тот факт, что андезиты жерловой и силловой фаций по содержанию всех окислов близки между собой. Исключение касается только окиси калия, среднее количество которой в вулканитах силлов повышено по сравнению с таковым в породах жерловой фации в 5-6 раз.

На диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 1) все породы жерловой фации попадают в поле андезитов, силловой фации - как в поле андезитов, так и в поле базальтовых андезитов (по русской терминологии - андезибазальтов). Вулканиты, слагающие валуны и гальку в вулканомиктовых образованиях, в дополнение к указанным полям располагаются и в поле базальтов.

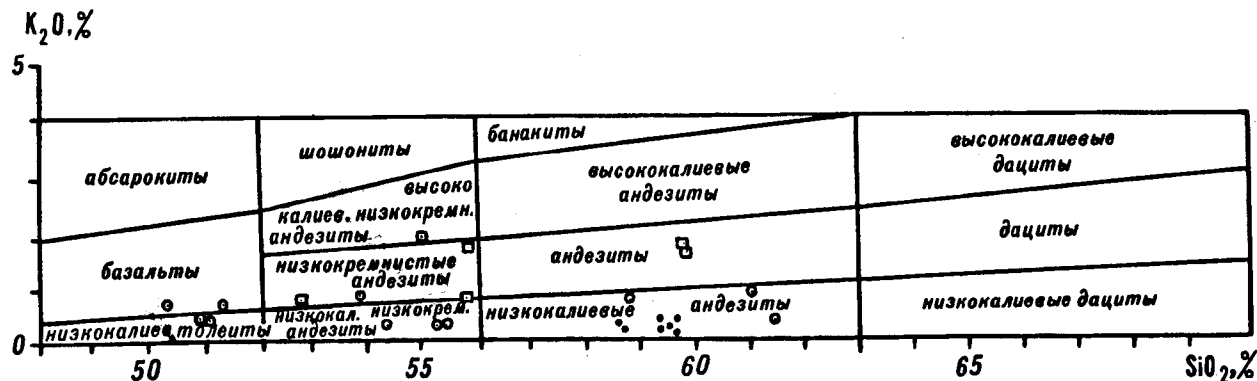


Рис. 2. Диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для раннемиоценовых вулканитов Лютогской депрессии Южного Сахалина.

Из-за малого содержания K_2O на диаграмме $K_2O - SiO_2$ (рис. 2) большая часть вулканитов Лютогской депрессии располагается в областях низкокальциевых андезитов, андезибазальтов (низкокремнистых андезитов) и толеитов. Исключение составляет лишь часть пород силловой фации, попадающих в поля андезитов (нормальных и низкокремнистых, т.е. андезибазальтов). В единственном образце андезибазальта силловой фации содержание K_2O достигает 1.81% и он приближается к высококальциевым разновидностям этих пород.

На диаграмме AFM (рис. 3) все породы жерловой фации попадают в поле известково-щелочных пород. Что же касается пород силловой фации и вулканитов из валунов и гальки вулканомиктовых образований, то они на основании своего положения на упомянутой выше диаграмме относятся как к известково-щелочной, так и к толеитовой группам.

Наконец, на диаграмме А. Миасиро ($SiO_2 - FeO_1/MgO$) (рис. 4), наиболее уверенно осуществляющей разделение пород на известково-щелочные и толеитовые, все породы жерловой фации и лишь половина силловой фации попадают в область известково-щелочных пород, а остальные породы силловой фации и все вулканиты из вулканомиктовых образований находят свое место в области толеитов.

В отношении содержания малых элементов наиболее полными сведениями мы располагаем по андезитам жерловой фации. По данным 10 количественных анализов в этих породах в среднем присутствуют (в г/т): Pb - 6, Ga - 29, Cu - 35, Ni - 31, Zr - 170, Sr - 229, Y - 27, Zn - 95, Rb - 17. В базальтах и андезибазальтах из вулканомиктовых образований по сравнению с андезитами жерловой фации почти в два раза понижено количество Pb и Rb и на треть - Zr, повышено на 30 и 20% соответственно количество Cu и Zn.

