

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

2

1988

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, ***В. В. Иванов***, *В. А. Красилов*, *Е. В. Краснов*, *Н. П. Лаврик*, *В. Г. Моиссенко*, *Л. П. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *Е. А. Радкевич*, *Г. В. Ручкин*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*,
И. К. Туезов, *В. Н. Шаранов*

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,
ИТйГ ДВО АН СССР. Тел. 33-26-65

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*

Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Технический редактор *А. В. Сурганова*

Корректоры *Л. Л. Михайлова*, *Л. А. Шестаков*

Сдано в набор 08.12.87. Подписано к печати 15.04.88.
МП-01227. Формат 84×108/16. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13,4. Усл. вр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15,0. Ти-
раж 641 экз. Заказ № 1112.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск,
99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАРТ — АПРЕЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 2, 1988

СОДЕРЖАНИЕ

Л. А. Маслов, В. Ю. Косыгин, О. С. Комова. Изучение глубинных геодинамических процессов в Курило-Камчатской зоне перехода на основе ее плотностных моделей	3	Л. И. Казинцова. Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиоларий	90
А. Г. Родников. Глубинное строение окраинных морей западной части Тихого океана и гидротермальная деятельность	11	С. В. Щепетов. Новые данные по стратиграфии и составу позднемезозойских вулканогенных образований южной части Омсукчанского района (ОЧВП)	97
Л. И. Анисеева, Н. С. Скорнякова, Т. Ю. Успенская, В. О. Худоложкин. Текстурно-структурные особенности конкреций радиолариевой зоны Тихого океана	15	Г. Ф. Макаренко. Симметрия в размещении структур Земли и глобальные вулканические кольца мел-палеогеновой «катастрофы»	102
С. А. Горбаренко, Н. Н. Ковалюх, Л. Ю. Одинокова, В. Ф. Рыбаков, Т. И. Токарчук, В. В. Шаповалов. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий	25	Е. И. Гончарова. Смысл математизации геологии на примере стратиграфии	111
Ф. Г. Корчагин, С. Б. Золотарская, Ю. П. Никитенко, В. Н. Ставров. К вопросу о современной геодинамике Приамурья	35	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
П. Л. Неволлин, Н. Г. Мельников, Н. Г. Сутурин. О тектонике бассейна среднего течения р. Бикин (Сихотэ-Алинь)	44	В. Н. Шарапов, Ю. И. Коновалов, Г. А. Третьяков, Ю. А. Мартынов. Брекчии разлома Кларифон	115
Л. Г. Флимонова. Акцессорные самородные металлы в субвулканических телах как индикаторы рудоносных площадей (на примере Южного Сихотэ-Алиня)	53	А. В. Давыдов, Г. И. Долгих, А. М. Запольский, У. Х. Копвиллем. Определение собственных колебаний геоблоков лазерным деформографом	117
А. С. Житков. Содержание урана в породах верхней мантии Земли по данным исследования гипербазитов	64	С. С. Зимин, Б. Л. Залищак. Новая модель формирования карбонатитов и связанных с ними руд	118
В. Р. Беляева. Петрохимические особенности и происхождение гранитоидов Хайктинско-Органского массива (Верхнее Приамурье)	71	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
Г. Н. Гамянин, Н. А. Горячев. Близповерхностное оруденение Восточной Якутии	82	Ш. А. Губерман. Исследование логических оснований корреляции разрезов	122
		<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
		75-летие Николая Алексеевича Шило	125
		В. К. Арсеньев как геоморфолог и геолог (в связи с 115-летием со дня рождения)	126

CONTENTS

L. A. Maslov, V. Yu. Kosygin, O. S. Komova. The study of deep-seated geodynamic processes in the Kuril-Kamchatka transition zone on the basis of its density models	3	L. I. Kazintsova. The age of siliceous thick series of the East-Sakhalin Mountains according to radiolaria data	90
A. G. Rodnikov. Deep structure of marginal seas of the western Pacific and hydrothermal activity	11	S. V. Shepétov. New data on stratigraphy and composition of Late Mesozoic volcanogenic assemblages in the southern part of the Omsukchansky region	97
L. I. Anikeyeva, N. S. Skorniyakova, T. Yu. Uspenskaya, V. O. Khudolozhkin. Textural-structural properties of concretions of the Pacific radiolarian zone	15	G. F. Makarenko. Symmetry in the Earth's structures and global volcanic rings of the Cretaceous-Paleogene catastrophe	102
S. A. Gorbarenko, N. N. Kovalyukh, L. Yu. Odinkova, V. F. Rybakov, T. N. Tokarchuk, V. V. Shapovalov. Upper Quaternary sediments of the Sea of Okhotsk and reconstruction of paleoceanological conditions	25	Ye. I. Goncharova. Implications of mathematization of geology exemplified by stratigraphy	111
F. G. Korchagin, S. B. Zolotarskaya, Yu. P. Nikitenko, V. N. Stavrov. On the problem of modern geodynamics of Priamurie	35	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
P. L. Nevolin, N. G. Melnikov, N. G. Suturin. On tectonics of the basin of the Bikin River middle course (Sikhote-Alin)	44	V. N. Sharapov, Yu. I. Kononov, G. A. Tretyakov, Yu. A. Martynov. Breccia of the Clarion fault	115
L. G. Filimonova. Accessory native metals in subvolcanic bodies as indicators of ore-bearing areas (exemplified by the Southern Sikhote-Alin)	53	A. V. Davydov, G. I. Dolgikh, A. M. Zapolsky, U. Kh. Kopvillem. Determination of eigenfrequencies of geoblocks by a laser deformedigrapher	117
A. S. Zhitkov. Uranium content in the rocks of the Earth's upper mantle according to the data of hyper basites study	64	S. S. Zimin, B. L. Zalischhak. A new model of formation of carbonatites and associated dome tectonics	118
V. R. Belyayeva. Petrochemical properties and origin of granitoids of the Khaiktinko-Orogzhansky massif (Upper Priamurie)	71	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
G. N. Gamyarin, N. A. Goryachyov. Near-surface mineralization of Eastern Yakutia	82	Sh. A. Guberman. Investigation of logic grounds of sections correlation	122
		<i>JUBILEES</i>	
		75-th anniversary of Nikolai Alexeevich Shilo	125
		V. K. Arsen'ev as geomorphologist and geologist (to the 115-th anniversary)	126

Л. А. Маслов, В. Ю. Косыгин, О. С. Комова

**ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЕ ПЕРЕХОДА
НА ОСНОВЕ ЕЕ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ**

Анализируется геомеханическое состояние тектоносферы Курило-Камчатской зоны перехода. Расчет механического состояния недр осуществляется путем решения уравнения Навье-Стокса. Считается, что движения среды вызываются ее плотностными неод-

нородностями, которые находятся в результате интерпретации геофизических данных. Дан краткий анализ полученного распределения скоростей вязкого движения среды, ее деформаций и напряжений.

Задача изучения причин и характера движений в активных окраинах океанов является одной из важнейших, так как дает ключ к целостному пониманию многих проблем современной геодинамики. Ее решению посвящено большое количество экспериментальных и теоретических работ. Наиболее распространенным способом теоретического исследования геодинамических процессов в активных континентальных окраинах является численное решение задач термической конвекции. При этом находится совместное решение уравнения механического и теплового равновесия. Однако плотностные неоднородности среды могут иметь не только тепловую природу. Поэтому, зная распределение плотности, имеет смысл рассмотреть задачу о мгновенном распределении напряжений в среде, создаваемых имеющимися плотностными неоднородностями.

Расчет механического состояния недр планеты по заданным плотностным неоднородностям (объемным силам) является довольно приближенным, так как источников напряжений в Земле великое множество. Однако он позволяет изучать следствия, вызванные объемными силами, действующими в конкретных геологических условиях. Эти силы можно найти в результате решения обратной задачи гравиметрии.

В настоящей работе плотностная модель используется для изучения деформаций и скоростей вязкого движения среды в Курило-Камчатской зоне перехода до глубин нескольких сотен километров.

Теоретическая задача ставится для полупространства, содержащего плотностные неоднородности. Движения в поле силы тяжести сильновязкой несжимаемой ньютоновой жид-

кости описываются уравнениями

$$\mu \nabla^2 \bar{u} = -\nabla p + \rho \bar{g}, \tag{1}$$

$$\operatorname{div} \bar{u} = 0. \tag{2}$$

Здесь μ — коэффициент вязкости, \bar{u} — вектор скорости, p — давление, $\rho = \rho(x, y, z)$ — плотностные аномалии среды, $\bar{g} = \{0, 0, g\}$, g — ускорение силы тяжести нормальной Земли.

На границе задаются кинематическое

$$\frac{dF}{dt} = 0 \tag{3}$$

и динамическое

$$[\sigma] \cdot \bar{n} = \bar{p} \tag{4}$$

условия. Здесь F — уравнение поверхности среды, t — время, $[\sigma]$ — тензор напряжений, \bar{n} — нормаль к поверхности, \bar{p} — вектор внешних сил, действующих на границу. Для поверхности, свободной от внешних нагрузок, $\bar{p} = 0$.

Если граница среды фиксирована (в рассматриваемом случае $z = 0$) при всех t , то из кинематического условия следует, что $u_n = 0$ ($u_z = 0$). С учетом действующих на поверхности Земли денудационных и седиментационных процессов кинематическое граничное условие следует записать в виде

$$\frac{dF}{dt} = \varphi, \tag{5}$$

где φ — функция, определяющая интенсивность процессов переноса, тогда $u_z = \varphi$ и вертикальная компонента скорости частиц на ней определяется функцией φ . Будем рассматривать мгновенное распределение скоростей. Допустим, что граница среды стационарна, т. е. эк-

зо- и эндогенные процессы сбалансированы. В таком случае воспользуемся условием (4), которое для достаточно гладкого рельефа записывается в виде

$$\sigma_z|_{z=0} = \rho_T g h; \quad \tau_{xz}|_{z=0} = 0, \quad (6)$$

где h — высота, а ρ_T — плотность масс рельефа.

Для нахождения решения поставленной задачи воспользуемся известным из теории упругости решением (5), положив здесь коэффициент Пуассона $\nu = 0,5$:

$$U_z^V = \frac{1}{8\pi\mu} \left[\frac{(z-\xi)^2}{R_1^3} - \frac{(z-\xi)^2}{R_2^3} + \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right] + \frac{1}{4\pi\mu} \Phi - \frac{z}{4\pi\mu} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial z}, \quad (7)$$

$$U_x^V = \frac{x-\xi}{8\pi\mu} \left(\frac{z-\xi}{R_1^3} + \frac{z+\xi}{R_2^3} \right) - \frac{z}{4\pi\mu} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial r} \cdot \frac{x-\xi}{r},$$

$$U_y^V = \frac{y-\eta}{8\pi\mu} \left(\frac{z-\xi}{R_1^3} + \frac{z+\xi}{R_2^3} \right) - \frac{z}{4\pi\mu} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial r} \cdot \frac{y-\eta}{r},$$

$$R_1^2 = r^2 + (z-\xi)^2; \quad R_2^2 = r^2 + (z+\xi)^2;$$

$$r^2 = x^2 + y^2; \quad \Phi = \frac{1}{R_2} + \frac{\xi(z+\xi)}{R_2^3}.$$

Здесь функции U_x^V , U_y^V и U_z^V представляют собой решения задачи Миндлина для единичной силы, действующей в точке (ξ, η, ζ) в положительном направлении оси Oz . Аналогичным образом записываются решения для распределения скоростей под действием нагрузки, приложенной в точке $(\xi, \eta, 0)$:

$$U_z^S = \frac{1}{4\pi\mu} \left(\frac{z^2}{R^3} + \frac{1}{R} \right),$$

$$U_x^S = \frac{x-\xi}{4\pi\mu} \cdot \frac{z}{R^3}, \quad (8)$$

$$U_y^S = \frac{y-\eta}{8\pi\mu} \cdot \frac{z}{R^3}, \quad R^2 = (x-\xi)^2 + (y-\eta)^2 + \zeta^2.$$

В данном случае функции U_x^S , U_y^S и U_z^S представляют собой решения задачи Буссинеска.

Для произвольного распределения объемных и поверхностных сил общее решение записывается в виде

$$U_i = g \cdot \int_V \rho(\xi, \eta, \zeta) \cdot U_i^V(x, y, z; \xi, \eta, \zeta) dV + g \cdot \int_S \rho_T(\xi, \eta) \cdot h(\xi, \eta) \cdot U_i^S(x, y, z; \xi, \eta) dS. \quad (9)$$

Таким образом, при заданном распределении ρ , ρ_T и h задача сводится к вычислению поверхностного и объемного интегралов. Особенности ее численной реализации представлены в работе [2].

С помощью описанной методики рассчитано распределение скоростей вдоль двух геотравверсов, пересекающих Курило-Камчатскую переходную зону: Камчатка — Тихий океан и Сахалин — Тихий океан. Плотностная модель каждого из разрезов была получена в результате интерпретации комплекса геофизических данных (рис. 1, 2) [3, 4]. Важной особенностью этих моделей является то, что при их построении учитывались не только гравитационные, но и сейсмологические данные.

Сейсмологические исследования последних лет показали, что верхняя мантия Тихоокеанской переходной зоны океан — континент имеет сложное слоисто-блоковое строение. На сейсмических моделях отчетливо выделяются по скоростям литосфера, астеносфера, подастеносферный слой и сейсмофокальная зона.

Для решения обратной задачи гравиметрии были построены так называемые априорные плотностные модели геотравверсов, полученные на базе сейсмических моделей и известных соотношений «скорость — плотность». Моделирование тектоносферы вдоль профилей Сахалин — Тихий океан и Камчатка — Тихий океан выполнялось следующим путем. 1. Учитывалось строение верхов земной коры и тонкой структуры верхней мантии, выполненное в последнее время сейсмическими методами. 2. Было взято уточненное распределение гравитационного поля вдоль геотравверсов (повторные непрерывные морские измерения и исследования на островах). 3. Применялась программная реализация нового метода решения обратной задачи гравиметрии, основанного на приемах линейного квадратичного программирования.

Полученные распределения плотностей тектоносферы вдоль геотравверсов (см. рис. 1, 2) оптимально соответствуют результирующему полю и имеющейся априорной информации о строении тектоносферы.

Анализируя результаты моделирования, можно говорить об аномально уплотненной коре под Камчаткой и Охотским морем. Для океанических частей геотравверсов плотности земной коры близки к нормальным. Плотностное строение верхней мантии под Камчаткой и Охотским морем также существенно отличается от такового под океанической частью переходной зоны.

Астеносферный слой океанической части геотравверсов в целом меньше по мощности и тяжелее по плотности слоя астеносферы под Камчаткой и Охотским морем. Астеносфера под последними представляет собой гетерогенный по плотности слой, тогда как океаническая астеносфера существенно более однородна.

Области подастеносферного слоя, так называемой мезосферы, выделяются на моделях в виде блоков мантии с плотностями 3,50—3,70 г/см³.

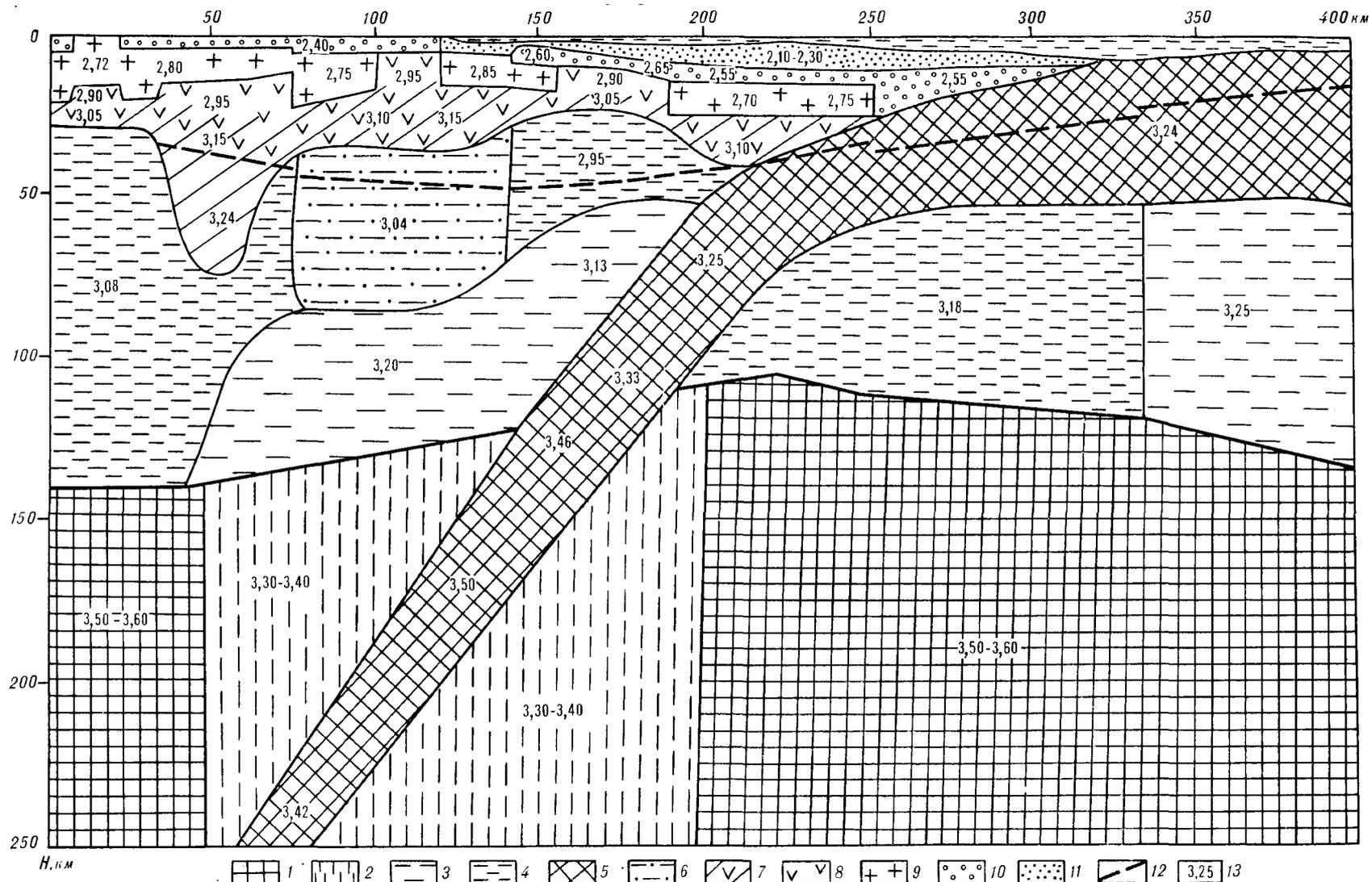


Рис. 1. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии вдоль геотранверса Камчатка — Тихий океан.

1 — уплотненные области подастеносферного слоя; 2 — разуплотненный объем подастеносферного слоя; 3 — области астеносферного слоя, выделяемые по пониженным градиентам плотностей; 4 — области астеносферного слоя, выделяемые по инверсии плотностей; 5 — литосферная плита; 6 — область очагов магмообразования; 7 — уплотненное тело в «базальтовом» слое земной коры; 8 — «базальтовый» слой земной коры; 9 — «гранитный» слой земной коры; 10 — уплотненные осадки; 11 — разуплотненные осадки; 12 — подошва земной коры; 13 — плотности.

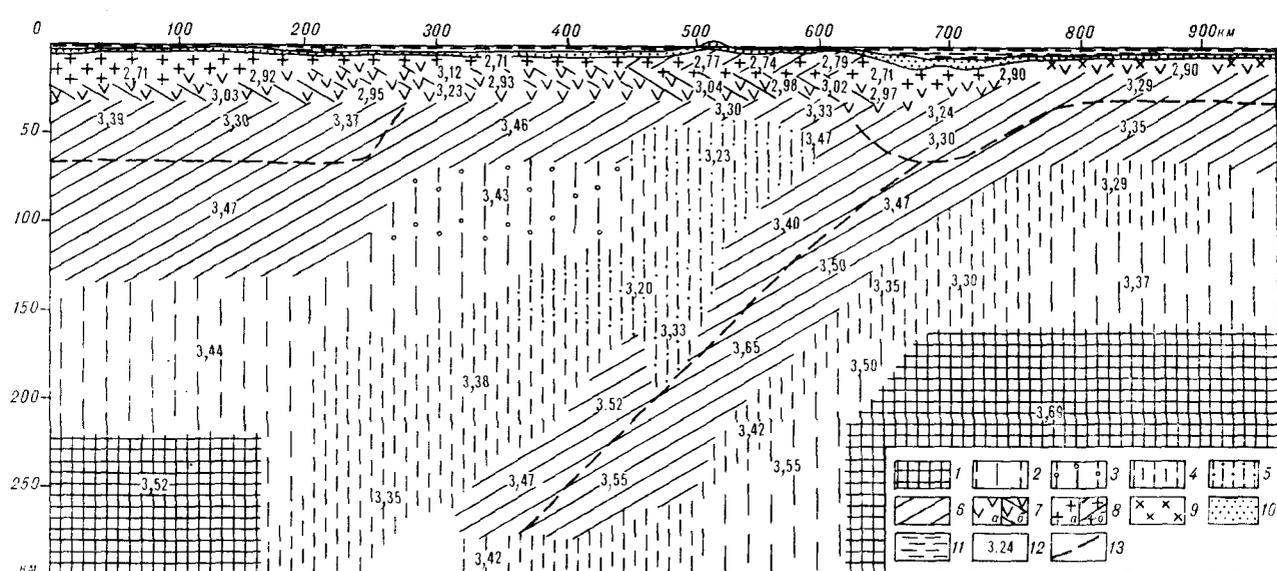


Рис. 2. Геолого-геофизическая модель земной коры вдоль геотранверса Сахалин — Тихий океан.

1 — уплотненные области подастеносферного слоя; 2 — области астеносферы, выделяемые по пониженным градиентам плотности; 3 — области частичного плавления в астеносфере; 4 — области астеносферы, выделяемые по инверсии плотностей; 5 — предполагаемые очаги магмообразования; 6 — мантийная часть литосферы (в том числе океанской); 7 — базальтовый слой (а), уплотненные зоны «базальтового» слоя (б); 8 — «гранитный» слой (а), уплотненные зоны «гранитного» слоя (б); 9 — переходный слой океанической коры; 10 — слой рыхлых осадков; 11 — слой воды; 12 — плотности; 13 — предполагаемые границы в теле литосферы.

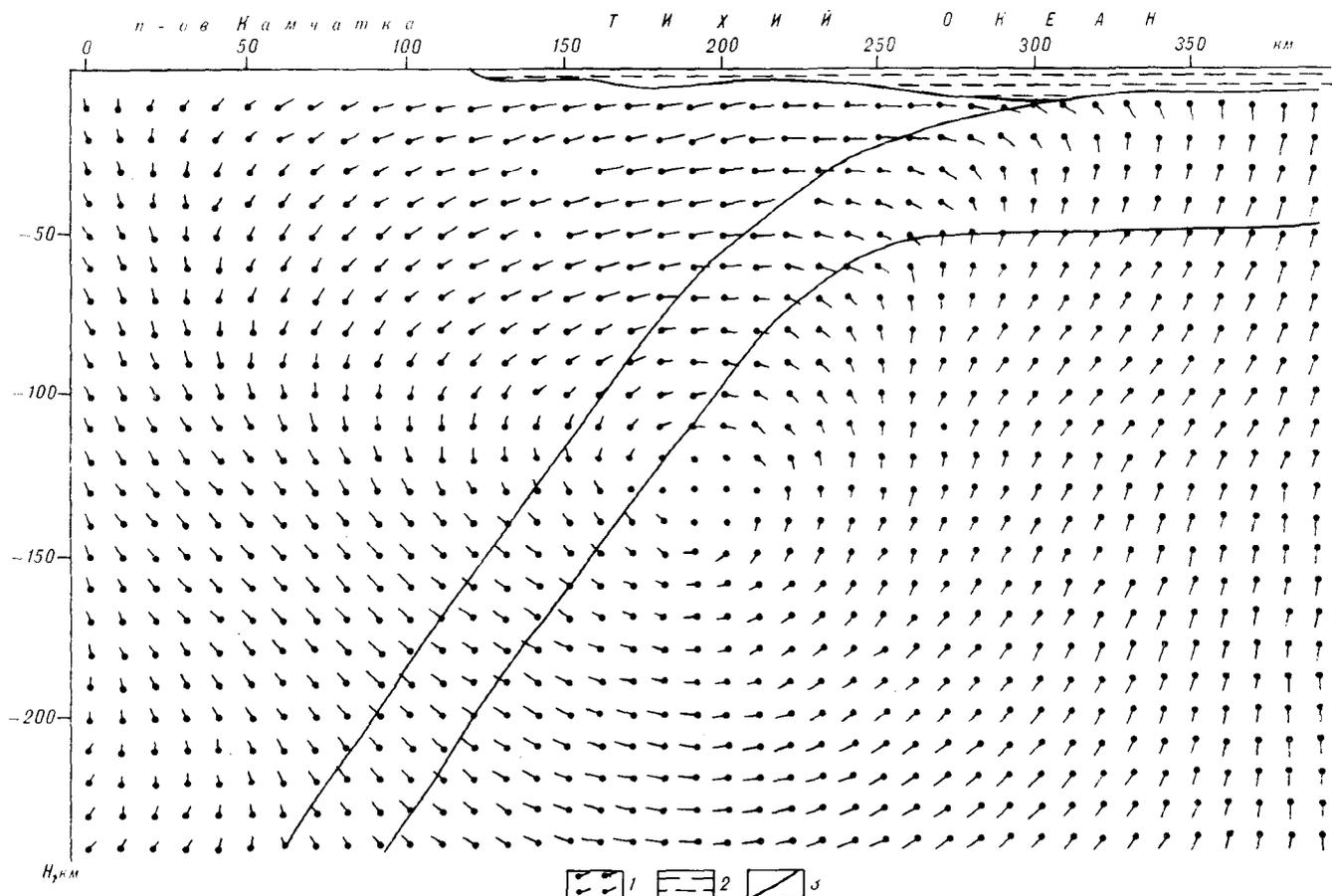


Рис. 3. Поле скоростей смещения среды вдоль геотранверса Камчатка — Тихий океан. 1 — векторы скоростей смещения; 2 — слой воды; 3 — границы сейсмофокальной области (см. рис. 1).

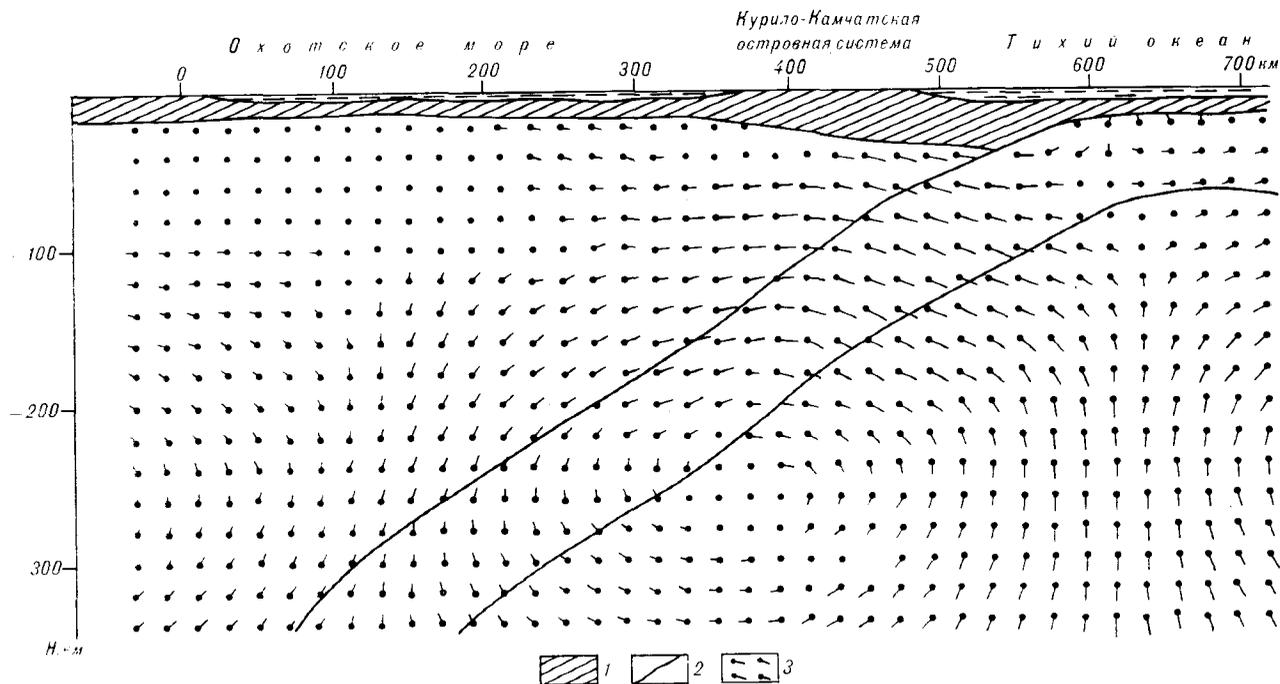


Рис. 4. Поле скоростей смещения среды вдоль геотраверса Охотское море — Тихий океан. 1 — слой земной коры; 2 — границы сейсмофокальной области (см. рис. 2); 3 — векторы скоростей смещения.

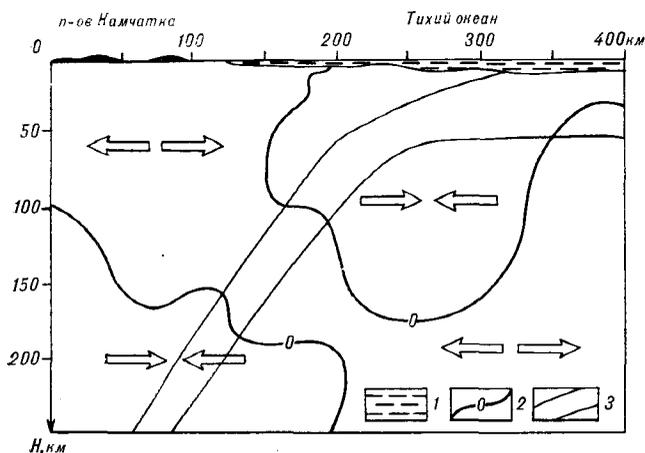


Рис. 5. Распределение горизонтальных деформаций под камчатским разрезом. 1 — слой воды; 2 — нулевые значения изолинии деформаций; 3 — границы сейсмофокальной области (см. рис. 1).

Область сейсмофокального слоя оказалась разуплотненной относительно ее априорной модели. Тем не менее на всем протяжении сейсмофокального слоя на глубину этот слой является более плотным относительно астеносферы и ограничивающих его участков верхней мантии.

На рис. 3, 4 показано поле скоростей смещения среды (в см/год) вдоль геотраверсов Сахалин — Тихий океан и Камчатка — Тихий океан. Вязкости 10^{21} Па·с соответствует скорость порядка 1 см/год. Здесь видно, что век-

торы скоростей смещения образуют структуры типа конвективных ячеек с центрами конвекции, располагающимися непосредственно под океанической частью погружающейся литосферной плиты. Для сахалинского геотраверса центр конвективной ячейки располагается на глубине 250 км под Курильской островной дугой, для Камчатского — на глубине 130—140 км под областью Восточно-Камчатской зоны полуостровов. Под океанической частью переходной зоны отмечаются нисходящие потоки вещества, а под Камчаткой и Охотским морем — восходящие. На глубинах от 50 до 200 км под юго-

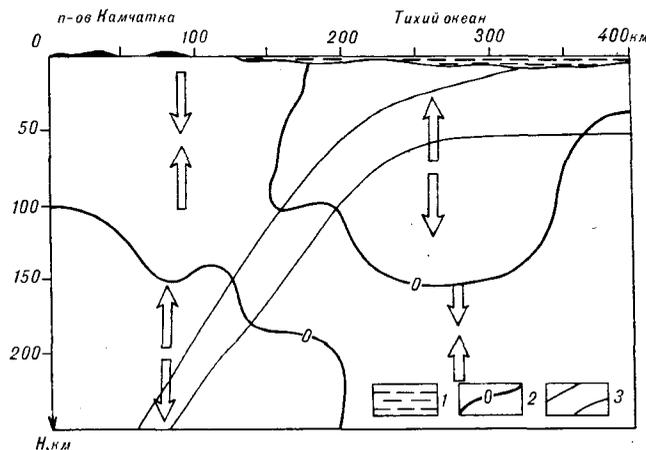


Рис. 6. Распределение вертикальных деформаций под камчатским разрезом. Обозначения те же, что на рис. 5.

зан с особенностями плотностного строения каждого из разрезов.

Циркуляционное распределение скоростей по глубинному разрезу южнее Камчатки получено также в работе [1]. Здесь плотностная модель построена путем интерпретации сейсмических данных. Решение уравнений «теории упругости» получено с помощью численного интегрирования в прямоугольной области. Каковы были граничные условия, авторы в своей публикации не указали. На основе полученных результатов расчета авторы предложили геодинамическую модель, основная идея которой была опубликована ранее [6]. В данной модели полагается, что сейсмофокальная зона представляет собой область максимальных касательных напряжений, вызванных циркуляционным движением вещества.

Результаты работы [1] получены для среды с постоянной вязкостью, что, как известно, является сильным ограничением модели и огрублением свойств реального вещества, находящегося при высоких давлениях и температурах. Так, согласно данным [7], изменение температуры на 100°C может повлечь изменение вязкости и, следовательно, скорости на порядок. Поэтому делать обобщающие заключения относительно природы активных окраин океана на основе расчетов с постоянной вязкостью преждевременно.

На основе полученного поля скоростей рассчитаны горизонтальные $\epsilon_x = \partial u_x / \partial x$, вертикальные $\epsilon_z = \partial u_z / \partial z$ и сдвиговые $\gamma_{xz} = (\partial u_x / \partial z + \partial u_z / \partial x) / 2$ деформации. Распределение этих величин по Камчатскому и Сахалинскому разрезам показано на рис. 5—8. Эти деформации

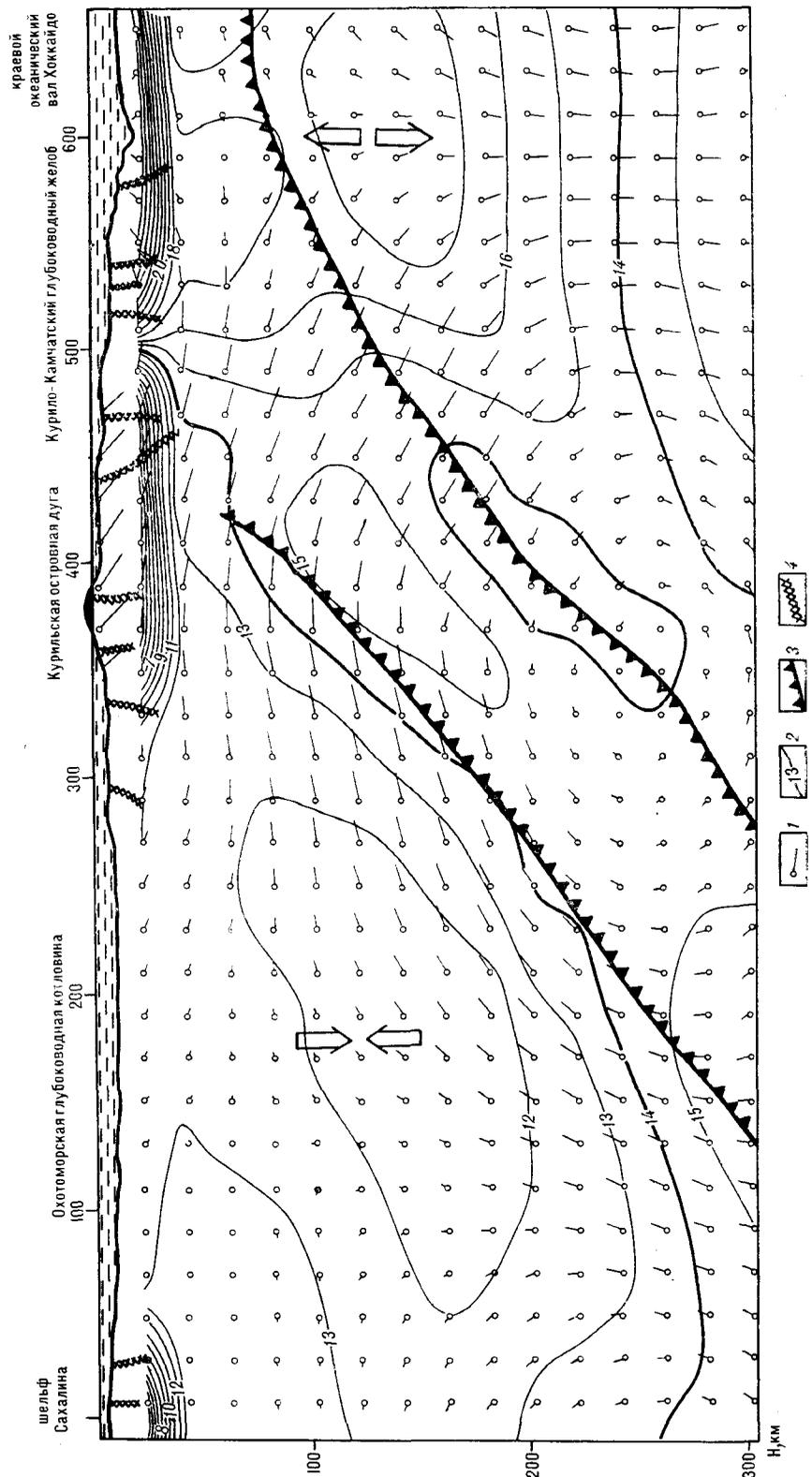


Рис. 8. Распределение вертикальных деформаций под сахалинским разрезом. Обозначения те же, что на рис. 7.

пропорциональны соответствующим компонентам девиатора напряжений: $\sigma_x^d = 2\mu\epsilon_x$, $\sigma_z^d = 2\mu\epsilon_z$, $\tau_{xz} = \mu\gamma_{xz}$. Из условия несжимаемости следует что $du_x/dx = -du_z/dz$, т. е. $\epsilon_x = -\epsilon_z$. Области горизонтального сжатия должны соответствовать области вертикального растяжения, и наоборот. Данная закономерность хорошо отмечается на приведенных рисунках. Некоторое отклонение следует отнести за счет численного дифференцирования.

В пределах верхних частей разрезов (до глубин порядка 100 км) океаническому блоку соответствуют горизонтальное сжатие и вертикальное растяжение. В это же время под Камчаткой и Охотским морем наблюдаются вертикальное сжатие и горизонтальное растяжение. Такое распределение деформаций (и девиаторных напряжений) не противоречит существующим представлениям о характере тектонических процессов в этих областях, механизмов очагов землетрясений и их распределения.

Повышенная интенсивность деформаций ϵ_z и ϵ_x под Курильской островной дугой и глубоководным желобом хорошо согласуется с наличием мелкофокусной сейсмичности в этих областях. Таким образом, механическое состояние области перехода, обусловленное ее собственными плотностными неоднородностями, определяет некоторые характерные черты тектонического строения и развития этой зоны. Латеральное расширение области исследования позволит учесть влияние соседних плотностных неоднородностей. Учет переменной вязкости среды также может внести заметный вклад в распределение скоростей и деформаций среды.

Приведенные результаты дают основание надеяться, что введение в схему исследования рассмотренных двух дополнительных факторов позволит дать не только качественное, но и достаточно надежное количественное описание геодинамических процессов в зоне перехода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдырева С. А., Ефимов А. В. Сейсмоструктурный эффект мантийных неоднородностей активных окраин океана // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 285, № 4.
2. Комова О. С., Маслов Л. А., Туезов И. К. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 3.
3. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка — Тихий океан // Там же.— 1985.— № 1.
4. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан // Там же.— 1985.— № 6.
5. Новацкий В. Теория упругости.— М.: Мир, 1975.
6. Nishimura K. A schematic model concerning the formation of the Benioff zones as inferred from examination of global-scale geoid undulation // Дэнсин «Землетрясения»,— 1982.— V. 35.
7. Vetter U. R., Meissner R. O. Creep in geodynamic processes // Tectonophysics.— 1977.— V. 42, N 33.

ИТИГ ДВО АН СССР, Хабаровск
ИМГиГ ДВО АН СССР, Новоалександровск

Поступила в редакцию
25 марта 1987 г.

А. Г. Родников

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Минерализация региона рассматривается в связи с выделением в верхней мантии астеносферной линзы, которая характерна для зон перехода от континента к океану. Подъем к земной коре горячей аномальной мантии, являющейся источником тепла и флюидов, вызывает активную тектоническую и магматическую деятельность, образование рифтовых

структур в пределах междуговых прогибов и глубоководных котловин окраинных морей и сопровождается обширными гидротермальными проявлениями с формированием сульфидных залежей. Установлена взаимосвязь: астеносфера в верхней мантии — магматические очаги в коре — рифтовые структуры — гидротермальная деятельность.

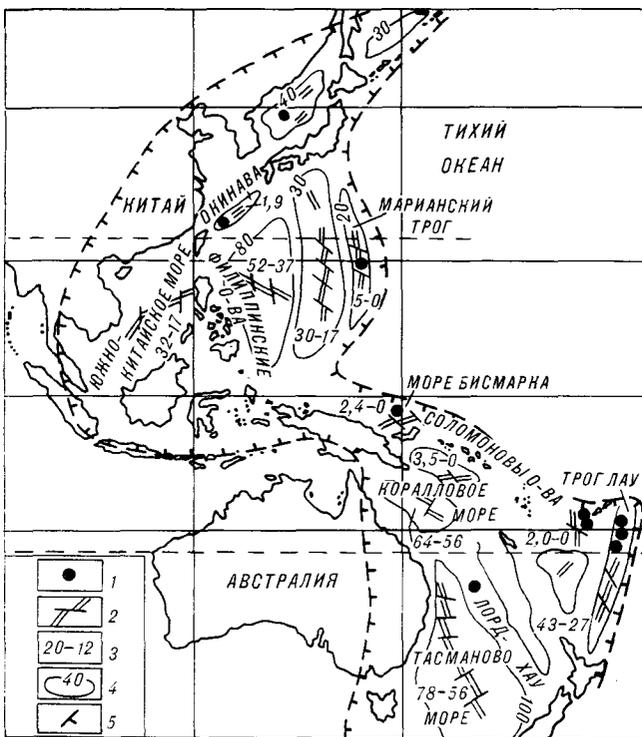
Еще совсем недавно окраинные моря рассматривались как пассивные области осадконакопления, где формировались россыши различных металлов и скопления фосфоритов и марганца, химически осаждающихся в виде конкреций. Лишь в 70-е годы детальные океанографические исследования привели к открытию рудоносных горячих источников в рифтовых зонах Восточно-Тихоокеанского поднятия [2, 7]. Насыщенные сульфидами гидротермы образуются в результате конвекции морской воды сквозь трещиноватые породы срединно-океанического хребта. Основными источниками тепла являются магматические камеры, расположенные под рифтами и связанные с неглубокозалегающей горячей разуплотненной аномальной мантией — астеносферой. Флюиды, мигрирующие из мантии, содержат различные элементы и являются дополнительным источником металлов.

Горячие источники в рифтовых долинах установлены во многих местах Восточно-Тихоокеанского хребта. К югу от Калифорнийского залива проведенные в 1978 г. исследования на подводном аппарате «Сиана» выявили рудоносные холмы, сложенные массивными сульфидными рудами. В 1979 г. исследователи с подводного аппарата «Алвин» вблизи этих же холмов обнаружили гидротермальные струи высокотемпературных флюидов, обогащенных рудными компонентами [7]. В пределах Галапагосского центра спрединга с подводных аппаратов «Сиана» и «Алвин» выявлены «черные курильщики», в постройке которых участвуют сульфиды железа, цинка, меди, а также сульфат кальция [7]. Интенсивная гидротермальная деятельность отмечена на других участках Восточ-

но-Тихоокеанского поднятия в пределах подводных хребтов Хуан-де-Фука, Эндевор и Эскплорер [9, 13, 15].

Общая особенность гидротермальных явлений — их приуроченность к рифтовым структурам срединно-океанических хребтов, характеризующихся тонкой трещиноватой океанической корой и подступающей к коре горячей аномальной мантией. Аномальная мантия является источником магмы, накопление которой происходит в магматических камерах, расположенных от поверхности дна всего в нескольких километрах [15].

Западная часть Тихого океана представляет собой переходную зону от континентальной коры к океанической. В нее входят окраинные моря и островные дуги, формирование которых произошло в разные эпохи кайнозойской эры. Наиболее важной особенностью строения переходной зоны является наличие в верхней мантии астеносферной линзы [4, 6]. Отмечается корреляция между тектономагматической активностью и выраженностью астеносферы. К тектонически активным районам, таким как островные дуги, междуговые прогибы и глубоководные котловины окраинных морей, приурочена более мощная, подступающая к коре астеносфера. На поверхности поднятию астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния толеитовых магм. Глубоководные котловины характеризуются сходным с океаническим строением земной коры. В их основании обычно прослеживаются рифтовые структуры. Для них характерны пониженные мощности земной коры, линзы аномальной мантии, часто повышенные значения теплового потока и полосчатая структура магнитного поля. Вероятно,



Строение переходной зоны западной части Тихого океана.