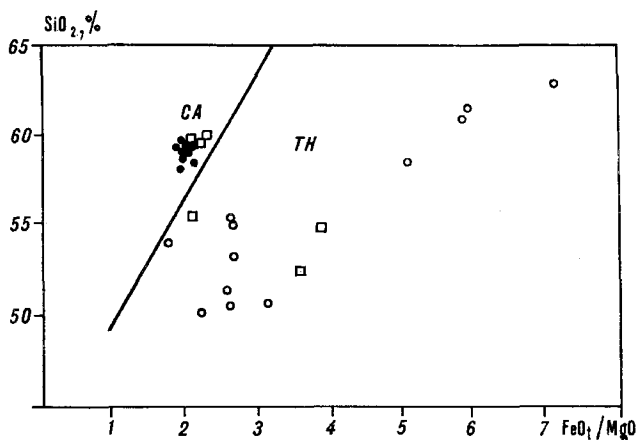


Рис. 4. Диаграмма $SiO_2 - FeO_1/MgO$ для раннемиоценовых вулканитов Лютогской депрессии Южного Сахалина.

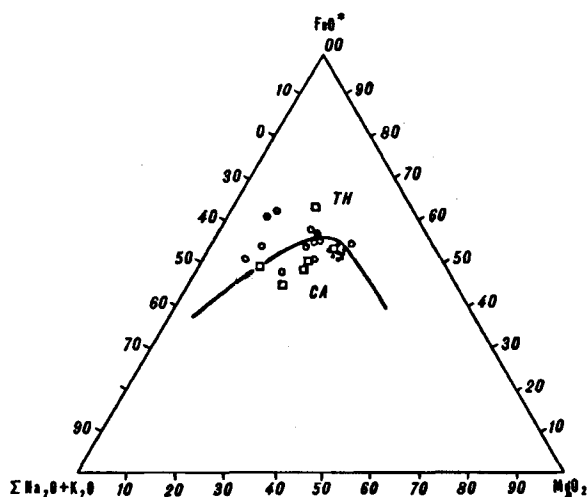


Рис. 3. Диаграмма AFM для раннемиоценовых вулканитов Лютогской депрессии Южного Сахалина.

Здесь и на рис. 4: сплошная кривая линия является разделом толеитовых (ТН) и известково-щелочных (СА) пород.

Из диаграмм видно, что знаки, обозначающие породы жерловой фации, образуют компактную однородную группу, а породы силловой фации и включения вулканитов в вулканомиктовых образованиях образуют достаточно обширные поля. Причина этого ясна - породы жерловой фации представляют собой эпизодический продукт одного конкретного извержения, а породы силловой фации и фрагменты лав в вулканомиктовых образованиях являются продуктами длительного этапа вулканической деятельности.

При сравнении вулканических пород Лютогской депрессии Южного Сахалина с таковыми из различных современных геодинамических обстановок мира обнаруживается, что все они наиболее близки к их аналогам, развитым в пределах юных или достаточно зрелых островных дуг. Наиболее хорошо охарактеризованы в петрохимическом отношении андезиты жерловой фации и, несмотря на то, что в приводимых выше диаграммах они попадают в поле известково-щелочных пород, в целом они имеют переходный облик от этих пород к толеитам. Вместе с тем, для этих пород характерно и своеобразие - от тех и других эталонов их отличает несколько пониженное содержание глинозема, извести и калия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мельников О.А. О вулканогенном маркирующем горизонте в миоценовых отложениях Южного Сахалина // Вопросы геологии и газонефтеносности Южной части Сахалина. Южно-Сахалинск, 1968. С. 65-72.
2. Мельников О.А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М.: Наука, 1970.
3. Мельников О.А. Геологические формации Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1988.

4. Шилов В.Н. Кайнозойский вулканизм Южного Сахалина // Бюлл. МОИП. отд. геол., 1957. Т. 32. Вып. 6. С. 137-138.

5. Шилов В.Н. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина // Докл. АН СССР, 1975. Т. 114. №4. С. 873-875.

*Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук
г. Южно-Сахалинск*

*Поступила в редакцию
4 апреля 1994 г.*

Melnikov O.A., Shilov V.N.

New data on the Early Miocene volcanism, South Sakhalin

On the basis of the geochemical analysis data, three facies have been distinguished in the Early Miocene volcanic formation of the Lyutogsky depression in South Sakhalin, i.e. volcanoclastic, sill and crater ones. Crater formations are represented by the pyroxene andesites of the similar chemical composition. Sill facies is characterized by andesite predominance. Andesites and basalts are equally observed in the volcanoclastic facies whereas basaltic andesites are less distributed. The studied rocks belong to the calc-alkali and tholeiitic series as to their chemical composition differentiating by low alumina calcium and potassium content.

Г.Л. Кириллова

ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ МЕЛОВОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
(ПРОЕКТ 350 МПГК)

24-29 августа 1994 г. в г. Тэгу (Южная Корея) при Кёнпукском Национальном Университете состоялся Международный симпозиум "История изменения среды обитания в Восточной и Южной Азии и меловая корреляция (IGCP - 350)". Это был 15-й Международный симпозиум в истории Университета и 2-й симпозиум участников и координаторов проекта 350. В симпозиуме участвовало около 50 ученых из 12 стран.