1 — гидротермальные проявления; 2 — рифты; 3 — время формирования котловин, млн лет; 4 — глубоководные котловины (цифры — глубина до астеносферы); 5 — контуры астеносферной линзы.

Тектонические процессы в глубоководных котловинах аналогичны процессам, протекающим в срединно-океанических хребтах. Рифты окраинных морей и междуговых прогибов, как и срединно-океанических хребтов, сопровождаются гидротермальной деятельностью [4].

На рисунке показано строение переходной зоны. Контуры астеносферной линзы проведены по [1, 4]. Изолинии с цифрами показывают глубину до поверхности астеносферных выступов, там, где она определена по сейсмологическим, электромагнитным и геотермическим данным [4]. В глубоководных котловинах и междуговых прогибах выделены рифтовые структуры, время образования которых показано цифрами [17]. Гидротермальные процессы с сульфидными проявлениями отмечены кружками.

На подводном хребте Лорд-Хау между 31 и 35° ю.ш. во время рейса научно-исследовательского судна ФРГ «Зонне» ученые Австралии и ФРГ обнаружили металлоносные осадки, богатые железом, марганцем, никелем, медью, кобальтом. Корки металлоносных осадков толщиной до 20 см покрывают на глубине примерно 1700 м значительные площади дна океана. Предполагается, что их происхождение связано с гидротермальными источниками [16].

Междуговой прогиб Лау был объектом изучения во время 35-го рейса «Зонне» (конец 1984 — начало 1985 г.). Комплекс работ включал многолучевую эхолотный промер, гидромагнитную съемку, драгирование и подводное фотографирование. В прогибе Лау (в двух пунктах с координатами 18°40' ю.ш., 176°15' в.д. и 22°15' ю.ш., 177°30' в.д.) и южной части Северо-Фиджийской котловины (координаты 16°10' ю.ш., 177°25' в.д.) были обнаружены свежие лавы, по составу близкие к базальтам срединно-океанических хребтов. Гидротермальные отложения сульфидов ассоциированы как со свежими лавами центров рифтогенеза, так и с вулканитами подводных гор, однако «черных курильщиков», аналогичных описанным на Восточно-Тихоокеанском поднятии, не обнаружено [18].

Севернее, в том же прогибе Лау, в точке с координатами 174°30' в.д. и 15°30' ю.ш., в ходе экспедиции НИС «Томас Вашингтон», организованной в 1986 г. Скрипсовским океанографическим институтом, были драгированы породы, характерные для «черных курильщиков» срединно-океанических хребтов. Породы были отобраны в пределах оси рифта на глубине 2100 м, стенки которого поднимаются на 300—500 м над уровнем дна. Драгированные породы представлены андезитобазальтами, содержащими сульфиды — сфалерит и вюрцит. Совместно с пиритом и халькопиритом они слагают концентрические образования в породах. Обломки пронизаны прожилками барита и аморфного кремнезема. Отложения полиметаллических сульфидов, связанных с гидротермальной активностью, могут иметь экономическое значение для королевства Тонга [10].

В конце 1985 — начале 1986 г. научно-исследовательское судно «Моана Уэйв» (США) провело изучение строения и истории геологического развития дна Тихого океана в районе бассейна Манус, составляющего часть моря Бисмарка [11]. Еще в 1978 г., во время рейса НИС «Вулканолог», в море Бисмарка была обнаружена обширная зона трещинных излияний современных базальтов, связанных с рифтовой структурой субширотного простирания. Возраст ее, по магнитным данным, составляет не более 2,4 млн лет [3]. Во время рейса «Моана Уэйв» было подтверждено распространение в этой части моря рифтовой структуры. В пункте с координатами 3°10' ю.ш., 150°17' в.д. на глубине около 2500 м сделан 21 снимок дна, на которых запечатлены разрушенные гидротермальные «трубы» и свидетельства процессов гидротермальной минерализации на протяжении около 150 м. Район фотографирования расположен около гребня небольшого осевого вулкана, находящегося в пределах рифтовой долины центра спрединга.

Драгирование доставило образцы стекловатых базальтов, но сульфидов здесь не обнаружено. На фотографиях хорошо различимы несколько уже потерявших активность гидротермальных «труб», обломки пород, образовавшихся в период их деятельности, осадочные породы, отличающиеся от обычных подушечных базальтов более темной окраской и, вероятно, обогащенные сульфидами, желтые полосы, по-видимому, содержащие нонтронит, а также многочисленные живые организмы [11].

Обнаруженные «трубы» морфологически сходны с ранее открытыми в других центрах спрединга (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский хребет, хребет Хуан-де-Фука). Они представляют собой колонкообразные структуры, сложенные пористыми, губчатыми породами. Их характерные размеры достигают 2 м в высоту и 0,5 м в диаметре. По аналогии с другими подобными сооружениями следует полагать, что они состоят преимущественно из сульфидов, сульфатов и, возможно, силикатов [11].

Гидротермальная деятельность в пределах активно развивающегося в настоящее время трога Окинава предполагалась давно. Исследования японских и китайских ученых последних лет привели к выделению в осевой зоне трога рифтовой структуры с океанической корой, вдоль которой были драгированы свежие эффузивные породы. Фотографирование дна трога, проведенное в 1986 г. с подводного аппарата «Синкай-2000», выявило на глубине 1535 м (27°34' с. ш., 127°09' в. д.) первое гидротермальное поле [19].

Гидротермальная деятельность отмечена в Марианском трого, где вдоль рифтовых зон развиты толеитовые базальты молодого возраста. Базальты хлоритизированы и пронизаны трещинами и жилами, заполненными кварцем, опалом, хлоритом, кальцитом и пиритом. Гидротермально измененные породы встречены в скв. 456 (координаты 17°55' с. ш., 145°41' в. д.), пробуренной с научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер» [14]. Под плейстоценовыми илами с пепловыми прослоями скважина на глубине 134 м вошла в пиллоу-базальты и прошла в них 35 м. Базальты изменены в фации зеленых сланцев и содержат различные вторичные сульфиды. Изменения концентрируются в узкой зоне в пределах гребня рифтового хребта, прослеживаемого в осевой части Марианского трога. Изменения имеют зональный характер. Базальты одной зоны интенсивно хлоритизированы и содержат жилы и пустоты, заполненные кварцем, опалом, хлоритом, кальцитом и пиритом. Незначительно распространены халькопирит и дигенит. Залегающие ниже базальты содержат в изобилии смектит и гидроокислы железа и обогащены К, Rb, Ba. На основании распространения в ба-

зальтах и в перекрывающих их осадках вайракита (минерала группы цеолитов) предполагается, что гидротермальные изменения происходили при температуре не ниже 200°C. Скв. 456 является первой, вскрывшей в окраинных морях переходной зоны гидротермально измененные породы.

Дальнейшие исследования, проведенные НИС «Хакухо-Мару» в Марианском трого в 1982 г., подтвердили распространение в пределах рифтовой зоны гидротермально измененных пород [8]. Драгами были подняты металлоносные отложения, которые обычно ассоциируются с сульфидными рудами, образующимися из горячих источников на морском дне. Взятые на глубине пробы воды показали повышенное содержание гелия, водорода и метана. Такие же газы содержатся в гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Проявления гидротермальной деятельности приурочены к ныне активно развивающимся междугловым прогибам (Марианский, Лау) и впадинам типа Окинава. Под этими структурами астеносфера ближе всего подходит к земной коре, например, в Марианском прогибе она находится на глубине 20 км [4]. Наблюдается определенная взаимосвязь: астеносфера — магматические очаги в коре — рифты — гидротермальная деятельность. Вполне вероятно, что тектонические процессы в глубоководных котловинах и междугловых прогибах подобны процессам, протекающим в срединно-океанических хребтах. Следовательно, выявление рифтовых структур, образование которых связано с апвеллингом астеносферы, имеет практическое значение. К ним относятся как молодые рифтовые структуры с современной гидротермальной деятельностью, распространенные в междугловых прогибах и впадинах типа Окинава, Манус (море Бисмарка), Вудларк (Соломоново море), так и древние рифты, выделенные почти во всех окраинных морях, часто перекрытые осадочными отложениями. Эти структуры можно рекомендовать для постановки детальных геолого-геофизических исследований с целью обнаружения новых сульфидных месторождений.

Изучение глубинных неоднородностей недр Земли и сопоставление их с геологическими структурами и процессами с целью выявления связей металлогении с глубинными мантийными источниками наиболее полно можно осуществить при построении геотраверсов на основе комплексной интерпретации геолого-геофизико-геохимических данных. Такая работа осуществляется советскими и японскими учеными в переходной зоне по проекту «Геотраверс» [5, 12]. Выполнение этой работы будет способствовать решению одной из центральных проблем наук о Земле — выявлению глубинных причин геологических явлений.

1. Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая томография // В мире науки.— 1984.— № 12.
2. Батурин Г. П. Сульфидные руды на дне океана // Природа.— 1985.— № 6.
3. Горшков А. П. Особенности подводного вулканизма Новогвинейского моря // Вулканология и сейсмология.— 1983.— № 4.
4. Родников А. Г. Соотношение астеносферы и структур земной коры окраин Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 4.
5. Родников А. Г. Международный проект «Геотраверс»: Проблемы, задачи, перспективы // Вест. АН СССР.— 1986.— № 2.
6. Родников А. Г., Вадковский В. Н. Механизм формирования структур переходной зоны западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология.— 1986.— № 3.
7. Рона П. Образование месторождений из горячих источников на дне океана // В мире науки.— 1986.— № 3.
8. Anderson R. N. Call Alvin for hot science // Nature.— 1982.— V. 300, N 5889.
9. Backer H., Lange J., Marchig V. Hydrothermal activity and sulphide formation in axial valleys of the East Pacific Rise crest between 18 and 22°S // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1982.— V. 72, N 1.
10. "Black Smoker" Vent Chimneys // EOS, Transactions, American Geophysical Union.— 1986.— V. 67, N 17.
11. Both R., Crook K. et al. Hydrothermal Chimneys and Associated fauna in the Manus back-arc basin Papua New Guinea // Ibid.— № 21.
12. Geology of the Northern Philippine Sea/Ed. T. Shiki.— Tokai University Press, 1985.
13. Hekinian R., Francheteau J. Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific rise near 13°N: submersible witnesses the growth of sulfide chimney // Mar. Geophys. Res.— 1983.— V. 6, N 1.
14. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1981.— V. 60.
15. McClain K. J., Lewis B. T. R. Geophysical evidence for the absence of a crustal magma chamber under the northern Juan de Fuca ridge: a contract with ROSE results // Journ. Geophys. Res.— 1982.— B87, N 10.
16. The Nautical Magazine.— 1985.— V. 224, N 4.
17. Plate-Tectonic Map of the Circum-Pacific Region.— The American Association of Petroleum Geologists. Tulsa: Oklahoma, USA, 1982.
18. Stackelberg Ulrich von. Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centers in the Southwest Pacific // BGR Circular.— 1985.— N 2.
19. Uyeda S. Formation of back-arc basins // DELP News.— 1986.— N 12.

Межведомственный геофизический комитет
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
19 февраля 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Статья является ценной сводкой новейших открытий гидротермальных проявлений в рифтовых структурах Тихого океана и окраинных морей. Метод аналогий не раз приводил к открытию новых оригинальных закономерностей. Действительно, общей для всех недавно открытых гидротермальных систем является приуроченность к рифтовым структурам, характеризующимся тонкой трещиноватой океанической горой и близостью к коре горячей аномальной мантии. Однако индивидуальные проявления гидротермальных процессов в значительной степени зависят от местных геологических условий. Известно, что рифтогенез на континентах, в переходной зоне и океанах имеет некоторые специфические черты. По-видимому следует ожидать некоторых отличий во вмещающей среде и соответственно в металлогении. И они, действительно, обнаруживаются. П. Лонсдейл и Дж. Хавкинс*, проводившие работы в Марианском тропе близ

границы бассейна, обнаружили куполообразные структуры диаметром от 50 до 1000 м. На некоторых из них породы инкрустированы окислами марганца. Измерения теплового потока подтверждают явление гидротермальной разгрузки в пределах подобных холмов, однако особенности состава коренных пород, по мнению авторов, предполагают фундаментальные отличия от гидротермальных холмов, обнаруженных на срединно-океанических хребтах. Драгирование показало, что холмы сложены риодацитовыми пемзами, в то время как в срединно-океанических хребтах преобладают базальты.

Изучение океанов и морей с помощью подводных аппаратов приносит все больше новых интересных материалов, и, видимо, на данном этапе полезно на фоне выявления черт общих, генеральных закономерностей искать и черты отличия, связанные с местными условиями.

* Lonsdale Peter, Hawkins Tames. Silicic volcanism at an offaxis geothermal field in the Mariana trough back-arc basin // Bull. Geol. Soc. Amer.— 1985.— V. 96, N 7.— P. 940—951.

ИТИГ ДВО АН СССР

Г. Л. Кириллова

Л. И. Анисеева, Н. С. Скорнякова, Т. Ю. Успенская, В. О. Худоложкин

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОНКРЕЦИЙ РАДИОЛЯРИЕВОЙ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Приводится описание морфологии и текстурно-структурных особенностей строения железомарганцевых конкреций рудной провинции Клариян-Клиппертон. Выделяются структуры замещения, вырастания

Особенности строения конкреций Тихого океана рассмотрены рядом исследователей [1—3, 5—7]. Задача настоящей статьи — характеристика текстуры и структуры различных морфогенетических типов конкреций радиоляриевого пояса. Работа основана на материалах геологических полигонов, выполненных в 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в глубоководной котловине северной приэкваториальной зоны Тихого океана, в рудной провинции Клариян-Клиппертон (рис. 1).

Полигон I (ст. 2474) расположен на холмистой равнине с амплитудами глубин 300—600 м. В его пределы входят массив абиссальных холмов с минимальными глубинами 4640—4900 м и пологая равнина с глубинами 5200—5300 м. На поверхности радиоляриево-глинистых, глинисто-радиоляриевых илов и их мергелистых разновидностей почти сплошным слоем залегают железомарганцевые конкреции.

Несмотря на разнообразие форм, в пределах полигона встречены однотипные по харак-

теру поверхности и внутреннего строения преимущественно седиментационные конкреции [3]. На абиссальных холмах развиты мелкие (2—4 см) многоядерные сростковые конкреции с гладкой верхней и микрошероховатой нижней поверхностью. Они образованы сростками таблитчатых, эллипсоидальных, неправильных по форме дискоидальных и сферических конкреций размером 0,5—1,5 см (рис. 2). На поверхности депрессии преобладают мелкие (2—4 см) одноядерные эллипсоидальные, таблитчатые, дискоидальные конкреции, реже их сростки. Встречены и крупные (4—6 см и более) овальноугловатые и уплощенные конкреции с мелкими паростами, придающими поверхности желвакообразный характер. Структура поверхности асимметричная: верхняя — гладкая, нижняя — микро-, реже крупноглобулярная.

Все конкреции полигона хрупкие, сильнотрещиноватые, со швами залечивания на поверхности.

Ядра конкреций представлены плотной глиной, радиоляриевым осадком, обломками древних конкреций, кремней, зубов рыб, реже мелкими обломками эффузивов. Глина комковатая, неоднородная по составу и степени раскристаллизованности (от тонко- до крупночешуйчатой), участками обогащена цеолитами, вплоть до перехода в цеолитовую глину, радиоляриями, костными остатками. Глинистые ядра, как правило, в значительной степени замещены гидроокислами железа и марганца. В зависимости от интенсивности и характера оруденения рудное вещество приобретает пестчатую, очковую, колломорфную или глобулярную структуру (рис. 3).

Первоначально бурые гидроокислы железа, иногда совместно с марганцем, проникают в глину по трещинам, порам, пустотам, создавая крустификационные каемки с причудливо-фе-

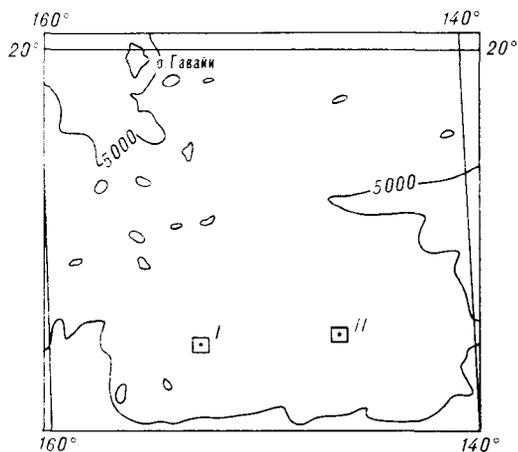


Рис. 1. Схема расположения детальных полигонов I (ст. 2474) и II (ст. 2483).

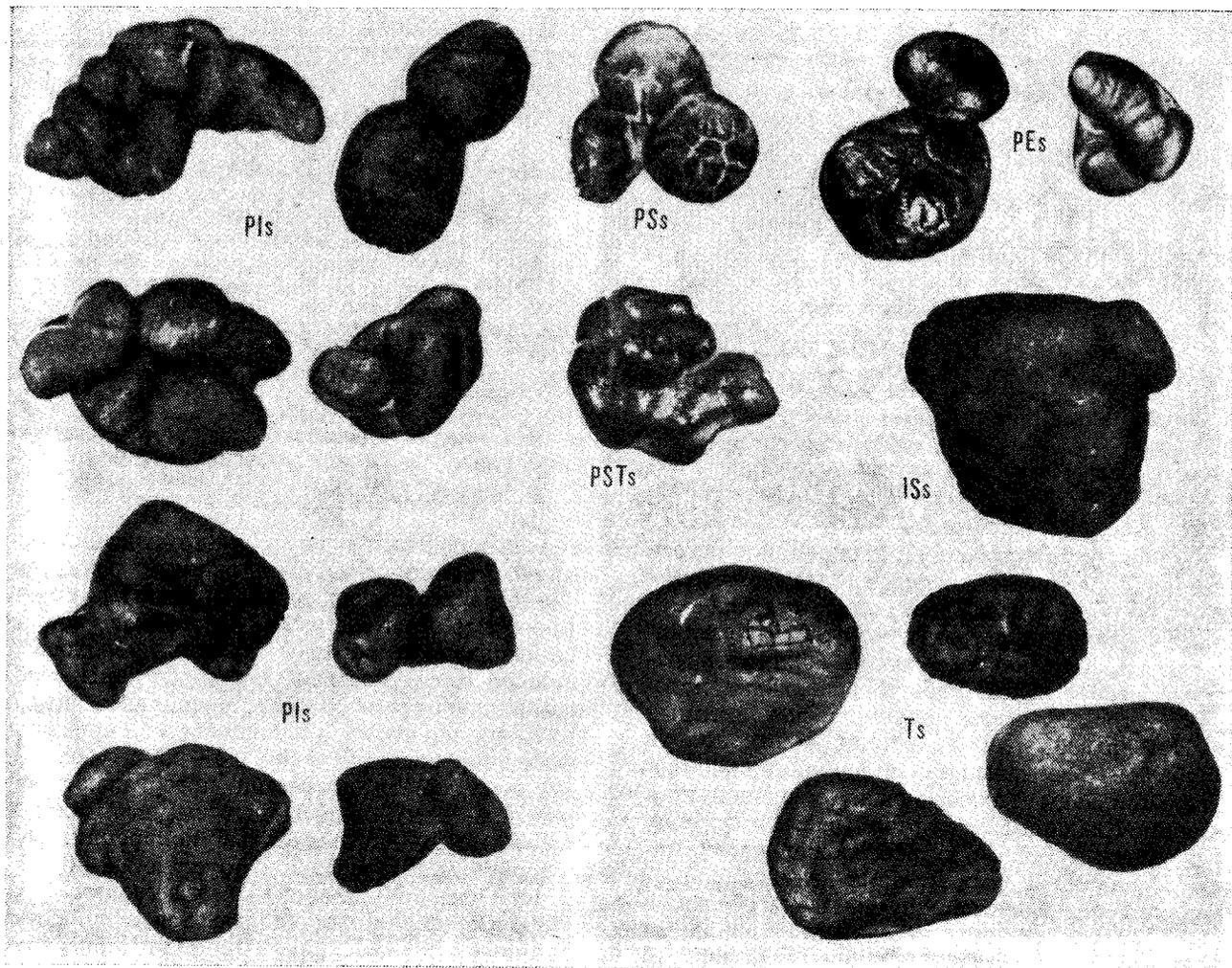


Рис. 2. Морфология конкреций полигона I (ст. 2474).

PIs — сrostки неправильных по форме конкреций с гладкой поверхностью; PSs — сrostки сфероидальных конкреций с гладкой поверхностью; PSTs — сrostки сфероидальных и таблитчатых конкреций с гладкой поверхностью; PEs — сrostки эллипсоидальных конкреций с гладкой поверхностью; ISs — неправильно-сфероидальные конкреции с гладкой поверхностью; Ts — таблитчатые конкреции с гладкой поверхностью.

стончатым рисунком структуры рудного вещества, постепенно по мере замещения глины приобретающее петельчатое строение (см. рис. 3, а, б). При наиболее активном замещении глины образуется глобулярная структура (см. рис. 3, в) рудной массы с базальным глинистым цементом. Округлые глобулы размером 0,2—0,3 мм часто имеют зональное строение. Глина в межглобулярном пространстве нередко насыщена обломками зубов, раковин радиолярий или кристаллами филлипсита. В зависимости от интенсивности оруденения глины в шлифах можно наблюдать все стадии перехода от фстончатых и ажурно-петельчатых (колломорфных) структур к глобулярной цементной. Нередко возникает сплошная (массивная) рудная масса с едва различимыми контурами отдельных глобулей.

Ядра, сложенные глинисто-радиоляриевым или радиоляриевым осадком, имеют реликтивно-

органогенную структуру (см. рис. 3, г). Очень специфичен характер оруденения кремнистых ядер, сложенных криптокристаллическим кварцем с незначительной примесью глинистого материала. Рудное вещество в них проникает по трещинам и порам, образуя тончайшие ветвистые дендритовые и метельчатые структуры (см. рис. 3, д). Ядра, представленные обломками более древних конкреций, сложены слабопросвечивающей буроватой рудной массой полигонально-глобулярной структуры. Сходные между собой по форме и размерам (<0,2 мм) глобулы, изометричные в сечении, с характерными полигональными контурами плотно в торец причленяются друг к другу. Контурные глобулей очерчиваются по глине, выполняющей тончайшие трещины межглобулярного пространства (см. рис. 3, е).

Рудная оболочка конкреций ст. 2474 имеет зональное тонкоконцентрически-слоистое строе-

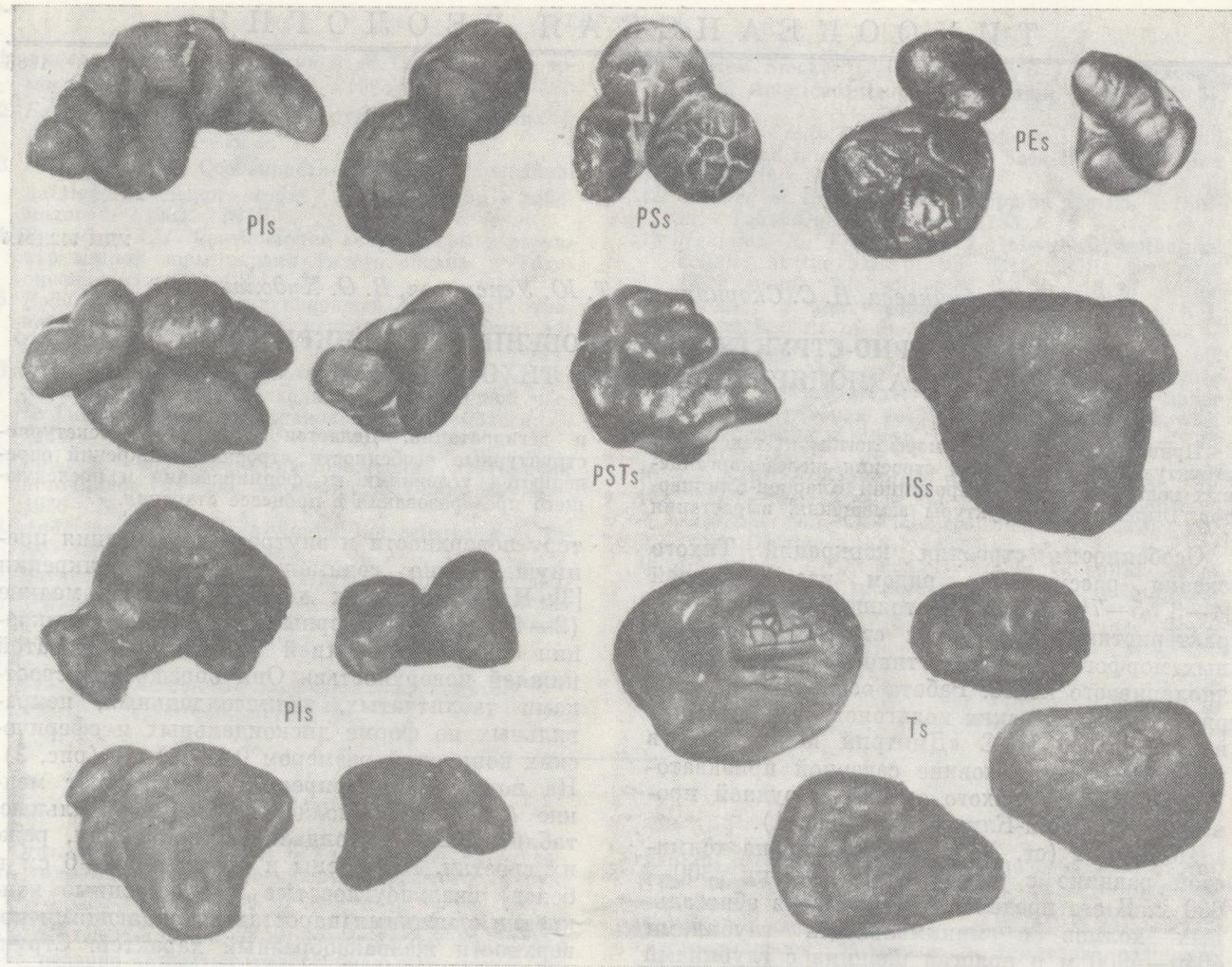


Рис. 2. Морфология конкреций полигона I (ст. 2474).

Pls — сростки неправильных по форме конкреций с гладкой поверхностью; PSs — сростки сфероидальных конкреций с гладкой поверхностью; PSTs — сростки сфероидальных и таблитчатых конкреций с гладкой поверхностью; PEs — сростки эллипсоидальных конкреций с гладкой поверхностью; ISs — неправильно-сфероидальные конкреции с гладкой поверхностью; Ts — таблитчатые конкреции с гладкой поверхностью.

стончатый рисунок структуры рудного вещества, постепенно по мере замещения глины приобретающего петельчатое строение (см. рис. 3, а, б). При наиболее активном замещении глины образуется глобулярная структура (см. рис. 3, в) рудной массы с базальным глинистым цементом. Округлые глобулы размером 0,2—0,3 мм часто имеют зональное строение. Глина в межглобулярном пространстве нередко насыщена обломками зубов, раковин радиолярий или кристаллами филлипсита. В зависимости от интенсивности оруденения глины в шлифах можно наблюдать все стадии перехода от фестончатых и ажурно-петельчатых (колморфных) структур к глобулярной цементной. Нередко возникает сплошная (массивная) рудная масса с едва различимыми контурами отдельных глобулей.

Ядра, сложенные глинисто-радиоляриевым или радиоляриевым осадком, имеют реликтивно-

органогенную структуру (см. рис. 3, г). Очень специфичен характер оруденения кремнистых ядер, сложенных крипнокристаллическим кварцем с незначительной примесью глинистого материала. Рудное вещество в них проникает по трещинам и порам, образуя тончайшие ветвистые дендритовые и метельчатые структуры (см. рис. 3, д). Ядра, представленные обломками более древних конкреций, сложены слабопросвечивающей буроватой рудной массой полигонально-глобулярной структуры. Сходные между собой по форме и размерам (<0,2 мм) глобулы, изометричные в сечении, с характерными полигональными контурами плотно в торец причлещаются друг к другу. Контуры глобулей очерчиваются по глине, выполняющей тончайшие трещины межглобулярного пространства (см. рис. 3, е).

Рудная оболочка конкреций ст. 2474 имеет зональное тонкоконтрически-слоистое строе-

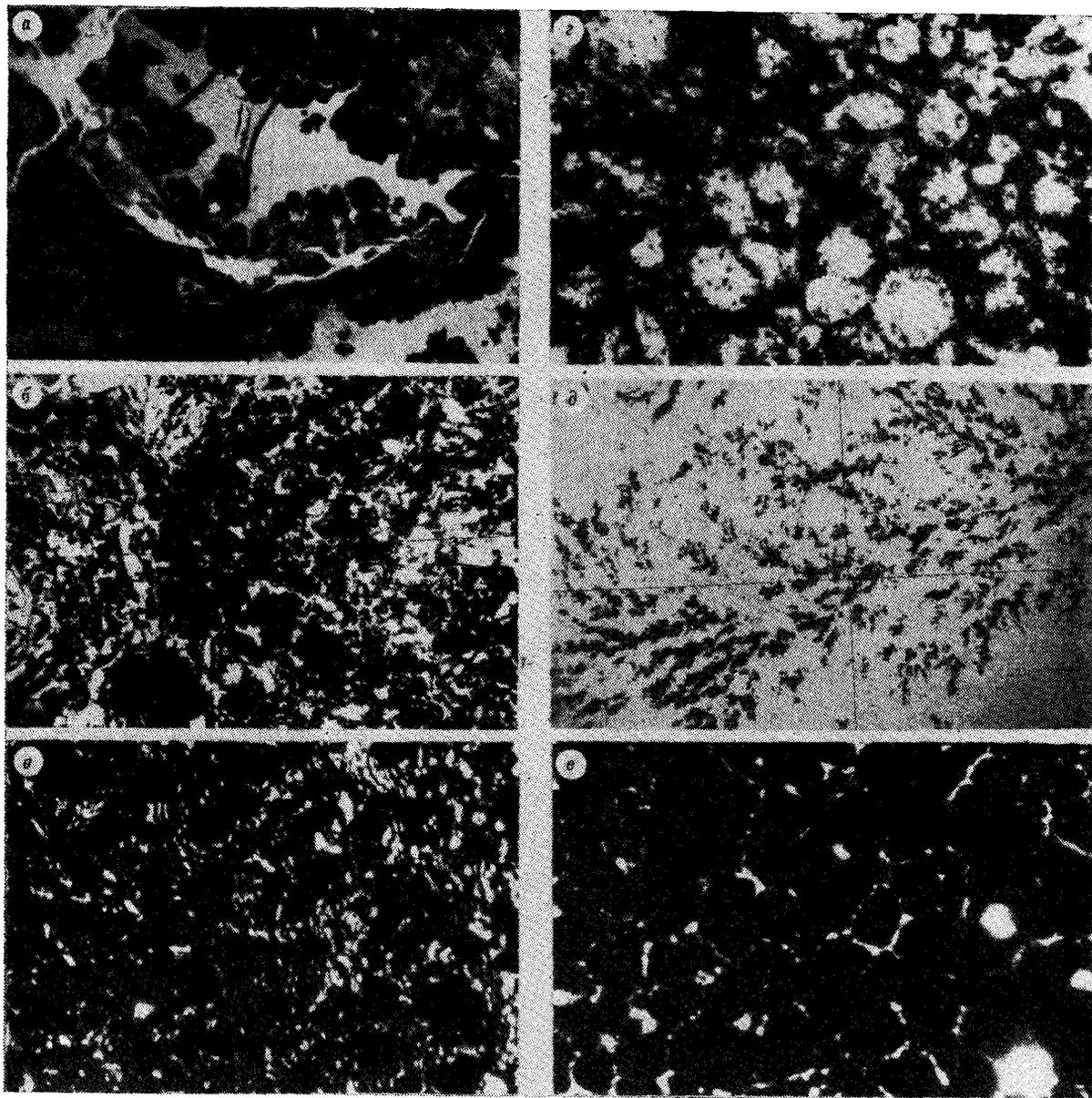


Рис. 3. Структуры замещения глинистых, глинисто-кремнистых ядер конкреций; проходящий свет, без анализа.

a — кристаллизационные каемки рудного вещества, выполняющие трещины, $\times 20$; *b* — ажурно-пелетчатая структура, $\times 20$; *c* — глобулярная структура рудного вещества, $\times 20$; *d* — реликтовая органическая структура (оруденелый радиолярит), $\times 20$; *e* — тончайшие дендриты гидроокислов железа и марганца в обрешеченной глине, $\times 20$; *f* — полигонально-глобулярная структура древних конкреций, $\times 20$.

ние, обусловленное чередованием различных по мощности и структуре рудных и нередко прерывистых глинистых слоев (рис. 4, *a*). Мощность отдельных рудных слойков в основном колеблется от 0,2 до 5 мм. Структура рудного вещества глобулярная или колломорфная. В некоторых конкрециях появляются радиально-столбчатые (дендритовые) текстуры (см. рис. 4, *b*, *в*), образованные удлиненными глобулями, ориентированными по радиусу конкреции. Сходную столбчатую текстуру имеют руд-

ные корки с поверхности коренных пород. Рудная оболочка большинства конкреций асимметрична по мощности. Это особенно четко проявляется в уплотненных конкрециях. Мощность верхней, расположенной над ядром части рудной оболочки в 1,5—2 раза больше нижней. При этом сверху вниз сокращается мощность каждого рудного слойка и резко снижается количество глинистого материала.

Глобулярная структура в конкрециях концентрически-слоистой текстуры образована ок-

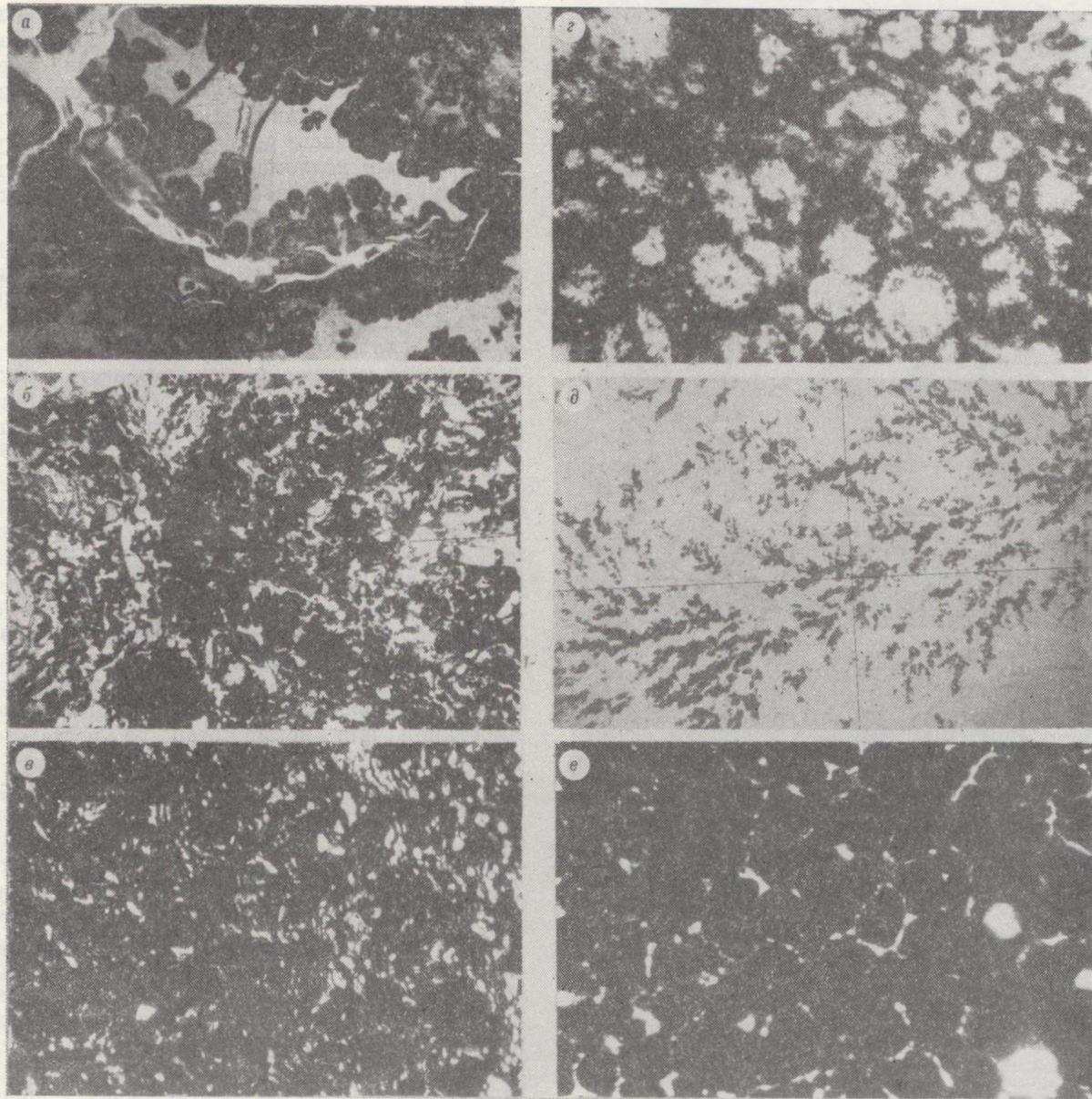


Рис. 3. Структуры замещения глинистых, глинисто-кремнистых ядер конкреций; проходящий свет, без анализа-тора.

a — кристаллизационные каемки рудного вещества, выполняющего трещины, $\times 20$; *б* — ажурно-пестельчатая структура, $\times 20$; *в* — глобулярная структура рудного вещества, $\times 20$; *г* — реликтовая органогенная структура (оруденелый радиолярит), $\times 20$; *д* — тончайшие дендриты гидроокислов железа и марганца в кремнедой глине, $\times 20$; *е* — полигонально-глобулярная структура древних конкреций, $\times 20$.

ние, обусловленное чередованием различных по мощности и структуре рудных и нередко прерывистых глинистых слоев (рис. 4, *a*). Мощность отдельных рудных слойков в основном колеблется от 0,2 до 5 мм. Структура рудного вещества глобулярная или колломорфная. В некоторых конкрециях появляются радиально-столбчатые (дендритовые) текстуры (см. рис. 4, *б*, *в*), образованные удлиненными глобулями, ориентированными по радиусу конкреции. Сходную столбчатую текстуру имеют руд-

ные корки с поверхности коренных пород. Рудная оболочка большинства конкреций асимметрична по мощности. Это особенно четко проявляется в уплощенных конкрециях. Мощность верхней, расположенной над ядром части рудной оболочки в 1,5—2 раза больше нижней. При этом сверху вниз сокращается мощность каждого рудного слойка и резко снижается количество глинистого материала.

Глобулярная структура в конкрециях концентрически-слоистой текстуры образована ок-



Рис. 4. Строение конкреций полигона I (ст. 2474).

a — тонкоконцентрически-слоистая текстура рудной оболочки, отраженный свет, $\times 3,7$, Т — тодорокит; *b*, *c* — детали строения той же конкреции, $\times 11,5$ (*b*) и $\times 20$ (*c*).

руглыми, реже продолговатыми, тонкоконцентрически-слоистыми в поперечном сечении стяжениями (глобулями) рудного вещества размером 0,2—0,4 мм (см. рис. 4, *a*, *b*). Межглобулярное пространство выполнено тонкопелитовой глиной. Вблизи ядра или основания глобулярного слоя ее количество не превышает 3—5%, по мере удаления глобули отделяются друг от друга, и количество глины возрастает до 10—15%.

Конкреции или прослои с радиально-столбчатой текстурой образованы плотноупакованными глобулями. Удлиненные красновато-бурые в проходящем свете глобули по форме несколько напоминают капли, расширенные части которых имеют микроплойчатое строение.

Глобули группируются в ряды, расширяющиеся от центра к периферии конкреции (рис. 5, *a*, *b*). Граница между рядами определяется по пунктирным просветам, заполненным тонкопелитовой глиной. Верхние части глобулей, соприкасаясь друг с другом, образуют своеобразный колломорфно-плойчатый рисунок структуры. В концентрически-слоистых конкрециях эти слойки обуславливают как бы наложенную концентрически-слоистую текстуру рудной оболочки. В асимметричных уплощенных конкрециях можно наблюдать несколько рисунков структуры.

Изометричные глобули размером 0,2—0,3 мм в диаметре, слагающие нижнюю часть конкреции, при переходе к верхней части постепенно вытягиваются, приобретают каплевидную форму и выстраиваются в радиально-столбчатые (дендритовые) ряды. Размеры удлиненных глобулей достигают 0,5 мм. Количество глины, заполняющей межглобулярное пространство, возрастает от 3—5% в нижней, до 10—15% в верхних частях конкреции.

Колломорфная структура рудной оболочки наиболее отчетливо проявляется в плотных ядрах (обломках древних конкреций, кремней, эффузивов) или на основании слоя внутри рудной оболочки, отражая начало формирования или новый этап ее роста (см. рис. 5, *e*).

В прозрачных шлифах видно, что колломорфные прослои образованы ритмичным чередованием различно окрашенных бурых слойков (мощностью до 0,5 мм) с тончайшими (<0,2 мм), выдержанными по мощности черными непросвечивающими слойками. Под рудным микроскопом бурые прослои имеют серые и темно-серые цвета и представляют собой тонкое срастание гидроокислов железа и марганца, черные — отличаются высокой отражательной способностью и анизотропией, сложены тодорокитом. Промежутки между слойками обогащены глиной, тесно вплетающейся в общий рисунок структуры. Колломорфные прослои имеют слабоволнистый или пloyчатый рисунок и соответственно слоисто-колломорфную или пloyчато-колломорфную структуру. Нередко в шлифах можно наблюдать переход от колломорфной структуры к глобулярной и от концентрически-слоистой текстуры к радиально-дендритовой. В зоне, непосредственно примыкающей к ядру, колломорфные слои представлены волнистым рисунком, по мере удаления от ядра пloyчатость становится более напряженной, выступы пloyчато-колломорфной структуры вытягиваются, появляется тенденция к их отпочкованию и образованию асимметричных каплевидных глобулей, формирующих радиально-дендритовый рисунок текстуры.

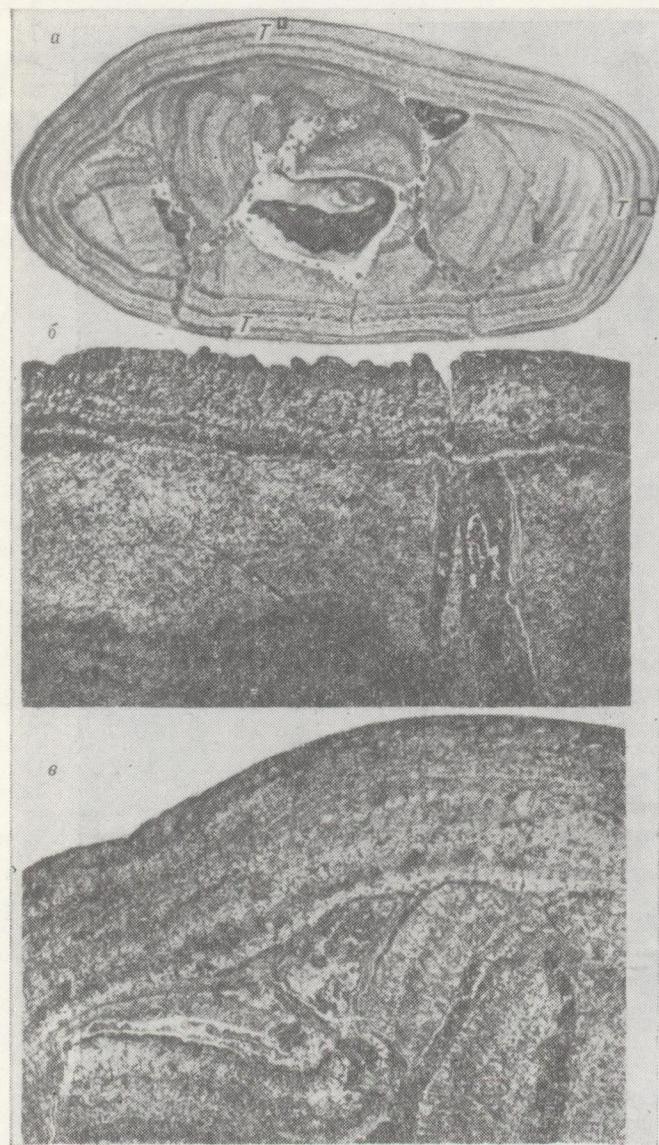


Рис. 4. Строение конкреций полигона I (ст. 2474).

а — тонкоконцентрически-слоистая текстура рудной оболочки, отраженный свет, $\times 3,7$, Т — тодорокит; б, в — детали строения той же конкреции, $\times 11,5$ (б) и $\times 20$ (в).

руглыми, реже продолговатыми, тонкоконцентрически-слоистыми в поперечном сечении стяжениями (глобулями) рудного вещества размером 0,2—0,4 мм (см. рис. 4, а, б). Межглобулярное пространство выполнено тонкопелитовой глиной. Вблизи ядра или основания глобулярного слоя ее количество не превышает 3—5%, по мере удаления глобули отделяются друг от друга, и количество глины возрастает до 10—15%.

Конкреции или прослой с радиально-столбчатой текстурой образованы плотноупакованными глобулями. Удлиненные красновато-бурые в проходящем свете глобули по форме несколько напоминают капли, расширенные части которых имеют микроплойчатое строение.

Глобули группируются в ряды, расширяющиеся от центра к периферии конкреции (рис. 5, а, б). Граница между рядами определяется по пунктирным просветам, заполненным тонкопелитовой глиной. Верхние части глобулей, соприкасаясь друг с другом, образуют своеобразный колломорфно-плойчатый рисунок структуры. В концентрически-слоистых конкрециях эти слойки обуславливают как бы наложенную концентрически-слоистую текстуру рудной оболочки. В асимметричных уплощенных конкрециях можно наблюдать несколько рисунков структуры.

Изометричные глобули размером 0,2—0,3 мм в диаметре, слагающие нижнюю часть конкреции, при переходе к верхней части постепенно вытягиваются, приобретают каплевидную форму и выстраиваются в радиально-столбчатые (дендритовые) ряды. Размеры удлиненных глобулей достигают 0,5 мм. Количество глины, заполняющей межглобулярное пространство, возрастает от 3—5% в нижней, до 10—15% в верхней частях конкреции.

Колломорфная структура рудной оболочки наиболее отчетливо проявляется в плотных ядрах (обломках древних конкреций, кремней, эффузивов) или на основании слоя внутри рудной оболочки, отражая начало формирования или новый этап ее роста (см. рис. 5, в).

В прозрачных шлифах видно, что колломорфные прослой образованы ритмичным чередованием различно окрашенных бурых слойков (мощностью до 0,5 мм) с тончайшими (<0,2 мм), выдержанными по мощности черными непросвечивающими слойками. Под рудным микроскопом бурые прослой имеют серые и темно-серые цвета и представляют собой тонкое срастание гидроокислов железа и марганца, черные — отличаются высокой отражательной способностью и анизотропией, сложены тодорокитом. Промежутки между слойками обогащены глиной, тесно влетающей в общий рисунок структуры. Колломорфные прослой имеют слабоволнистый или пloyчатый рисунок и соответственно слоисто-колломорфную или пloyчато-колломорфную структуру. Нередко в шлифах можно наблюдать переход от колломорфной структуры к глобулярной и от концентрически-слоистой текстуры к радиально-дендритовой. В зоне, непосредственно примыкающей к ядру, колломорфные слои представлены волнистым рисунком, по мере удаления от ядра пloyчатость становится более напряженной, выступы пloyчато-колломорфной структуры вытягиваются, появляется тенденция к их отпочкованию и образованию асимметричных каплевидных глобулей, формирующих радиально-дендритовый рисунок текстуры.

Конкреции полигона ст. 2474 хрупкие, сильно трещиноватые, со швами залечивания, придающими поверхности своеобразный рисунок типа такыра или панциря черепахи. Многочисленные радиальные, иногда концентрические, трещины распространены в основном в рудной оболочке, реже затрагивают ядро. Трещины либо вышолнены глиной, обогащенной гидроокислами железа, либо залечены рудным веществом с образованием параллельно-слоистых кристификационных каемок.

Полигон II (ст. 2483) расположен в пределах пологохолмистой равнины с амплитудами глубин обычно не более 100—200 м. В центре полигона расположена меридиональная депрессия (5200—5250 м), обрамленная пологими валообразными поднятиями с глубинами 5020—5150 м. На крайнем северо-западе находится вытянутый в субширотном направлении абиссальный холм с минимальной глубиной 4885 м. Поверхность дна покрыта глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами с рассеянными на них конкрециями. Разнообразные по форме и размерам конкреции полигона отличаются черной окраской и крупноглобулярной структурой поверхности (рис. 6). Они преимущественно диагенетические по своему генезису [3].

На пологохолмистой равнине встречены эллипсоидальные, дискоидальные, таблитчатые, реже сфероидальные и биоморфные, конкреции размером 1—10, обычно 4—8 см, и корковые конкреционные образования. Конкреции более 6 см (реже 4—6 см) имеют асимметричное строение: верх гладкий или микрошероховатый, низ — глобулярный и четко выраженный бугорчатый глобулярно-дендритовый широкий пограничный пояс, фиксирующий положение конкреций на границе вода — осадок. Асимметрия проявляется и в мощности рудной оболочки: мощность нижней подошвенной части конкреций обычно в 1,5—2 раза меньше верхней, однако в крупных (>6 см) конкрециях иногда мощность подошвенной части рудного слоя в 2—3,5 раза превышала мощность верхней надъядерной части. Конкреции менее 6 см в диаметре (чаще <4 см) обладают равномерно одноядерной поверхностью, преимущественно одноядерные, нередко макроскопически безъядерные (ядра сложены оруденелой глиной).

Ядра представлены в основном обломками древних конкреций, сильно оруденелой глиной или глинисто-радиоляриевым осадком с реликтовой органогенной структурой, реже зубами акул. Характер замещения глинистых ядер сходен с ядрами конкреций полигона ст. 2474. В биоморфных (образованных по литифицированной глине) и корковых конкрециях можно наблюдать все этапы постепенного замещения глины от беспорядочно расположенных дендри-



Рис. 5. Детали строения конкреций полигона I (ст. 2474), отраженный свет:

a — глобулярно-коллоидная структура, $\times 52$; б — глобулярная структура, $\times 52$; в — глобулярно-столбчатая структура, проходящий свет, $\times 20$.

тов и глобуль до образования массивной рудной массы с едва различимыми контурами глобулей. Ядра, представленные обломками древних конкреций, имеют характерную полигонально-глобулярную структуру. В отличие от обогащенных Fe бурых глобулей конкреций ст. 2474 эти черные непросвечивающие глобули богаты Mn.

Рудная оболочка конкреций ст. 2483 имеет

Конкреции полигона ст. 2474 хрупкие, сильнотрещиноватые, со швами залечивания, придающими поверхности своеобразный рисунок типа такыра или панциря черепахи. Многочисленные радиальные, иногда концентрические, трещины распространены в основном в рудной оболочке, реже затрагивают ядро. Трещины либо выполнены глиной, обогащенной гидроокислами железа, либо залечены рудным веществом с образованием параллельно-слоистых кристификационных каемок.

Полигон II (ст. 2483) расположен в пределах пологохолмистой равнины с амплитудами глубин обычно не более 100—200 м. В центре полигона расположена меридиональная депрессия (5200—5250 м), обрамленная пологими валлообразными поднятиями с глубинами 5020—5150 м. На крайнем северо-западе находится вытянутый в субширотном направлении абиссальный холм с минимальной глубиной 4885 м. Поверхность дна покрыта глинисто-радиоляриевыми и радиоляриево-глинистыми илами с рассеянными на них конкрециями. Разнообразные по форме и размерам конкреции полигона отличаются черной окраской и крупноглобулярной структурой поверхности (рис. 6). Они преимущественно диагенетические по своему генезису [3].

На пологохолмистой равнине встречены эллипсоидальные, дискоидальные, таблитчатые, реже сфероидальные и биоморфные, конкреции размером 1—10, обычно 4—8 см, и корковые конкреционные образования. Конкреции более 6 см (реже 4—6 см) имеют асимметричное строение: верх гладкий или микрошероховатый, низ — глобулярный и четко выраженный бугорчатый глобулярно-дендритовый широкий пограничный пояс, фиксирующий положение конкреций на границе вода — осадок. Асимметрия проявляется и в мощности рудной оболочки: мощность нижней подошвенной части конкреций обычно в 1,5—2 раза меньше верхней, однако в крупных (>6 см) конкрециях иногда мощность подошвенной части рудного слоя в 2—3,5 раза превышала мощность верхней надъядерной части. Конкреции менее 6 см в диаметре (чаще <4 см) обладают равномерно-глобулярной поверхностью, преимущественно одноядерные, нередко макроскопически безъядерные (ядра сложены оруденелой глиной).

Ядра представлены в основном обломками древних конкреций, сильно оруденелой глиной или глинисто-радиоляриевым осадком с реликтовой органогенной структурой, реже зубами акул. Характер замещения глинистых ядер сходен с ядрами конкреций полигона ст. 2474. В биоморфных (образованных по литифицированной глине) и корковых конкрециях можно наблюдать все этапы постепенного замещения глины от беспорядочно расположенных дендри-

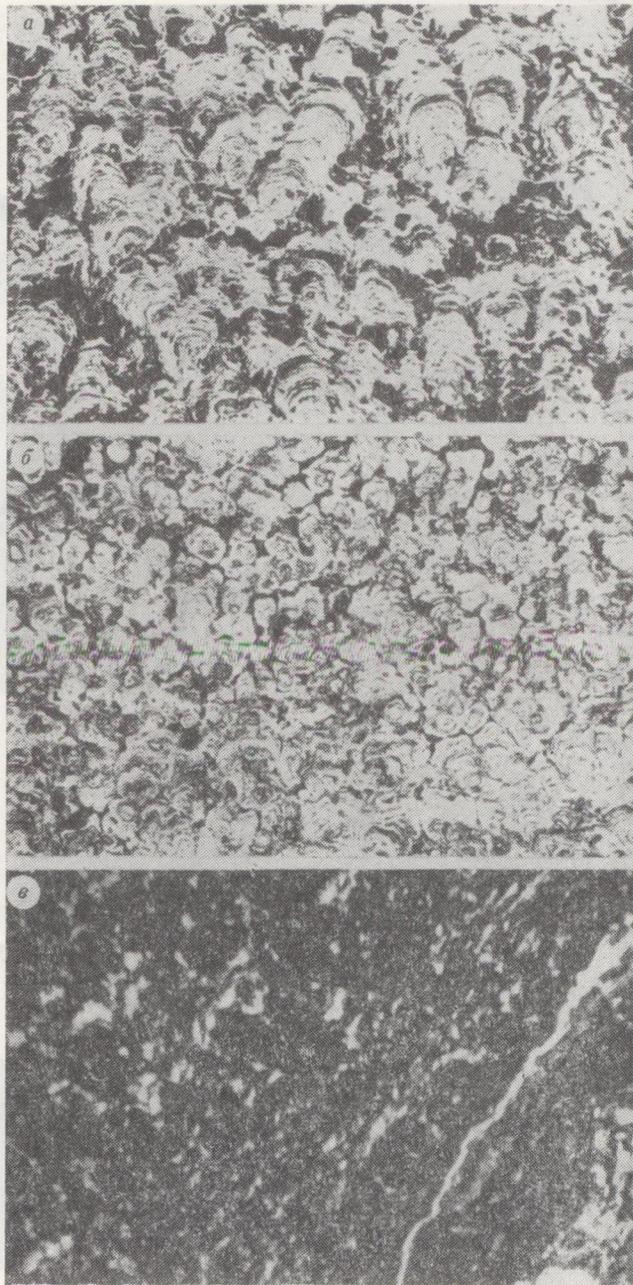


Рис. 5. Детали строения конкреций полигона I (ст. 2474), отраженный свет.

а — глобулярно-коллоидальная структура, $\times 52$; б — глобулярная структура, $\times 52$; в — глобулярно-столбчатая структура, проходящий свет, $\times 20$.

тов и глобулей до образования массивной рудной массы с едва различимыми контурами глобулей. Ядра, представленные обломками древних конкреций, имеют характерную полигонально-глобулярную структуру. В отличие от обогащенных Fe бурых глобулей конкреций ст. 2474 эти черные непросвечивающие глобули богаты Mn.

Рудная оболочка конкреций ст. 2483 имеет

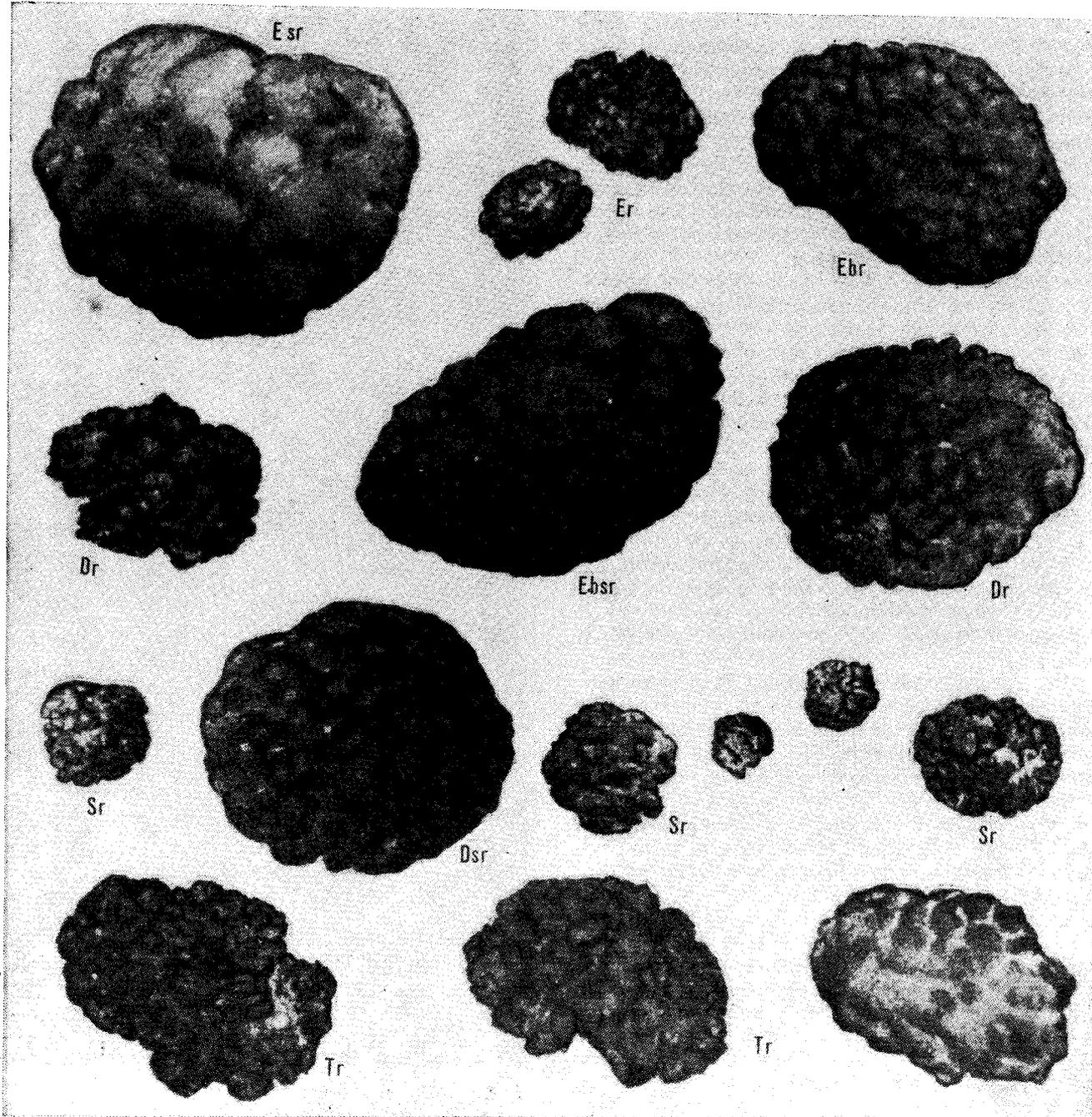


Рис. 6. Морфология конкреций полигона II (ст. 2483).

Esr — эллипсоидальные конкреции с асимметричной поверхностью: верх гладкий или микрошероховатый, низ глобулярный (шероховатый); Er — эллипсоидальные конкреции с глобулярной поверхностью; Ebr — эллипсоидальные конкреции с бугорчатой асимметричной поверхностью: верх гладкий или микрошероховатый, низ глобулярный; Dr — дискоидальные конкреции с глобулярной поверхностью; Dsr — дискоидальные конкреции с асимметричной поверхностью: верх гладкий или микрошероховатый, низ глобулярный; Sr — сфероидальные конкреции с глобулярной поверхностью; Tr — таблитчатые конкреции с глобулярной поверхностью.

грубоконцентрически-слоистое строение, обусловленное чередованием различных по структуре глобулярно-столбчатых, глобулярных и колломорфных слоев. Мощность отдельных прослоев колеблется от 1—2 до 3—5 мм, увеличиваясь в крупных асимметричных конкрециях

до 1—1,5 см. Минимальные мощности (1—2 мм) отмечены для колломорфных прослоев, максимальные — для глобулярно-столбчатых. Отличительная особенность глобулярных и глобулярно-столбчатых структур рудного вещества конкреций этого полигона состоит в их ажур-

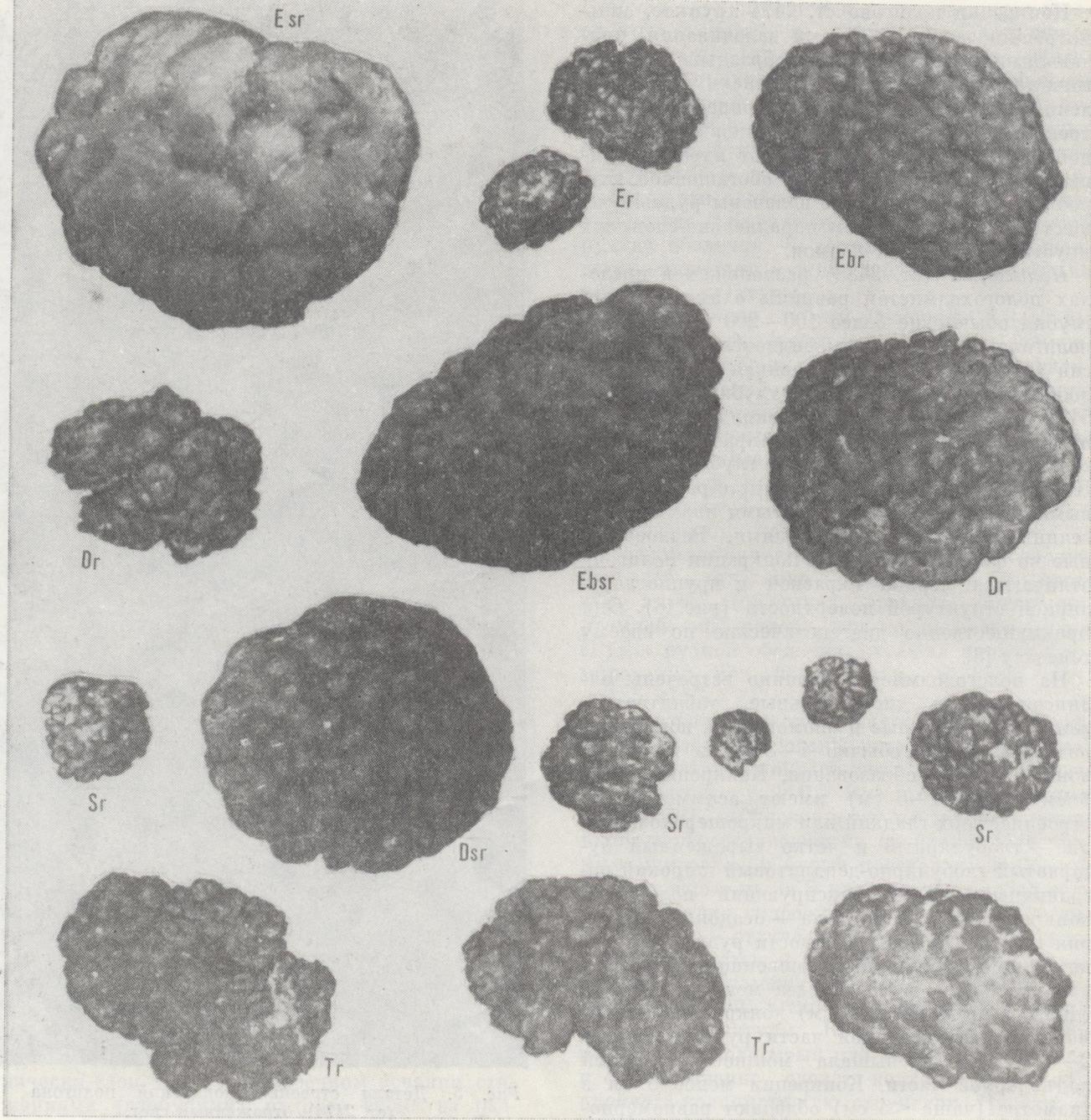


Рис. 6. Морфология конкреций полигона II (ст. 2483).

Esr — эллипсоидальные конкреции с асимметричной поверхностью: верх гладкий или микрошероховатый, низ глобулярный (шероховатый); Er — эллипсоидальные конкреции с глобулярной поверхностью; Ebr — эллипсоидальные конкреции с бугорчатой глобулярной поверхностью; Ebsr — эллипсоидальные конкреции с бугорчатой асимметричной поверхностью: верх гладкий или микрошероховатый, низ глобулярный; Dr — дискоидальные конкреции с глобулярной поверхностью; Dsr — дискоидальные конкреции с асимметричной поверхностью: верх гладкий или микрошероховатый, низ глобулярный; Sr — сфероидальные конкреции с глобулярной поверхностью; Tr — табличчатые конкреции с глобулярной поверхностью.

грубоконцентрически-слоистое строение, обусловленное чередованием различных по структуре глобулярно-столбчатых, глобулярных и колломорфных слоев. Мощность отдельных прослоев колеблется от 1—2 до 3—5 мм, увеличиваясь в крупных асимметричных конкрециях

до 1—1,5 см. Минимальные мощности (1—2 мм) отмечены для колломорфных прослоев, максимальные — для глобулярно-столбчатых. Отличительная особенность глобулярных и глобулярно-столбчатых структур рудного вещества конкреций этого полигона состоит в их ажур-

но-колломорфном строении (рис. 7). Межглобулярное пространство в рудной оболочке выполнено глинистым веществом, обогащенным кремнистым биогенным детритом.

Глобулярная структура формируется изометричными рудными стяжениями с извилистой фестончатой поверхностью. Отличные по размерам глобулы (от 0,05 до 0,4 мм) нередко группируются в концентрические слои.

Как правило, глобулы центральных частей конкреций однородные черные непросвечивающие, ближе к периферии — ажурные колломорфно-слоистые. Часто отмечается асимметричное строение глобулей по рисунку колломорфных слоев. Глобулы приобретают веерное строение и группируются в лучи, создающие радиально-дендритовую текстуру (см. рис. 7, а, б). Соприкасаясь широкими частями по кругу, верхние части глобулей образуют колломорфно-плотчатый рисунок структуры. Такая структура может быть названа колломорфно-глобулярной (см. рис. 7, в).

Наиболее характерна для конкреций полигона ст. 2483 глобулярно-дендритовая структура (рис. 8, а). Она определяется удлинёнными, расширяющимися в верхней части и как бы ветвящимися ажурными глобулями (см. рис. 8, б, в). Размер глобулей довольно постояен в поперечном сечении (~0,2 мм), но резко меняется по удлинению от 0,4 до 10 мм. Обычно изотропные, в прозрачных шлифах черные непросвечивающие, глобулы гидроокислов марганца (под рудным микроскопом светло-серые, с высоким отражением и анизотропией) выстраиваются цепочкой от центра зарождения расширяющейся частью к периферии, образуя радиально-дендритовую текстуру. Верхняя расширенная часть глобулей имеет ажурное колломорфно-слоистое строение, обусловленное чередованием бурых (тонкое срастание гидроокислов марганца и железа) и черных (марганцевых) прослоев. Верхние части глобулей, соприкасаясь друг с другом, формируют колломорфные концентрические слои мощностью 0,1—0,3 мм при толщине основных радиально-дендритовых слоев от 3 до 7 мм. В пределах конкреции можно проследить два-три таких прослоя, подчеркивающих их концентрически-слоистое строение.

Колломорфная структура, как правило, встречается в комбинации с глобулярной и глобулярно-столбчатой (см. рис. 7, 8). В чистом виде она отмечается в корковых образованиях или формирует верхнюю макушку асимметричных конкреций. К нижней части таких конкреций она сменяется колломорфно-глобулярной, до глобулярной.

В целом конкреции полигона ст. 2483 значительно менее трещиноваты, чем полигона ст. 2474. В крупных дискоидальных и эллип-

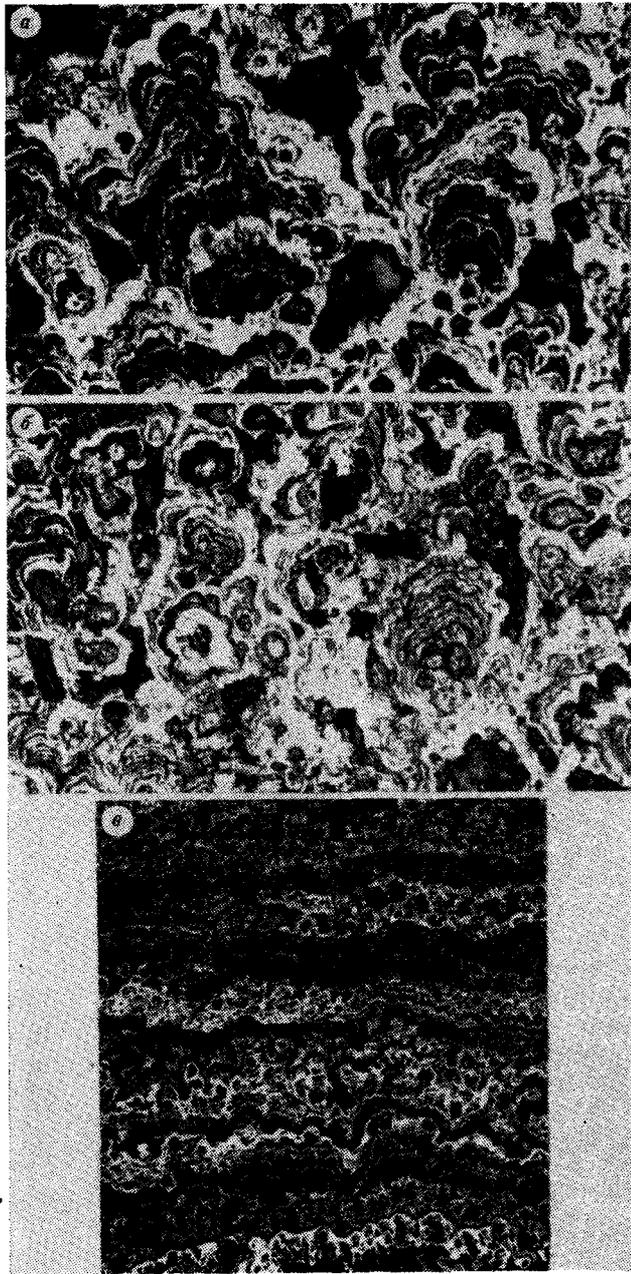


Рис. 7. Структуры конкреций полигона II (ст. 2483).

а — глобулярно-столбчатая структура с ажурным рисунком в глобулях, отраженный свет, $\times 104$; б — глобулярная структура, отраженный свет, $\times 104$; в — колломорфная структура, отраженный свет, $\times 52$.

соидальных конкрециях отмечены радиальные трещины, резко расширенные у ядра и сужающиеся до исчезновения. Трещины обычно заполнены вмещающим конкреции илом и по краям залечены гидроокислами Fe и Mn, образующими крустификационные каемки.

Нехарактерные для полигона ст. 2483 хрупкие, сильно трещиноватые конкреции были подняты с поверхности абиссального холма. По

по-колломорфном строении (рис. 7). Межглобулярное пространство в рудной оболочке выполнено глинистым веществом, обогащенным кремнистым биогенным детритом.

Глобулярная структура формируется изометричными рудными стяжениями с извилистой фестончатой поверхностью. Отличные по размерам глобули (от 0,05 до 0,4 мм) нередко группируются в концентрические слои.

Как правило, глобули центральных частей конкреций однородные черные непросвечивающие, ближе к периферии — ажурные колломорфно-слоистые. Часто отмечается асимметричное строение глобулей по рисунку колломорфных слоев. Глобули приобретают веерное строение и группируются в лучи, создающие радиально-дендритовую текстуру (см. рис. 7, а, б). Соприкасаясь широкими частями по кругу, верхние части глобулей образуют колломорфно-плойчатый рисунок структуры. Такая структура может быть названа колломорфно-глобулярной (см. рис. 7, в).

Наиболее характерна для конкреций полигона ст. 2483 глобулярно-дендритовая структура (рис. 8, а). Она определяется удлиненными, расширяющимися в верхней части и как бы ветвящимися ажурными глобулями (см. рис. 8, б, в). Размер глобулей довольно постоянен в поперечном сечении (~0,2 мм), но резко меняется по удлинению от 0,4 до 10 мм. Обычно изотропные, в прозрачных шлифах черные непросвечивающие, глобули гидроокислов марганца (под рудным микроскопом светло-серые, с высоким отражением и анизотропией) выстраиваются цепочкой от центра зарождения расширяющейся частью к периферии, образуя радиально-дендритовую текстуру. Верхняя расширенная часть глобулей имеет ажурное колломорфно-слоистое строение, обусловленное чередованием бурых (тонкое срастание гидроокислов марганца и железа) и черных (марганцевых) прослоев. Верхние части глобулей, соприкасаясь друг с другом, формируют колломорфные концентрические слои мощностью 0,1—0,3 мм при толщине основных радиально-дендритовых слоев от 3 до 7 мм. В пределах конкреции можно проследить два-три таких прослоя, подчеркивающих их концентрически-слоистое строение.

Колломорфная структура, как правило, встречена в комбинации с глобулярной и глобулярно-столбчатой (см. рис. 7, 8). В чистом виде она отмечается в корковых образованиях или формирует верхнюю макушку асимметричных конкреций. К нижней части таких конкреций она сменяется колломорфно-глобулярной, до глобулярной.

В целом конкреции полигона ст. 2483 значительно менее трещиноваты, чем полигона ст. 2474. В крупных дискоидальных и эллип-

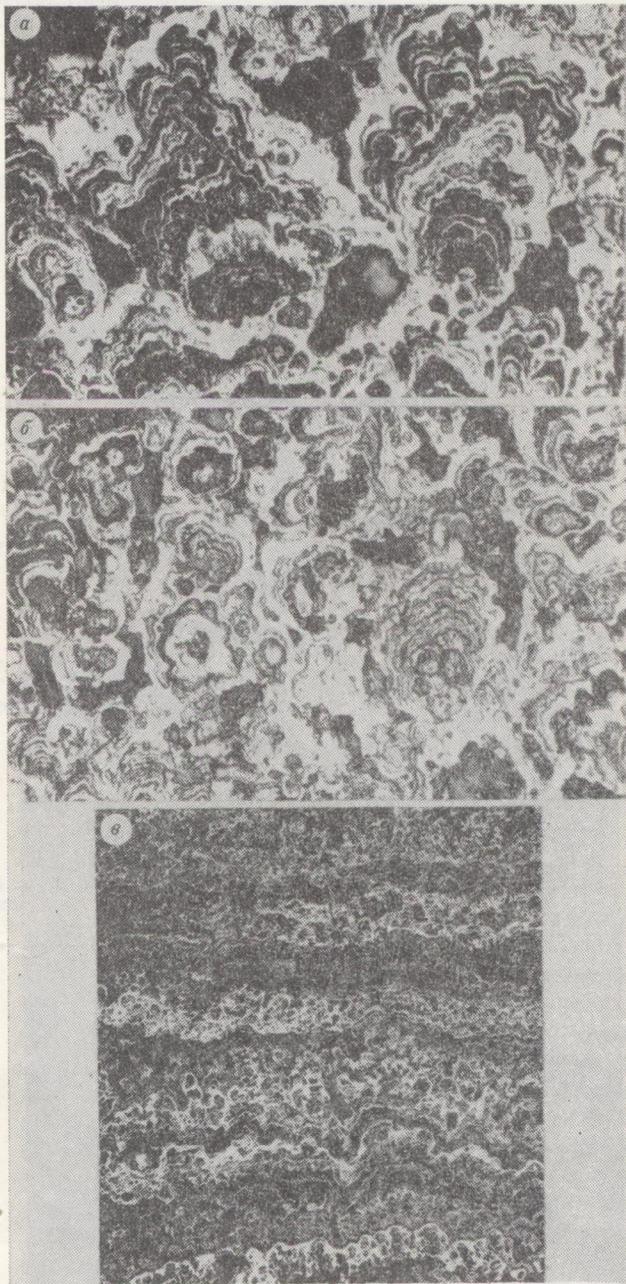


Рис. 7. Структуры конкреций полигона II (ст. 2483).

а — глобулярно-столбчатая структура с ажурным рисунком в глобулях, отраженный свет, $\times 104$; б — глобулярная структура, отраженный свет, $\times 104$; в — колломорфная структура, отраженный свет, $\times 52$.

соидальных конкрециях отмечены радиальные трещины, резко расширенные у ядра и сужающиеся до исчезновения. Трещины обычно выполнены вмещающим конкреции илом и по краям залечены гидроокислами Fe и Mn, образующими крустификационные каемки.

Нехарактерные для полигона ст. 2483 хрупкие, сильнотрещиноватые конкреции были подняты с поверхности абиссального холма. По



Рис. 8. Строение конкреций полигона II (ст. 2483).

a — грубослоистое строение рудной оболочки, отраженный свет, $\times 1,9$, *б* — тодорокит; *б* — чередование слоев колломорфной и глобулярно-столбчатой структуры, проходящий свет, $\times 52$; *в* — глобулярная поверхность конкреции, отраженный свет, $\times 104$.

внешнему виду, составу и строению они идентичны конкрециям полигона ст. 2474.

Для выявления причины формирования различных текстурно-структурных особенностей конкреций было проведено исследование их химического и минерального составов. Преимущественно седиментационные конкреции полигона ст. 2474 отличаются повышенным содер-

жанием Fe и Co и относительно низким — Mn, Ni и Cu — и величиной $Mn/Fe < 2,5$. Диагенетические и седиментационно-диагенетические (асимметричные по строению и составу) характеризуются высокими значениями Mn/Fe (среднее 4, 6) и повышенными содержаниями Mn, Ni, Cu и Zn [3]. По данным дифрактометрических исследований валовых проб конкреций обоих полигонов, основным минералом марганца в них является тодорокит [4]. Отсутствие взаимосвязи текстурно-структурных особенностей конкреций и их минерального состава подтверждается и последним изучением конкреций (по различным текстурно-структурным зонам). Примеры этих исследований приведены в таблице и на рис. 4, а, 8, а. Следует обратить внимание на тот факт, что внешняя часть конкреций всегда представлена хорошо окристаллизованным тодорокитом.

Выводы

1. На полигонах рудной провинции Кларипон-Клишпертон выявлено два основных, отличных по морфологии и внутреннему строению типа конкреций: а) сростковые полиядерные конкреции полигона ст. 2474 с гладкой верхней и микрошероховатой нижней поверхностями и тонкоконцентрически-слоистой текстурой; б) преимущественно одноядерные дискоидальные, эллипсоидальные и табличатые конкреции полигона ст. 2483 с равномерноглобулярной или асимметричной поверхностью и грубоконцентрически-слоистой текстурой.

2. Ядра конкреций обоих полигонов сходны по составу, небольшие по размерам и представлены в основном оруденелой глиной, радиоляриевым осадком и обломками древних конкреций. Однако на полигоне ст. 2474 преобладают глинистые ядра, в конкрециях полигона ст. 2483 особенно часты обломки древних конкреций. При оруденении глинистых ядер формируются ажурно-петельчатые и очковые структуры рудного вещества. В сильнооруденелых ядрах возникают глобулярные цементные структуры, где рудные глобулы цементируются глиной. Обломки древних конкреций имеют полигонально-глобулярную структуру.

3. Тонкоконцентрически-слоистая текстура рудной оболочки конкреций ст. 2474 обусловлена тончайшим чередованием примерно одинаковых по мощности, но отличных по структуре колломорфных и глобулярных рудных прослоев с глинистыми. Рудная оболочка обволакивает ядро либо ровным слоем, либо в уплотненных конкрециях ее мощность снижается на нижней части, залегающей на поверхности осадка. Грубослоистая текстура рудной оболочки конкреций ст. 2483 образована чередованием широких прослоев ажурно-глобулярной и глобулярно-столбчатой структур с тонкими колломорфными прослоями. В крупных конкре-

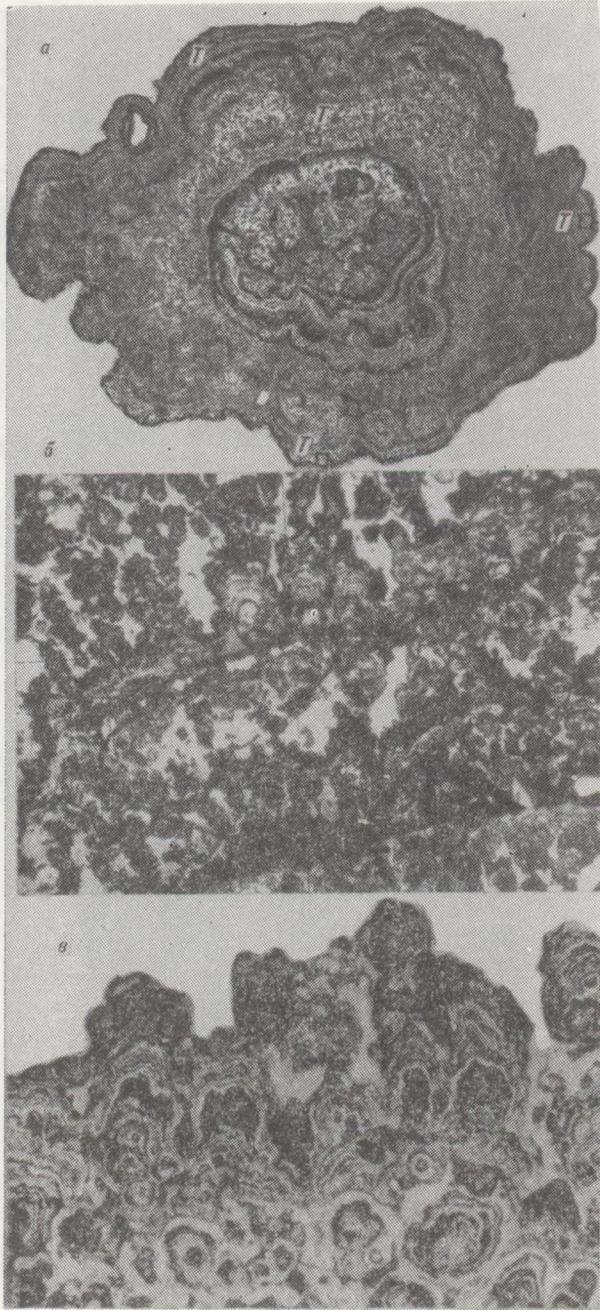


Рис. 8. Строение конкреций полигона II (ст. 2483).

а — грубослоистое строение рудной оболочки, отраженный свет, $\times 1,9$, Т — тодорокит; б — чередование слоев колломорфной и глобулярно-столбчатой структуры, проходящий свет, $\times 52$; в — глобулярная поверхность конкреции, отраженный свет, $\times 104$.

внешнему виду, составу и строению они идентичны конкрециям полигона ст. 2474.

Для выявления причины формирования различных текстурно-структурных особенностей конкреций было проведено исследование их химического и минерального составов. Преимущественно седиментационные конкреции полигона ст. 2474 отличаются повышенным содер-

жанием Fe и Co и относительно низким — Mn, Ni и Cu — и величиной $Mn/Fe < 2,5$. Диагенетические и седиментационно-диагенетические (асимметричные по строению и составу) характеризуются высокими значениями Mn/Fe (среднее 4, 6) и повышенными содержаниями Mn, Ni, Cu и Zn [3]. По данным дифрактометрических исследований валовых проб конкреций обоих полигонов, основным минералом марганца в них является тодорокит [4]. Отсутствие взаимосвязи текстурно-структурных особенностей конкреций и их минерального состава подтверждается и послойным изучением конкреций (по различным текстурно-структурным зонам). Примеры этих исследований приведены в таблице и на рис. 4, а, 8, а. Следует обратить внимание на тот факт, что внешняя часть конкреций всегда представлена хорошо окристаллизованным тодорокитом.

Выводы

1. На полигонах рудной провинции Кларин-Клиппертон выявлено два основных, отличных по морфологии и внутреннему строению типа конкреций: а) ростковые полиядерные конкреции полигона ст. 2474 с гладкой верхней и микрошероховатой нижней поверхностями и тонкоконцентрически-слоистой текстурой; б) преимущественно одноядерные дискоидальные, эллипсоидальные и таблитчатые конкреции полигона ст. 2483 с равномерноглобулярной или асимметричной поверхностью и грубоконцентрически-слоистой текстурой.

2. Ядра конкреций обоих полигонов сходны по составу, небольшие по размерам и представлены в основном оруденелой глиной, радиоляриевым осадком и обломками древних конкреций. Однако на полигоне ст. 2474 преобладают глинистые ядра, в конкрециях полигона ст. 2483 особенно часты обломки древних конкреций. При оруденении глинистых ядер формируются ажурно-петельчатые и очковые структуры рудного вещества. В сильнооруденелых ядрах возникают глобулярные цементные структуры, где рудные глобулы цементируются глиной. Обломки древних конкреций имеют полигонально-глобулярную структуру.

3. Тонкоконцентрически-слоистая текстура рудной оболочки конкреций ст. 2474 обусловлена тончайшим чередованием примерно одинаковых по мощности, но отличных по структуре колломорфных и глобулярных рудных прослоев с глинистыми. Рудная оболочка обволакивает ядро либо ровным слоем, либо в уплотненных конкрециях ее мощность снижается на нижней части, залегающей на поверхности осадка. Грубослоистая текстура рудной оболочки конкреций ст. 2483 образована чередованием широких прослоев ажурно-глобулярной и глобулярно-столбчатой структур с тонкими колломорфными прослоями. В крупных конкре-

Минеральный состав различных текстурно-структурных зон конкреций

Номер образца	Положение в конкреции	Номер слоя	Тектурно-структурные особенности	Минеральный состав
2474-34/2	Ядро Внутренний рудный слой	IV	Дендриты в глине	$\delta - \text{MnO}_2$
		IV	Полигонально-глобулярная структура	T *
	Промежуточный рудный слой	IV	То же	T *
2474-38/3	Внутренний рудный слой	IV	Колломорфная структура	T
		IV	То же	T
	Внешний рудный слой	IV	»	T **
2483-5/2	Внутренний рудный слой	IV	Радиально-дендритовая текстура	T * + δMnO_2
		IV	Глобулярная структура	T
	IV	Колломорфная структура	T	
	Промежуточные слои	IV	То же	T ***
		IV	Ажурно-глобулярная структура	T + Б
	Внешний слой	IV	То же	T
IV		Колломорфная структура	T *** + Б	
IV		То же	T **	
IV		Ажурно-глобулярная структура, радиально-дендритовая текстура	T + Б	
		IV	То же	T **
		IV	»	T ** + Б
		IV	»	T ** + Б, следы
		IV	»	T **
		IV	»	T **

Примечание. Т — тодороцит; T*, T**, T*** — плохо, очень хорошо и хорошо окристаллизованный тодороцит соответственно; Б — бернессит; в, н — слой в верхней и нижней части конкреции соответственно.

циях этого полигона отмечена асимметрия мощностей рудной обложки с тенденцией более активного нарастания рудного вещества с нижней, погруженной в осадок части.

4. Как правило, структура рудной оболочки неоднородна даже в пределах одной конкреции. Самый внешний слой 1—3 мм в конкрециях всегда имеет колломорфную структуру, часто колломорфные слои непосредственно обволакивают и ядра. Наиболее древние образования, представленные обломками древних конкреций (в ядрах), имеют однородную полигонально-глобулярную (торцовую) структуру. В асимметричных конкрециях колломорфно-глобулярные и глобулярно-столбчатые структуры верхних частей конкреций в нижней части сменяются глобулярными.

5. Перечисленные структуры отражают этапы роста и преобразования рудного вещества

конкреций. По особенностям образования выделяются следующие три типа структур: а) структуры вытеснения (замещения) — дендритовые, ажурно-петельчатые, очковые, возникающие при оруденении глинистых ядер; б) структуры нарастания — колломорфная, глобулярно-колломорфная, глобулярная, глобулярно-столбчатая, возникающие в процессе осаждения и преобразования рудного геля в теле конкреции; в) структура дегидратации — полигонально-глобулярная, формирующаяся при старении конкреции.

6. Вариации текстурно-структурных особенностей строения конкреций не связаны с их минеральным составом, и, по-видимому, они определяются условиями формирования и последующего преобразования при старении конкреций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. Состав, строение и особенности образования железомарганцевых конкреций Тихого океана // Марганцевые месторождения СССР.— М.: Наука, 1967.
2. Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железомарган-

цевые конкреции центрального района южной части Тихого океана // Океанология.— 1968.— Т. VIII, вып. 5.

3. Скорнякова Н. С. Генетические типы железомарганцевых конкреций радиоляриевого пояса Тихого океана // Литол. и полез. ископаемые.— 1984.— № 5.

4. Чудаев О. В., Скорнякова Н. С. и др. Минеральный состав железомарганцевых конкреций центральной части Тихого океана // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 6.
5. Halbach P., Scherhag C. et al. Geochemical and mineralogical control of different genesis types of deep-sea nodules from the Pacific Ocean // Marine deposits.— 1981.— N 16.