Во время симпозиума было прочитано 35 докладов, большинство из которых было посвящено тем или иным аспектам меловой истории различных регионов Восточной и Южной Азии.

Перед симпозиумом состоялось совещание региональных координаторов проекта, на котором присутствовали Ki Hong Chang (Корея), Г.Л. Кириллова, В.Ф. Белый (Россия), Pei-ji Chen (Китай), Hiromichi Hirano, Masaki Matsukawa (Япония), Priscilla Militante-Matias (Филиппины), Ashok Sahni (Индия), Marcos A. Lamolda (Испания) и Nakuyu Okada (Япония) - руководитель проекта 350. Х. Окада проинформировал региональных координаторов о ходе работ по проекту в разных странах, о хорошей оценке проекта, данной научным советом Международной программы геологической корреляции и о среднем уровне финансирования проекта. В связи с последним призвал региональных координаторов повысить активность, особенно в части подготовки публикаций, что послужит основанием для повышения уровня финансирования.

Затем выступили региональные координаторы проекта с краткими отчетами за 1994 г. Руководитель проекта Х. Окада констатировал высокую активность национальных групп России, Китая, Индии, Японии, Филиппин и Испании, особо подчеркнув большое количество публикаций российской группы (4 монографии, специальный выпуск журнала "Тихоокеанская геология" и более 20 статей).

Из всех 36 докладов на симпозиуме примерно половина была посвящена принципиальным, важнейшим проблемам геологии мелового периода. В других докладах рассматривались частные вопросы меловой стратиграфии, седиментологии, вулканизма.

Руководитель проекта 350 проф. Х. Окада из Университета Кюсю (Япония) в своем докладе при-

звал участников проекта к выявлению и корреляции основных событий, происшедших в течение мелового периода в Восточной и Южной Азии. Он напомнил, что в мелу существовали уникальные климатические условия, колоссальное фаунистическое и флористическое разнообразие, небывало высокий уровень моря с меняющейся океанической циркуляцией, имели место мощные вулканические, тектонические процессы. Следует найти и скоррелировать следы этих событий. Проф. Окада обратил внимание участников на развитие новой теории - тектоники плюмов, интенсивно пропагандируемой японским ученым С. Маруямой. В частности, для мелового периода предполагается подъем от границы ядра и мантии Земли горячего суперплюма в центре Тихого океана и холодного суперплюма под Центральной Азией. Возможно, эти глобальные глубинные процессы послужили причиной самых разнообразных событий, происшедших в меловой истории.

Интересным был доклад известного японского профессора из Университета Нагоя (Япония) С. Мизутани: "Тектоническая эволюция и изменение окружающей среды Японских островов в мезозойское время". Он отметил, что в последнее десятилетие большое внимание уделялось изучению состава кластического, грубообломочного материала, радиоляриевому биостратиграфическому анализу кремнистых пород, террейновому анализу. Оказалось, что источниками сноса в юрское время служили докембрийские гранитогнейсы с возрастом 2 млн. лет, а также пермские породы платформенного типа. Те комплексы, которые раньше относились к пермокарбону, оказались юрскими, содержащими обломки и глыбы пермокарбонных известняков и зеленых сланцев, триасово-раннеюрских слоистых кремней. В меловое время Восточная Азия представляла собой коллаж террейнов. Все эти данные позволяют по-новому представить геологическую историю Японских островов и выделить три главных стадии: пермскую океаническую, юрско-меловую стадию континентальной окраины и кайнозойскую островодужную.

Доклад Т. Сакаи и Х. Окады из Университета Кюсю в какой-то мере продолжил и углубил предыдущий доклад. В нем раскрывалась тектоническая эволюция меловых осадочных бассейнов Восточной Азии. По их мнению, в раннем мелу здесь существо-

вала активная континентальная окраина калифорнийского типа, большую роль в формировании узких, глубоких бассейнов играли сдвиги северо-восточного простирания, параллельные главной сдвиговой системе Тан-Лу. В позднем мелу формирование внутридуговых и преддуговых бассейнов авторы связывают с процессами косо́й субдукции Тихоокеанской плиты и плиты Иизанаги.

История формирования меловых осадочных бассейнов Юго-Востока России, вулканических поясов была раскрыта Г.Л. Кирилловой с помощью серии палеогеографических схем через каждые 10 млн. лет.

Несколько докладов японских исследователей были посвящены описанию присдвиговых и сдвигораздвиговых бассейнов юго-западной Японии (С. Ото, С. Ямакида, Т. Мията).