*ВНИИОкеангеология, Ленинград;
Институт океанологии АН СССР, Москва;
ДВГИ ДВО АН СССР, Владивосток*

6. Sorem R. K., Fewkes R. H. Manganese Nodules: Research Data and Methods of Investigation // Plenum Press.— New York, 1979.— V. 123.
7. Sorem R. K., Reinhart W. R. et al. Occurrence and Character of Manganese Nodules in Domes Sites A, B and C, East Equatorial Pacific Ocean/Bischoff J. L., Piper D. Z. (ed.), Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. Plenum Press.— 1979.— N V.

*Поступила в редакцию
2 июля 1986 г.*

С. А. Горбаренко, Н. И. Ковалюх, Л. Ю. Одинокова
В. Ф. Рыбаков, Т. Н. Токарчук, В. В. Шаповалов

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСАДКИ ОХОТСКОГО МОРЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Глубоководные осадки шести колонок из Охотского моря, датированные радиоуглеродным методом, изучены гранулометрически, в них определены содержания CaCO_3 , SiO_2 (аморфн.), $\text{C}_{\text{орг}}$, палеомагнитные характеристики и изотопный состав кислорода раковин бентосных фораминифер. Выделены осадки голоцена, трех стадий вюрмского оледенения и частично рисс-вюрмского межледниковья, определены скорости их накопления. Показано, что вещественный состав осадков и скорости их накопления зависят от климатических условий и колебаний уровня моря. Основание

Исследование осадков Охотского моря представляет большой интерес для изучения истории его развития и понимания роли изменений климата на осадконакопление и палеоокеанологические условия. Большой вклад в изучение вещественного состава осадков моря внесли советские исследователи [1, 2, 12, 14]. Микропалеонтологическими методами по диатомовым водорослям [6], бентосным фораминиферам [17], спорам и пыльце [7] стратиграфически расчленены глубоководные отложения ряда колонок.

Полученные нами новые данные по радиоуглеродным датировкам, изотопному составу кислорода раковин фораминифер, содержанию компонент органической триады и гранулометрии дают дополнительную информацию о вещественном составе отложений, их стратиграфическом расчленении и палеоокеанологических условиях.

Исследовано шесть колонок из центральной части моря — возвышенностей АН СССР и ИО АН СССР, впадины Дерюгина и материкового склона Западной Камчатки (рис. 1). Колонки осадков длиной 4,2—7,8 м были отобраны в 15-й рейсе НИС «Каллисто» пробоотборником ПГП-3 конструкции Ю. Л. Гаранько.

Магнитная восприимчивость осадков определялась с помощью кашпметра ИМВ-2, а величина и направление естественной остаточной намагниченности (ЕОН) были измерены на приборе ИОН-1 по стандартной методике [19]. Образцы для палеомагнитного анализа отбирались в пластмассовые кубики с интервалом 5—10 см. Для проверки стабильности ЕОН образцы были прогреты в пермалловом контей-

поверхностного слоя осадков, обогащенных диатомеями и ранее считавшихся послеледниковыми, в центральной части моря отнесено к границе позднего плейстоцена и голоцена, а во впадине Дерюгина и на склоне Западной Камчатки — к голоцену. Повышение биопродуктивности поверхностных вод и соответствующее увеличение содержания диатомей в осадках после поздневюрмского оледенения в окраинных частях бассейна запаздывало в связи с более поздним таянием льдов, блокирующих доступ солнечной радиации в вегетационный период.

нере при температуре 80°C в течение 12 ч, а затем измерены повторно. На участках кернов, где направление ЕОН оказалось аномальным, был произведен дополнительный отбор образцов. Абсолютный возраст осадков по методу ^{14}C определялся посредством перевода углерода, выделенного из осадка, в бензол и последующего измерения его β -активности на двухканальном сцинтилляционном счетчике [14]. Содержание карбоната кальция рассчитывалось

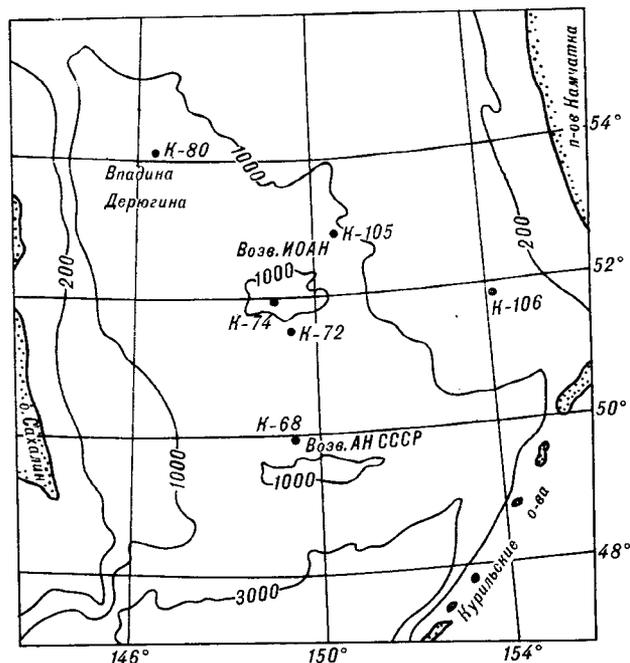


Рис. 1. Схема расположения станций.

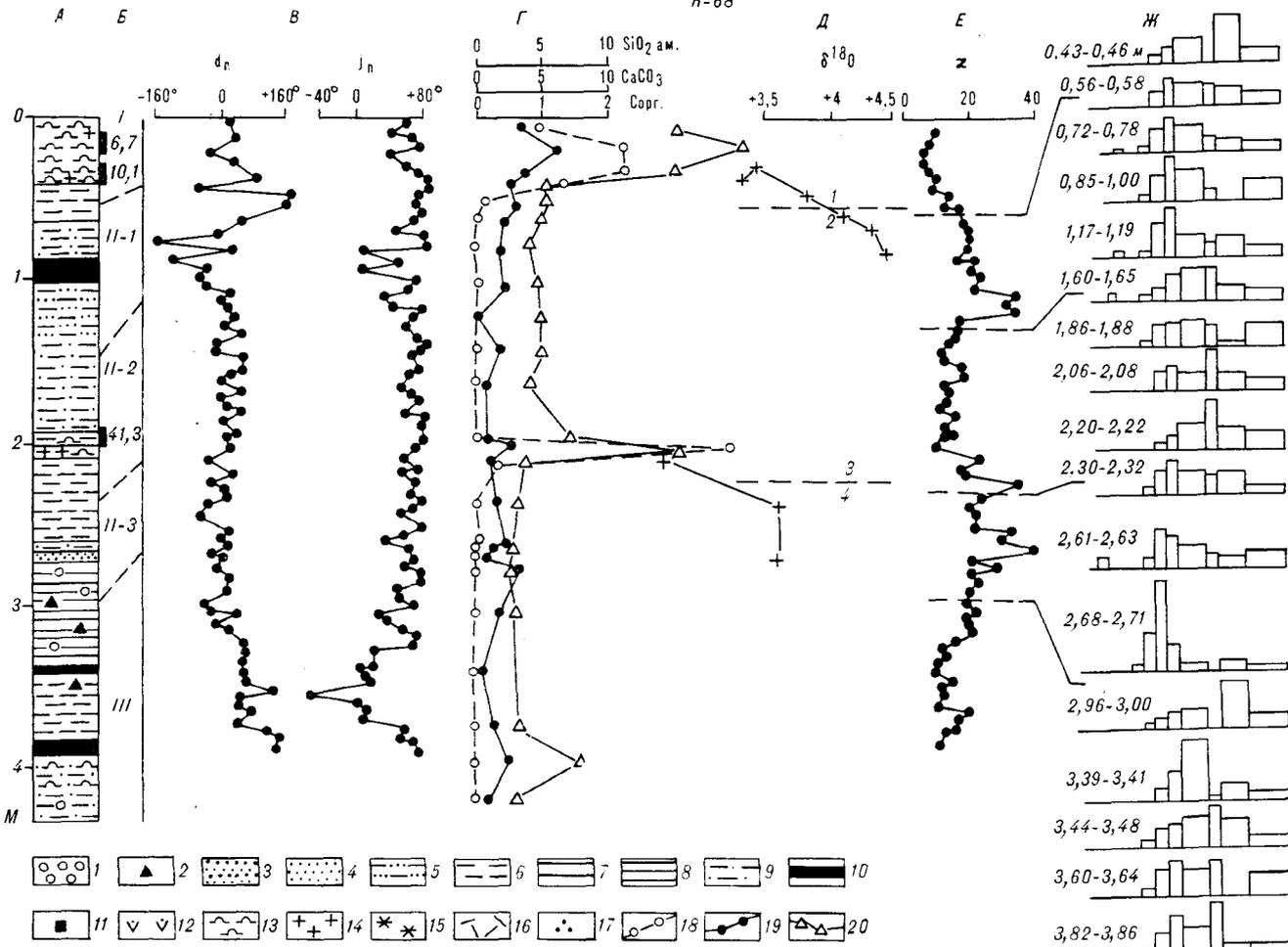


Рис. 2. Колонка К-68.

А — литология осадков; 1 — галька; 2 — гравий; 3 — песок средне- и крупнозернистый; 4 — песок мелкозернистый; 5 — крупный алевроит; 6 — мелкоалевритовый ил; 7 — алевропелит; 8 — пелит; 9 — мелкозернистый песок с алевроитоглинистым заполнителем; 10 — прослой вулканического стекла; 11 — рассеянное вулканическое стекло; 12 — рассеянная пемза; 13 — диатомей; 14 — фораминиферы; 15 — радиолярии; 16 — спиккулы губок; 17 — гидротроиллит. Б — расчленение по горизонтам (см. текст) и абсолютный возраст по ¹⁴С в тыс. лет. В — естественная остаточная намагниченность осадков: d_n — склонение, j_n — наклонение вектора магнитного поля. Г — содержания CaCO₃ (18), SiO₂ аморфн (20), C_{орг} (19) в % на сухой осадок. Д — изотопный состав кислорода карбоната раковин бентосных фораминифер *Uvigerina* в ‰ к стандарту РДВ. Е — значения магнитной восприимчивости осадков (χ) в 12,6 × 10⁶. З — гистограмма распределения фракций состава осадков. Цифры слева — интервалы отбора проб в м.

по карбонатному углероду, определенному газометрическим методом [10]. Концентрация C_{орг} в осадках определялась по разнице между общим и карбонатным углеродом. Для определения содержания общего углерода использовался метод «сухого сжигания» с газометрическим окончанием на газоанализаторе ГОУ-1. Содержание аморфного кремнезема определялось по общепринятой методике [18] с колориметрическим окончанием.

Определение изотопного состава кислорода (^{δ18O}) проводили на отечественном масс-спектрометре МИ-1309 по общепринятой методике [8]. Анализировали раковины бентосных фораминифер рода *Uvigerina*, отобранные из фрак-

ции больше 0,07 мм. Пробы CO₂ готовили растворением CaCO₃ в 96%-й H₃PO₄ при температуре 50°C [24].

Литодинамический анализ кривых гранулометрического распределения осадков проводился по методике В. Ф. Рыбакова [16], основанной на выделении грушировок фракций в осадке, соответствующих основным литодинамическим процессам: размыву, транзиту и аккумуляции, что позволяет определить изменения гидро- и литодинамического режимов в периоды ледниковых и межледниковых эпох.

На основании данных по гранулометрическому составу осадков, абсолютному возрасту, ^{δ18O} раковин бентосных фораминифер, содер-

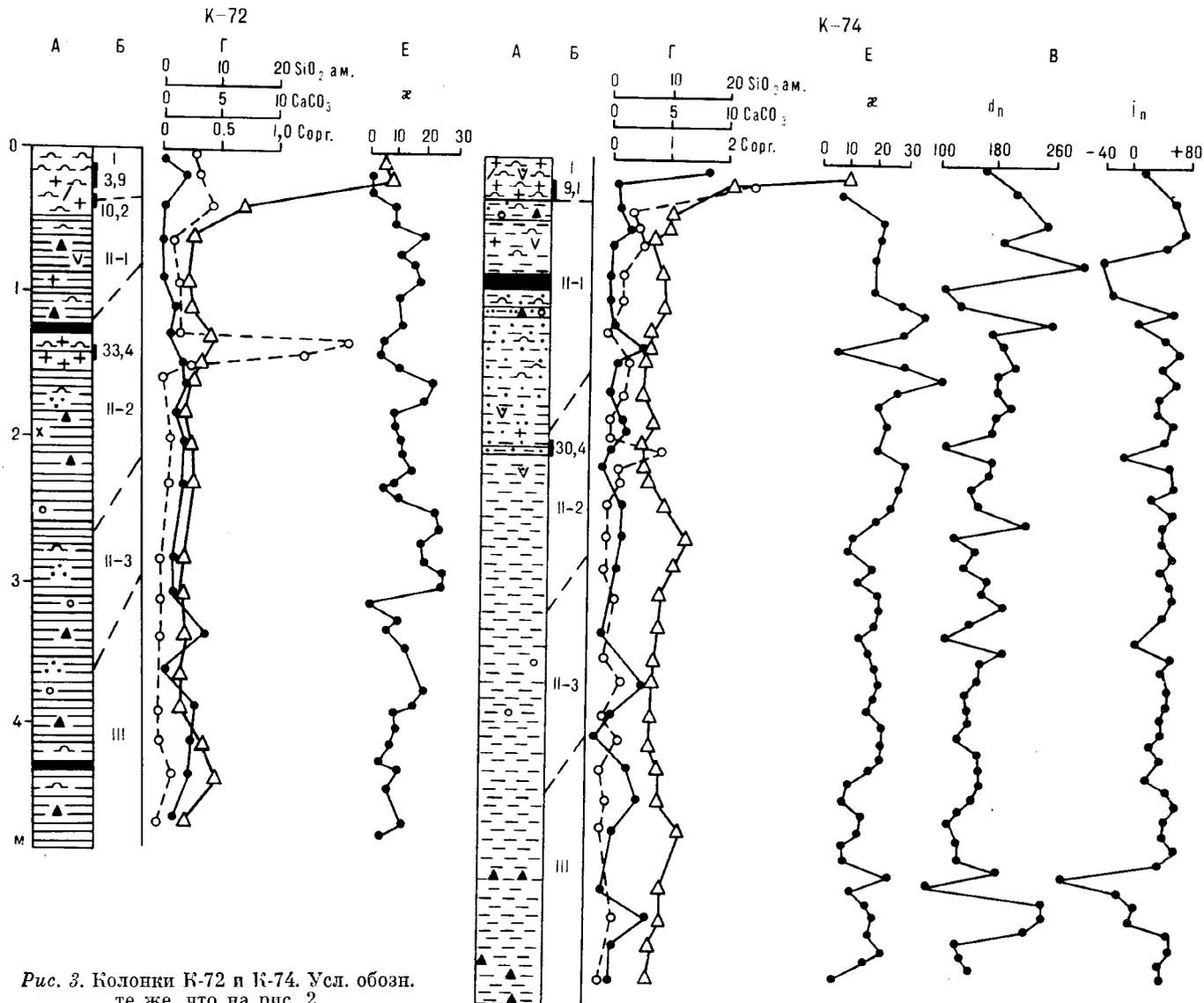


Рис. 3. Колонки К-72 и К-74. Усл. обозн. те же, что на рис. 2.

жанию CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$ и палеомагнитному анализу сделано расчленение отложений колонок К-68, К-106, К-72, К-74, К-80 и К-105 (рис. 2—6). Выделенные горизонты и слои отложений рассмотрены ниже в соответствии со стратиграфической номенклатурой Е. А. Романкевича, П. Л. Безрукова и др. [15].

Горизонт I. Отложения горизонта I выделены на основании данных абсолютных датировок (табл. 1) и эталонной изотопной стратиграфии [4] и соответствуют по времени послеледниковью. По колонкам К-68, К-80 и К-105 принято, что нижняя граница горизонта расположена над переходом от изотопной стадии 1 к стадии 2 (от значений $\delta^{18}\text{O} + 3,3\text{‰}$ к $+4,2\text{‰}$). Поскольку придонные воды более стабильны по температуре и менее подвержены региональному влиянию опреснения вод, то значения

$\delta^{18}\text{O}$ бентосных фораминифер определяются в основном колебаниями $\delta^{18}\text{O}$ вод Мирового океана при росте и таянии материковых ледников. Согласно оценкам Яппа и Эпштейна изотопного состава кислорода континентальных ледников последнего оледенения [26], величины $\delta^{18}\text{O}$ океанических вод в это время были больше современных на 0,8—1‰. Полученные изменения $\delta^{18}\text{O}$ CaCO_3 бентоса Охотского моря в верхних частях колонок близки к вариациям изотопии кислорода океанических вод и, следовательно, соответствуют переходу от изотопной стадии 1 к стадии 2. Граница изотопных стадий 1—2, согласно эталонной изотопной стратиграфии [4], имеет возраст около 13 тыс. лет, т. е. древнее начала послеледниковья (голоцена) на 2—3 тыс. лет. Если принять скорость осадконакопления в течение изотопной

К-105

К-80

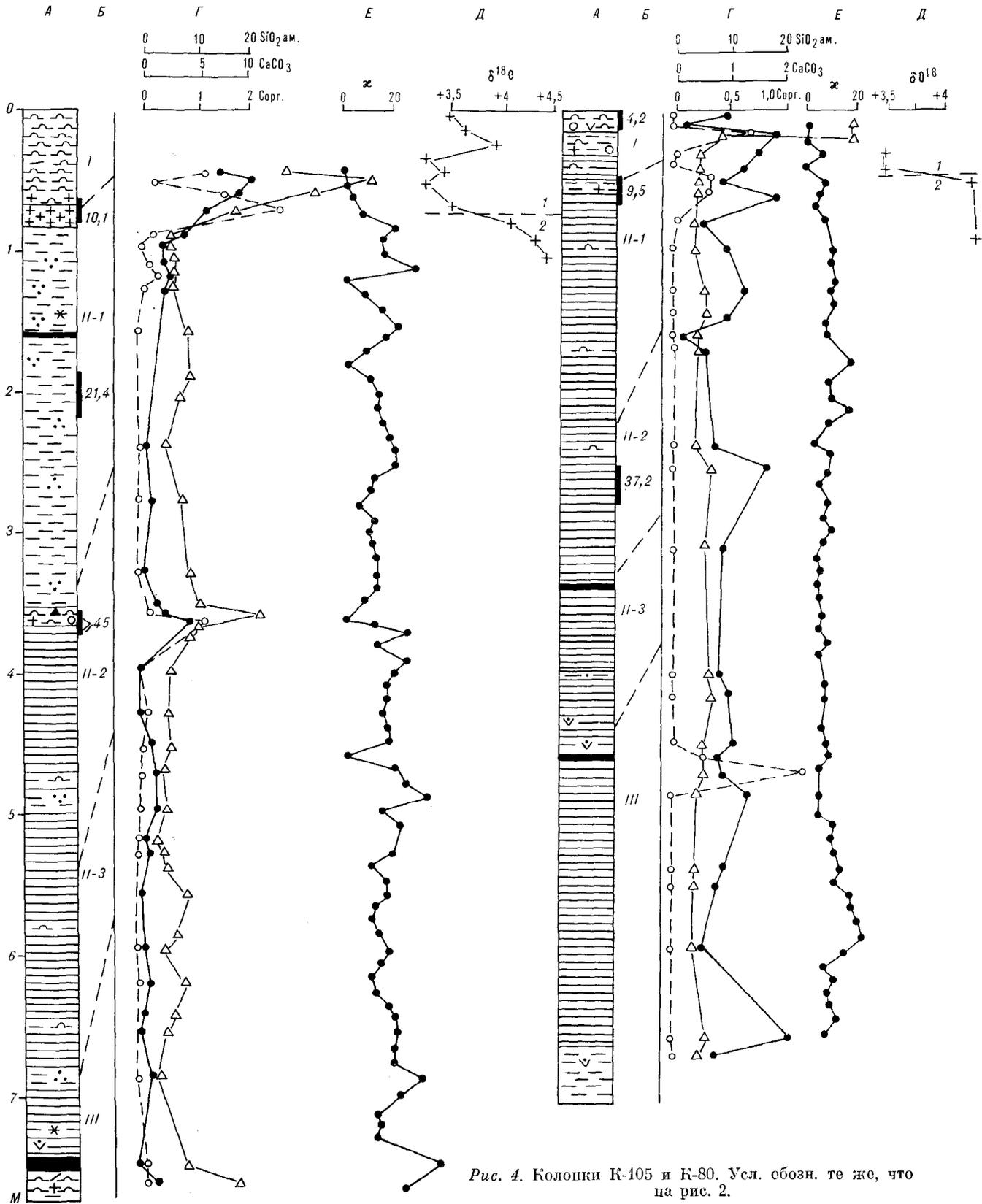


Рис. 4. Колонки К-105 и К-80. Усл. обозн. те же, что на рис. 2.

стадии 1 постоянной, то мощность осадков горизонта I соответствует примерно 0,8 объема изотопной стадии [4]. В остальных колонках основание горизонта I проводили по радиоуглеродным датировкам согласно возрасту раздела позднего плейстоцена и голоцена в 10,3 тыс. лет [22].

Осадки горизонта I представлены пелитовыми и алевроитопелитовыми илами, преимущественно диатомовыми. На гистограммах относительных частот гранулометрического распределения резко преобладает илистая модальная группа фракций (рис. 2), которая может образоваться осаждением взвеси при постоянно низкой активности придонных вод. Магнитная восприимчивость осадков этого горизонта из-за значительного содержания SiO_2 аморфн низка и остается незначительной и в некоторых колонках, где в основании горизонта глинисто-диатомовые илы сменяются глинистыми. Это свидетельствует о слабом поступлении ферромагнитных минералов в осадочное тело бассейна в это время. Результаты гранулометрического и капшметрического анализов позволяют заключить, что гидродинамический режим бассейна во время формирования горизонта I отличался спокойным характером, что в крайних бассейнах типично для высокого уровня моря.

А. П. Жузе [6] на основе диатомового анализа осадков Охотского моря выделяла горизонт I, соответствующий по комплексу видов теплым климатическим условиям голоцена. П. Л. Безруков при расчленении осадков [4] проводил нижнюю границу послеледниковых отложений по основанию верхнего слоя осадков, обогащенного диатомеями, считая, что низележащие бескремнистые осадки формировались при резко отличных климатических условиях последнего оледенения. В связи с этим представляет интерес сопоставить в изученных колонках определенное нами положение нижней границы I горизонта, соответствующей основанию послеледниковья, с вариациями содержания в осадках SiO_2 аморфн, CaCO_3 и $\text{C}_{орг}$ и рассмотреть возможные причины их изменений. В осадках центральной части моря (колонки K-68, K-72 и K-105) содержания SiO_2 аморфн возрастают вблизи перехода от ледниковых отложений к послеледниковым (в колонках K-72 и K-105 несколько ниже границы I горизонта, а в K-68 — выше) и остаются высокими в послеледниковое время. Во впадине Дерюгина (K-80) и на континентальном склоне Камчатки (K-106) рост концентрации SiO_2 аморфн в осадках происходит значительно позже по времени — примерно в середине послеледниковья.

Величина концентрации SiO_2 аморфн, представленного в основном диатомовыми водорослями, определяет продуктивность поверхностного

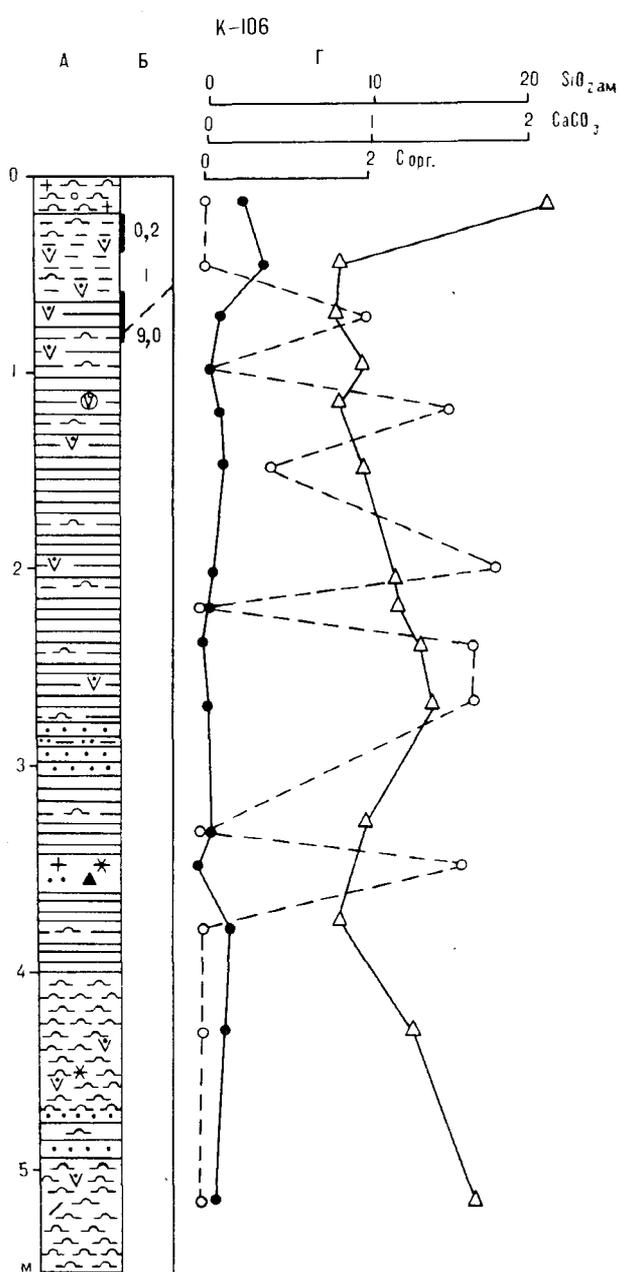


Рис. 5. Колонка K-106. Усл. обозн. те же, что на рис. 2.

слоя вод [3]. В свою очередь, это зависит от наличия биогенных веществ и растворенной кремниевой кислоты в фотическом слое и в высоких широтах может лимитироваться ледовым покровом, препятствующим проникновению солнечного света, необходимого для фотосинтеза [6]. По полученным нами результатам, повышение продуктивности вод Охотского моря позже последнего оледенения происходило по акватории неодновременно. В центральной части моря, более подверженной влиянию вод Тихого океана через проливы Курильских островов,

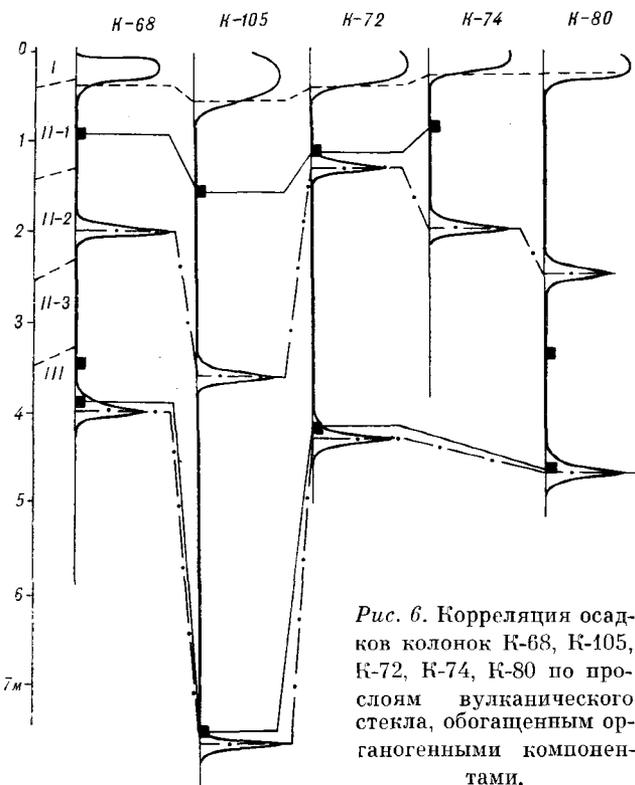


Рис. 6. Корреляция осадков колонок К-68, К-105, К-72, К-74, К-80 по прослоям вулканического стекла, обогащенным органическими компонентами.

продуктивность росла при переходе от ледниковых к послеледниковым условиям; в окраинных частях повышение плодородия поверхностных вод задерживалось до середины послеледниковья. Вероятно, запаздывание роста продуктивности поверхностных вод периферийных районов по сравнению с более открытыми можно объяснить более поздним таянием льдов, блокирующих доступ солнечной радиации в вегетационный период.

Известно, что содержание $C_{орг}$ в осадках определяется поступлением органики из поверхностного слоя воды в зависимости от его продуктивности — при этом в осадках захороняется не более 1% от первичной продукции — и интенсивностью последующих процессов ее окисления [23]. Поэтому наблюдаемое в целом синхронное увеличение вверх по разрезу содержания $SiO_{2аморфн}$ и $C_{орг}$ можно объяснить и связать с увеличением продуктивности поверхностных вод после оледенения.

Содержание $CaCO_3$ в осадках, представленного раковинами планктонных и бентосных фораминифер, в целом низкое, но наблюдаются определенные вариации по разрезу. В большинстве колонок, за исключением К-74 и К-68, повышенные содержания $CaCO_3$ (до 15%) отмечаются в осадках, расположенных около нижней границы I горизонта. Иными словами, концентрация $CaCO_3$ возрастает вверх по разрезу от бескарбонатных ледниковых осадков до

максимума в конце позднеледниковья — начале послеледниковья и несколько снижается в голоцене. В колонках К-74 и К-68 повышение содержания $CaCO_3$ в осадках происходит в послеледниковое время при увеличении продуктивности вод почти одновременно с ростом $SiO_{2аморфн}$.

Вероятно, концентрация $CaCO_3$ в осадках помимо продуктивности вод определяется также растворением раковин фораминифер после их осаждения, поскольку в большинстве колонок рост содержания $CaCO_3$ опережает во времени повышение $SiO_{2аморфн}$. Однако в Охотском море наибольшие значения $CaCO_3$ осадков (максимум сохранности раковин) наблюдаются не во время максимального похолодания, как в значительной части Тихого океана [25], а на рубеже позднеледниковья — послеледниковья и в голоцене. Повышенные содержания $CaCO_3$ вблизи границы позднеплейстоценовых и голоценовых осадков наблюдаются и в соседнем Японском море [5] и, вероятно, связаны с «пиком сохранности» $CaCO_3$ в осадках, который отмечается во многих районах Мирового океана [21]. В осадках из впадины Дерюгина (К-80) карбонатные пики наблюдаются и в конце позднеледниковья, и в голоцене.

Таким образом, в поздне-послеледниковых осадках отмечаются вариации содержания $CaCO_3$, $SiO_{2аморфн}$ и $C_{орг}$, связанные с изменением палеоокеанологической обстановки после оледенения, которые в разных частях бассейна могут быть неодновременными. В целом концентрации $SiO_{2аморфн}$ возрастают в голоценовых осадках (в краевых частях бассейна с запазданием), а рост $CaCO_3$ опережает во времени изменение $SiO_{2аморфн}$ и происходит на границе с позднеледниковьем («пик сохранности $CaCO_3$ ») и в некоторых районах позже, в послеледниковье.

Горизонт II, слой II-1. Отложения этого слоя характеризуются более грубым гранулометрическим составом и доминированием терригенной составляющей. В колонках К-74 и К-68, отобранных соответственно на возвышенностях ИО АН СССР и АН СССР, плотные осадки этой толщи включают большое количество гравия и гальки, занесенных, вероятно, в результате ледового разноса. В осадках этого слоя резко возрастает значение мобильной группы фракций (мелкий и тонкий песок). Наличие этой модальной части наряду с илистой свидетельствует о возрастании активности гидродинамического режима, когда спокойные гидродинамические обстановки сменялись периодами резкого повышения скоростей придонных потоков. В этих случаях производилась донная транспортировка осадочного материала. При этом, вероятно, в пределах возвышенностей АН СССР и ИО АН СССР появились зоны размы-

Значения абсолютного возраста осадков Охотского моря по ¹⁴C

Колонка	Интервал в м (от верха)	Лабораторный индекс	Возраст (лет)
К-68	0,05—0,25	Кп-1852	6700 ± 110
	0,25—0,45	Кп-1853	10100 ± 160
	1,90—2,00	Кп-1854	41300 ± 600
К-72	0,10—0,30	Кп-1857	9900 ± 130
	0,35—0,45	Кп-2161	10500 ± 170
	1,35—1,45	Кп-2162	33400 ± 1000
К-74	0,15—0,30	Кп-2165	9100 ± 150
	1,90—2,05	Кп-2166	30400 ± 1900
К-80	0—0,19	Кп-1873	4250 ± 60
	0,50—0,70	Кп-2163	9500 ± 140
	2,50—2,80	Кп-2164	37200 ± 2000
К-105	0,65—0,85	Кп-2172	10100 ± 120
	1,85—2,25	Кп-2173	21400 ± 600
	3,58—3,75	Кп-1866	≥ 45000
К-106	0,20—0,45	Кп-1868	6200 ± 130
	0,60—0,80	Кп-2160	9000 ± 120

ва, из которых осуществлялась донная транспортровка осадочного материала, достигавшая районов станций К-68, К-72, К-74. Максимальные скорости течения отмечались на последней станции, о чем свидетельствует прослой разнозернистого песка с включениями гравия, гальки и бентосных фораминифер в горизонте 104—107 см. В меньшей степени активизация гидродинамического режима коснулась районов станций К-80, К-105, К-106, расположенных во впадинах и на материковом склоне.

Повышенные значения магнитной восприимчивости осадков этой толщи по сравнению с вышележащими указывают также на активизацию поставки обломочного материала и большой привнос ферромагнитных минералов в это время.

По А. П. Лисицину [13] и Ф. А. Щербакову [20], осадконакопление крайних бассейнов в значительной степени зависит от колебаний уровня моря. Во время континентальных оледенений регрессия моря приводила к осушению значительной части шельфа, понижению базиса эрозии рек и к активизации терригенного осадконакопления. При этом происходил дополнительный интенсивный перенос терригенного материала с I уровня осадконакопления на II, более низкий [13].

Судя по изотопно-кислородным записям осадков верхней части толщи, литодинамическому анализу и данным каппаметрии, она отлагалась при холодных климатических условиях последнего оледенения и низком уровне моря (изотопная стадия 2) и соответствует слою II-1, по Е. А. Романкевичу и др. [15].

По данным А. П. Жузе [6], в Охотском море горизонты, обогащенные диатомеями и терригенным материалом с небольшим включением органических остатков, чередуются, при этом численность створок диатомей меняется в основном за счет океанических видов. Если в межледниковые эпохи океанические и неритические виды развивались в границах, близких к современным, то в ледниковые — неритические виды вытесняли океанические из центральных и южных районов моря, приводя к падению общей численности створок. А. П. Жузе связывает изменения численности и видового состава диатомей с изменением климатических условий бассейна, и прежде всего его ледового покрова. Она показала, что неритический планктон развивается преимущественно во льдах, во время их вскрытия и вблизи кромки льда. Следовательно, снижение численности диатомей и смена их состава неритическими в осадках Охотского моря соответствуют холодным условиям и значительному расширению ледникового покрова.

Полученные нами данные о низких содержаниях $\text{SiO}_{2\text{аморфн}}$, CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках слоя

II-1 подтверждают, что формирование этих отложений происходило в суровых условиях оледенения и низкой продуктивности поверхностных вод. В колонках К-68, К-105, К-72, К-74 в осадках ледникового слоя II-1 отмечен прослой вулканического стекла, который может быть дополнительным маркером. В колонках К-68 и К-74 в осадках слоя II-1 отмечаются изменения векторов склонения и наклона магнитного поля, которые, вероятно, можно связать с экскурсом Моно (20—25 тыс. лет).

Горизонт II, слой II-2. Ниже грубых терригенных отложений залегают более мелкие осадки с прослоем, обогащенным органическими элементами. На гистограммах относительной частоты гранулометрического распределения осадков этого слоя по сравнению с вышележащим падает значение песчаной группы фракций и возрастает доля илистой (см. рис. 2). Магнитная восприимчивость отложений этого слоя, расположенных на возвышенностях, также несколько меньше, чем в слое II-1. Из этого следует, что период формирования слоя II-2 отличался снижением активности придонных вод и возрастанием участия в осадкообразовании процесса осаждения взвеси. Такие условия характерны для более высокого положения уровня моря.

Эпизодическое присутствие в осадках раковин фораминифер не позволяет получить непрерывную запись $\delta^{18}\text{O}$ карбоната. В осадках колонки К-68 ниже прослоя, обогащенного органическими остатками, отмечается увеличение $\delta^{18}\text{O}$ фораминифер на 0,7‰. Вероятно, это изменение величины $\delta^{18}\text{O}$ соответствует переходу от 3-й стадии некоторого потепления к холодной — 4-й. Возраст границы изотопных стадий 3/4, по литературным данным, составляет

64 тыс. лет [4]. По радиоуглеродным датировкам, возраст прослой, обогащенного биогенными компонентами в колонках К-105, К-72 и К-68, составляет соответственно 45, 30,4 и 41,3 тыс. лет*. В колонке К-80 из впадины Дерюгина слою II-2, вероятно, соответствуют осадки, залегающие на расстоянии 240—270 см от поверхности, с прослоем повышенной концентрации CaCO_3 и абсолютным возрастом 37,2 тыс. лет.

Повышенные содержания элементов органической триады в прослое этой толщи свидетельствуют об увеличении продуктивности поверхностных вод, а по А. П. Жузе, соответствуют пространственным распределениям видового состава планктона и ледникового покрова более близким к межледниковым условиям. Учитывая литологические характеристики, радиоуглеродные датировки осадков и возраст подстилающей границы изотопных стадий 3/4, можно предположить, что эти отложения сформировались во время среднеюрмского интерстадиала (изотопная стадия 3, слой II-2, по Е. А. Романкевичу и др.) [15]. В колонке К-74 (см. рис. 3) прослой осадков, обогащенный CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ (интервал около 200 см), имеет отклонения векторов магнитного поля — наклонения (до отрицательных значений) и склонения. Вероятно, эти палеомагнитные вариации соответствуют экскурсу Лашамп с возрастом около 45 тыс. лет.

Горизонт II, слой II-3. Литологические признаки осадков аналогичны присущим слою II-1: доминирование терригенной компоненты, заглубление гранулометрического состава, более высокие значения магнитной восприимчивости. На гистограммах распределения гранулометрического состава осадков этой толщи увеличивается значение песчаных фракций. Следовательно, гидродинамические обстановки этого периода благоприятствовали размыву осадков на возвышенностях и вовлечению их в донную транспортировку. Максимально активизировались придонные течения в районе ст. К-68 (возвышенность АН СССР). Здесь на горизонте 268—271 отмечен прослой разнозернистого песка с галькой. Не исключено, что образование этого прослоя происходило с одновременным размывом нижележащей пачки терригенных илов.

По Е. А. Романкевичу и др. [15] и А. П. Жузе [6], отложения соответствуют слою II-3 и

* Следует отметить большие трудности определения возраста, близкого к запредельному, из малых количеств углерода, какие позволяют получить пробоотборники по осадку, карбопатность которого составляет не более 10—15%. Подобные обстоятельства заставляют применять разбавление «мертвой» углекислотой, что увеличивает случайные ошибки, возможные из-за загрязнения «молодым углеродом» и других причин.

сформировались они в холодных условиях раннеюрмского оледенения (изотопная стадия 4). Низкие содержания органических элементов и соответственно невысокая продуктивность поверхностных вод объясняются усилением ледникового покрова, препятствовавшего фотосинтезу.

Горизонт III. В центральной части моря и во впадине Дерюгина прослеживается горизонт более древних осадков с прослоем повышенных концентраций элементов органической триады. По преобладанию более тонких фракций осадков в гистограммах распределения (см. рис. 2) допускается, что формирование их происходило при очередном снижении гидродинамической активности моря. Определяющим процессом являлось осаждение взвешенного терригенно-биогенного материала.

Из диатомей присутствует вид *Rhizosolenia curvirostris* Jouse (К-68 и К-105), характерный для казанцевского (рисс-вюрмского) межледниковья (определения В. С. Пушкаря). Толща с прослоем, обогащенным CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$, соответствует, по Е. А. Романкевичу и др. [15] и А. П. Жузе [6], горизонту III, накопившемуся в теплых климатических условиях рисс-вюрмского межледниковья (изотопная стадия 5). Уровень моря в это время достигал современных отметок и превышал его [9]. Общее потепление способствовало ослаблению ледовитости моря и повышению продуктивности поверхностного слоя вод.

По данным палеомагнитных определений, в осадках основания колонок К-68 и К-74 (см. рис. 2, 3), отнесенных нами к горизонту III, наблюдаются инверсии параметров магнитного поля, которые можно сопоставить с событием Блейк (возрастом около 111 тыс. лет). Дополнительным маркером этой толщи является наиболее мощный по разрезу прослой вулканического стекла (К-68, К-72 и К-105).

Повышенные содержания CaCO_3 , SiO_2 аморфн и $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках соответствуют маломощным прослоям, обогащенным органическими остатками, и приходятся на горизонты I, III и слой II-2. Возраст более древних прослоев с определенной долей условности принимаем равным 120 и 45 тыс. лет.

Скорости седиментации в позднечетвертичное время варьировали от 2,5 до 9 см/тыс. лет (табл. 2). Наибольшие скорости накопления осадков отмечены для понижений рельефа дна (К-80 и К-105) и приходились преимущественно на 10,3—45 тыс. лет назад (позднеюрмское оледенение). В осадках этого этапа, как следует из данных по вещественному составу, капаметрии и гранулометрии, доминирует терригенная компонента. Это свидетельствует о значительном усилении поступления терригенного материала в это время при низком поло-

Скорость накопления осадков Охотского моря в голоцене и позднем плейстоцене, см/тыс. лет

Время (тыс. лет)	Колонка				
	K-68	K-105	K-72	K-74	K-80
0—10,3	4	5,5	4	3	4,2
10,3—45	4,7	9	2,6	5	6
45—125	2,5	5	3,8		2,7
0—125	3,2	6,2	3,4		3,8

жении уровня моря. Усиление донной транспортировки осадков в районах возвышенностей приводило к размыву осадков и уменьшению их суммарной мощности (K-72).

Таким образом, глубоководные осадки Охотского моря, по данным радиоуглеродного датирования, изотопно-кислородного, палеомагнитного и литодинамического методов, расчленены на голоценовые (горизонт I), вюрмского похолодания (слои II-1 и II-3), средневюрмского интерстадиала (слой II-2) и ресс-вюрмского межледниковья (горизонт III). Содержания $SiO_{2\text{аморфн}}$, $C_{\text{орг}}$ и $CaCO_3$ в осадках, представленных в основном остатками диатомей и фораминифер, преимущественно низкие, но повы-

шались во время ресс-вюрмского межледниковья, средневюрмского интерстадиала и голоцена. Увеличение $SiO_{2\text{аморфн}}$, позже последнего оледенения происходило неодновременно: для центральной части бассейна рост аморфного кремнезема отмечается в отложениях вблизи границы верхнего плейстоцена и голоцена, а для впадины Дерюгина и склона Западной Камчатки — в голоцене. Вероятно, это связано со временем таяния ледников и повышением биопродуктивности поверхностных вод. Вариации $CaCO_3$ в верхне-последледниковых осадках определяются продуктивностью планктонных фораминифер и интенсивностью растворения их раковин. В одних колонках (K-105 и др.) карбонатный пик выражен при переходе к последледниковым толщам вследствие лучшей сохранности $CaCO_3$, в других (K-68, K-80) — в голоцене одновременно с ростом $SiO_{2\text{аморфн}}$.

Скорости осадкообразования варьируют во времени от 2,5 до 9 см/тыс. лет. При этом наибольшие скорости отмечаются в понижениях рельефа дна и приходится преимущественно на 10,3—45 тыс. лет назад. Прослой вулканического стекла в осадках слоя II-1 и горизонта III (возраст около 120 тыс. лет) можно использовать как стратиграфические маркеры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. О распределении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков // Докл. АН СССР.— 1955.— Т. 103, № 3.
2. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях (Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. XXXII).— М.: АН СССР, 1960.
3. Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Лисицин А. П. Модель накопления аморфного кремнезема в донных осадках Тихого океана // Геохимия.— 1980.— № 1.
4. Боуэн Д. Четвертичная геология.— М.: Мир, 1981.
5. Горбаренко С. А., Токарчук Т. Н. Изменение содержания элементов органической триады в осадках Японского моря (поздний плейстоцен — голоцен) // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока).— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана.— М.: АН СССР, 1962.
7. Жузе А. П., Коренева Е. В. К палеогеографии Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— Т. 22.— М.: АН СССР, 1957.
8. Игнатьев А. В., Горбаренко С. А., Киселев В. И. К методике исследования температуры роста морских организмов изотопно-кислородным методом // Биогеохимия морских беспозвоночных.— Новосибирск: Наука, 1979.
9. Кинд Н. В. Абсолютная геохронология четвертичной системы // Стратиграфия СССР. Четвертичная система.— Т. 1.— М.: Недра, 1982.
10. Китаев П. В., Лихт Ф. Р. Определение общей карбонатности и органического углерода в породах газометрическим методом // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971.
11. Ковалюх Н. Н., Митропольский А. Ю., Соболев Э. В. Радиоуглеродный метод в морской геологии.— Киев: Наук. думка, 1977.
12. Лисицин А. П. Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.
13. Лисицин А. П. Осадочное тело океанов // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения.— М.: Наука, 1984.
14. Петелин В. П., Остроумов Э. А. Геохимия донных осадков Охотского моря // Современные осадки морей и океанов.— М.: Наука, 1961.
15. Романкевич Е. А., Безруков П. Л. и др. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана.— М.: Наука, 1966.
16. Рыбаков В. Ф. Гранулометрическая структура донных осадков как показатель литодинамического режима // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
17. Саидова Х. М. Закономерности распределения фора-

мини́фер в донных отложениях Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях (Тр. Ин-та океанологии, т. 32).— М.: АН СССР, 1960.

18. *Страхов Н. М.* Методы изучения осадочных пород.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.
19. *Храмов А. М., Шолпо Л. Е.* // Палеомагнетизм (Тр. ВНИГРИ, вып. 256).— Л.: Недра, 1967.
20. *Щербаков Ф. А.* Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене.— М.: Наука, 1983.
21. *Berger W. H.* Deep-sea carbonate and deglaciation preservation spike in pteropods and foraminifera // *Nature*.— 1977.— V. 269.
22. *Mörner N.-A.* The Pleistocene — Holocene boundary: proposed boundary stratotype in Gothenburg, Sweden // *Boreas*.— 1976.— V. 5.

ТОИ ДВО АН СССР, ДВГУ
Владивосток

23. *Müller P. J., Suess E.* Productivity, sedimentation rate, and sedimentary carbon preservation // *Deep-sea research*.— 1979.— V. 26A.
24. *Shackleton N. J., Opdyke N. D.* Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core v. 28—238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10^5 year and 10^6 year Scale // *Quaternary Research*.— 1973.— V. 3.
25. *Volat J.-L., Pastouret L., Vergraud-Grazzini C.* Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: a review // *Marine Geology*.— 1980.— V. 34.
26. *Yapp C. J., Epstein S.* Climatic implications of D/H ratios of meteoric waters over North America (9500—2200 B. P.) as inferred from ancient wood cellulose C-H hydrogen // *Earth and Planet Sci. Lett.*— 1977.— V. 34.

Поступила в редакцию
10 марта 1986 г.

УДК 551.248.2

Ф. Г. Корчагин, С. Б. Золотарская, Ю. П. Никитенко, В. Н. Ставров

К ВОПРОСУ О СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ ПРИАМУРЬЯ

Рассмотрены современные и четвертичные вертикальные движения неотектонических структур Приамурья. Проведено сопоставление этих данных с сейсмичностью, региональными аномалиями силы тя-

жести, зонами повышенной электропроводности и инверсий сейсмических волн в земной коре и верхней мантии и на этой основе намечены особенности современной геодинамики Приамурья.

Соотношение современных и четвертичных вертикальных движений земной коры в сопоставлении с сейсмичностью и другими геофизическими данными дает важную информацию о глубинных процессах, протекающих в регионе. С этой точки зрения целесообразно проанализировать существующие материалы по территории Приамурья.

Учитывая, что Приамурье покрыто лишь редкой сетью повторных нивелировочных ходов (рис. 1), анализ этих материалов целесообразно проводить по отдельным неотектоническим структурам. При этом сведения о вертикальных движениях земной коры, полученные в какой-либо части неоструктуры, будем приписывать всей структуре.

За четвертичный период данные о вертикальных движениях неотектонических структур дает анализ датированных геоморфологических уровней террас разного ранга, поверхностей выравнивания в пределах поднятий и мощностей разновозрастных отложений во впадинах. Количественная оценка тектонических деформаций впадин по разновозрастным уровням затруднена ввиду однообразного распределения высот поверхности. Значение вертикальных тектонических движений можно получить из анализа мощности разновозрастных толщ верхнекайнозойских пород, поскольку известно, что скорость скомпенсированного осадками прогибания непосредственно связана со скоростью осадконакопления.

В пределах рассматриваемой части Приамурья в качестве датированных по возрасту геоморфологических уровней выступают прежде всего поверхности аккумулятивных равнин. Они сложены в своей верхней части озерно-аллювиальными образованиями миоцен-четвертичного возраста. Эти поверхности широко распространены во всех межгорных и внутригорных впадинах. Другая разновидность геоморфологических уровней представлена сериями

разновысотных, главным образом речных, террас четвертичного возраста. Они фиксируют периоды оживления или затухания тектонической активности региона. Определяя относительные высоты террас в террасовом спектре, можно, с определенными допущениями, вычислить по разности высот скорость вертикальных движений за время каждого стратиграфического подразделения или суммарную скорость за более длительное время (например, в целом за четвертичный период). Что же касается денудационных геоморфологических уровней, то в настоящее время в пределах рассматриваемой территории их использовать практически невозможно ввиду отсутствия достаточно надежных временных датировок.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ РЕГИОНА

В соответствии с неотектоническим районированием Дальнего Востока, проведенным Г. Ф. Уфимцевым [18], на рассматриваемой территории выделяются следующие поднятия (см. рис. 1): Становое, Тукурингро-Джагдинское глыбовое, Ям-Алинское сводовое, Турапское глыбовое, Баджалское и Буреинское сводовые, Малохинганское щитообразное, Сихотэ-Алинское глыбовое. Особой структурой является Нижнеамурская зона поднятий и впадин. К числу опущенных структур региона относятся Амуро-Зейская равнинная зона, Удско-Верхнезейская межгорная, Среднеамурская, Тугуро-Эврон-Чукчагирская, Удиль-Кизинская и Нижнеамурская впадины.

Становое сводовое поднятие занимает северную часть рассматриваемой территории (см. рис. 1). Его строение определяется симметричным расположением на склонах хребтов наклонных блоков или глыбовых поднятий с обрат-

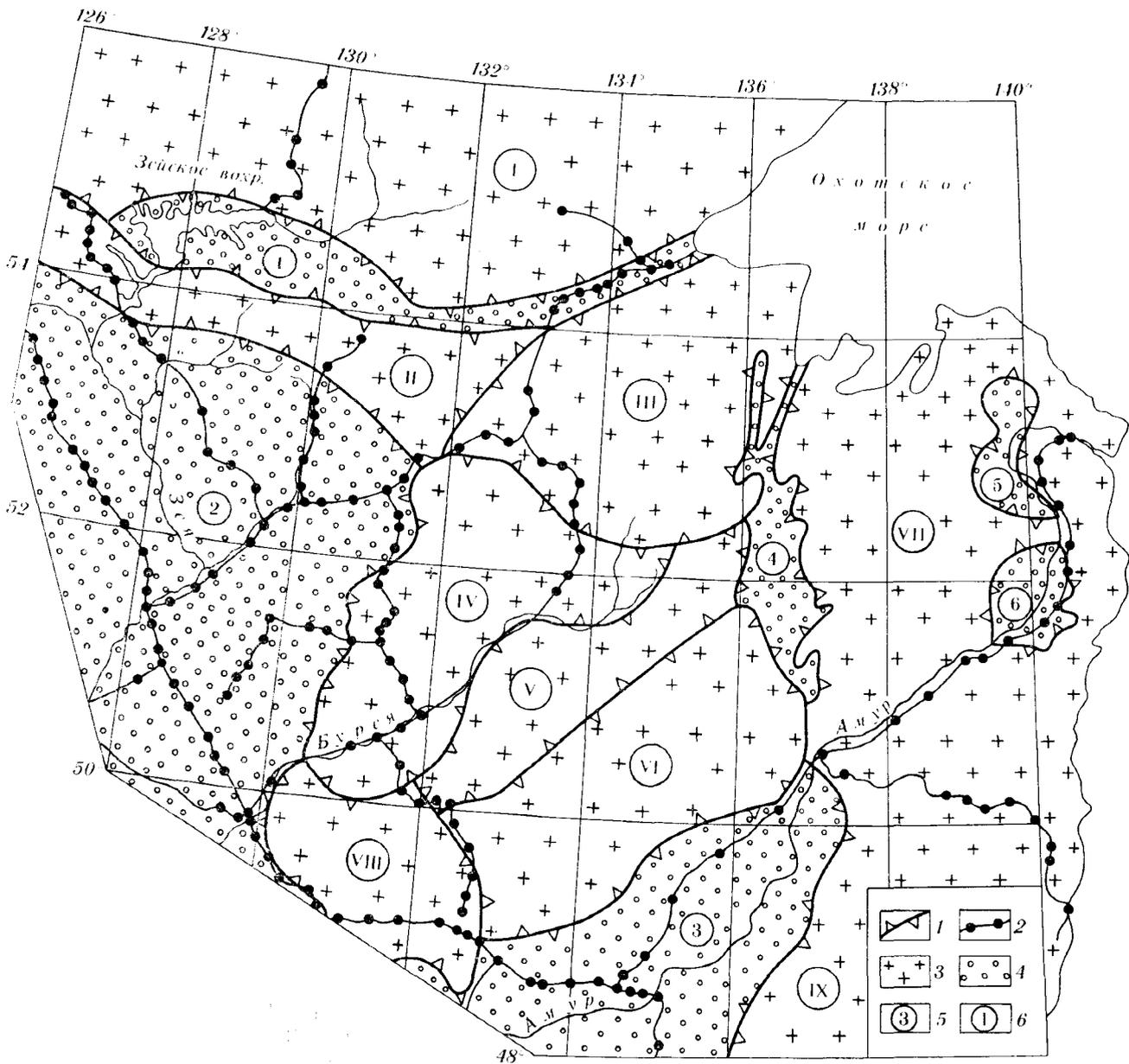


Рис. 1. Схема неотектонического строения Приамурья.

1 — границы неотектонических структур; 2 — профили повторного нивелирования; 3 — положительные, 4 — отрицательные структуры; 5 — впадины: 1 — Удско-Верхнезейская, 2 — Амуро-Зейская, 3 — Среднеамурская, 4 — Тугуро-Эврон-Чукчагирская, 5 — Нижнеамурская, 6 — Удиль-Кизинская; поднятия: I — Становое, II — Тукурингро-Джагдинское, III — Ям-Алинское, IV — Туранское, V — Буринское, VI — Баджалское, VII — Нижнеамурская зона поднятий и впадин, VIII — Малохинганское, IX — Сихото-Алинское.

ной ступенчатостью вершинных поверхностей [18].

В четвертичное время Становое сводовое поднятие испытывало восходящие движения. Строгих оценок скоростей вертикального поднятия за этот период нет, но несомненно, что эти скорости возрастали по направлению к центральной части структуры.

В настоящее время знак вертикальных движений отдельных частей этой структуры различен. Восточная ее часть поднимается, а за-

падная — опускается (рис. 2). Скорость поднятия возрастает по направлению к центральной части структуры от 1 до 10 мм/год. Скорость современного опускания западной части Станового сводового поднятия меняется от 1,7 до 4,5 мм/год. При этом возрастание скорости также идет по направлению к центру структуры. Южная граница нисходящих движений проходит примерно по осевой линии Тукурингро-Станового межгорного понижения.

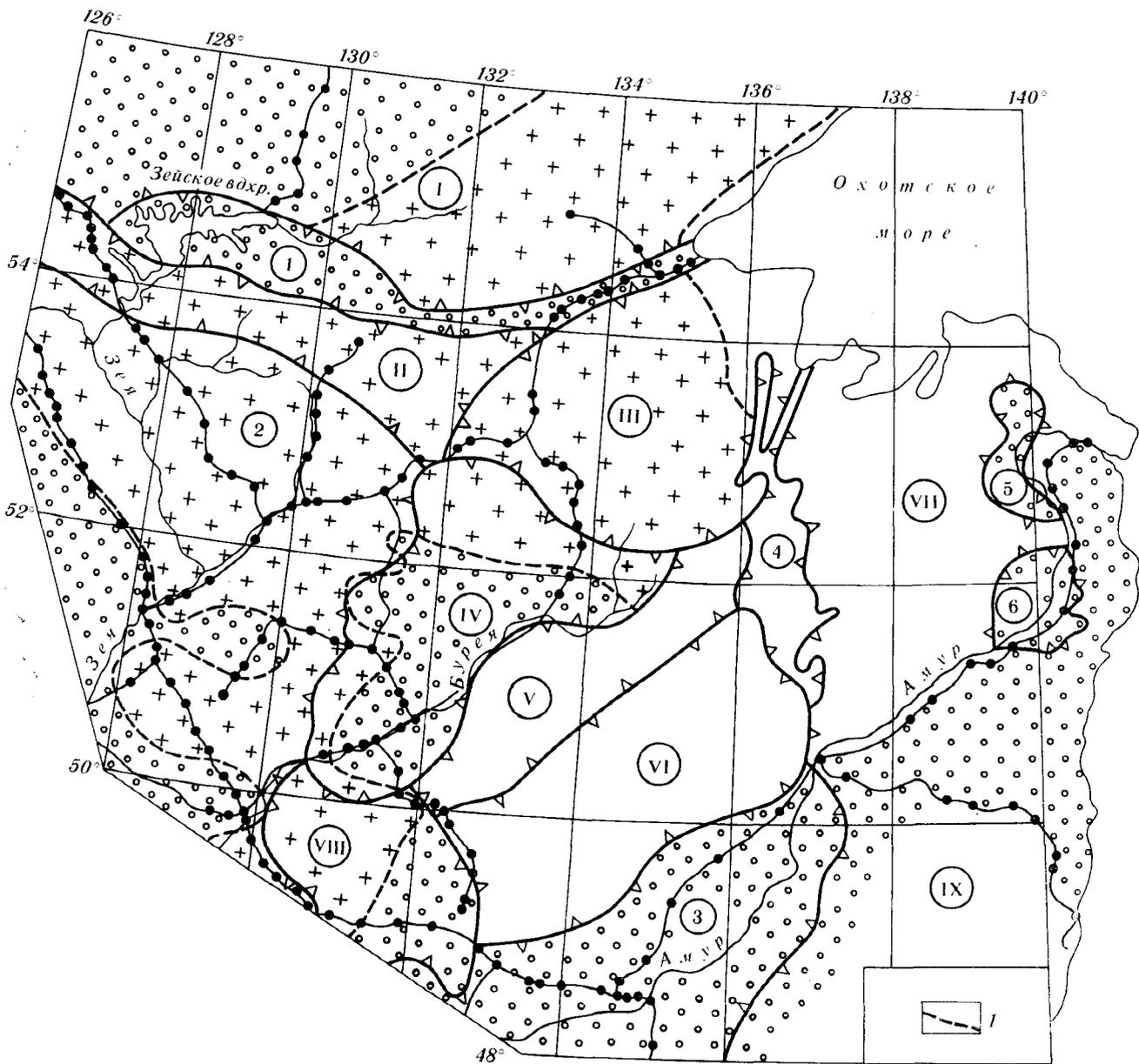


Рис. 2. Схема современных вертикальных движений земной коры Приамурья.

1 — граница между знаками поднятия и опускания. Остальные обозн. те же, что и на рис. 1. Отсутствие крапа по отдельным территориям означает, что для них нет инструментальных данных о СВДЗК.

Тукурингро-Джагдинское глыбовое поднятие представляет собой сочетание линейных простых горстов и тектонических ступеней, разделенных продольными разрывами и долинами-грабенами. В целом поднятие симметрично, в восточной части оно имеет более пологое южное крыло, а в западной — северное [3].

В четвертичное время Тукурингро-Джагдинское поднятие испытывало восходящие движения. В восточной и западной частях этой структуры проходят два профиля повторного нивелирования. Измерение по этим профилям показывает, что западная часть структуры подни-

мается со скоростью от 1,0 до 6 мм/год. При этом наиболее интенсивно воздымается центральная часть (5—6 мм/год), скорость поднятия северной части не превышает 4, южной — 1 мм/год. Разрывные нарушения в пределах этой структуры хорошо выражаются в современных вертикальных движениях как зоны резкого изменения скоростей.

Ям-Алинское сводовое поднятие является наиболее поднятой новейшей структурой рассматриваемой территории. Имеет изометричную в плане форму с центральной частью в верховьях р. Селемджи. От центральной части вершин-

ная поверхность снижается во все стороны, осложняясь местами горстами и долинами-грабенами.

В раннечетвертичное время поднятие опускалось со скоростью 2 мм/год. Развитие в пределах свода как аккумулятивных, так и цокольных террас плейстоцен-голоценового возраста указывает на то, что и в последующие периоды быстрые поднятия сменялись опусканием. Но в целом для Ям-Алинского сводового поднятия в позднекайнозойское время характерна постоянная тенденция к воздыманию. При этом скорость восходящих движений менялась от 5—8 мм/год на его периферии до 12—16 мм/год в центральной части.

В настоящее время Ям-Алинское поднятие испытывает восходящие движения. Но характер их несколько отличен от позднекайнозойских. Наименьшей скоростью воздымания (до 1 мм/год) характеризуется центральная часть структуры. Скорость поднятия западного крыла уменьшается от 5 до 1 мм/год по направлению от периферии к центру, северного, наоборот, увеличивается в этом направлении от 3 до 5 мм/год, уменьшаясь в центре до 1 мм/год. В зонах разломов происходит резкое изменение скоростей движений, что свидетельствует об их современной активности.

Туранское глыбовое поднятие охватывает одноименный хребет и состоит из ряда горстов, разделенных грабенообразными понижениями. В пределах поднятия широко развиты как аккумулятивные, так и цокольные террасы, что является следствием проявления здесь дифференцированных тектонических движений четвертичного периода. Однако в целом, как и в предыдущем случае, для этой структуры характерно преобладание восходящих движений. Скорость поднятия за позднплейстоценовое-голоценовое время колеблется от 5—7 до 10—12 мм/год.

На современном этапе центральная часть поднятия опускается со скоростью до 3 мм/год, а северная и юго-западная поднимаются со скоростью около 1 мм/год.

Баджальское и Буреинское сводовые поднятия занимают центральную часть рассматриваемой территории, имеют отчетливо выраженное блоковое строение с понижением вершинных поверхностей от центральной части к периферии.

Анализ относительных превышений разновозрастных террас показывает, что скорость поднятия этой структуры за среднплейстоценовое-голоценовое время составляла 1—2 мм/год, достигая местами 8—10 мм/год. В пределах этого поднятия имеется всего один профиль повторного нивелирования, проходящий по Чегдомыньскому прогибу. Данные нивелирования свидетельствуют, что прогиб в настоящее время опускается со скоростью 0,3—1,6 мм/год.

Малохинганское щитообразное поднятие охватывает хребты Малый Хинган, Сунтарский, Помпеевский, Шуки-Поктой. Щитообразная форма поднятия нарушена расположенной внутри него Сунтарской впадиной.

По геолого-геоморфологическим данным, скорость поднятия за позднплейстоцен-голоценовое время составляла 4—5 мм/год, остальной части — 8—10 мм/год.

Юго-восточная часть этого поднятия в современное время погружается со скоростью 1—6 мм/год, а северо-западная поднимается со скоростью 0,5—2 мм/год.

Сихотэ-Алинское глыбовое поднятие имеет сложную блоковую структуру и пространственно совпадает с одноименной горной страной. В позднекайнозойское время эта структура испытывала восходящие движения со скоростью 2—5 мм/год. Данные о современных вертикальных движениях по профилю Комсомольск-на-Амуре — Советская гавань показывают, что в настоящее время эта морфоструктура опускается со скоростью 0,1—1 мм/год.

Нижнеамурская зона поднятий и впадин представляет собой сочетание линейных или вытянутых горных поднятий и впадин. Впадины занимают подчиненное значение и приурочены главным образом к долинам рек и к заливам Охотского моря. Анализ геологогеоморфологических данных свидетельствует, что скорость новейших поднятий склонов хребтов составляла 2—4 мм/год. Осевые же части, приуроченные к гранитоидным интрузиям, поднимались со скоростью 5—8 мм/год. Данные о современных вертикальных движениях этой структуры весьма ограничены и показывают, что ее часть, расположенная вдоль Амура, в настоящее время опускается со скоростью от 1 до 4,5 мм/год.

Удско-Верхнезейская впадина располагается между системой хребтов Становик-Джугджур и Тукурингро-Джагды с Ям-Алинской горной страной. Анализ разновозрастных геоморфологических уровней и террас позволяет считать, что в целом впадина в четвертичное время опускалась со скоростью 1,5—2 мм/год. В настоящее время вертикальные движения впадины усложнились. Северная часть Верхнезейской и Удская впадина испытывают нисходящие движения со скоростью 1—2 мм/год, в то время как южная часть Верхнезейской впадины с такой же скоростью поднимается.

Амуру-Зейская равнинная зона характеризуется преобладанием субгоризонтальной или пологонаклонной вершинной поверхности, осложненной разломами вдоль долин рек Амура и Зей [18]. Вертикальные движения равнины в позднем кайнозое носили сложный характер. В раннем плейстоцене она испытывала восходящие движения. В остальные отделы четвер-

тичного периода она погружалась со скоростью примерно 1—2 мм/год. В настоящее время равнина испытывает поднятие со скоростью от 1,3 до 3,2 мм/год. Южная часть равнины (долина р. Амур) опускается со скоростью 0,5—1,5 мм/год.

Среднеамурская впадина представляет собой аккумулятивную равнину, эллипсоидно вытянутую в северо-восточном направлении. Среди равнины местами возвышаются отдельные горсты: хребты Хехцир, Вандан, Чурки и др. Анализ геоморфологических уровней в пределах впадины свидетельствует, что эта структура в раннечетвертичное время опускалась со скоростью 1 мм/год, а в позднечетвертичное — 4 мм/год. Скорость современного погружения впадины составляет 1—5 мм/год.

Сравнение знака современных вертикальных движений земной коры с позднекайнозойскими показывает, что одни неотектонические структуры унаследовали знак движений от четвертичного этапа, другие сменили его на противоположный. На рис. 2 выделены области Приамурья, которые в настоящее время испытывают восходящие и нисходящие движения. Как видно из этого рисунка и рис. 1, унаследовали в настоящее время знак вертикальных движений восточная часть Станового, Тукурингро-Джагдинского, Ям-Алинского, северная и южная части Туранского и северная часть Малохинганского поднятий, Среднеамурская, Тугуро-Эврон-Чукчагирская, Удыль-Кизинская и Нижнеамурская впадины. Вероятно, сохранился знак движений Баджалского и восточной части Буреинского поднятий, Нижнеамурской зоны поднятий и впадин.

Сменили знак вертикальных движений земной коры в настоящее время Сихотэ-Алинское, южная часть Малохинганского, западная Станового и Буреинского, центральная Туранского поднятия и Амуро-Зейская равнина (за исключением ее южной части).

При сопоставлении схем современных и позднекайнозойских вертикальных движений региона со схемами тектонического районирования видно, что прежнее направление движения сохраняют Монголо-Охотская геосинклинальная складчатая система (Тукурингро-Джагдинское и Ям-Алинское поднятия) и северная часть Сихотэ-Алинской складчатой системы (Баджалское поднятие, Нижнеамурская зона впадин и поднятий и т. д.). Направление развития Сихотэ-Алиня, западной части Становой области и Буреинского массива, за исключением его восточной активизированной части, в настоящее время изменилось. В общих чертах граница между областями с разными знаками современных ВДЗК проходит по Южно-Тукурингрскому, Тахтаскому и Хингано-Сахалинскому разломам.

В сейсмическом отношении неотектонические структуры характеризуются следующими особенностями. (Анализ сейсмичности проводили на основе региональных каталогов, выпускаемых Институтом земной коры СО АН СССР и Институтом морской геологии и геофизики ДВНЦ АН СССР.)

В пределах Станового сводового поднятия сейсмичность приурочена к хребтам Атаганскому, Геран, Немериканскому, Майскому, Джугджур. Здесь известны землетрясения с $K = 12$. Наиболее активна в сейсмическом отношении зона смены восходящих движений на нисходящие. Кроме того, устанавливаются эпицентры землетрясений с K , достигающим 12, на границе с Удской впадиной. Повышенной активностью характеризуется стык Селемджинского хребта (Ям-Алинское поднятие) с хребтом Джагды (Тукурингро-Джагдинское поднятие). Здесь известны землетрясения с K , составляющим 12—13,5. Из данных о механизмах очагов землетрясений [11] видно, что Селемджинский хребет смещается относительно Джагдинского к северо-востоку и вверх.

В пределах Амуро-Зейской равнины эпицентры землетрясений приурочены к ее границе с Тукурингро-Джагдинским и Туранским поднятиями. Повышенной сейсмичностью характеризуются границы Гонжинского и Мамынского выступов. Активна в сейсмическом отношении долина р. Буреи, по которой проходит граница между Туранским и Буреинским поднятиями. Здесь известны землетрясения 12—13-го энергетического класса. В пределах Малохинганского поднятия, и особенно по его границе со Среднеамурской впадиной, устанавливаются эпицентры землетрясений с K , достигающим 14. В пределах Баджалского поднятия эпицентры землетрясений приурочены к его северо-западной (долина р. Амгунь) и юго-восточной границе. Здесь известны землетрясения 14-го энергетического класса. Весьма активной в сейсмическом отношении является Нижнеамурская зона поднятий и впадин. Подземные толчки здесь, как известно, приурочены к воздымающимся участкам земной коры [11]. Среднеамурская, Тугуро-Эврон-Чукчагирская и Удыль-Кизинская впадины являются асейсмичными. Сихотэ-Алинское поднятие в целом является сейсмически пассивным, за исключением Совгаванской зоны. В пределах последней происходят многочисленные толчки с $K \leq 13$.

Как видим, в пределах Приамурья выделяются отдельные сейсмические зоны. При этом повышенной активностью характеризуются воздымающиеся морфоструктуры и их границы.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Совместный анализ геофизических материалов и данных о современных и четвертичных движениях позволяет в определенной степени достоверности установить характер процессов, протекавших (протекающих) в земной коре и верхней мантии Приамурья.

Данные об аномалиях силы тяжести несут в основном информацию о новейших (поздний мезозой — кайнозой) тектономагматических особенностях региона [19]. В колонке 3 таблицы приведена характеристика аномалий силы тяжести, соответствующих отдельным неотектоническим структурам. Как видно из этой таблицы, таким поднятиям, как Становое, Сихотэ-Алинское, Ям-Алинское, Буреинское, Баджалское, соответствуют интенсивные отрицательные аномалии регионального поля силы тяжести, в то время как Малохинганскому и Туранскому поднятиям, Нижнеамурской зоне поднятий и впадин и отрицательным структурам — положительные аномалии. Особняком стоит Тукурингро-Джагдинское поднятие, которому соответствует градиентная зона поля силы тяжести.

В позднем мезозое в пределах Станового и Сихотэ-Алинского поднятий восточной части Буреинского массива и обрамляющих его складчатых сооружений происходили интенсивные процессы перестройки литосферы. Они были реализованы в форме значительного разуплотнения верхней части мантии и земной коры и, как следствие этого, воздымания дневной поверхности [8]. Таким образом, такие поднятия, как Становое, Ям-Алинское, Буреинское, Баджалское и Сихотэ-Алинское, образовались в результате разуплотнения земной коры и верхней мантии. Так как воздымание этих структур продолжалось и в четвертичное время, то достаточно уверенно можно предположить, что процесс разуплотнения здесь имел место и в позднекайнозойское время.

Противоположный процесс происходил в пределах центральной и западной частей Буреинского массива (Туранское, Малохинганское поднятия, Амуро-Зейская равнина) и в Нижнеамурской зоне поднятий и впадин. Здесь, наоборот, устанавливается уплотнение земной коры, вероятно, за счет проникновения базальтовых расплавов [9, 12, 19]. Этот процесс происходил во вторую стадию тектономагматической активизации, и в его период сформировались основные впадины Приамурья [19].

Тукурингро-Джагдинское поднятие является особой структурой рассматриваемого региона, и ее образование не связано с процессом тектономагматической активизации. Основным механизмом формирования здесь явилось горизон-

тальное сжатие в субмеридиональном направлении, вызываемое взаимными перемещениями Алдано-Станового и Амурского геоблоков [6].

Таким образом, основные неотектонические структуры Приамурья образовались в результате мезозойско-кайнозойской активизации, причем на первом этапе, характеризующемся процессами разуплотнения земной коры и верхней мантии, преобладали восходящие, а на втором, характеризующемся обратным процессом, — нисходящие движения.

Представляет определенный интерес вопрос о современных геодинамических процессах региона. Информацию о них можно получить путем совместного анализа таких геофизических данных, как глубинная электропроводность, инверсии и аномалии сейсмических волн в земной коре и верхней мантии, сейсмичность, СВДЗК и другие. Для Приамурья эти геофизические данные приведены в таблице. К сожалению, исследуемый регион недостаточно изучен сейсмическими, геоэлектрическими и геодезическими методами. Однако и существующие материалы позволяют сделать некоторые предварительные выводы.

Как видно из таблицы, там, где в низах земной коры и верхах мантии устанавливается зона пониженных V_n или волновод (Баджалское поднятие, Амуро-Зейская равнина), земная кора в настоящее время испытывает поднятие. И наоборот, в зонах повышенной V_n (Сихотэ-Алинское поднятие, Среднеамурская впадина) вертикальные движения имеют отрицательный знак. При этом устанавливается как прямое, так и обратное соотношение аномалий силы тяжести и знака СВДЗК.

Так как изменение пластовых скоростей связано с изменением плотности, то естественно сделать вывод, что СВДЗК региона вызывается разуплотнением или уплотнением слоев земной коры и верхней мантии. Обращает на себя внимание тот факт, что глубинная электропроводность однозначно не отражает характер протекающих процессов. Это прежде всего указывает на различную природу проводимости.

Анализ распределения в Приамурье эпицентров землетрясений показывает, что они приурочены к зонам, где происходит современное разуплотнение земной коры и верхней мантии, т. е. к зонам, в которых к земной коре подводится повышенный поток тепловой энергии.

Наблюдаемая корреляция дает возможность считать, что сейсмическая энергия региона в основном обеспечивается за счет тепломассопереноса. Это предположение позволяет уточнить характер современных глубинных процессов. Так, отсутствие землетрясений в пределах Среднеамурской впадины указывает на то, что здесь уплотнение земной коры и верхней мантии происходит за счет эклогитообразо-

Геофизическая характеристика основных неотектонических структур Приамурья

Номер поднятия, впадины	Название структуры	Характеристика поля силы тяжести (по [1, 7, 12])	Разуплотнение земной коры и верхней мантии (по [8, 9, 12])	Положение кровли высокопроводящих горизонтов (по [2, 10, 13-17])	Глубина до аномальных зон, по сейсмическим данным (по [5, 14])	Знак четвертичных движений	Знак современных движений
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Поднятия</i>							
I	Западная часть Станового	Отрицательная аномалия, осложненная интенсивными локальными максимумами	Не устанавливается	20—25, 30—35, 100—150	Волновод в земной коре и верхней мантии	+	—
	Восточная часть Станового	Интенсивная отрицательная аномалия	Установлено, нижняя кромка разуплотнения на глубине 70—85 км	—	—	+	+
II	Турурингро-Джагдинское	Гравитационная ступень	Не устанавливается	35—40	—	+	+
III	Ям-Алинское	Интенсивная региональная отрицательная аномалия	Установлено, нижняя кромка на глубине 60—80 км	—	—	+	+
IV	Туранское	Северной и южной частям соответствует гравитационная ступень, центральной — положительная аномалия силы тяжести	Не устанавливается	—	Волновод на глубине 20—24 км, повышенные V в низах земной коры и в верхах мантии	+	Северная и южная часть +, центральная —
V	Бурейское	Интенсивная отрицательная аномалия	То же	—	—	+	—
VI	Баджальское	То же	Установлено, нижняя кромка на глубине 60—80 км	40—60	Волновод на глубине 18—24 км, пониженные V_{II} в низах земной коры и верхах мантии	+	?
VII	Нижнеамурская зона поднятий и впадин	Положительная аномалия	Не устанавливается	—	—	Хребты + впадины —	? ?
VIII	Малохинганское	Положительная аномалия в западной части, осложненная локальным минимумом	В западной части устанавливается, в восточной нет	В западной части 30—50	—	+	Западная часть +, восточная часть —
IX	Сихотэ-Алинское	Отрицательная аномалия	Разуплотнена центральная часть, нижняя кромка на глубине 50—70 км	40? 100—120	Повышенные V_{II} в низах земной коры и в верхах мантии	+	—
<i>Впадины</i>							
1	Удско-Верхнезейская	Положительная аномалия	Не устанавливается	—	—	—	—
2	Амуру-Зейская	То же	То же	30—36	Пониженные V_{II} в низах земной коры и в верхах мантии	—	+

1	2	3	4	5	6	7	8
3	Среднеамурская	»	»	35—40, 100—120	—	—	—
4	Тугур-Эвон-рон-Чукчагирская	»	»	20? 200— 220	—	—	?
5	Нижнеамурская	»	»	—	—	—	—
6	Удыль-Кизинская	»	»	—	—	—	—

вания (процесс идет при понижении температуры). В то же время западная часть Становой области характеризуется повышенной сейсмической активностью. Следовательно, уплотнение здесь происходит за счет внедрения в низы земной коры более плотных и, вероятно, разогретых масс. В какой-то мере подтверждением последнего является наличие в пределах этой зоны, по данным [4], резкой границы обмена, расположенной на 3—6 км выше поверхности М.

В заключение кратко сформулируем основные выводы. 1. Как кайнозойские, так и современные СВДЗК Приамурья вызываются процессами, протекающими в низах земной коры

и верхах мантии. Исключением является Тукурингро-Джагдинское поднятие, основным механизмом развития которой является субгоризонтальное сжатие. 2. Зонам современного поднятия земной коры соответствует разуплотнение земной коры и верхней мантии, зонам опускания — уплотнение. 3. Уплотнение земной коры происходит как за счет эклогитообразования, так и внедрения более плотных и разогретых масс. 4. Сейсмичность в регионе, за исключением Тукурингро-Джагдинской зоны, приурочена к участкам земной коры, к которой подводится повышенный поток тепловой энергии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азмадулин В. А., Малышев Ю. Ф. и др. Районирование гравитационных полей юга Дальнего Востока // Принципы тектонического районирования.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
2. Азмадулин В. А., Талтыкин Ю. В. Геоэлектрическая модель юга Бурейнского массива // Глубинные электромагнитные зондирования юга Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
3. Болохонцев Е. В., Уфимцев Г. Ф. Новейшая тектоника хребтов Тукурингро-Соктахан // Структурный анализ дислокаций.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974.
4. Булин Н. К., Цицхон М. И. Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном геологическом строении // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1975.— Т. II.
5. Исследование земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР/В. В. Онихимовский, И. К. Туезов.— М.: Наука, 1984.
6. Корчагин Ф. Г., Ставров В. Н., Туезов И. К. Геодинамика района Зейского водохранилища // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 6.
7. Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др. Гравитационные аномалии Дальнего Востока // Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
8. Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П. Плотностные инверсии как показатель формирования тектономагматических систем Дальнего Востока // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
9. Малышев Ю. Ф., Брянский Л. И. и др. Глубинное строение срединных массивов северо-востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 3.
10. Никифорова Н. Н., Азмадулин В. А. и др. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
11. Оскорбин Л. С. Землетрясения Приамурья и Приморья // Землетрясения в СССР в 1975 г.— М.: Наука, 1978.
12. Павлов Ю. А., Рейнлиб Э. Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1982.
13. Письменный А. М., Алакшин А. М. Строение земной коры западных частей Алданского щита и Становой складчатой области // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 5.
14. Поганьев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.

15. *Старжинский С. С.* О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 3.
16. *Талыкин Ю. В., Капун В. Б. и др.* Предварительные результаты магнитотеллурических исследований в Становой области // Там же.— 1986.— № 5.
17. *Тузев И. К., Бакулин Ю. И. и др.* Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов // Там же.— 1983.— № 4.
18. *Уфимцев Г. Ф.* Карта вершинной поверхности Дальнего Востока и ее неотектоническая интерпретация // Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
19. *Шапочка И. И., Сапожникова Е. Н., Фаворская М. А.* О соотношении морфоструктур юга Хабаровского края с геофизическими аномалиями и некоторые металлогенические обобщения // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР.— М.: Наука, 1972.

*ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
22 декабря 1986 г.*

УДК 551.234.3(571.63)

*П. Л. Неволин, Н. Г. Мельников, Н. Г. Сугурин***О ТЕКТОНИКЕ БАСЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. БИКИН
(СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

В процессе геокартирования масштаба 1:50 000 детально исследовались морфология и кинематические характеристики складок и разрывов. Установлено, что тектонические структуры района формировались последовательно в два этапа: сначала в условиях фронтального скупивания горных масс (вергентная складчатость, надвиги и взбросы), затем в обстанов-

ке интенсивного сдвигания (левосторонние и правосторонние сдвиги, раздвиги, сбросы). Полученные результаты в целом согласуются с современными представлениями о тектонике Сихотэ-Алиня. Их необходимо учитывать при проведении поисковых и разведочных работ.

В настоящее время пристальное внимание тектонистов привлекает изучение направленности движения литосферных блоков и обусловивших такие движения геодинамических обстановок. Подобные исследования привели к созданию ряда новых тектонических схем Сихотэ-Алиня на геодинамической основе [8] и способствовали внедрению методов структурно-тектонического анализа в практику геологического картирования Приморья. В статье изложены результаты таких исследований, проведенных в бассейне среднего течения р. Бикин в ходе геологической съемки масштаба 1:50 000. Район работ расположен в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня [1], где закартированы вулканогенно-кремнисто-терригенные геосинклинальные образования верхнего палеозоя и мезозоя. Отложения бедны ископаемыми органическими остатками, очень сложно дислоцированы и плохо обнажены. По палеонтологическим характеристикам, положению в разрезе и литологическому составу они расчленены на три согласно залегающие толщи: позднермско-триасовую спилито-кремнисто-терригенную (860 м), триасово-юрскую олистостромовую (800 м) и юрскую песчаниково-алевролитовую (1500 м). Принятый нами возраст названных толщ в известной мере условен. Он базируется на находках остатков позднермских фораминифер в обломочном материале гравелито-брекчий нижней толщи, пермских и триасовых радиолярий, поздне триасовых конодонтов в кремнистых породах этой же толщи, мезозойских радиолярий в кремнистых породах олистостромовой толщи, а также на основании сопоставления рассматриваемых толщ с аналогичными по составу, но палеонтологически более надежно охарактеризованными отложениями южных районов Сихотэ-Алиня.

Изучение морфологических и кинематических характеристик систем разрывов и складок проведено по методике, разработанной В. П. Уткиным для закрытых районов Сихотэ-Алиня [8]. Методика предусматривает наблюдения и статистический анализ ориентировок структурных и кинематических элементов: разрывов-сместителей, штрихов и борозд скольжения, крыльев и шарниров складок (с определением последовательности наслоения) и т. д., а также определение пространственно-временных и генетических связей между этими элементами. Статистический анализ проводился при помощи диаграмм, построенных на стереографической сетке Вульфа с применением планисферы А. В. Проина [5]. По указанной методике обследованы почти все коренные обнажения и горные выработки. Непрерывные цепи таких наблюдений на опорных разрезах, ориентированных вкрест простирания доминирующих тектонических систем, пересекли площадь в северо-западном направлении трижды: в северной части (реки Мал. Тахало — Мал. Амба), в центральной части (вдоль берегов долины р. Бикин) и на юге (бассейны рек Сагды — Биоса и Лопуховка) (рис. 1).

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Для выяснения наиболее общих закономерностей морфологии складчатых структур района анализировались суммарные диаграммы ориентировок слоев по каждому из трех разрезов и в целом по всей площади. Условия построения диаграмм следующие. На них нанесено по одному замеру элементов залегания слоев от каждой горной выработки, если на всем вскрытом интервале слой имеет одинаковую ориентировку (это фиксируется гораздо чаще),

Все они оказались сходными по характеру распределения полюсов слоистости.

На приведенных для примера диаграммах по северному и южному разрезам (рис. 2, А, В) выделяется по два главных максимума концентрации полюсов. Наиболее крупные максимумы расположены в северо-западных секторах диаграмм и соответствуют $290-320^\circ$ и углам $30-80^\circ$. Они включают в себя $3/4$ всех замеров ориентировок поверхностей напластования. Около четверти полюсов слоев сконцентрировано в юго-восточных частях диаграмм ($100-140^\circ$, углы $70-90^\circ$). Небольшая часть полюсов тяготеет к центрам диаграмм, отклоняясь к юго-западу и северо-востоку. Главные максимумы таких полюсов, по-видимому, отражают среднестатистическую ориентировку крыльев складчатых структур, а второстепенные, скорее всего, — участков их замыканий. Поскольку расстояние между точками замеров на местности в среднем равно 50 м и горные линии пройдены вкрест простирания толщ, из количественных соотношений между главными северо-западным и юго-восточным максимумами получается, что в среднем крылья складок северо-западного падения шире крыльев, падающих на юго-восток, примерно в три раза.

Для более детального анализа характера складчатости мы выделили замеры слоев, для которых была определена последовательность наложения (см. рис. 2, А). В количественном отношении они составили $1/5$ общего числа замеров ориентировок. Из рис. 2, А видно, что расположенные в северо-западном секторе полюса залегающих нормально и опрокинутых слоев находятся в близком к равному соотношению, а в юго-восточном заметно преобладают полюсы нормально залегающих слоев. Учитывая, что точки определений подошвы и кровли слоев распределены вдоль разрезов в целом равномерно, соотношения нормального и опрокинутого залегания можно, по-видимому, распространить и на ориентировку слоев, замеры которых взяты без определения подошвы и кровли. Полученные количественные соотношения между полюсами нормально залегающих и опрокинутых слоев объясняют значительное преобладание северо-западных падений. Такой характер распределения полюсов указывает, вероятно, на преимущественное развитие изоклиналиных, наклонных и опрокинутых (иногда до лежачих) на юго-восток складок. Этот стиль асимметрии складок подчеркивается и в среднем более крутым залеганием слоев юго-восточного падения. Статистическая картина не исключает развития некоторого числа прямых, симметричных, либо слабонаклонных складок. Редкие определения опрокинутого залегания среди слоев, падающих на юго-восток, предпо-

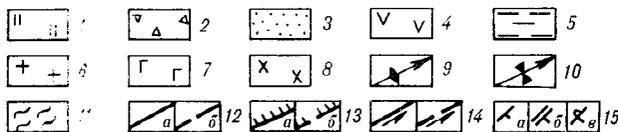
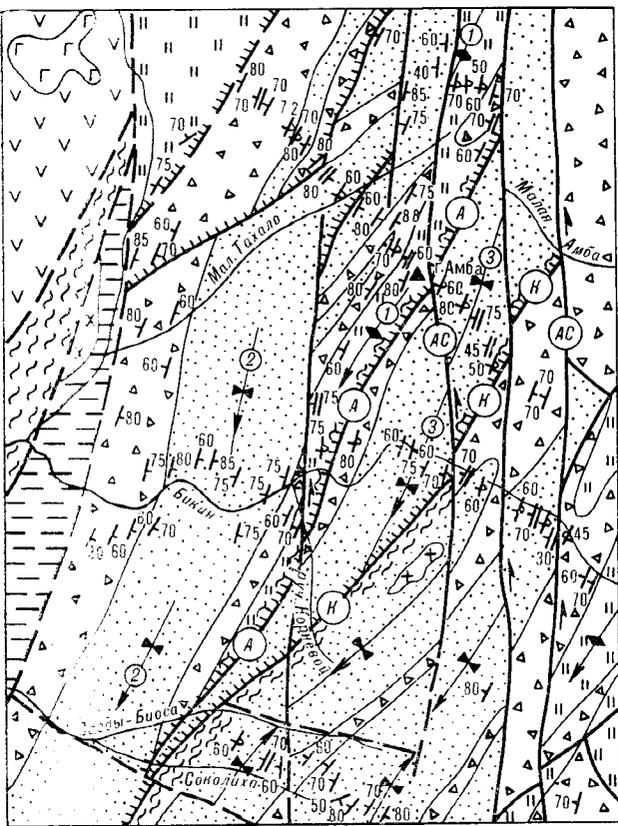


Рис. 1. Геолого-структурная схема бассейна среднего течения р. Бикин.

1 — толща кремней, алевролитов и спилитов верхней перми — триаса; 2 — олигостромовая толща верхнего триаса — юры; 3 — толща песчаников, алевролитов и глинистых сланцев юры; 4 — апт-альбские вулканогенные образования; 5 — палеоген-неогеновые отложения; 6 — раннемеловые гранитоиды; 7 — миоценовые базальты; 8 — позднемеловые эвструзивы диоритов; 9, 10 — оси антиклиналей (9) и синклиналей (10), стрелками показаны направления поружения шарниров; 11 — зоны интенсивного смятия, дробления и расчленения пород; 12—14 — разрывные нарушения достоярные (а) и предполагаемые (б); 12 — с неустановленными кинематическими характеристиками, 13 — надвиги, взбросы, 14 — сдвиги; 15 — ориентировка слоев (а), залегающих нормально (б), опрокинутых (в). Буквами обозначены: А — Амбинский надвиг, К — Корневой надвиг, АС — Амбинская подвиговая зона. Цифры в кружках: 1 — Амбинская антиклиналь, 2 — Малотახалинская синклиналь, 3 — Малоамбинская синклиналь.