Проблемы кинематики и динамики восточноазиатской окраины в позднеюрское-меловое время в связи с формированием и подъемом термального плюма рассмотрели Т. Яно из Университета Хиросимы (Япония) и Г. Ву из Пекинского геологического института (Китай).

Серия докладов была посвящена проблемам юрско-меловой флористратиграфии и фитогеографии. В докладе японских исследователей Т. Охана и Т. Кимура была рассмотрена юрско-меловая фитогеография Восточной Евразии, выделены три типа флор, показано их распределение во времени и пространстве. Очерчены три стадии развития флор: готерив-ранний альб, поздний альб-сеноман и турон. Изложены новые данные о распространении ангиосперм в Восточной Азии, начиная с баррема.

В докладе Г. Ву были показаны фитогеографические провинции Китая раннего мела, проанализированы растительные сообщества. Нахождение флоры тропических и субтропических зон в северных широтах подтверждают концепцию о значительных ледосдвиговых перемещениях в системе Тан-Лу в меловое время.

О стратиграфическом расчленении меловых терригенных угленосных и вулканогенных толщ Северо-Востока России говорилось в докладах В.Ф. Белого, В.В. Белой, М.И. Райкевича и С.В. Щепетова.

Единственным докладом по Северной Корее был доклад Н.И. Филатовой "Эволюции Северо-корейских вулканических поясов".

Новую стратиграфическую схему для верхнего мела Японии, основанную на данных анализа макро-, микрофауны, а также палеомагнитных данных пред-

ставили С. Тошимицу, Т. Мацумото, М. Нодо, С. Майя (Япония).

Радиоляриевой биостратиграфии и обоснованию границы юры и мела в Западной Пацифике был посвящен доклад А. Мацуоки из Университета Ниигата (Япония).

Новые данные по меловой стратиграфии получены филиппинскими палеонтологами с помощью наннофоссилий (доклад М. де Леон), фауны орбитолин (П. Милитант-Матиас).

Доклад Х. Хирано из Университета Васеда (Япония) был посвящен проявлению бескислородных океанических событий на границе сеномана-турона в Северо-Западной Пацифике (на примере супергруппы Езо на Хоккайдо).

О главных вулcano-плутонических, седиментологических, тектонических событиях, маркирующих геодинамическую историю Индии в меловой период, говорил в своем докладе проф. А. Сани из Пенджабского университета (Индия). На современном уровне исследований установлено, что начальная коллизия между Индией и Азией выразилась в сближении в районе Гималаев двух осадочных бассейнов и в формировании декканских траппов.

Симпозиум завершился двухдневной геологической экскурсией по меловому континентальному бассейну Кёнсан, в ходе которой в условиях великолепной обнаженности в выемках автострад участники имели возможность познакомиться с различными частями разреза этого бассейна, характеризующегося величайшим разнообразием седиментационных обстановок, типов пород. Экскурсия была прекрасно организована, был подготовлен хороший путеводитель, участников сопровождали ведущие геологи Корейского института геологии и минеральных ресурсов. Около обнажений велись плодотворные дискуссии, затрагивающие те или иные вопросы стратиграфии, седиментологии, тектоники, реконструкции палеоклиматов и пр. Участникам экскурсии показали следы меловых динозавров в долине ручья, а также остатки костей. Кроме того, в одном из карьеров известным специалистом по динозаврам Т. Локли обнаружено новое местонахождение следов динозавров.

Симпозиум и полевая экскурсия были весьма полезными как для получения новой информации, так и для разработки новых планов сотрудничества по различным направлениям геологии мелового периода.

*Институт тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук*

г. Хабаровск

*Поступила в редакцию
7 октября 1994 г.*

ДОПОЛНЕНИЯ

к правилам оформления рукописей, опубликованным в №1, 1994 журнала "Тихоокеанская геология"

В связи с тем, что редакция журнала переходит на новую технологию издания журнала, возникла необходимость дополнить правила подготовки рукописей статей.

Статья должна быть представлена в двух экземплярах, отпечатанных на белой бумаге через 2 интервала, и на дискете стандартного (5.25" или 3.5") размера, набранной через один интервал.