и несколько (как правило, не более трех) — если в пределах выработки заметно (более $15-20^\circ$) изменяются простирание и (или) падение поверхностей напластования. Ориентировки мелко гофрированных слоев не учтены. Выполнение этих условий обеспечило равномерность распределения замеров по площади, а диаграммы приобрели необходимую для количественных подсчетов размерность, в данном случае соответствующую масштабу съемки.

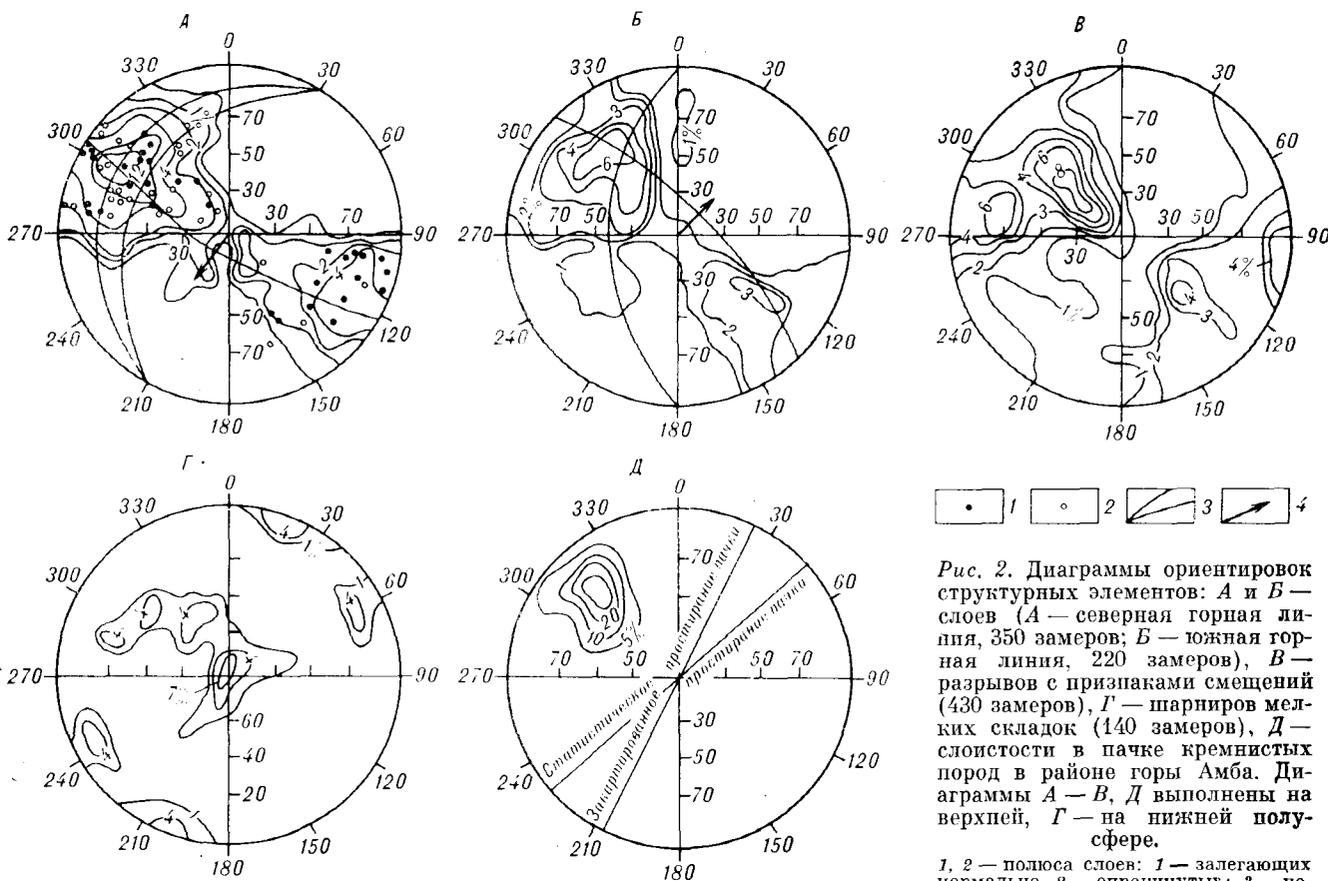


Рис. 2. Диаграммы ориентировок структурных элементов: А и В — слоев (А — северная горная линия, 350 замеров; В — южная горная линия, 220 замеров), В — разрывов с признаками смещений (430 замеров), Г — шарниров мелких складок (140 замеров), Д — слоистости в пачке кремнистых пород в районе горы Амба. Диаграммы А — В, Д выполнены на верхней, Г — на нижней полусфере.

1, 2 — полюса слоев: 1 — залегающих нормально, 2 — опрокинутых; 3 — полюса полюсов слоистости, 4 — среднестатистические направления погружения шарниров складок.

лагают развитие складок, опрокинутых к северо-западу.

По расположению поясов (дуги больших кругов), объединяющих главные максимумы концентрации полюсов слоев на диаграммах, определены среднестатистические направления погружения шарниров складок (см. рис. 2, А, В). Углы погружений шарниров не превышают 20–25°. Определенные статистически направления погружений некоторых складчатых структур показаны на рис. 1, где отчетливо видно, что шарниры многих из них полого ундулируют.

Полученные таким образом представления о характере складчатых структур использованы при составлении геологической карты. Они были дополнены изучением морфологии конкретных складок различных рангов.

Согласно принципам иерархии геологических объектов [9], в исследованном районе мы выделяем системы складок четырех порядков. Складки первого порядка сложены отдельными толщами пород, ширина их достигает 3–4 км (см. рис. 1). Складки второго порядка, образованные пачками и горизонтами пород, имеют ширину до первых сотен метров и отчетливо

выделяются на крупномасштабных геологических разрезах. В складки третьего порядка смяты отдельные слои. Они наблюдаются непосредственно в коренных обнажениях и имеют ширину до первых метров. Складки четвертого порядка представляют собой мелкую гофрировку и пльчатость пород. Ширина их исчисляется сантиметрами.

Складчатые структуры первого порядка наиболее отчетливо выделяются в северо-западной части площади. К ним относится Амбинская антиклиналь и сопряженные с ней Малотахалинская и Малоамбинская синклинали, которые представляют собой крутые узкие (3–4 км) линейные складки, прослеживающиеся в северо-восточном (30°) направлении на расстоянии 27–45 км. Крылья Амбинской антиклинали и Малоамбинской синклинали имеют северо-западное падение (углы 45–85°). Смежное крыло их находится в опрокинутом залегании. Об этом свидетельствует обратная (в сравнении с другими крыльями) последовательность смены слоев кремнисто-глинистых, терригенных пород, спилитов, обоснованная определениями найденных в этом крыле радиолярий. На это же указывают определения подош-

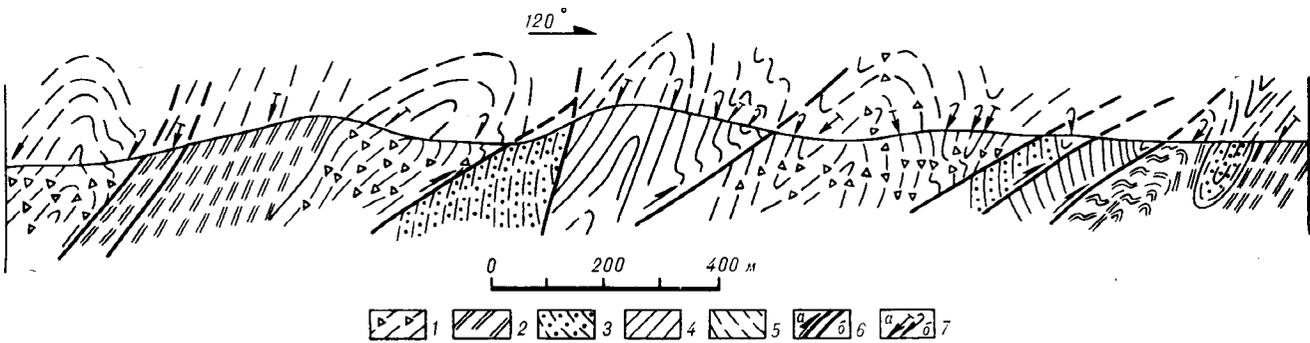


Рис. 3. Стиль складок второго порядка (разрез составлен по береговым обнажениям р. Бикин).

1 — алевролиты с линзами и обломками кремней, песчаников; 2 — переслаивание песчаников и алевролитов; 3 — преимущественно песчаники; 4 — преимущественно алевролиты; 5 — предполагаемая конфигурация эродированных частей складок; 6 — разрывы: а — надвиги, б — сдвиги; 7 — ориентировка слоев: а — нормально залегающих, б — опрокинутых.

вы и кровли терригенных слоев флишеидного типа. Еще более сложная форма отличает Малотахалинскую синклинали. В области замыкания она прямая, симметричная, к северо-западу от ядра приобретает черты наклонной и опрокинутой складки. В юго-западной части площади крупные складки картируются менее отчетливо, поскольку там они разбиты на мелкие блоки многочисленными разрывными нарушениями. Прослеженная длина отдельных складок достигает 17 км, ширина — 2 км. Есть данные, что близ р. Бикин эти складки опрокинуты на юго-восток. Крылья их параллельны и наклонены на северо-запад под углами 60—80°. Юго-восточнее, в междуречье Лопуховки и Сагды-Биосы, эти складки прямые и крутые. Однако возрастную последовательность напластования здесь большей частью определить не удалось, а там, где она была определена, фиксировались и опрокинутые залегания.

Складки второго порядка выявлены на площади почти повсеместно. Они тяготеют преимущественно к нормальным, реже к опрокинутым крыльям складок первого порядка, которые наклонены на северо-запад. Стиль таких складок наиболее отчетливо проявлен на разрезах, составленных по обнажениям в бортах долины Бикина. Один из них приведен на рис. 3. Проявленные в нем складки в основном асимметричные, круто- и пологонаклонные, а также опрокинутые на юго-восток. Ширина их 100—200, амплитуда 200—300 м. Формы складок преимущественно закрытые, нередко изоклиналильные. Значительно реже складки слабонаклонные, прямые и открытые. Судя по рисунку складчатости в этом разрезе, для нее характерны узкие замыкания (см. рис. 3). Это подтверждается и рядом прямых наблюдений замков и осевых частей таких складок. Область замыкания одной из них — антиклинали — вскрыта в правобережье р. Сагды-Биоса (рис. 4, А). Ее крылья наклонены на северо-запад (310°, углы 60—70°) и юго-восток (160°, углы 30—45°). Угол между крыльями составляет

80—90°. Замок складки нарушен сдвигами и надвигами. Слоистые алевролиты на крыльях и в ядре этой антиклинали дополнительно смяты в мелкие складки, которые характеризуются тесно сжатыми асимметричными (иногда почти лежащими) формами. Ближе к периклиналильной части мелкие складки становятся более простыми, узкими и закрытыми, чаще слабонаклонными, иногда прямыми и симметричными. Формы мелких складок отражают встречную, центростремительную вергентность масс, возникающую в соответствии с законами пликативных деформаций, на крыльях крупной складки сингенетично с нею [11]. Сингенетичность мелких и крупной складок подтверждается близкими ориентировками их шарниров (220°, углы 10—25°).

Другим, наиболее типичным примером строения участков замыканий складок второго порядка служит фрагмент сочленения крыльев изоклиналильной складки, обнаженной в правом борту р. Соколихи (см. рис. 4, В). Крылья этой складки падают на северо-запад (310°) под углами 40 и 80°. Замок ее нарушен разрывом, проходящим вдоль осевой поверхности. Как и в первом случае, здесь наблюдается встречная, направленная к замку вергентность мелких складок, развитых на противоположных крыльях изоклинали. По аналогии с предыдущим примером можно предположить, что нарушенный шарнир данной складки ориентирован согласно положению шарниров мелких складок, т. е. он погружается в северо-восточном (40—60°) направлении под углом 20°. Пологие залегания слоев в области шарнира тесно сжатой прямой симметричной антиклинали наблюдаются в том же борту р. Соколихи (см. рис. 4, В).

Системы складок третьего и четвертого порядков описываются совместно, поскольку они тесно ассоциируют друг с другом, имеют сходные формы и ориентировки основных элементов. В общем структурном плане складки третьего и четвертого порядков чаще всего тя-

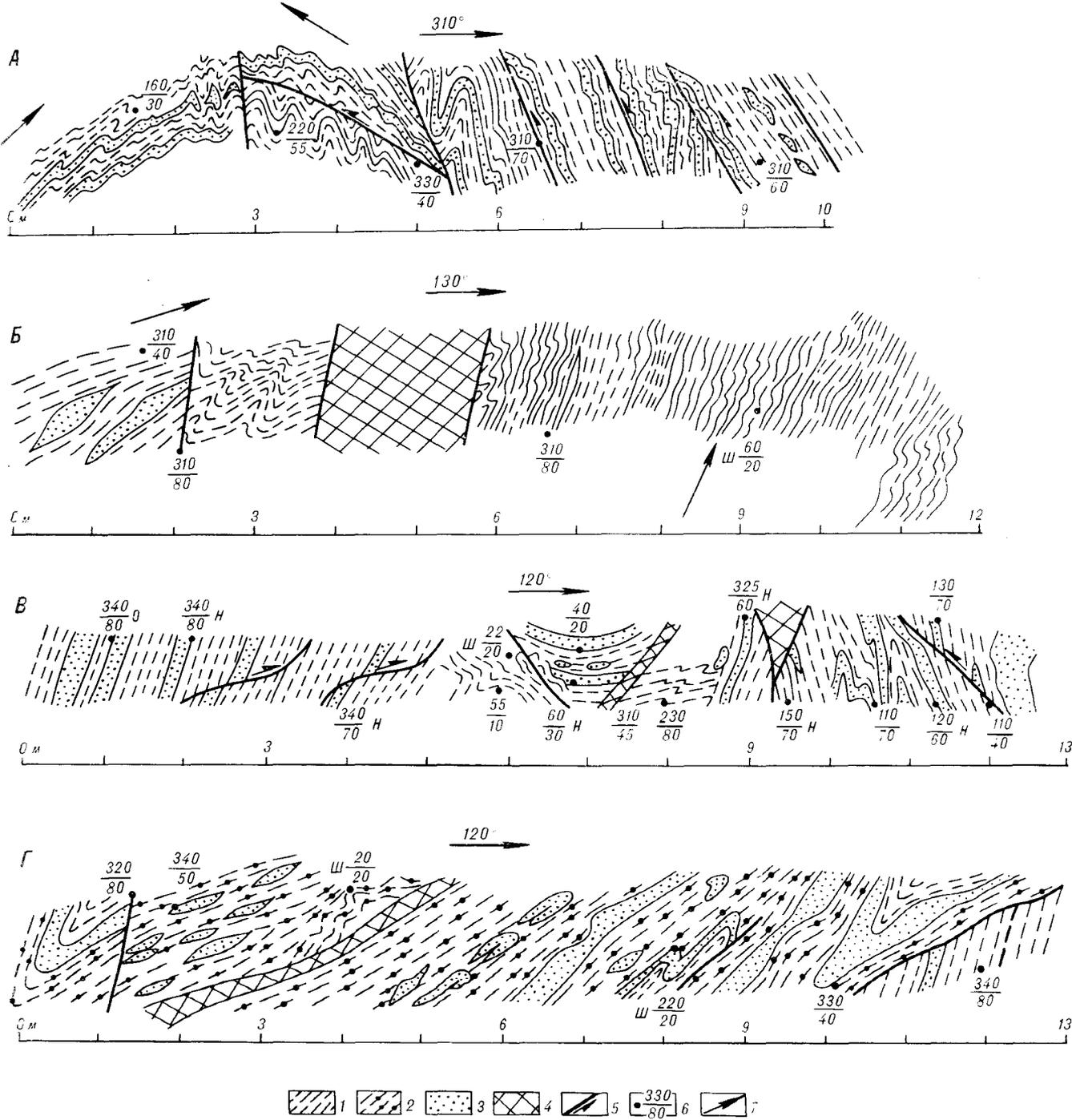


Рис. 4. Фрагменты внутреннего строения складок второго порядка (А — В) зоны Корнового падвига (Г). Зарисовки искусственных обнажений вдоль р. Соколица.

1 — тонкослоистые алевриты; 2 — интенсивно рассланцованные породы; 3 — песчаники; 4 — зоны дробления; 5 — разрывы, стрелка — направление смещений; 6 — точки замеров ориентировок разрывов, слоев (н — нормально залегающих, о — опрокинутых, ш — шарниров складок), в знаменателе — угол, в числителе — азимут падения; 7 — направление движения в крыльях складок.

готовят к внутренним и внешним зонам разрывных нарушений, а также к ядрам и замкам более крупных складок. По признаку относительной ориентировки зеркал и шарниров все изученные складки третьего и четвертого по-

рядков разделяются на две основные группы. К первой группе относятся складки с субпараллельными простиранию их зеркал шарнирами, ко второй — с шарнирами, ориентированными по падению зеркал складок. Ориентиров-

ки шарниров обеих групп складок отражены на диаграмме, составленной в стереографической проекции на нижнюю полусферу (см. рис. 2, Г). Максимальное количество пересечений с полусферой шарниров первой группы складок расположено ближе к периферийной части диаграммы, второй группы — ближе к ее центру. Выделенные группы различаются и по ориентировке зеркал складок. Так, зеркала первой группы складок простираются чаще в северо-восточном направлении по азимуту $30-60^\circ$, при этом склоняются в основном на северо-запад (углы $45-70^\circ$, иногда $10-20^\circ$), редко на юго-восток ($60-80^\circ$). Простирание поверхностей зеркал второй группы складок третьего и четвертого порядков близмеридиональное ($0-30^\circ$), наклонены они в основном в северо-западном направлении, но более круто, под углами $70-90^\circ$.

Несмотря на указанные различия в ориентировках, складкам обеих групп в поперечном разрезе свойственны сходные структурные рисунки (наиболее типичные приведены на рис. 4). Они асимметричны, наклонные и опрокинутые, тесно сжатые, закрытые и изоклиналильные, редко прямые и симметричные. Осевые поверхности таких складок чаще прямые. Углы наклона их к поверхностям зеркал составляют $30-60^\circ$. В отдельных местах, в зонах крупных надвигов, где наблюдались лежащие и ныряющие складки (с изогнутыми осевыми поверхностями), величины таких углов уменьшаются до $20-10^\circ$. Амплитуды складок третьего и четвертого порядков, как правило, незначительно превышают их ширину и изменяются от нескольких сантиметров до нескольких метров. Складкам свойственны остроугольные килевидные, иногда округлые, замыкания.

Складки первой из выделенных групп генетически тесно связаны главным образом с взбросами и надвигами северо-западного, редко юго-восточного падения. Зеркала их параллельны этим сместителям, а шарниры ориентированы под крутыми углами к направлению перемещения, фиксируемому по штрихам скольжения и разобинениям конкретных геологических тел. Реже такие складки развиты на крыльях и в ядрах более крупных пликативных структур (см. рис. 4). Вторая группа складок генетически связана с левосторонними сдвигами близмеридионального простирания, что подтверждается соотношением ориентировок сместителей сдвигов, зеркал и шарниров складок и характером асимметрии последних.

Итак, полученный статистический каркас модели складчатого строения совместно с установленной морфологией конкретных складок различного ранга свидетельствует о широком развитии в районе тесно сжатых, закрытых, изоклиналильных и опрокинутых на юго-восток

складок северо-восточного направления. Шарниры складок полого ундулируют. Сходность форм и ориентировок главных элементов для всех рангов складок, а также соответствие стилей и расположения мелких складок внутренней кинематике крупных указывает на синхронность большинства складчатых формирований. Причем, судя по характеру асимметрии форм и ориентировке шарниров, складки формировались преимущественно в геодинамическом режиме сжатия, с характерной юго-восточной вергентностью геомасс.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Складчатые структуры района осложнены многочисленными разрывными нарушениями. Поверхности разрывов, несущих признаки перемещения блоков (штрихи и борозды скольжения, подвороты слоев, складки волочения, глина трения и др.), наблюдались нами почти в каждом обнажении пород. Замеры ориентировок таких разрывов вынесены на диаграмму (см. рис. 2, В), из которой видно, что наиболее распространенными являются разрывные нарушения северо-восточного и близмеридионального направления и в значительно меньшей степени проявлены разрывы северо-западного и близширотного направления.

Как показывает статистический анализ, разрывы северо-восточного направления ориентированы согласно простиранию пород (см. рис. 2, А, В). Преобладающее направление падения поверхностей сместителей, как и слоев на крыльях складок, северо-западное ($315-330^\circ$, углы $20-60^\circ$), значительно реже встречается юго-восточное ($120-140^\circ$, углы $40-70^\circ$). Однако разрывы-сместители наклонены в целом менее круто, чем слои осадочных пород. По направленности перемещений и положению сместителей разрывы этого направления относятся к надвигам, взбросо-надвигам, взбросам.

Наиболее крупными закартированными на площади структурами этого пространственно-кинематического типа являются Корневой и Амбинский надвиги. Первый прослеживается от южной границы исследованной площади до долины р. Амба на расстоянии 29 км. Вдоль него породы юрской песчаниково-алевролитовой толщи, слагающие Мало-Амбинскую синклинали, надвинуты на аналогичные отложения и олистостромовую толщу, обнажающиеся в междуречье Сагды-Биосы и Мал. Амбы. Амбинский надвиг прослеживается на расстоянии 22 км, начиная от правобережья р. Попуховки до правобережья р. Мал. Амбы. Вдоль него спилито-кремнисто-терригенная толща частично надвинута на олистостромовую и песчаниково-алевролитовую толщу. На дневной поверхно-

сти зоны этих разломов нигде не обнажены, в геофизических полях не выражены, но четко дешифрируются на аэрофотоснимках в виде линий, соединяющих глубокие седловины водоразделов. На полную мощность Корневой надвиг вскрыт горными выработками на водоразделе рек Лопуховки и Сагды-Биосы, а Амбинский — на водоразделе рек Тахало и Мал. Амба. Ширина разломов в плане достигает 2,5 км. Внутреннее строение их сложное. Наиболее интенсивно дислоцированные зоны в пределах этих разломов представлены сериями сближенных поверхностей смещения, падающими на северо-запад ($300\text{—}330^\circ$) под углами $30\text{—}60^\circ$. Сместители обычно сопровождаются серыми глинами трения, плейчатыми динамосланцами, будинажем и рассланцеванием пород. Породы нередко смяты в асимметричные наклонные и опрокинутые на юго-восток складки 3—4-го порядка с пологопадающими шарнирами. Мощность таких зон варьирует от 3—5 до 50—100 м, а разделяющих их блоков относительно слабонарушенных пород — от 10 до 300 м. Стилль и ориентировка приразломной складчатости, штрихи скольжения, направленные по падению сместителей, разобщение слоев вдоль разрывов указывают на преимущественно надвиговой и взбросовой тип этих нарушений. Амплитуды смещений вдоль частных сместителей составляют первые метры, в целом по крупным надвигам — Корневому и Амбинскому — не превышают, по-видимому, 1 км.

Аналогичный характер строения имеют и менее крупные надвиги. Они отражены на всех составленных разрезах (см. рис. 3). Мощности дислокационных зон этих разрывов обычно составляют 1—10 м. По таким надвигам нередко контактируют не соприкасающиеся стратиграфически пачки различного литологического состава. На основании последнего можно предположить, что амплитуды смещений по этим надвигам достигают величины, соизмеримой с мощностями выделяемых пачек, что соответствует первым сотням метров.

Доминирующая направленность надвиговых смещений отвечает общей юго-восточной vergенции горных масс, ярко выраженной в характере асимметрии складчатых систем. Многие надвиги и взбросы тесно взаимосвязаны с внутренними движениями в складках различных рангов, часто являясь межпластовыми срывами на крыльях и вблизи осевых поверхностей. Не случайно поэтому устанавливается статистическое соответствие преобладающих ориентировок слоев и надвиговых сместителей. Эта картина тесной связи складчатых структур и надвигов усиливается приуроченностью малочисленных встречных надвигов к участкам обратного наклона и опрокидывания слоев. Вероятно, зарожденные в процессе формирования

складок разрывы постепенно преобразовались в надвиги и взбросы, рассекающие складчатые структуры.

Разрывы близмеридионального направления (см. рис. 2, *B*, максимумы в секторах $270\text{—}290^\circ$ и $90\text{—}110^\circ$) на исследованной площади многочисленны и проявлены повсеместно. Как показывают статистический анализ и геологическое картирование, разрывы этой группы простираются в направлении $0\text{—}20^\circ$ и падают преимущественно на северо-запад под углами $60\text{—}89^\circ$. На отдельных участках они группируются в зоны, наиболее протяженные из которых показаны на геолого-структурной схеме (см. рис. 1). Хотя эти разрывы косо рассекают складчатые структуры, ощущается определенная зависимость между их расположением и ориентировкой слоев. Суть в том, что соотношение между количествами полюсов субмеридиональных разрывов северо-западного и юго-восточного румбов диаграммы (см. рис. 2, *B*) отвечает такому же соотношению полюсов слоистости (на что обращалось внимание при характеристике складок). Разрывы близмеридиональной ориентировки обычно представлены притертыми, исключительно ровными и прямолинейными сместителями, сопровождающимися интенсивным дроблением, рассланцеванием и милонитизацией пород. Тип перемещений по ним устанавливается как левосторонний сдвиговый на основании многих признаков. В первую очередь об этом свидетельствуют наличие на притертых поверхностях горизонтальных штрихов и борозд скольжения, vergентность генетически связанных со сдвигами складок вложения 3—4-го порядка с крутыми и вертикальными шарнирами, зеркала которых субпараллельны поверхностям сдвигов. Такой тип движений подтверждается направленностью смещений геологических тел вдоль разрывов, флексурными подворотами слоев. Флексуры являются широко развитым элементом сдвиговых дислокаций. Этим, вероятно, объясняется выделение поясов слоистости, расположенных в периферийных частях диаграмм (см. рис. 2, *A, B*). Кроме того, с этой направленностью сдвигания мы связываем несоответствие в отдельных точках закартированных простираний литологически контрастных пачек их простираниям, полученным статистически по конкретным замерам их ориентировок (см. рис. 2, *D*). Поскольку влияние рельефа минимально, получается, что закартированные простирания повернуты влево относительно статистических. Причиной такого эффекта являются скорее всего именно левосторонние ступенчатые смещения вдоль серий сближенных меридиональных разрывов, которые вследствие небольших амплитуд в условиях плохой обнаженности практически не картируются.

Амплитуды смещений блоков по отдельным сдвиговым сместителям варьируют от десятков сантиметров до десятков метров. По крупным сдвигам смещения достигают 1—2,5 км, а суммарные смещения по сдвиговым зонам, таким как Амбицкая (см. рис. 1), составляют порядка 4—6 км. Левосторонними сдвигами пересекаются и смещаются зоны надвигов. Нередко на поверхностях близгоризонтальных замков надвиговых складок волочения развита горизонтальная сдвиговая штриховка. Надвиги в целом смещаются на амплитуды меньшие, нежели осадочные породы. По-видимому, это объясняется тем, что надвиги подновлялись в процессе сдвигания, а частично и трансформировались в сдвиги, на что дополнительно указывают наличие складок волочения с шарнирами, ориентированными по падению надвиговых сместителей (см. рис. 2), максимумы в северо-западной четверти диаграммы.

На такой же характер соотношений надвиговых и сдвиговых систем в Сихотэ-Алине указывают и другие исследователи [7, 8, 10].

Разрывы северо-западного и близширотного направлений распространены ограниченно. На аэрофотоснимках они просматриваются в виде непотяженных, прерывистых прямых и дугообразных линий, трассируются дайками липаритов и гранит-порфиров, иногда уверенно картируются по смещению в плане отдельных горизонтов пород. Судя по штрихам и бороздам скольжения, другим морфологическим характеристикам эти разрывы представляют собой правосторонние сдвиги, раздвиги и сбросы с амплитудами горизонтальных и вертикальных перемещений в первые десятки-сотни метров. По времени образования правосторонние сдвиги синхронны левосторонним и, по-видимому, составляют с ними систему сопряженных сколов, образовавшихся по типу деформаций чистого сдвига. Правосторонние сдвиги трансформированы в раздвиги в процессе левосторонних смещений по близмеридиональным разрывам, получившим доминирующее развитие на исследованной территории. Снятие напряжений при раздвигании способствовало формированию сбросовых смещений типа депрессионных просядок, которые могли частично повлиять и на характер ундуляции шарниров крупных складок. Возможно, отражением этого являются зафиксированные статистически погружения шарниров складок со стороны обоих бортов к прямолинейной северо-западного направления долине р. Сагды-Биосы (см. рис. 1).

Итак, среди разрывных структур наиболее распространены северо-восточные надвиго-

взбросы и левосторонние сдвиги субмеридионального простирания. Формирование надвигово-взбросовых структур явилось прямым продолжением пликативных деформаций, проявившихся, по-видимому, с раннего мела. Надвиги и взбросы последовательно сменялись левосторонними сдвиговыми дислокациями, которые охватили практически всю площадь и приняли характер регионального кливажа. Наиболее поздние дислокации — сдвиги — в значительной мере обусловили современный структурный рисунок площади. На их заложение пассивно повлияли досдвиговые системы складок и разрывов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования морфологии и кинематических характеристик основных типов складок и разрывов, проведенные с применением методов детальных наблюдений структурных и кинематических элементов и статистического анализа их ориентировок, позволили установить характер тектонических движений, активизировавшихся, вероятно, уже в раннем меле. На первом этапе структуры района формировались преимущественно в обстановке фронтального скучивания (с юго-восточной вергенцией) горных масс, когда были образованы наклонные и опрокинутые на юго-восток асимметричные складки нескольких иерархических уровней, а также надвиги и взбросы. Затем эта обстановка сменилась всеобщим сдвиговым режимом. В этот период развивались крупноамплитудные левосторонние сдвиги субмеридионального направления и, в меньшей мере, субширотные правосторонние сдвиги небольших амплитуд. Выявленные связи между различными структурами позволяют рассматривать структурообразование как единый динамический процесс. Характер таких связей отвечает основным закономерностям развития тектонических структур в Сихотэ-Алине, установленным В. П. Уткиным [7, 8]. Близкий рассмотренному тип тектонического строения описан и в некоторых районах южной части крупного геоблока, традиционно известного как Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня [2—4, 6]. Это обстоятельство дает возможность распространить сделанные выводы на смежные участки этого блока.

Полученные кинематические, пространственные и временные характеристики основных типов тектонических структур необходимо учитывать при проведении поисковых и разведочных работ в пределах обсуждаемых районов Сихотэ-Алиня.

1. *Геология СССР*. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геол. описание.— М.: Недра, 1969.
2. *Голозубов В. В.* Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня: Автореф. канд. дис. ...— Владивосток.— 1984.
3. *Мазарович А. О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое.— М.: Наука, 1985.
4. *Мельников Н. Г., Голозубов В. В.* Олигостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // *Геотектоника*.— 1980.
5. *Пронин А. В.* Статистическая обработка стереографической проекции ориентированных величин // *Сов. геология*.— 1949.— № 37.
6. *Пуцаровский Ю. М., Зинкевич В. П. и др.* Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // *Геотектоника*.— 1983.— № 6.
7. *Уткин В. П.* Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин и континентов // *Докл. АН СССР*.— 1979.— Т. 249, № 2.
8. *Уткин В. П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
9. *Формы геологических тел: (Терминологический справочник)*.— М.: Недра, 1977.
10. *Юшманов Ю. П.* К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому (Приморье) // *Тихоокеан. геология*.— 1985.— № 3.
11. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок.— М.: Недра, 1984.

ДВГИ ДВО АН СССР, ПГО Приморгеология
Владивосток

Поступила в редакцию
9 июня 1986 г.

Л. Г. Филимонова

АКЦЕССОРНЫЕ САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛАХ КАК ИНДИКАТОРЫ РУДОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ (на примере Южного Сихотэ-Алиня)

В субвулканических телах, принадлежащих к ряду автомагматических брекчий, обнаружены самородные металлы, включенные в частицы-гепоксиды. В частицах сепоман-туронских диоритовых порфиритов, сопровождающих медно-порфировую минерализацию, обнаружена фаза, в которой преобладает самородная медь, а в частицах, принадлежащих сенонэоценовым контрастным вулканитам, сопровождающих

олово-полиметаллическую минерализацию, содержатся фазы, обогащенные оловом, свинцом, сурьмой. Наличие определенных ассоциаций самородных металлов в вулканитах предлагается использовать в качестве индикатора для выделения площадей, перспективных на обнаружение глубокозалегавшей минерализации вулканогенного типа.

Проблема обоснования новых индикаторов скрытой рудной минерализации — одна из актуальных задач не только геолого-поисковых работ, но и теоретических исследований. Ряд подобных индикаторов выявлен на основе изучения минералого-геохимических особенностей магматических пород, с которыми ассоциирует та или иная рудная минерализация [1, 11, 14]. Обычно в качестве критериев связи процессов магмо- и рудообразования используются либо величины валовых содержаний элементов в магматических образованиях или в содержащихся в них аксессуарах, либо наличие самих рудных минералов. Выявление магматических образований, определенным образом специализированных в отношении рудных компонентов, дает основание для выделения площадей, перспективных на обнаружение не выходящей на поверхность рудной минерализации. Эта операция позволяет значительно сократить объем геолого-поисковых работ, а также снизить расходы на бурение.

Детальное изучение минералого-геохимических особенностей многофазных интрузивов проводится в широком масштабе, тогда как вулканогенным образованиям уделяется значительно меньше внимания, несмотря на то, что вулканогенная рудная минерализация пользуется широким распространением в пределах вулканических поясов наряду с плутогенной. В настоящей статье приводятся результаты изучения минералого-геохимических особенностей субвулканических образований, сопровождающих разнообразную рудную минерализацию на территории Южного Сихотэ-Алиня.

В пределах южного отрезка Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса пользуется широким распространением **силикатно-сульфидная**, оловянная и скарново-полиметаллическая минерализация. Е. А. Радкевич [10], И. Н. Говоров [2] и многие другие исследователи обращали внимание на ассоциацию этих месторождений с субвулканическими образованиями среднего и кислого состава. Медно-порфировая минерализация, широко распространенная в пределах восточной ветви вулканических поясов современных Тихоокеанских окраин, стала известна на территории Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса значительно позднее [13, 18, 19]. Как медно-порфировые, так и оловянно-полиметаллические руды содержат свинец, цинк, медь и в геохимическом смысле слова являются полиметаллическими. Часто уровни содержания свинца в них могут превышать соответствующие уровни ведущих рудных компонентов, особенно олова, меди [5, 8]. В связи с этим при рассмотрении вопросов, касающихся определения признаков рудоносности вулканитов на указанные выше типы руд, мы опираемся на данные о распределении в породах и минералах этих трех элементов, а также олова.

В работе использованы данные о химическом составе нескольких сот проб вулканических пород и о составе аксессуарных минералов, извлеченных из сорока протолок проб весом 20—30 кг. Определение содержаний элементов в вулканитах и отдельных минералах проводилось с помощью приближенного количественного анализа, выполненного в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР

(точность 30%), а также химического, рентгено-спектрального, лазерного анализов. При изучении форм нахождения рудных компонентов использовались методы электронной микроскопии.

Изучение взаимоотношений разнообразных по составу вулканических образований в сложно построенной вулканогенной толще верхнего структурного этажа вулканического пояса, систематизация данных калий-аргонового возраста вулканитов позволили к настоящему времени установить последовательность образования толщ различного состава [17]. Наиболее ранние сеноман-туронские и нижне-сенонские вулканиты преимущественно среднего состава принадлежат синанципской свите. Ее субвулканические фации иногда вмещают минерализацию медно-порфирирового типа. Субвулканические тела обычно представлены габбро-диоритами и диоритовыми порфиритами, отличаются большой степенью раскристаллизованности основной массы. Доля порфирировых вкрапленников в них может достигать 90%. Центральные части тел нередко слагаются полнокристаллическими породами. Среди минералов-вкрапленников преобладают полевой шпат преимущественно лабрадорного состава, роговая обманка, биотит. В наиболее кислых разновидностях могут появляться кварц и калиевый полевой шпат. Эти породы относятся к типичной известково-щелочной серии вулканитов, формирующихся на раннем этапе развития вулканических поясов, составляющих современные Тихоокеанские окраины [17]. Содержание суммы щелочей в них редко превышает 3,5—4,0%. При этом обычно эта величина у калия ниже, чем у натрия.

На более позднем сенон-эоценовом этапе развития вулканического пояса была сформирована мощная толща контрастных по составу вулканитов, принадлежащих самаргинской и богопольской свитам. С субвулканическими телами среднего и кислого составов ассоциируют оловянные и полиметаллические месторождения, в частности те, которые располагаются в пределах Кавалеровского и Дальнегорского рудных районов. Они в основном относятся к силикатно-сульфидному типу. На тех площадях, где в пределах рудного поля среди геосинклинальных толщ появляются пачки известняков, преобладает полиметаллическая минерализация скарнового типа. Субвулканические тела контрастного состава обычно составляют сложно построенные вулканотектонические структуры и, с одной стороны, представлены монцитоидами, диоритовыми порфиритами (Самаргинская свита), с другой — кварцевыми и кварц-полевошпатовыми порфирами (богопольская свита). Первые принадлежат шшонитовой серии вулканитов, вторые — известково-щелочной, в которой по-

тенциал щелочей, и особенно калия, повышен. В образованиях среднего состава во вкрапленниках преобладает плагиоклаз преимущественно андезин-лабрадорного состава при подчиненной роли авгита и роговой обманки. В кислых разновидностях основную долю вкрапленников составляют присутствующие в различных количествах кварц и полевые шпаты. Среди последних немалая роль принадлежит олигоклазу и санидину.

Одна из характерных черт изученных субвулканических образований — наличие в них нескольких поколений одноименных минерало-вкрапленников, к которым относятся полевые шпаты, пироксены, гранаты, кварц, магнетит, сульфиды железа. Последние могли формироваться на всем протяжении становления магматических тел, и наиболее ранние из них резорбированы. Эта характерная особенность внутреннего строения субвулканитических тел позволяет относить их к разряду автомагматических брекчий, генерация и становление которых происходили при активном участии газовой фазы. Данные о составе газов, заключенных в минералах характеризуемых вулканитов, позволили установить закономерную изменчивость состава флюидной фазы [7]. Так, в известково-щелочных вулканитах раннего этапа развития вулканического пояса газы, закапсулированные в минералах, отличаются большей степенью окисленности. Величина отношения $\frac{CO_2}{N_2 + CH_4}$ достигает 325. В контрастных вулканитах более позднего этапа флюидная фаза содержит больше восстановительных компонентов, и величина указанного выше отношения не превышает 11. Температура гомогенизации газовой фазы включений в кварце и заключенном в нем апатите изменяется от 1030 до 1300°C (данные В. Г. Наумова).

Значительная газонасыщенность магмы привела к формированию особых структур и текстур вулканитов. Особенно характерно наличие беспорядочно расположенных овальных и изометрических полостей, многократно сформировавшихся в еще нераскристаллизованной магме. На их стенках происходила кристаллизация некоторых аксессуарных и породообразующих минералов, которые в ряде случаев могли формировать сложные по составу микроагрегаты и срастания кристаллов. При последующих взрывных явлениях, столь характерных для становления тел автомагматических брекчий, эти агрегаты рассеивались в кристаллизующейся магме, образуя гломеропорфирировые срастания. Многократное возникновение в полостях одноименных минеральных ассоциаций (например, эпидот-сфен, магнетит-циркон и др.) свидетельствует о том, что

процессы минералообразования в кристаллизующейся магне происходили под воздействием неоднократно поступающих порций высокотемпературных флюидов, а постмагматические низкотемпературные процессы, типичные для гранитоидных тел, были подавлены.

Полученные нами ранее данные о минерало-геохимических особенностях вулканитов контрастного состава не позволяют считать их членами единой дифференцированной серии магматических пород. Вулканогенная магма, возникавшая в каждый импульс тектонической активности, имела свою собственную глубинную область генерации. Данные по изотопному составу стронция этих вулканических пород позволили установить, что подкоровое вещество играло основную роль в формировании их состава [17].

Акцессорные минералы разновозрастных вулканитов в основном представлены магнетитом, часто имеющим овальную форму, сфеном, апатитом, гранатом, цирконом. Причем апатит и сфен более характерны для пород среднего состава, а циркон — для кислых образований. В субвулканических породах среднего состава большая роль принадлежит пириту и пирротину, которые подобно магнетиту иногда обладают овальной формой выделений. Кроме перечисленных минералов нами впервые были обнаружены овальные и бесформенные частицы, в составе которых существенная роль принадлежит самородным металлам [15, 16]. Было подмечено, что перечень металлов, сосредоточенных в частицах, соответствует составу полезных компонентов руд, которые ассоциируют с вулканитами, включающими эти частицы. В субвулканических образованиях, контролирующих оловянные месторождения в Кавалеровском районе и полиметаллические — в Дальнегорском, содержание частиц может достигать нескольких десятков на 20 кг породы. При этом в покровных фациях вулканитов, особенно широко распространенных за пределами рудных районов, частицы с самородными металлами либо отсутствуют, либо встречаются в единичных количествах. Металлсодержащие частицы, названные нами гексиды, отмечены в выше упомянутых полостях в ассоциации с дипирамидальным цирконом и овальным магнетитом. При этом было обнаружено, что цирконы содержат в качестве включений овальный магнетит и имеют повышенное содержание олова, свинца, цинка, меди (соответственно 300, 100, 300, 80 г/т), а металлсодержащие частицы, кроме основных компонентов — самородных металлов, включают в свой состав магнетит и циркон. Агрегаты этих минералов были обнаружены в вулканитах, где они располагаются либо в пустотах в непосредственном сроста-

нии с овальным магнетитом (рис. 1), либо среди основной массы в непосредственном контакте с вкрапленниками полевых шпатов и кварца.

Средние содержания олова, свинца, цинка, меди в исследуемых вулканитах в основном близки к средним величинам, подсчитанным А. П. Виноградовым для кислых и средних пород (табл. 1). Лишь в средних породах незначительно повышено (до 100 г/т) содержание цинка. Что касается признаков геохимической специализации, то можно отметить, что контрастные вулканиты, ассоциирующие с оловянно-полиметаллической минерализацией, относительно более ранних вулканитов обладают повышенным содержанием свинца (25 и 34 г/т). При этом максимальные содержания меди наблюдаются у субвулканических образований, вмещающих медно-порфировую минерализацию. Максимальные содержания олова характерны для калиевых липаритов, ассоциирующих с оловянно-полиметаллической минерализацией. Из этих данных следует, что валовое содержание рудных компонентов в изучаемых вулканитах определяется как степень дифференцированности магмы, так и какими-то свойствами, связанными с ее потенциальной рудоносностью. Закономерности изменения содержаний элементов в зависимости от содержания кремнезема в контрастных вулканитах представлены на рис. 2. Отчетливо наблюдается тенденция возрастания величин содержания олова и свинца от андезитобазальтов до ультракислых липаритов. Содержание же меди и цинка постепенно падает. Эта закономерность, как известно, может быть обусловлена фракционированием определенных минералов, происходящим при процессах дифференциации магмы.

Полевые шпаты составляют основную долю минералов-вкрапленников в характеризуемых породах и могли бы играть существенную роль в перераспределении рудных элементов. Однако, судя по различиям в содержании рудных элементов в этих минералах, с одной стороны, и в породах и вулканических стеклах — с другой (см. табл. 1); фракционирование полевых шпатов должно было бы приводить к росту содержаний олова, цинка, меди и, в меньшей степени, свинца. Но последнее не соответствует реально наблюдаемым явлениям в перераспределении рудных компонентов. Поэтому следует заключить, что процессы удаления полевых шпатов из расплава не играют существенной роли в эволюции величин содержаний рудных компонентов в кристаллизующейся магне. Из темноцветных минералов магнетит является одним из наиболее распространенных и характерных как для средних, так и для кислых пород. Установлено, что

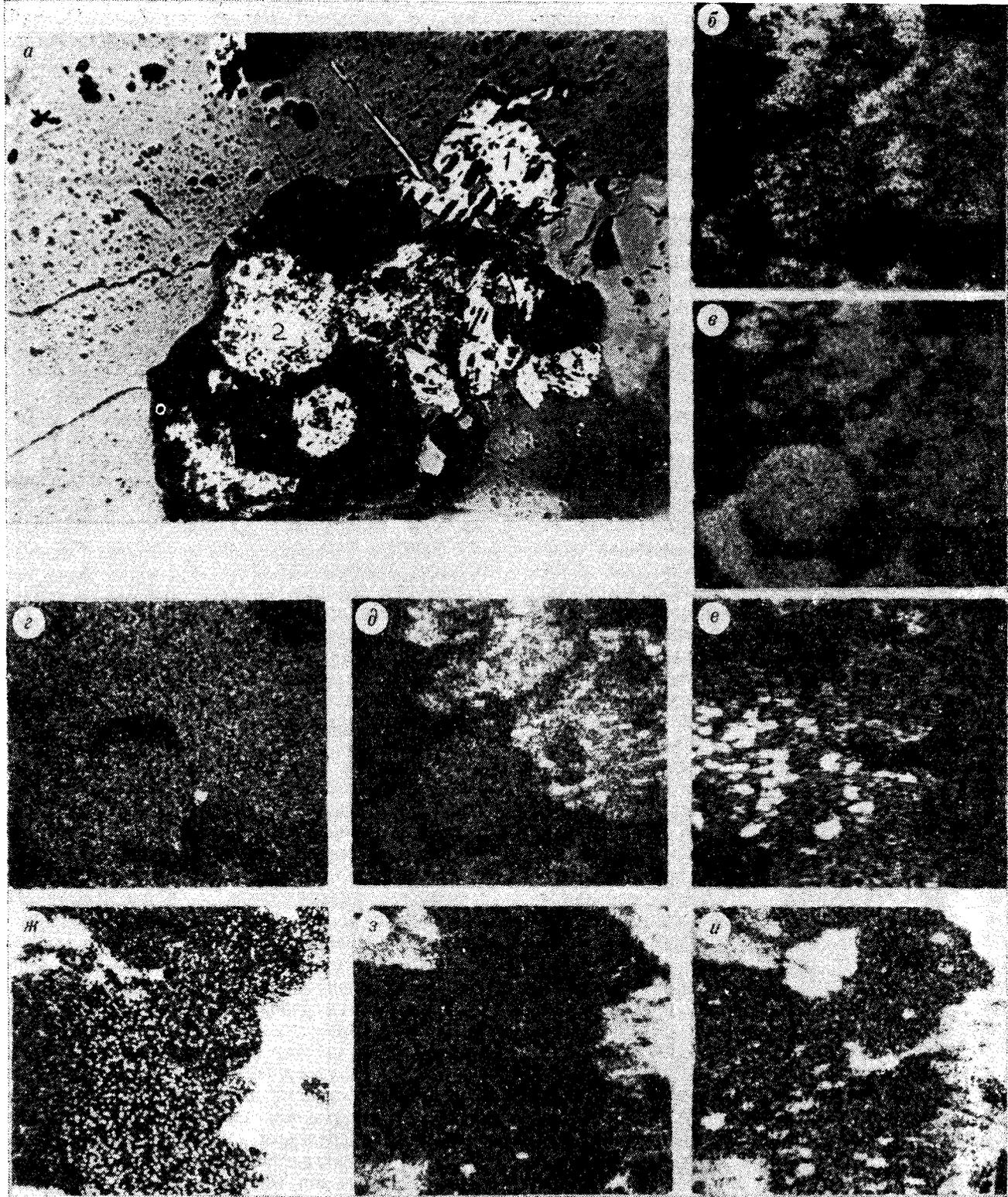


Рис. 1. Срастания овального магнетита с характерными структурами распада (1) и овальных и изометричных металлосодержащих частиц-геноксидов (2) приурочены к полостям, расположенным в основной массе эоценового дацита. Среди перечисленных агрегатов располагаются мелкие обломки кварца (серое).
 а — полированный шлиф, $\times 180$, б — и — снято в рентгеновском излучении, размер кадра 300×300 мкм: свинец (б), олово (в), цинк (г), сурьма (д), медь (е), железо (ж), алюминий (з), кремний (и).

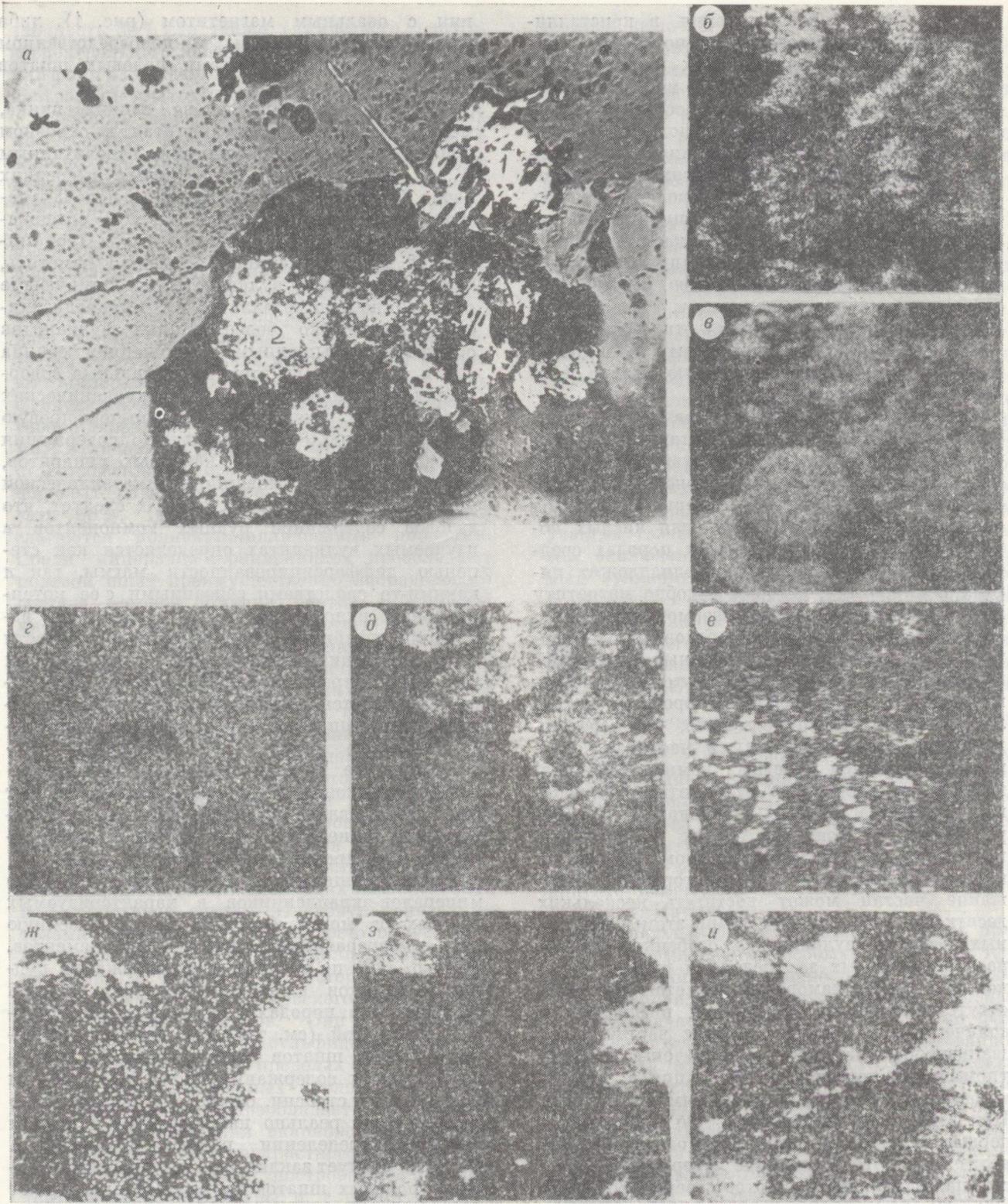


Рис. 1. Срастания овального магнетита с характерными структурами распада (1) и овальных и изометричных металлосодержащих частиц-гепоксидов (2) приурочены к полостям, расположенным в основной массе эоценового дацита. Среди перечисленных агрегатов располагаются мелкие обломки кварца (серое).
 а — полированный шлиф, $\times 180$, б — и — снято в рентгеновском излучении, размер кадра 300×300 мкм: свинец (б), олово (в), цинк (г), сурьма (д), медь (е), железо (ж), алюминий (з), кремний (и).

Средние содержания микроэлементов (в г/т) в вулканитах и минералах Южного Сихотэ-Алиня, по данным спектрального и химического (в скобках) анализов (аналитики А. А. Галудзина, И. П. Басалаева)

Анализируемое вещество	Количество анализов	Cu	Zn	Sn	Pb
<i>Субвулканические габбро-диориты, диоритовые порфириды синанчинской свиты</i>					
Валовое содержание	38	40	100	1,5	15
Плагиоклаз	5	20	<10	<1	30
<i>Субвулканические и экструзивные андезиты самаргинской свиты</i>					
Валовое содержание	44	30	90	4	25
Плагиоклаз	6	20 (22)	<10	<1	25 (27)
Магнитная фракция	1	(75)	(900)	(90)	(80)
Магнетит (по Н. Г. Гладкову, 1982)	5	76	890	4	32
<i>Субвулканические дациты, липариты богопольской свиты</i>					
Валовое содержание	160	15	65	5	34
Вулканическое стекло	5	15	110	5	60
Плагиоклаз	23	9 (7)	<10 (10)	<1	34 (28)
Магнитная фракция	13	380 (500)	2600 (2300)	30 (130)	300 (200)
Магнетит	5	800 (780)	100 (190)	<1	10
<i>Среднее, по А. П. Виноградову</i>					
Для средних пород		35	72	—	15
Для кислых пород		20	60	4	20

магнетит обладает повышенным содержанием цинка и меди (соответственно до 890 и 800 г/т). При этом содержания олова и свинца значительно ниже и часто их величины опускаются ниже уровня чувствительности определения химическим и спектральным методами. Эти данные дают возможность утверждать, что фракционирование магнетита может играть существенную роль в процессах, приводящих к перераспределению рудных элементов, в результате которых конечные дифференциаты обогащаются оловом и свинцом и обедняются медью и цинком. Не исключено, что и другие темноцветные минералы могут принимать в этих процессах участие.

На фоне установленных общих закономерностей в изменении рудных элементов и кремнезема в вулканитах наблюдаются некоторые аномалии. Так, величина содержания олова может достигать 15, свинца—200, цинка—200, меди—150 г/т. Появление аномалий не зависит от содержания кремнезема. Максимальные содержания меди характерны для более ранних вулканитов, сопровождающих медно-порфировую минерализацию, а олова— для более поздних контрастных вулканитов, с которыми ассоциирует олово-полиметаллическая минерализация. Подобные явления могут быть обусловлены наличием в породах акцес-

сорных минералов—носителей этих элементов. Повышенные содержания рудных компонентов были обнаружены при анализе магнитной фракции. Магнетит является основной составляющей этой фракции, а содержания марганца и титана (основных элементов-примесей магнетита) в минерале и во фракции близки и колеблются соответственно около 0,8 и 3,0%. Концентрация олова и свинца, а также цинка в магнитной фракции повышена на порядок по сравнению с подобными содержаниями у магнетита (см. табл. 1). Аналогичные результаты были получены В. В. Поповиченко при исследовании магнетита и магнитной фракции, принадлежащих разновидностям пород вулканоплутонических комплексов Кавалеровского рудного района [9]. Эти особенности состава магнитной фракции мы связываем не со свойствами магнетита, основного компонента этой фракции, а с тонкими, не обнаруживаемыми визуально минеральными включениями, от которых магнитную фракцию не удается очистить. Эти включения могут быть представлены теми минералами, с которыми магнетит ассоциирует. К ним в первую очередь относятся циркон и металлосодержащие частицы-гепоксиды. Присутствие именно этих минералов могло привести к повышенному содержанию рудных элементов и

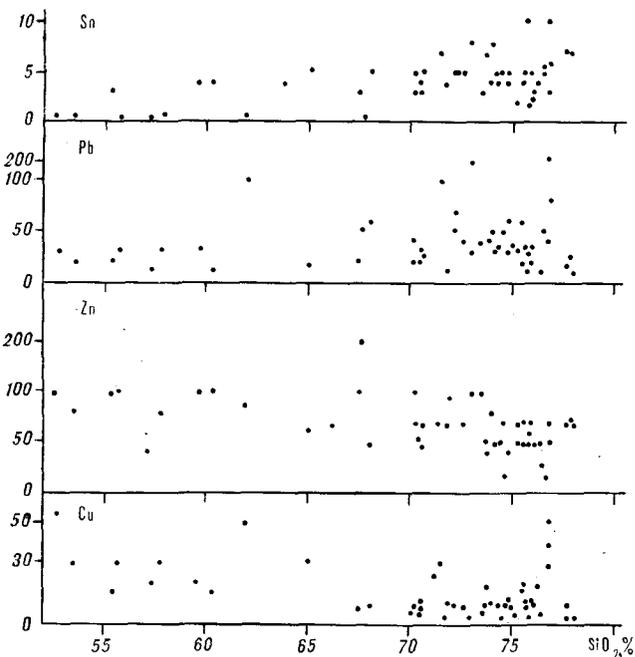


Рис. 2. Изменение содержаний рудных элементов (в г/т по вертикали) в зависимости от содержания кремнезема в датско-эоценовых вулканитах самаргинской (средний состав) и богопольской (кислый состав) свит.

циркония в магнитной фракции по сравнению с магнетитом. Следовательно, можно считать, что появление в пробах металлосодержащих частиц и является основной причиной появления аномальных содержаний рудных компонентов в них и в содержащейся магнитной фракции.

Нами был детально изучен химический и минералогический состав металлосодержащих частиц-геооксидов, принадлежащих вулканитам различных возрастов. Некоторые результаты опубликованы [15—17]*. Было установлено сложное внутреннее строение частиц, свидетельствующее об особых условиях их образования. В овальных и изометрических частицах размером не более 0,5 мм заключены три разновидности минералов и их скрытокристаллических агрегатов. Металлосодержащие фазы представлены скрытокристаллическими агрегатами самородного свинца, олова, меди, твердых растворов меди с цинком, меди с никелем, олова с сурьмой. Среди металлов присутствуют графит и окислы: магнетит, динкит, куприт. В качестве примесей уста-

новлены серебро, кадмий, висмут, мышьяк. Вторая масса нерудных скрытокристаллических агрегатов представлена кальцитом, сильвином, нерасшифрованными соединениями, включающими марганец, натрий, серу, кремний. Эта фаза часто обладает флюидальной структурой, иногда имеет каплевидную форму и располагается либо на поверхности частиц, либо на контакте мельчайших включений циркона (до 40 мкм) и металлосодержащей фазы (рис. 3). Кроме скрытокристаллических агрегатов в частицах установлены уже упомянутые зерна циркона, а также лизардит, хризотил-асбест, мусковит, кварц. Обнаружены также аморфные фазы, представленные, с одной стороны, Sn, Pb, Sb, с другой — Ca, Si, S, Cl, K, Na, Fe.

Непосредственное срастание скрытокристаллических металлических агрегатов с кальцитом, сильвином, обломочными минералами и аморфными фазами позволяет заключить, что эти не совсем обычные частицы могли формироваться в результате конденсации и быстрого остывания вещества неравновесного флюида, обладавшего сложным составом. Присутствие самородного железа, графита, ассоциация частиц с муассанитом позволяют допускать, что температура во флюидной фазе могла достигать 1500°C, когда происходит неэлектролитическая диссоциация воды. Судя по составу газовой фазы, заключенной в минералах эффузивов, наличие муассанита, кальцита, графита, можно считать, что восстановительные условия во флюидной системе создавались углеродом и его соединениями. Присутствие щелочных и щелочноземельных металлов, обладающих сродством к хлору и карбонатам по сравнению с рудными металлами, препятствовало участию последних в хлоридных и карбонатных соединениях. В подобных условиях металлическая фаза могла находиться в газообразном состоянии. По мере остывания системы и роста величины окислительно-восстановительного потенциала металлическая фаза могла частично окисляться, переходить в жидкое (каплевидные, овальные формы) и твердое состояние. Конденсация продуктов гипотетического флюида могла происходить быстро на стенках газовых пузырей, располагавшихся в кристаллизующейся магме. Образовавшаяся в результате резкого охлаждения неравновесная в термодинамическом отношении полиминеральная система термодинамически устойчива. Частицы выдерживают нагревание до 700°C без структурных изменений, так как для приведения вещества, их слагающего, в исходное состояние требуется длительный высокотемпературный отжиг. Это особое физическое свойство частиц стало основной причиной их хорошей сохранности

* Состав частиц изучался с помощью лазерного микроанализатора LMA-1 (аналитик Е. А. Корина), аналитического электронного микроскопа JEM-100С с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром «Кевекс» (аналитик Н. В. Трубкин), рентгеноспектрального микроанализатора MS-46 «Камера» (аналитик И. П. Лапутина).

в вулканогенной толще. Особенности распределения самородных элементов в массе вулканитов позволяют считать, что деятельность высокотемпературного флюида сопровождала генерацию и становление субвулканических тел и подавляла проявление постмагматических процессов, столь характерных для plutонических пород. Судя по величине максимально возможных температур при образовании некоторых минеральных ассоциаций и по восстановительному характеру флюида, область его генерации могла находиться на уровне мантии. Наличие в составе частиц lizardita и хризотил-асбеста также позволяет считать, что образование этих минералов происходило не в магме вмещающих их средних и кислых вулканитов, а в областях, сложенных породами основного состава.

О реальности возможного перераспределения рудных элементов в мантийных областях и дальнейшего их отделения от вещества глубинных горизонтов свидетельствуют данные, приводимые В. А. Кутониным [6]. По мнению автора, наличие высоких температур, давлений, существование градиентов этих параметров, а также геологических процессов в зонах глубинного магмообразования приводит к перераспределению рудных компонентов. Рассеянные атомы рудных металлов могут путем диффузии накапливаться в межзерновом пространстве и в дефектах кристаллов породообразующих минералов. В таком случае очевидно, что из глубинного субстрата, подвергнувшись предварительной перекристаллизации и прогреву, уже сконцентрированные в межзерновых пространствах рассеянные элементы могли быть легко вынесены флюидным потоком, создавшим восстановительные условия.

При изучении состава металлических фаз частиц-конденсатов высокотемпературного флюида было установлено, что он закономерно изменяется в зависимости от возраста и состава вулканитов, их вмещающих. Так, в частицах, извлеченных из сеноман-туронских субвулканических диоритов, обнаружена фаза, в которой содержание меди достигает 94,60% (рис. 4, табл. 2). В составе фазы установлены самородная медь (гранцентрированная кубическая — г.ц.к. решетка с $a = 3,65 \text{ \AA}$), а также твердый раствор меди с цинком (г.ц.к. решетка с $a = 3,65 \text{ \AA}$). Медьсодержащая фаза обнаружена также и в более поздних сенон-эоценовых вулканитах (рис. 5). Однако содержание меди в ней не превышает 15,3%, а минеральная форма представлена твердым раствором меди и никеля с параметром г.ц.к. решетки $3,61 \text{ \AA}$ (см. рис. 3, табл. 2). Наряду с медно-никелевой фазой в частицах, принадлежащих контрастным вулканитам, обнаружена фаза с высоким со-

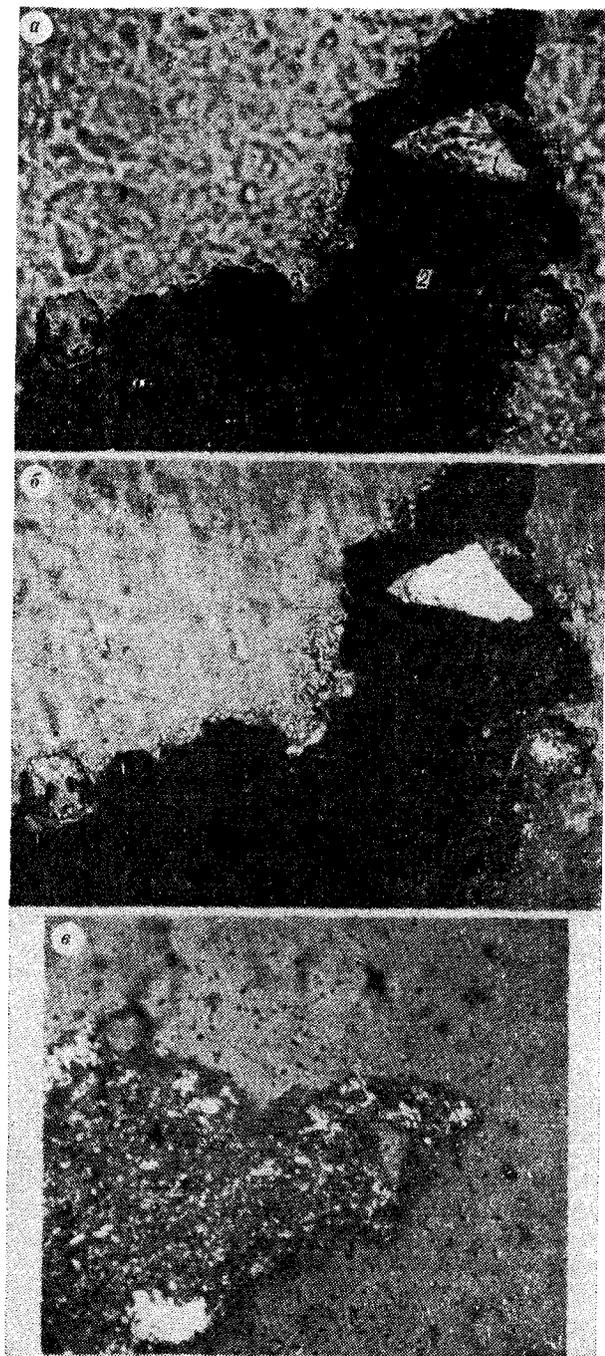


Рис. 3. Медьсодержащие фазы (1) частицы гетсинда включают обломки циркония (2) и находятся в непосредственном сростании со скрытокристаллической массой нерудных минералов, которая иногда имеет каплевидную форму, располагается на поверхности частицы или окружает обломки циркония. Снято в проходящем (а — николи параллельны, б — николи скрещены) и отраженном (в) свете; $\times 400$ (а, б), $\times 300$ (в).

в вулканогенной толще. Особенности распределения самородных элементов в массе вулканитов позволяют считать, что деятельность высокотемпературного флюида сопровождала генерацию и становление субвулканических тел и подавляла проявление постмагматических процессов, столь характерных для плутонических пород. Судя по величине максимально возможных температур при образовании некоторых минеральных ассоциаций и по восстановительному характеру флюида, область его генерации могла находиться на уровне мантии. Наличие в составе частиц лизардита и хризотил-асбеста также позволяет считать, что образование этих минералов происходило не в магме вмещающих их средних и кислых вулканитов, а в областях, сложенных породами основного состава.

О реальности возможного перераспределения рудных элементов в мантийных областях и дальнейшего их отделения от вещества глубинных горизонтов свидетельствуют данные, приводимые В. А. Кутолиным [6]. По мнению автора, наличие высоких температур, давлений, существование градиентов этих параметров, а также геологических процессов в зонах глубинного магмообразования приводит к перераспределению рудных компонентов. Рассеянные атомы рудных металлов могут путем диффузии накапливаться в межзерновом пространстве и в дефектах кристаллов породобразующих минералов. В таком случае очевидно, что из глубинного субстрата, подвергнувшись предварительной перекристаллизации и прогреву, уже сконцентрированные в межзерновых пространствах рассеянные элементы могли быть легко вынесены флюидным потоком, создавшим восстановительные условия.

При изучении состава металлических фаз частиц-конденсатов высокотемпературного флюида было установлено, что он закономерно изменяется в зависимости от возраста и состава вулканитов, их вмещающих. Так, в частицах, извлеченных из сеноман-туронских субвулканических диоритов, обнаружена фаза, в которой содержание меди достигает 94,60% (рис. 4, табл. 2). В составе фазы установлены самородная медь (гранецентрированная кубическая — г.ц.к. решетка с $a = 3,65 \text{ \AA}$), а также твердый раствор меди с цинком (г.ц.к. решетка с $a = 3,65 \text{ \AA}$). Медьсодержащая фаза обнаружена также и в более поздних сенон-эоценовых вулканитах (рис. 5). Однако содержание меди в ней не превышает 15,3%, а минеральная форма представлена твердым раствором меди и никеля с параметром г.ц.к. решетки $3,61 \text{ \AA}$ (см. рис. 3, табл. 2). Наряду с медно-никелевой фазой в частицах, принадлежащих контрастным вулканитам, обнаружена фаза с высоким со-

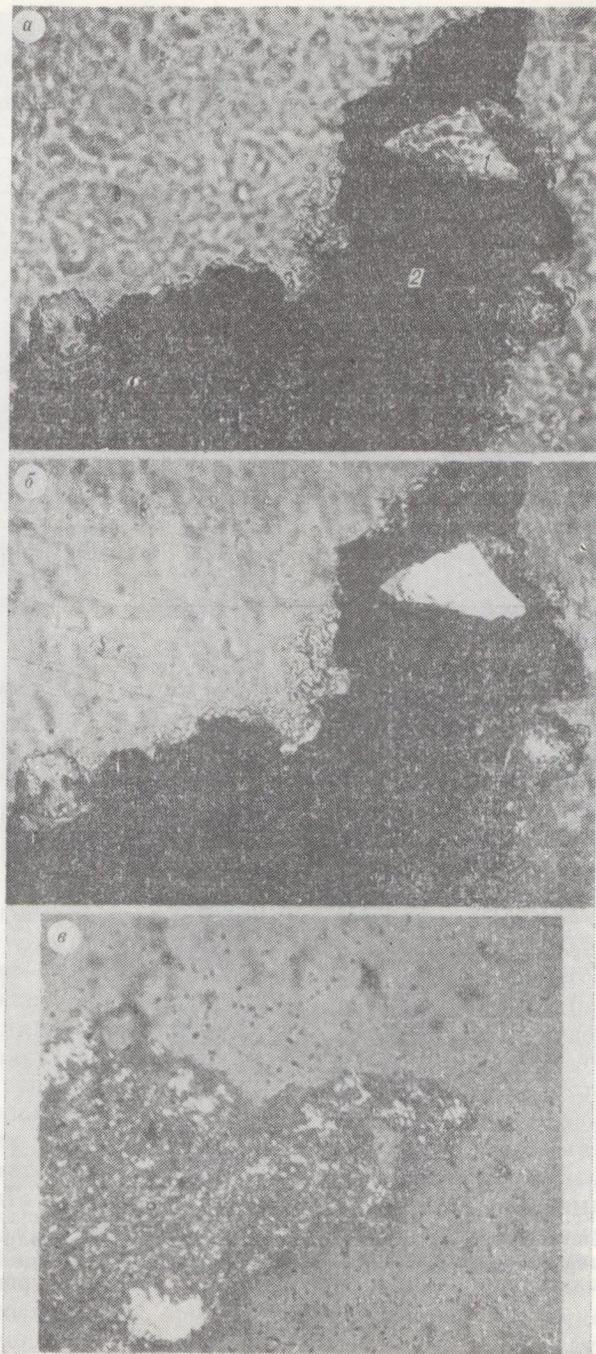


Рис. 3. Металлсодержащие фазы (1) — частицы гепоксида включают обломки циркона (2) и находятся в непосредственном срастании со скрытокристаллической массой нерудных минералов, которая иногда имеет каплевидную форму, располагается на поверхности частицы или окружает обломки циркона. Снято в проходящем (а — николи параллельны, б — николи скрещены) и отраженном (в) свете; $\times 400$ (а, б), $\times 300$ (в).

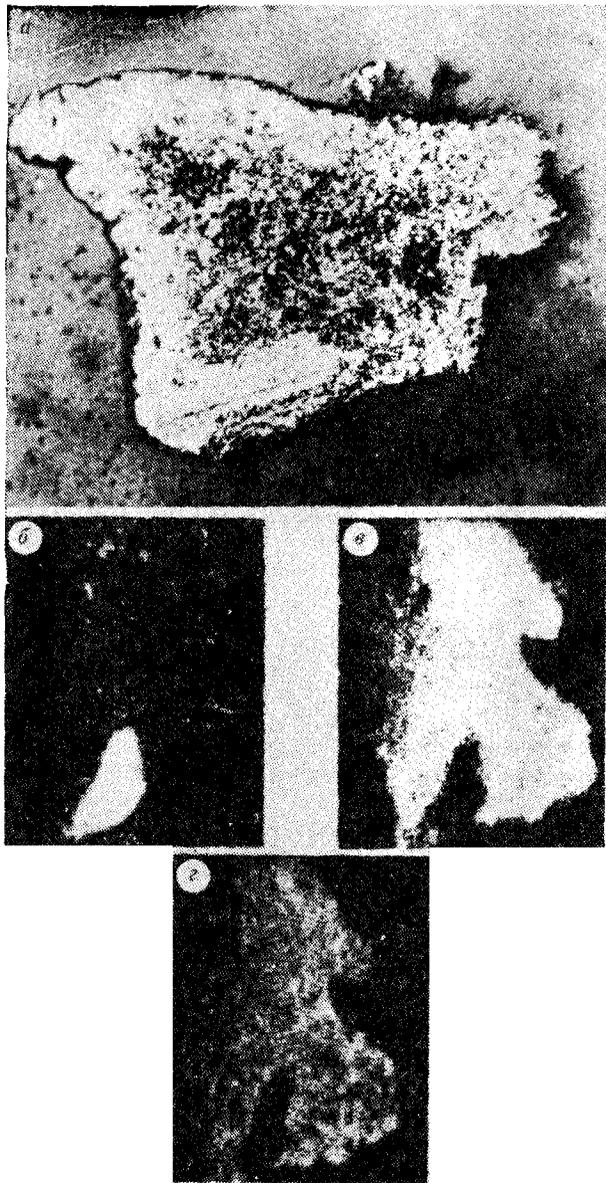


Рис. 4. Металлсодержащая частица, принадлежащая сенонал-гуронским гранодиорит-порфирам. а — полированный шлиф, $\times 180$, б — г — снято в рентгеновском излучении, размер кадра 160×160 мкм: медь (б), свинец (в), олово (г).

держанием олова (до 98,4%) и сурьмы. В них зафиксированы самородное олово (тригональная ячейка с $a = 5,8 \text{ \AA}$, $c = 3,18 \text{ \AA}$), а также дифракционные картины г.ц.к. решетки с $a = 6,1 \text{ \AA}$, характерной для стестаита. Фаза, обогащенная свинцом (кубическая решетка с $a = 4,95 \text{ \AA}$), слагает часто основную массу частиц двух упомянутых типов. Однако в этой фазе установлены различные уровни содержания меди и сурьмы. Так, в частицах, обладающих в локальных участках повышенным содержанием меди, содержание этого элемента в свинецсо-

державшей фазе достигает 1,8%. В подобных фазах частиц, принадлежащих более поздним вулканитам, эта величина обычно меньше 0,1% и лишь иногда достигает 1,2%. Подобная закономерность наблюдается и для сурьмы (см. табл. 2).

Подобное изменение в соотношении рудных компонентов наблюдается и для гидротермальных руд, формирующихся в связи с изучаемыми вулканитами. Так, основным промышленным компонентом меднопорфировых руд является медь, хотя галенит-сфалеритовые жилы, как отмечает А. И. Кривцов [5], играют важную роль в рудной зональности. Свинец, олово, цинк — основные компоненты более поздней олово-полиметаллической минерализации. Здесь большая роль принадлежит сульфостанпатам, в которых сосредоточено значительное количество сурьмы. Соотношение свинца, олова и сурьмы в тиллите и цилиндристе близко к подобному соотношению в содержащей эти элементы фазе металлсодержащих частиц. Серебро, висмут, мышьяк, установленные в частицах в качестве примесей, являются характерными компонентами гидротермальных руд и часто привлекаются из них как побочные продукты.

Известные соотношения разновозрастных субвулканических образований и гидротермальных руд, установленные закономерности в смене состава ассоциаций металлов в продуктах конденсации глубинного флюида, сопровождающего генерацию и становление вулканитов, позволяют считать, что компоненты этого глубинного флюида могут быть рассмотрены в качестве одного из источников рудного вещества. По мере продвижения компонентов флюида из глубинных областей вместе с вулканогенной магмой к поверхности проникновения в трещины, расположенные среди уже раскристаллизованных пород или среди вмещающей вулканогенное тело осадочно-метаморфической толщи, и взаимодействия с вадозными водами могли происходить эволюция его состава, преобразование в гидротермальные растворы, из которых происходило рудоотложение. По всей вероятности, значительная часть вещества глубинного флюида, сопровождавшего становление вблизи от поверхности субвулканических тел малых объемов, трансформировалась в гидротермальные растворы, часть растворялась в магме и лишь самая малая доля могла остаться в неокисленной форме в том случае, когда компоненты флюида проникли в насыщенные газом полости и осаждались на стенках. Таким образом, глубинный флюид мог являться дополнительным источником рудных компонентов для вулканогенной магмы и приводить к резкому повышению содержания рудных компонентов в отдельных пробах, что наглядно демонстрируется на рис. 2.

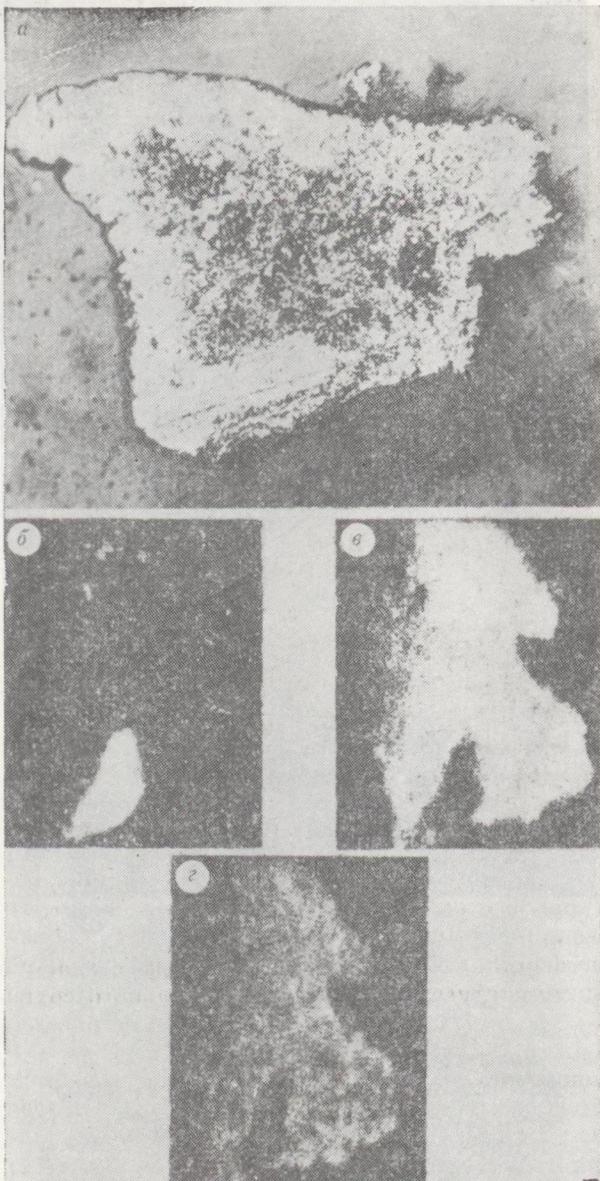


Рис. 4. Металлсодержащая частица, принадлежащая сеноман-туронским гранодиорит-порфирам. а — полированный шлиф, $\times 180$, б — г — снято в рентгеновском излучении, размер кадра 160×160 мкм: медь (б), свинец (в), олово (г).

держанием олова (до 98,4%) и сурьмы. В них зафиксированы самородное олово (тригональная ячейка с $a = 5,8 \text{ \AA}$, $c = 3,18 \text{ \AA}$), а также дифракционные картины г.ц.к. решетки с $a = 6,1 \text{ \AA}$, характерной для стестаита. Фаза, обогащенная свинцом (кубическая решетка с $a = 4,95 \text{ \AA}$), слагает часто основную массу частиц двух упомянутых типов. Однако в этой фазе установлены различные уровни содержания меди и сурьмы. Так, в частицах, обладающих в локальных участках повышенным содержанием меди, содержание этого элемента в свинецсо-

державшей фазе достигает 1,8%. В подобных фазах частиц, принадлежащих более поздним вулканитам, эта величина обычно меньше 0,1% и лишь иногда достигает 1,2%. Подобная закономерность наблюдается и для сурьмы (см. табл. 2).

Подобное изменение в соотношении рудных компонентов наблюдается и для гидротермальных руд, формирующихся в связи с изучаемыми вулканитами. Так, основным промышленным компонентом меднопорфировых руд является медь, хотя галенит-сфалеритовые жилы, как отмечает А. И. Кривцов [5], играют важную роль в рудной зональности. Свинец, олово, цинк — основные компоненты более поздней олово-полиметаллической минерализации. Здесь большая роль принадлежит сульфостаннатам, в которых сосредоточено значительное количество сурьмы. Соотношение свинца, олова и сурьмы в тиллите и цилиндрите близко к подобному соотношению в содержащей эти элементы фазе металлсодержащих частиц. Серебро, висмут, мышьяк, установленные в частицах в качестве примесей, являются характерными компонентами гидротермальных руд и часто извлекаются из них как побочные продукты.

Известные соотношения разновозрастных субвулканических образований и гидротермальных руд, установленные закономерности в смене состава ассоциаций металлов в продуктах конденсации глубинного флюида, сопровождающего генерацию и становление вулканитов, позволяют считать, что компоненты этого глубинного флюида могут быть рассмотрены в качестве одного из источников рудного вещества. По мере продвижения компонентов флюида из глубинных областей вместе с вулканогенной магмой к поверхности проникновения в трещины, расположенные среди уже раскристаллизованных пород или среди вмещающей вулканогенное тело осадочно-метаморфической толщи, и взаимодействия с вадозными водами могли происходить эволюция его состава, преобразование в гидротермальные растворы, из которых происходило рудоотложение. По всей вероятности, значительная часть вещества глубинного флюида, сопровождавшего становление вблизи от поверхности субвулканических тел малых объемов, трансформировалась в гидротермальные растворы, часть растворялась в магме и лишь самая малая доля могла остаться в неокисленной форме в том случае, когда компоненты флюида проникали в насыщенные газом полости и осаждались на стенках. Таким образом, глубинный флюид мог являться дополнительным источником рудных компонентов для вулканогенной магмы и приводить к резкому повышению содержания рудных компонентов в отдельных пробах, что наглядно демонстрируется на рис. 2.

Химический состав (ат. %) отдельных фаз металлосодержащих частиц-гепоксидов, принадлежащих сеноман-туронским (1) и сенон-эоценовым (2) субвулканическим образованиям, по данным рентгеноспектрального анализа (аналитик И. П. Лапутина)

Элемент	Элемент, преобладающий в фазе					
	Pb		Sn	Sn, Sb	Cu, Zn	Cu, Ni
	1 (3)*	2 (7)	2 (4)	2 (6)	1 (4)	2 (2)
Pb	40,2—94,6	46,4—85,2	1,9—3,8	11,4—36,0	0,1—15,2	1,5—1,6
Sn	0,4—28,4	1,2—24,6	91,7—98,4	21,0—38,2	0,1—12,2	22,0—23,8
Sb	Не обн.	До 15,8	Не обн.	36,6—46,6	Не обн.	28,5—32,4
Cu	0,1—1,8	До 1,2	До 3,3	До 2,1	54,6—94,6	18,3—22,3
Zn	11,3—20,2	До 30,2	Не обн.	До 0,9	1,5—20,2	До 0,1
Ni	Не обн.	До 0,5	»	До 0,5	Не обн.	28,5—35,3

* В скобках указано количество определений.

Появление различных ассоциаций металлов в глубинном флюиде, контролирующем вулканическую деятельность различных этапов, не представляется случайным. Так, на раннем этапе развития вулканического пояса, как упомянуто выше, степень окисленности газообразных компонентов флюида была наибольшей и для него характерна та ассоциация металлов, в которой значительная роль принадлежит меди, обладающей меньшим сродством к кислороду. Напротив, в продуктах конденсации флюида, сопровождавшего формирование контрастных вулкаников более позднего этапа, значительную роль играют олово, сурьма, для восстановления и последующей миграции которых требуется более восстановительная обстановка. Эти условия и сформировались флюидом, в котором была существенно повышена роль слабоекислородных соединений углерода.

В связи с вышесказанным можно считать, что появление частиц-гепоксидов в вулканиках может служить прямым индикатором тесной связи формирования конкретного вулканического тела с деятельностью глубинного металлоносного флюида. Так, обнаружение в наиболее ранних сеноман-туронских вулканогенных телах металлосодержащих частиц, обладающих фазой, в которой преобладает самородная медь, позволяет предположить, что на глубине в субвулканическом теле может проявиться меднопорфировая минерализация. Если же в вулканиках сосредоточены частицы, включающие сурьму, олово, свинец, то следует ожидать, что с ними может ассоциировать (располагаться во вмещающей осадочно-метаморфической толще) олово-полиметаллическая минерализация. В некоторых случаях эта минерализация бывает приурочена и к жерловым аппаратам.

Учитывая предлагаемую модель эволюции вулканических и глубинных процессов в продолжение развития вулканического пояса, следует иметь в виду, что разновозрастные вулка-

ниты определенного состава должны включать различные ассоциации самородных элементов, которые являются важным признаком их рудоносности. Данные о химическом составе и о соотношении породообразующих минералов в разновозрастных субвулканических штоках не могут быть достаточно информативны для того, чтобы судить об их рудоносности, так как большая часть магматических тел не содержит руденения вообще. Это обусловлено тем, что формирование гидротермальной минерализации обусловлено не только особой направленностью тектономагматических процессов, но и в значительной степени благоприятными для концентрации и отложения рудных компонентов структурными условиями. По-видимому, рудные поля формируются на площадях, где создаются благоприятные условия для длительного сохранения восстановительной обстановки во флюидомагматической системе, обеспечивающей поступление рудного вещества в гидротермальные системы. Приведенные выше данные о составе, их свойствах и распределении в вулканиках металлосодержащих частиц позволяют считать, что они являются надежными индикаторами существования подобной обстановки, и поэтому их присутствие может быть рассмотрено в качестве одного из важных критериев для прогнозирования руденения на глубине. Особенно ценным этот признак может быть в тех случаях, когда рудные зоны, сопровождающие их метасоматиты и первичные ореолы рассеяния не выходят на поверхность. В подобной ситуации в качестве индикаторов залегающего на глубине руденения можно было бы использовать величины повышенных содержаний рудных элементов в субвулканических породах. Однако в рассматриваемом варианте эти данные не столь надежны в связи с тем, что распределение рудных элементов в кислых и средних вулканиках в большей мере определяется фракционированием на глубине магнетита и других темноцветных минералов.

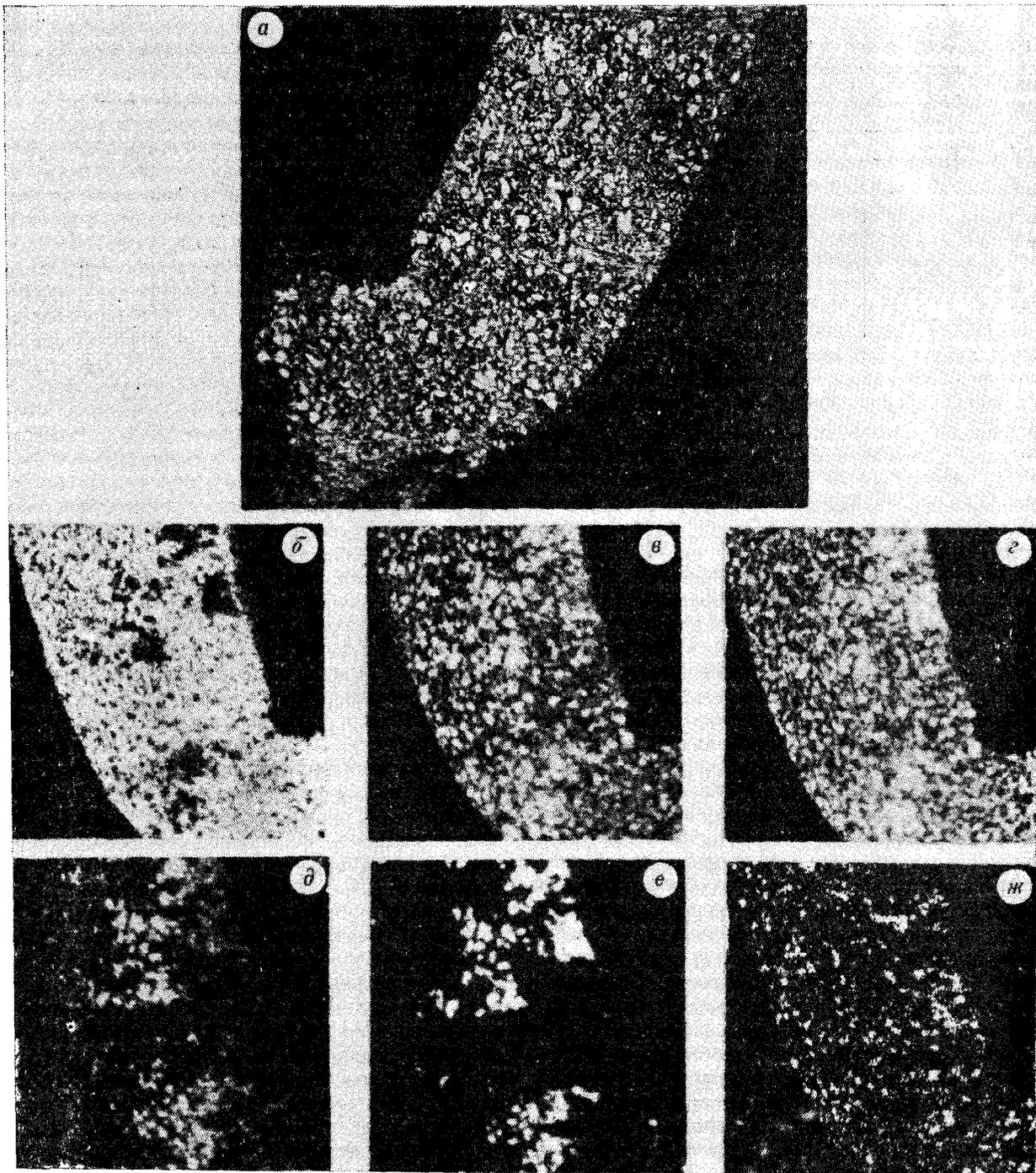


Рис. 5. Металлсодержащая частица, принадлежащая эоценовому калиевому липариту. *a* — полированный шлиф, $\times 89$. *b* — *ж* — снято в рентгеновском излучении, размер кадра 300×300 мкм: свинец (*b*), олово (*v*), сурьма (*z*), медь (*d*), никель (*e*), сурьма (*ж*).