Технические требования по оформлению текста

1. Текст печатается на белой бумаге через два интервала шрифтом типа Times 12 pt.
2. На дискете текст набирается тем же шрифтом через один интервал.
3. Формат бумаги - стандартный А-4 (21.5 x 27.5).
4. Поля: слева и снизу - 2.5 см., справа и сверху - 1.5 см.
5. При наборе текста на компьютере не допускается перенос слов и использование ЖСП (HRt) на правом конце строки.
6. Используйте метрическую систему мер (СИ) и градусы Цельсия.
7. При выделении подзаголовков разного ранга используйте:
 - подзаголовки первого порядка выделяются жирным шрифтом;
 - подзаголовки второго порядка - курсивом;
 - подзаголовки третьего порядка - цифрами в скобках (1);
 - подзаголовки четвертого порядка - строчными или прописными буквами латинского алфавита в скобках (A), (B), (a), (b).
8. Абзацы разделяются двойными интервалами.
9. Разделы отделяются от предыдущего текста двойными интервалами, и от последующего - одинарным.

Оформление формул

1. По возможности набирайте формулы на компьютере, а не записывайте их.
2. Давайте объяснения греческих и любых других символов, используемых в формулах, сразу после их первого употребления.
3. Для простых отношений используйте знак / вместо горизонтальной черты (например, SiO₂/Al₂O₃)
4. Старайтесь не использовать фигурные скобки.
5. Номера серии формул располагаются с правой стороны в скобках.
6. В химических формулах валентность дается в виде Ca²⁺, а не Ca⁺⁺.
7. Номер изотопа ставится перед символом элемента (¹⁸O).
8. Желательно выделение формул полужирным, курсивом или полужирным курсивом.

Оформление таблиц

1. Каждая таблица печатается на отдельной странице и не включается в текст.
2. Избегайте составления таблиц, размер которых превышает рабочее поле страницы (17.5×23.5 см.).
3. Не сгибайте оригиналы таблиц, с которых будут воспроизводиться копии для издания.
4. Проверьте, имеются ли ссылки на все таблицы; ссылки должны выглядеть следующим образом: см. Табл. 2 или (табл. 2).
5. Каждая таблица должна иметь свой краткий заголовок.
6. Если вам необходимо дать пояснения к содержанию таблицы, печатайте их на отдельной странице.
7. На обратной стороне оригинала каждой таблицы должен стоять ее номер и фамилия автора; эти пометки должны быть сделаны мягким карандашом.

Оформление рисунков

1. Размер рисунка не должен превышать рабочее поле страницы (17.5×23.5 см).
2. Все рисунки должны быть представлены отдельно от текста. Не оставляйте в тексте (и его файле) места для рисунков. Место для размещения рисунка должно быть отмечено либо на полях текста, либо отдельной строкой в его файле. Например: Рисунок 1.
3. Проверьте наличие ссылки на каждый рисунок и соответствие их нумераций порядку упоминания в тексте. Ссылки на рисунки даются по одной из следующих форм: (Рис. 1) или см. рис. 1. На обороте оригинала каждого рисунка мягким карандашом должен быть указан его номер и фамилия автора.
4. Проверьте размер букв на внутририсуночных надписях, который должен допускать 2-3- кратное уменьшение рисунка.
5. Условные обозначения к рисункам желательно давать в виде кубиков с порядковой нумерацией.
6. Горизонтальный и вертикальный масштаб должны быть представлены в виде масштабных линеек.
7. Подписи к рисункам и объяснения условных обозначений даются на отдельных листах.
8. Не сгибайте оригиналы рисунков.
9. Публикация черно-белых фотографий возможна только при условии их хорошего качества - достаточной контрастности и яркости.

Оформление файлов

1. Желательно представление файлов либо в редакторе Word for Windows 2.0, либо ASCII. В сопроводительном письме должен быть указан тип редактора, в котором набраны файлы.
2. Текст набирается через один интервал без использования жестких переносов (ЖСП или HRt) в конце строк.
3. Рекомендуемый шрифт - Times Roman Cyr 12 pt.
4. Таблицы, надписи к рисункам, список литературы набираются отдельными файлами с соответствующими расширениями: .TXT, .REF, .FIG, .TBL.
5. Файлы представляются на стандартных дискетах 5.25" или 3.5"; при пересылке дискет по почте позаботьтесь об их сохранности.
6. Текст не должен иметь подчеркиваний, выделений, курсива.
7. Таблицы набираются без разделительных линий. Выравнивание столбцов делать табулятором.
8. Представление рисунков возможно в стандартном rch формате.
9. Недопустимо набирать формулы в редакторе Chiwriter.

Оригинал-макет журнала изготовлен фирмой «ТАКТ Со., Ltd».
680063, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, кв.214

Лицензия ЛР №040118 от 15.10.91 г. Подписано к печати 27.01.95 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 20, 25.
Уч.-изд.л. 18,44. Тираж 300 экз. Заказ 205.

Отпечатано в типографии издательства «Дальнаука» ДВО РАН
690041, Владивосток, Радио, 7

(Адрес подписчика)