В заключение отметим, что предлагаемый для обнаружения скрытой гидротермальной минерализации признак — наличие в вулканитах продуктов конденсации рудоносного флюида — свидетельствует о том, что процессы формирования, кристаллизации вулканогенной

магмы малых объемов и процессы рудообразования, обусловленные деятельностью глубинного флюида, были тесно сопряжены. Это, как неоднократно подчеркивали В. Н. Котляр, В. И. Гончаров, А. А. Сидоров [3,4], является одной из характерных черт вулканогенного

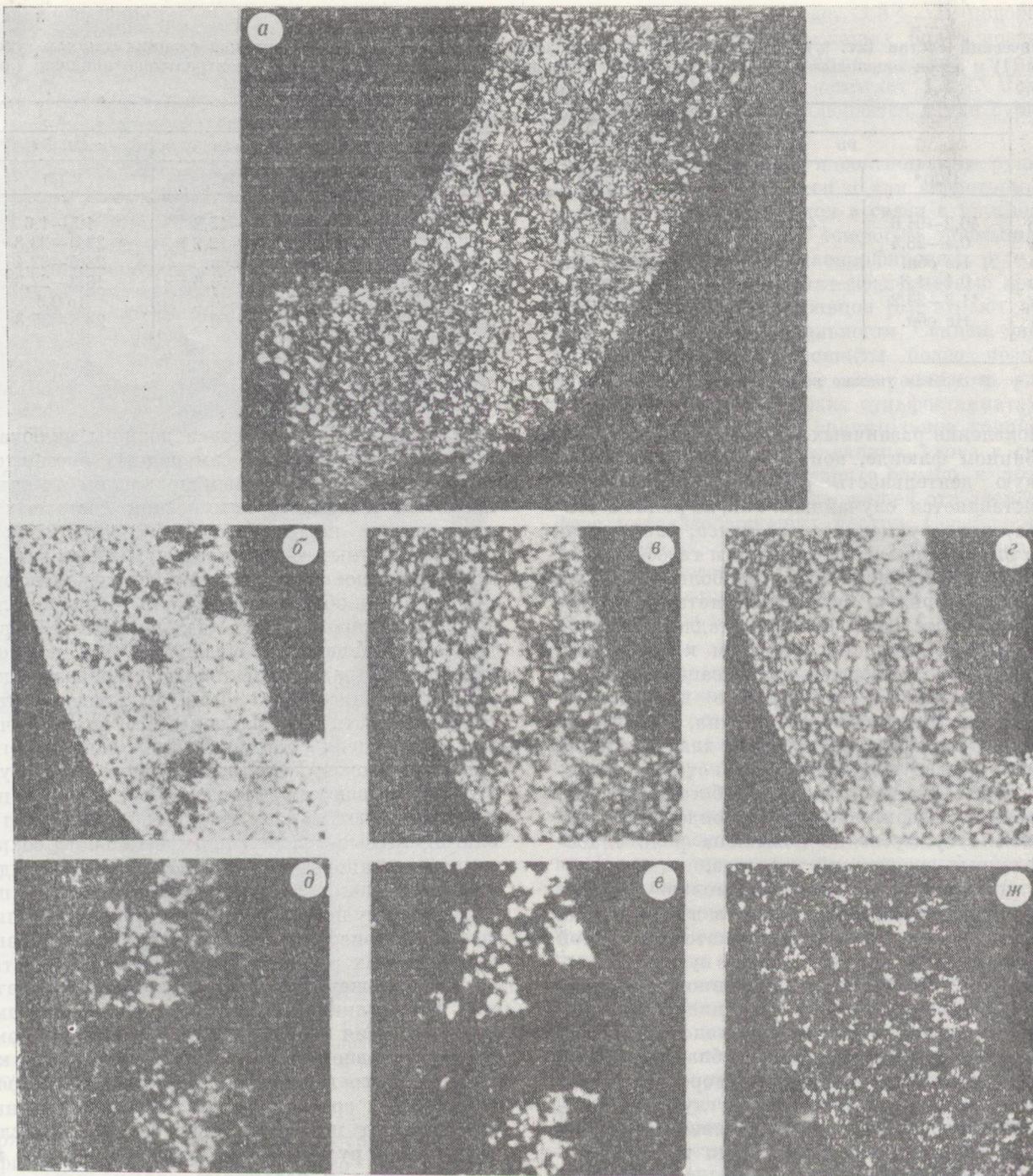


Рис. 5. Металлсодержащая частица, принадлежащая эоценовому калиевому липариту. *a* — полированный шлиф, $\times 80$, *б — ж* — снято в рентгеновском излучении, размер кадра 300×300 мкм: свинец (*б*), олово (*в*), сурьма (*г*), медь (*д*), никель (*е*), сурьма (*ж*).

В заключение отметим, что предлагаемый для обнаружения скрытой гидротермальной минерализации признак — наличие в вулканитах продуктов конденсации рудоносного флюида — свидетельствует о том, что процессы формирования, кристаллизации вулканогенной

магмы малых объемов и процессы рудообразования, обусловленные деятельностью глубинного флюида, были тесно сопряжены. Это, как неоднократно подчеркивали В. Н. Котляр, В. И. Гончаров, А. А. Сидоров [3,4], является одной из характерных черт вулканогенного

рудообразования. Дальнейшее изучение процессов минералообразования, обусловленных взаимодействием глубинного рудоносного флюида и кристаллизующейся вулканогенной маг-

мы, позволит выявить целый ряд новых критериев для обнаружения скрытой рудной минерализации вулканогенного типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки твердых полезных ископаемых.— М.: Наука, 1975.
2. *Говоров И. Н.* Геохимия рудных районов Приморья.— М.: Наука, 1977.
3. *Гончаров В. И., Сидоров А. А.* Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования.— М.: Наука, 1979.
4. *Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Наука, 1968.
5. *Кривоцов А. И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений.— М.: Наука, 1983.
6. *Куголин В. А.* Перекристаллизация вещества верхней мантии в зонах Беньюфа и ее петрологические и металлогенические следствия // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг.— М.: Наука, 1983.
7. *Моисеев В. Г., Сахно В. Г.* Глубинные флюиды, вулканизм, рудообразование Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.
8. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов.— М.: Недра, 1983.
9. *Поповиченко В. В., Петров В. М., Сапин В. Н.* Магнетиты и ильмениты магматических пород Кавалеровского оловорудного района (Приморье) // Типоморфные ассоциации акцессорных минералов и микроэлементов.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
10. *Радкевич Е. А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.
11. *Руб М. Г., Павлов В. А. и др.* Состав акцессорных минералов как отражение генезиса рудоносных гранитоидов // Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород.— М.: Наука, 1982.
12. *Руб М. Г., Павлов В. А. и др.* Оловоносные и вольфрамносные гранитоиды некоторых регионов СССР.— М.: Наука, 1982.
13. *Рыбалко В. И.* Позднемеловые магматические комплексы Восточного Приморья // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
14. *Таусон Л. В.* О стратегии геохимических поисков месторождений полезных ископаемых // Стратегия геохимических поисков рудных месторождений.— Новосибирск: СО АН СССР, 1980.
15. *Филимонова Л. Г.* Вулканогенные гепоксиды как индикаторы глубинных процессов и рудоносности эффузивов // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 262. № 2.
16. *Филимонова Л. Г., Арапова Г. А. и др.* О двух ассоциациях самородных элементов в эоценовых кислых вулканитах Восточного Сихотэ-Алиния // Зап. ВМО.— 1985.— Ч. 114. № 4.
17. *Филимонова Л. Г.* Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных Тихоокеанских окраин.— М.: Недра, 1985.
18. *Фремд Г. М., Белов В. В.* Медно-порфировая минерализация в эволюции эндогенного рудообразования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Эволюция вулканизма в истории Земли.— М.: Наука, 1973.
19. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического апализма.— М.: Недра, 1980.

ИГЕМ
Москва

Поступила в редакцию
5 июня 1986 г.

А. С. Житков

СОДЕРЖАНИЕ УРАНА В ПОРОДАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ
ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

Измерения концентраций урана в породообразующих минералах основных и ультраосновных пород показали, что клинопироксен и гранат пиропового состава являются основными концентраторами урана в недифференцированных породах мантии. Рассчита-

ны возможные концентрации урана в них до глубины 400 км. Предполагается, что обогащение ураном пород верхней мантии относительно хондритов связано с двухстадийным развитием Земли как планеты.

Породы ультраосновного состава, являясь крайними членами естественного ряда магматических пород, несут богатую информацию для понимания процессов миграции и накопления радиоактивных элементов во время зарождения магматических очагов, внедрения магмы в верхние горизонты и становления массивов. Знание содержаний радиоактивных элементов в основных и ультраосновных породах позволит решить вопрос о концентрациях этих элементов в глубинных зонах земной коры и верхней мантии, что является немаловажным фактором в объяснении тепловых потоков и эволюции вещества Земли. В оценке содержания радиоактивных элементов в недифференцированных породах мантии существует два способа. Первый заключается в определении содержания радиоактивных элементов в породах перidotитового состава, находящихся в земной коре и доступных для исследования. Петрохимический состав этих пород и концентрация в них радиоактивных элементов выбираются такими, чтобы можно было объяснить глубинный тепловой поток и возможность выплавления из них базальтов. Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд [6] исследовали ультраосновные породы с тем, чтобы определить, насколько они близки по составу к предполагаемому пиролиту. Можно проследить непрерывный ряд пород, начиная с дунитов, не содержащих кальция, алюминия и натрия, и заканчивая графатовыми перidotитами в виде включений в кимберлитах, содержащих 4% Al и 0,4% Na. Однако даже в этих породах содержания редких элементов, особенно K, Na, Th, U, очень низки для того, чтобы такие породы можно было рассматривать в качестве пиролита. Экспериментальные работы М. И. О'Хара [15] подтверждают это. Скорее всего все ультраосновные породы, встречающиеся на поверхности Земли, пре-

терпели дифференциацию и представляют собой вещество мантии, обедненное литофильными элементами, перешедшими в земную кору.

Единственными породами, которые можно отнести к недифференцированной мантии, считаются некоторые разновидности перidotитов с о. Св. Павла (Атлантический океан) [29, 34]. Содержания редких элементов — тория, урана и калия — позволяет предполагать возможность выплавления базальтов из этих перidotитов. Если верхняя мантия сложена породами такого состава, то количество тепла, выделяемого при распаде радиоактивных элементов, согласуется с количеством тепла, излучаемым поверхностью Земли в океанических областях. Как отмечает Дж. Д. Х. Уайзман [34], из перidotитов о. Св. Павла — овенитов, паулитов и челенджеритов — только последние по химическому составу и количеству рассеянных элементов, в том числе урана ($0,14 \cdot 10^{-4}\%$), тория ($0,39 \cdot 10^{-4}\%$) и калия (0,145%), могут отвечать породам недифференцированной мантии. Остальные по химическому составу и содержанию радиоактивных элементов близки к перidotитовым ксенолитам из базальтов или перidotитам дунит-гарцбургитовой формации. Челенджериты петрографически являются мilonитами с вторичной роговой обманкой, что свидетельствует об изменении их первоначального химического состава. По мнению Дж. Д. Х. Уайзмана, поиски и анализ неизменных перidotитов помогут однозначному разрешению этого вопроса.

Второй способ расчета количества радиоактивных элементов в породах мантии основан на измерении тепловых потоков [3, 14]. Однако в таких расчетах есть некоторые неясности. Одна из них заключается в определении «зон оттока тепла», т. е. мощности слоя, из которого тепло за геологическое время успеет

дойти до поверхности Земли. Кроме того, недостаточно ясен способ переноса тепла, иными словами, какую роль, кроме радиационного, играет конвективный перенос тепла, от чего значительно зависит рассчитываемое количество радиоактивных элементов в породах мантии. При этом остается неопределенным вертикальное распределение этих элементов.

Если состав верхней мантии до глубины 415 км принять варьирующим от океанических базальтов и веролита до ультраосновных включений из базальтов континента и океана, как предлагают С. П. Кларк и К. К. Туреклян [19] в своих пяти моделях генерации тепла в мантии, то полученные значения генерации тепла радиоактивными элементами этих пород значительно ниже, чем потеря тепла Землей. В связи с этим было предположено, что кроме тепла, генерируемого радиоактивными элементами, существует конвективный перенос тепла в верхних или нижних горизонтах мантии вплоть до ядра. Однако предпочтение отдается модели, в которой источником тепла является тонкий слой пород на глубине около 1000 км. Концентрация радиоактивных элементов в этой «горячей плите» не рассматривается, но предполагается, что излучение тепла происходит без переноса генерирующих его элементов.

В моделях дифференциации пород мантии [6, 12] невозможность включения радиоактивных элементов в кристаллические структуры породообразующих минералов и присутствие их в межгранулярном пространстве считалось одним из факторов их вертикальной миграции в земную кору. Более того, когда речь идет о некогерентных элементах, то поднимающиеся из мантии магматические массы рассматриваются как открытые системы, а их количества в магме определяются степенью взаимодействия с боковыми породами и не связываются с содержаниями и отношениями этих элементов в первичном веществе мантии.

Однако радиографические исследования пород мантийного происхождения, проведенные Дж. Д. Климаном и др. [26] и А. Н. Комаровым и др. [10], показали, что в условиях верхней мантии некоторое количество урана может находиться в структурах породообразующих минералов.

Современные знания о минеральных парагенезисах мантийных пород базируются на изучении ультраосновных пород [6—8, 13, 16, 18, 24] и данных экспериментов [5, 15]. В настоящей работе сделана попытка оценить возможные концентрации урана в породах верхней мантии и их вертикальное распределение по содержанию его в минералах, слагающие эту зону. Методика радиографического определения низких (порядка $10^7 - 10^{-8}\%$) концентраций урана детально изложена в [9]. Для вы-

яснения этого вопроса были исследованы образцы перидотитов различного происхождения: интрузивные породы континента (п-ов Камчатка, Чехословакия) и рифтовых зон океанов (Атлантический и Индийский), метасоматиты (Полярный Урал), породы расслоенных интрузий (Кольский п-ов, Алтае-Саянская область). Ксенолиты отобраны в основном из континентальных базальтовых лав Станового хребта, Сихотэ-Алиня и п-ова Камчатка в СССР, Монголии, Шпицбергена, Антарктиды и Гавайских островов, а также из кимберлитов Якутии.

Рассмотрим опубликованные [9—11, 26] и полученные нами данные по содержанию урана в стабильных при $P-T$ -параметрах верхней мантии минералах — оливине, ромбическом и моноклинном пироксенах, шпинели и гранате, которые приведены на гистограммах (рис. 4). Во всех исследованных породах содержание урана в оливине, ромбическом пироксене и шпинели минимальное (порядка $10^{-8} - 10^{-7}\%$). Эти значения, как уже отмечалось, следует рассматривать как максимально возможные. Основная форма нахождения урана в этих минералах — рассеяние в виде неструктурной примеси. Значительные колебания концентраций урана от 10^{-8} до $10^{-4}\%$ наблюдаются в моноклинных пироксенах и гранатах пиропового состава. Диопсиды ультраосновных интрузивных пород характеризуются низкими ($10^{-8} - 10^{-7}\%$), а авгиты из пород расслоенных интрузий повышенными ($10^{-6}\%$) концентрациями урана. Возможность вхождения урана в структуру моноклинных пироксенов подтверждается находкой хромдиопсидов в породах мантийного происхождения (перидотитовые ксенолиты из базальтов и кимберлитов) с высоким содержанием изоморфного урана — $(0,2 - 0,9) \cdot 10^{-4}\%$ [9, 10, 26]. Единственная находка хромдиопсида с высокой концентрацией урана ($10^{-4}\%$, табл. 1) в интрузивных породах сделана в гранатовых перидотитах трубки Лингорка (Чехословакия). Необходимо отметить, что урансодержащий — $(0,2 - 0,4) \cdot 10^{-4}\%$ —

Таблица 1

Распределение урана в гранатовых перидотитах трубки Лингорка (ЧССР)

Порода, минерал	Содержание урана в $n \cdot 10^{-4}\%$	
	Обр. Ч-266	Обр. Ч-436
Перидотиты		
Основная масса без граната	0,26	0,11
Гранат (зоны от центра к краю)	0,23	0,047
1-е зерно	0,067, 0,21, 1,4	2,0
2-е зерно	0,1, 0,76	
Среднее по гранату	0,4	—
Хромдиопсид	1,0	—

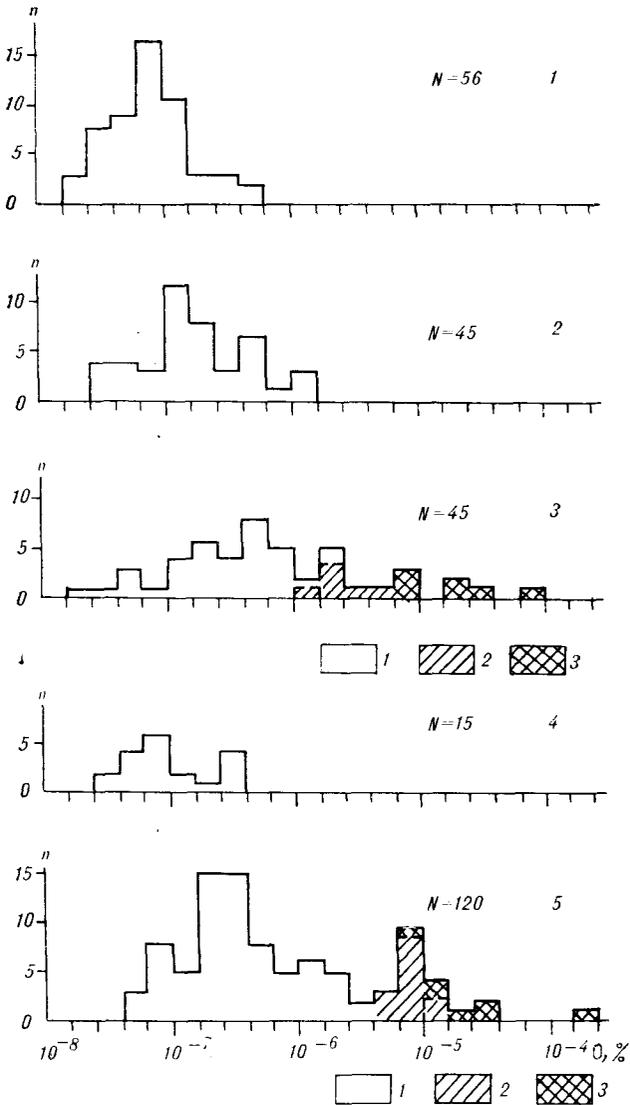


Рис. 1. Гистограмма концентраций урана в порообразующих минералах интрузивных перидотитов и ксенолитов из базальтов и кимберлитов, по данным [9—11, 26] и автора.

1 — оливин; 2 — ортопироксен; 3 — клинопироксен: диопсид (а), титанавгит (б), хромдиопсид (в); 4 — плагиоклаз; 5 — гранат из ксенолитов гранатовых перидотитов (а) и азмазоносных эклогитов (б) в кимберлитах, из интрузивных пироповых перидотитов (в). N — общее число замеров.

клинопироксен найден также в богатых кальцием ахондритах [20].

Интересен в отношении урана и гранат пиропового состава. Проведенные исследования показали, что концентрация урана в пиропе колеблется в пределах трех порядков. Такой диапазон содержаний, возможно, отражает условия кристаллизации этого минерала и, следовательно, глубину образования. Концентрации урана в гранатах из перидотитовых и гроспидитовых ксенолитов в кимберлитах довольно низкие (10^{-8} — $10^{-7}\%$), а в гранатах эклогитовых ксенолитов не превышают

10^{-7} — $10^{-6}\%$. Относительно высокие содержания урана в пиропе из ксенолитов алмазсодержащих перидотитов — $(0,04$ — $0,1) \cdot 10^{-4}\%$. Высокое содержание изоморфного урана в пиропе ($2 \cdot 10^{-4}\%$) обнаружено в перидотитах трубки Лингорка в ассоциации с урансодержащим моноклинным пироксеном. Исследовались два образца из скважины с глубин 266 м и 436 м. Химические составы перидотитов и слагающих их минералов даны в работах [21, 22, 28]. Содержание граната в образце Ч-266 составляет 10% об., тогда как в образце Ч-436 отмечаются его единичные зерна.

Полученные данные по содержанию и распределению урана в гранатовых перидотитах трубки Лингорка приведены в табл. 1. Уран в пиропе с глубины 266 м распределен неравномерно по зернам и зонально в пределах одного кристалла, причем обогащена ураном внешняя зона. В ней часто наблюдаются микровключения урансодержащих минералов (апатит?) с концентрацией урана более $10^{-3}\%$. Неравномерное распределение Ca, Mg, Al, Cr в пределах кристалла отмечалось ранее [21]. В пиропе с глубины 436 м уран равномерно распределен в кристалле и содержание его значительно выше, хотя концентрация урана в породе в целом несколько ниже. По содержанию урана в пиропе и хромдиоксидах гранатовые перидотиты Чешского массива заметно отличаются от перидотитовых ксенолитов из якутских кимберлитов.

Такая же форма нахождения в значительной мере характерна и для калия в породах верхней мантии. Исследования Н. В. Соболева [7] алмазсодержащих ксенолитов показали, что концентраторами калия являются хромдиопсид (0,14%) и омфацил (0,33%). Предполагается, что клинопироксен можно рассматривать в качестве вероятного концентратора калия в породах верхней мантии при давлении выше 30 кбар. Это подтверждается экспериментальными работами Н. Шимизу [30], который установил, что с увеличением давления повышается концентрация калия в клинопироксенах от 0,04% при 38 кбар до 0,22% при 100 кбар. То, что порообразующие минералы — клинопироксен и гранат — могут содержать уран и калий в виде изоморфной примеси, означает, что концентрации этих элементов в породах верхней мантии зависят в основном от количества калий- и урансодержащих порообразующих минералов, слагающих эту зону. Содержание урана и калия в хромдиоксидах и пиропе зависят от физико-химических условий кристаллизации и с увеличением температуры и давления могут увеличиваться. Вследствие этого с глубиной возможны некоторое увеличение содержания урана и калия в недифференцированных породах мантии и неомогенное рас-

Химический состав шпинелевого перидотита из базальтов о. Шпицбергена

Содержание	Оксиды											Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	
Вес. %	44,36	0,10	4,60	1,56	6,34	0,05	38,38	2,90	0,32	0,13	0,24	99,75

Примечание. Содержание урана 0,048 10^{-4} %. Химический состав хромдиоксида из этого перидотита приведен в [10].

пределение этих элементов в горизонтальном направлении из-за локальных изменений физико-химических условий и минерального состава.

Следует обратить внимание и на неструктурный уран, который всегда присутствует в породе. Количество его в перидотитах с урансодержащим хромдиоксидом с о. Шпицберген составляет 50—60% от общего количества в породе. Относительное количество такого урана в породе с глубиной, возможно, уменьшается вследствие большой миграционной способности этого элемента.

Исходя из этих представлений и на основании данных о количестве урансодержащих породообразующих минералов предлагается схема распределения урана в породах верхней мантии. Минералого-петрохимическая основа этой схемы взята по Д. Х. Грину и др. [6], Н. В. Соболеву и др. [7], В. А. Кутолину и др. [13], Г. В. Пинус и др. [16], В. В. Белоусову [2].

В современных представлениях о строении земной коры и верхней мантии рассматриваются два типа разреза — континентальный и океанический. Различие в мощности коры этих зон, обогащенной литофильными элементами, и равенство в них тепловых потоков заставляет предполагать различную степень дифференцированности верхней мантии под континентами и океанами и, вследствие этого, различную мощность слоя, обедненного радиоактивными элементами.

Под континентами до глубин залегания астеносферных линз [8] мантия сложена породами, доступными для исследования. На самых верхних уровнях верхней мантии она представлена альпинотипными гипербазитами, а ультраосновные породы из ксенолитов в базальтах располагаются как в этой области, так и на более низких уровнях [15]. Нижние горизонты дифференцированного слоя, ниже границы фазового перехода энстатит + шпинель \rightleftharpoons гранат + оливин, сложены гранатовыми перидотитами, аналогичными ксенолитам из кимберлитов [7, 18]. Эти породы не содержат урансодержащих породообразующих минералов, а наблюдаемые повышенные относительно перидотитов дунит-гарцбургитовой формации концентрации урана в ксенолитах обусловлены загряз-

нением их во время переноса из глубин к поверхности, что уже отмечалось ранее [1, 9]. Концентрация урана в дифференцированных породах мантии составляет $n \cdot 10^{-7}$ %.

Вследствие того, что все ксенолиты, как из базальтов, так и из кимберлитов, являются тугоплавким остатком после выплавления из перидотита базальтов, находки урансодержащих породообразующих минералов в ксенолитах могут свидетельствовать о частичной дифференциации пород мантии (ксенолиты Станового хребта [10]) или соответствовать недифференцированному веществу мантии (ксенолиты о. Шпицбергена [10] и Австралии [26]). Петрохимический состав и содержание урана в перидотите о. Шпицберген представлены в табл. 2. Возможность выплавления базальтов из такого перидотита была рассмотрена Ф. А. Фрейем и Д. Х. Грином [23], Дж. Д. Климаном и др. [26]. Концентрация урана в породах с такой минеральной ассоциацией, определяемая только урансодержащим хромдиоксидом в количестве 20% и неструктурным ураном, составит в среднем $0,05 \cdot 10^{-4}$ %. Шпинелевые перидотиты с урансодержащим хромдиоксидом, вероятно, на данный момент развития Земли слагают линзы и блоки в «чистой» мантии. Именно этим можно объяснить совместное нахождение ксенолитов различного состава в базальтах и кимберлитах.

На более глубоких уровнях верхней мантии с устойчивой минеральной ассоциацией гранатовых перидотитов концентратом урана может быть еще и пироп. Интересен в этом отношении образец 444 гранатизированного шпинелевого перидотита из трубки Обнаженная. Содержание изоморфного урана в хромдиоксиде $0,2 \cdot 10^{-4}$ %, тогда как в пиропе — $0,001 \cdot 10^{-4}$ %. Это свидетельствует о том, что в области перехода шпинелевых перидотитов в гранатовые и выше содержание урана в породах мантии зависит только от количества урансодержащего хромдиоксида. Пироп как концентрат урана может играть значительную роль на более глубоких горизонтах верхней мантии.

Коэффициент распределения урана между хромдиоксидом и пиропом, найденный по двум

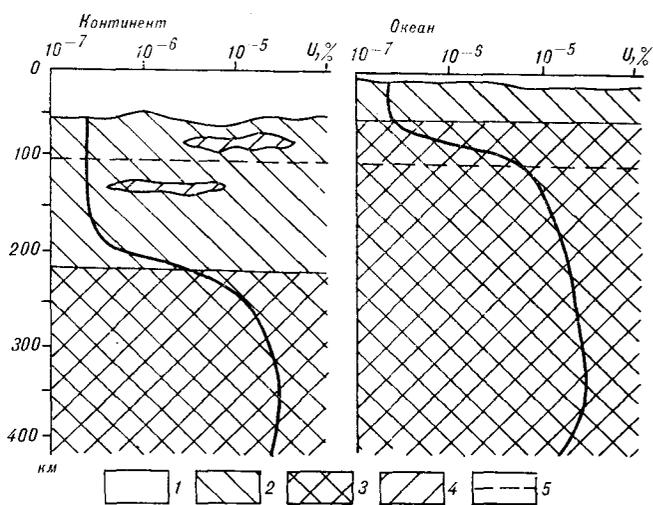


Рис. 2. Вертикальное распределение концентраций урана в породах верхней мантии.

1 — континентальная и океаническая кора; 2 — дифференцированный («источенный») слой перидотитов; 3 — недифференцированные породы верхней мантии; 4 — линзы и блоки недифференцированных или частично дифференцированных пород в «источенном» слое перидотитов; 5 — граница перехода шпинелевых перидотитов в гранатовые, по данным [5].

образцам (обр. 444 и Ч-266), показывает, что с увеличением температуры и давления уран предпочтительно накапливается в гранате. На уровне зарождения кимберлитовой расплава (150—200 км [7, 18]) пиропы алмазоносных перидотитов содержат $(0,04—0,1) \cdot 10^{-4}\%$ урана. В перидотитах с 20% клинопироксена и около 10% граната, слагающих эти горизонты, концентрация урана в среднем составит $0,1 \cdot 10^{-4}\%$. С глубиной предполагается увеличение концентрации урана в клинопироксенах и гранатах до $1,0 \cdot 10^{-4}\%$ и $0,4 \cdot 10^{-4}\%$ соответственно, по аналогии с гранатовыми перидотитами трубки Лингорка. Температура кристаллизации этих минералов составляет 1300°C [22], тогда как минералов из кимберлитов — $1000—1300^\circ\text{C}$ [7], что свидетельствует о более глубинном залегании первых относительно алмазоносных перидотитов. В интервале глубин 200—400 км минеральная ассоциация мантийных пород с 15% граната и 30% клинопироксена содержит $0,4 \cdot 10^{-4}\%$ урана (рис. 2).

Под океанами астеносфера образует мощный слой, начиная с глубин 50—60 км. Выше этого слоя находится дифференцированная мантия, аналогичная по составу породам, слагающим дифференцированный слой под континентами, но имеющая значительно меньшую мощность — до 50 км. Верхние горизонты астеносферы имеют состав шпинелевых перидотитов с ураносодержащим хромдиоксидом. Понижение скорости сейсмических волн в этом слое связано с частичным плавлением вещества мантии и образованием базальтовых расплавов. В таком случае при средних содержаниях ура-

на в океанических базальтах $0,1 \cdot 10^{-4}\%$ [32], с учетом 20—30% степени плавления, концентрация урана в верхних горизонтах астеносферы не должна превышать $0,04 \cdot 10^{-4}\%$. Это значение согласуется с расчетами, сделанными по минералам. Глубже, в области стабильности гранатовых перидотитов, концентрация урана в породах мантии зависит от количества ураносодержащих минералов — клинопироксена и граната — и составляет $(0,1—0,4) \cdot 10^{-4}\%$. Такие значения концентраций урана в породах мантии, вероятно, являются максимально возможными и ниже 400 км убывают по экспоненте до уровня $n \cdot 10^{-7}\%$.

Ураносодержащие акцессорные минералы хотя и существуют в породах мантии (апатит [26]), однако не могут играть значительной роли в общем балансе урана в породе.

Рассмотренное выше распределение урана в верхней мантии возможно только в результате двухстадийного развития Земли как планеты [3, 14]. Во время первой стадии (период аккреции) происходил разогрев внутренних зон планеты, сопровождавшийся формированием металлического ядра и силикатной мантии с обособлением литофильных элементов на более высоких уровнях в верхней мантии. Во вторую стадию, в значительной степени за счет дифференциации верхней мантии, возникла кора.

Одна из моделей состава Земли предусматривает, что первичное вещество нашей планеты по составу было близко к хондритовым метеоритам. Достоинством модели является хорошо разработанное представление о современной скорости генерации тепла в Земле, основанное на предположении, что тепло, излучаемое с поверхности планеты, приблизительно равно теплу, которое может образоваться во внутренних частях Земли за счет распада радиоактивных элементов. Тем не менее принимаемые до настоящего времени оценки содержания радиоактивных элементов в земной коре ($2,6 \cdot 10^{-4}\%$ урана, $10 \cdot 10^{-4}\%$ тория и 2,5% калия [17]) плохо согласовываются с хондритовой моделью. Если содержание радиоактивных элементов в земной коре соответствует приведенному, то первоначальная Земля хондритоподобного состава вряд ли могла обеспечить достаточным количеством урана и тория эту кору [17]. В то же время для образования коры необходима лишь 1/6 часть калия от общего количества в Земле хондритового состава, т. е. значительная его часть в этом случае должна оставаться в мантии. Последние два положения, основанные на современном представлении о количестве урана, тория и калия в земной коре, справедливы только в том случае, если распространять концентрации этих элементов и их отношения, определенные в по-

родах самой верхней части земной коры, на всю кору, что сделано в некоторых обобщающих работах [14, 17, 33]. Данные К. С. Хайера и А. С. Адамса [25], И. Б. Ламбрета и К. С. Хайера [27] позволяют сомневаться в постоянстве Th/U- и K/U-отношений и незначительного изменения концентрации Th и U с глубиной в породах земной коры. Было показано, что с увеличением степени метаморфизма пород от эпидит-амфиболитовой до высокотемпературной гранулитовой фации Th/U-отношение уменьшается, а K/U — увеличивается от 1 до 7,5.

Из этого следует, что K/U-отношение в земной коре, принимаемое равным $1 \cdot 10^4$, не отвечает действительности и, возможно, значительно больше — $(3-4) \cdot 10^4$. Тогда количество радиоактивных элементов и их отношения в земной коре не противоречат гипотезе образования планеты Земля из вещества, близкого по составу к хондритовым метеоритам.

Предложенная схема распределения урана в верхней мантии Земли удовлетворяет следую-

щим требованиям. Суммарное количество урана в земной коре и верхней мантии приблизительно равно количеству его в Земле первоначального хондритового состава. При таких расчетах баланса урана в системе земная кора — верхняя мантия надо учитывать и то, что в образовании Земли, кроме хондритов и ахондритов с K/U-отношением, равным соответственно $(6-8) \cdot 10^4$ и $0,5 \cdot 10^4$ [32], значительное участие принимали вещества типа углистых хондритов [4]. Данные о содержании урана, тория и калия с учетом постоянства их отношений в магматических породах и в недифференцированных породах мантии позволяют объяснить образование базальтов от толеитового до щелочного состава. Наблюдаемые значительные вариации (в пределах порядка) концентраций некогерентных элементов в базальтах могут быть связаны не столько с неомогенностью верхней мантии, сколько с кинетикой образования магмы [31] и составом газовой-жидкой фазы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акимов А. П. и др. Содержание урана в эклогитовых включениях из кимберлитовых трубок // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 181, № 5.
2. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов.— М.: Наука, 1968.
3. Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1966.— № 1.
4. Галимов Э. М. и др. О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли // Геохимия.— 1982.— № 4.
5. Геншафт Ю. С. и др. Устойчивость вебстерита в верхней мантии // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 210, № 2.
6. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. и др. Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.
7. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.— Новосибирск: Наука, 1975.— (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 271).
8. Добрецов Н. Л. Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука, 1978.
9. Житков А. С., Комаров А. Н. Уран в эклогитовых и перидотитовых ксенолитах и минералах-вкрапленниках из кимберлитов // Геология и геофизика.— 1974.— № 6.
10. Комаров А. Н., Житков А. С. Уран в ксенолитах ультраосновного состава из базальтов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1973.— № 10.
11. Комаров А. Н., Житков А. С. Уран в породах дунит-гарцбургитовой формации и расслоенных интрузий // Развитие и применение методов ядерной геохронологии.— Л.: Наука, 1976.
12. Кравченко С. М. Геохимические критерии генезиса базальтовых магм и состава их мантийных источников // Физические свойства, состав и строение верхней мантии.— М.: Наука, 1974.
13. Куголин В. А. К вопросу о составе верхней мантии в связи с изучением ультраосновных включений в базальтах // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 194, № 2.
14. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны.— М.: Наука, 1968.
15. О'Хара М. И. Интерпретация ультраосновных подуллей в кимберлите и базальте в свете исследований фазовых равновесий при высоких давлениях // Эксперимент. исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах.— М.: Наука, 1972.
16. Пицус Г. В., Агафонов Л. В. Положение альпипотипных гипербазитов в разрезе верхней мантии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука, 1978.
17. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре.— Л.: Наука, 1974.
18. Соболев В. С. и др. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика.— 1972.— № 12.
19. Clark S. P., Turekian K. K. Thermal constraints on the distribution of long-lived radioactive elements in the Earth. // Phil. Trans. R. Soc. Lond.— 1979, A 291.
20. Crozaz G. Uranium microdistributions in stony meteorites and pallasites // Meteoritics.— 1977.— V. 12, N 3.
21. Fediukova E. Concerning the chemistry of the garnets in the rocks of the Klet granulite complex // Acta Universitatis Carolinae — Geologica.— 1969.— N 2.
22. Fiala J. The distribution of elements in mineral phases of some garnet peridotites from Bohemian massif // Krystalinikum.— 1966.— N 4.

23. *Frey F. A., Green D. H.* The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*—1974.— V. 38.
24. *Green D. H., Ringwood A. E.* Mineral assemblages in a modal mantle composition // *J. Geophys. Res.*—1963.— V. 68.
25. *Heier K. S., Adams A. S.* Concentration of radioactive elements in deep crustal material // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*—1965.— V. 29, N 1.
26. *Kleeman J. D., Green D. H., Lovering I. F.* Uranium distribution in ultramafic inclusions from Victorian basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*—1969.— V. 5.
27. *Lambert I. B., Heier K. S.* The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*—1967.— V. 31, N 3.
28. *Mikhailov N. P., Rovsha V. S.* Pyrope — bearing peridotites of the Bohemian massif and their genesis // *Kristalinikum.*—1966.— N 4.
29. *Morioka M. et al.* Uranium, thorium and potassium contents of St. Paul rocks // *Geochemical Journal.*—1971.— N 5.
30. *Shimizu H.* Potassium contents of synthetic clinopyroxenes of high pressures and temperatures // *Earth Planet. Sci. Lett.*—1971.— V. 11, N 5.
31. *Shimizu H.* Experimental study of rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30 kb for basaltic systems // *Geochemical Journal.*—1980.— V. 14.
32. *Tatsumoto M., Hedge C. E., Engel A. E. J.* Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and the ratio of strontium-87 to strontium-86 in oceanic tholeiitic basalt.—1965.— V. 150, N 3698.
33. *Wasserburg G. J. et al.* The relative contributions of U, Th, K to heat production in the Earth // *Science.*—1964.— V. 143, N 3605.
34. *Wiseman J. D. II.* St. Paul rocks and the problem of the upper mantle // *Geophys. J. Res. Astr. Soc.*—1966.— N 11.

ДВГП ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
2 июня 1986 г.

В. Р. Беляева

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ХАЙКТИНСКО-ОРОГЖАНСКОГО МАССИВА

(Верхнее Приамурье)

В работе приведены результаты изучения полевых шпатов из гранитоидов Хайктинско-Орогжанского массива, выяснен режим кислотности-щелочности при их образовании. Показана зависимость формирования

Хайктинско-Орогжанский гранитоидный массив представляет собой крупную гранитно-купольную структуру полифациального строения. Изучение пород массива проводилось в течение ряда лет [2,9—11, 16, 17, 19]. В 1,5—2 км к югу от геометрического центра, где вертикальная мощность массива не превышает 900—1000 м, располагается золотополиметаллическое месторождение, представляющее собой группу грейзеновых тел (зон), самая крупная из которых несет оруденение [1, 10, 17]. Наши исследования выявляют некоторые ранее неизвестные петрологические особенности гранитоидов. Определение условий их формирования позволит подойти к решению вопроса о генезисе рудоносных метасоматитов.

Для выяснения термодинамического режима образования гранитоидов были замерены температуры декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений в кварце*, а также рассчитаны показатели основности гранитоидов ΔZ_T по методу А. А. Маракушева [13]. Для расчетов использованы более 60 химических анализов гранитоидов, измененных под воздействием различных догрейзеновых процессов (табл. 1, 2, рис. 1). Диаграмма на рис. 1, а не обнаруживает закономерности в расположении фигуративных точек. На диаграмме рис. 1, б разброс фигуративных точек еще достаточно высок, расклассифицировать гранитоиды по минералогическому составу и выделить фациальные разновидности не удастся. Фигуративные точки на диаграмме рис. 1, в примерно соответствуют замеренным температурам минералообразования гранитоидов месторождения. Истинные температуры с учетом поправок на давление рассчитаны В. А. Пахомовой [1]. На

различных фациальных типов гранитоидов и соотношения в них К—Na от P — T -условий. Выдвинуто предположение о метасоматическом происхождении изученных пород.

диаграмме четко выявляются три группы. Группа I — с основностью 3 ккал и более — объединяет слабобиотитизированные гранодиориты с заметной перекристаллизацией полевых шпатов, выразившейся в появлении зон и участков грануляции различной формы. Плагноклазовые двойники теряют четкость, но структура плагноклазов сохраняется. Группа II — с основностью от 2,5 до 3 ккал — представлена слабобиотитизированными гранитами с реликтами роговой обманки. Биотит встречается не только в виде гнезд и псевдоморфоз по роговой обманке, но и в различно ориентированных прожилках мощностью 0,2—0,5 мм. Характерна калишпатизация в виде обрастания плагноклазов ортоклазом с периферии зерен и замещения плагноклаза кварц-ортоклазовым агрегатом, а также в форме блестеза. К группе III с основностью от 2 до 2,5 ккал относятся самые кислые разновидности гранитоидов. Все изменения, характерные для гранитоидов месторождения, в этой группе проявлены особенно интенсивно. Кроме псевдоморфозных замещений и гнездово-прожилковых выделений, здесь появляется мелкочешуйчатый биотит, который развивается по плагноклазу совместно с мусковитом-серпичитом. Плагноклазы «закрыты» почти непрозрачным «чехлом» слюды, сохраняя первичную огранку зерна. Центральные участки отдельных зерен остаются чистыми, водяно-прозрачными, с четкими двойниками и высоким содержанием аортитовой молекулы (до № 60), что наводит на мысль об их метасоматическом происхождении. Там, где плагноклазы сохранили двойниковую структуру, они имеют нормальные для гранитов номера от альбитов до олигоклазов. Таким образом, разделение пород по группам основности нашло свое отражение в их минералогии. Анализ этой диаграммы показывает, что повышение основ-

* Замеры температур гомогенизации и декрепитации кварцев произведены В. А. Пахомовой.

Химический состав различных типов гранитоидов

Номер образца	Тип гранитоидов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	п. п. п. п.	Σ
2261	Гранит порфи- рбластовый	63,70	0,30	12,28	1,45	1,95	1,18	0,18	7,51	1,45	3,89	0,18	1,06	—	2,96	98,24
2272	То же	67,86	0,37	15,46	0,80	2,46	0,90	0,08	2,80	3,45	4,03	0,19	0,36	0,12	0,59	99,47
2274	»	67,22	0,37	16,10	1,47	1,77	1,16	0,09	2,98	3,62	4,16	0,19	0,27	0,11	0,34	99,85
2404	»	62,90	0,49	18,20	1,31	2,74	1,87	0,12	4,37	3,48	2,62	0,29	—	0,20	0,82	99,41
2406	»	69,14	0,34	14,57	1,00	2,07	0,66	0,09	2,46	3,80	4,25	0,31	0,80	0,13	—	99,62
2431	»	65,48	0,76	15,76	2,63	1,16	0,10	2,98	4,06	3,64	0,20	0,64	0,28	—	—	100,24
2465	»	62,30	0,86	17,83	1,83	2,92	1,30	0,85	1,75	0,32	7,68	0,50	1,36	—	—	99,50
2846	»	67,78	0,26	15,54	2,14	1,34	1,29	0,08	4,03	4,56	1,60	0,15	0,77	0,12	0,24	99,90
2273	Гранодиорит	56,65	0,52	18,84	1,60	5,65	3,60	0,07	4,91	4,29	2,32	0,20	1,42	—	—	100,07
2354	»	64,60	0,35	17,21	1,59	1,77	1,37	0,09	3,50	4,45	4,00	0,21	0,28	0,10	0,62	99,84
2401	Гранит изменен- ный	71,66	0,40	12,90	1,61	1,67	0,26	0,07	1,58	2,95	5,34	0,14	0,38	0,14	0,39	99,49
2440	То же	74,14	0,13	12,91	0,96	1,07	0,52	0,06	1,93	4,10	2,96	0,12	0,48	—	0,35	99,73

Примечание. Анализы выполнены А. А. Гришюк,

ности гранитоидов с увеличением температуры происходит строго закономерно. Фигуративные точки ложатся практически на одну прямую, которая делит угол между осями координат почти пополам, т. е. основность пород находится в прямой зависимости от температуры в интервале 600—900 К, что практически соответствует определенным нами температурам 210—500°C.

Наиболее существенными догрейзеновыми процессами в районе являются калишпатизация, биотитизация-мусковитизация и сульфидизация, поэтому естественно сопоставить основность пород с их калиестью ($K/(K+Na)$) и железистостью ($Fe/(Fe+Mg)$). Эти характеристики могут значительно варьировать при постоянстве величины ΔZ_T и на термодинамической и петрохимической основе позволяют

Таблица 2

Основность гранитоидов ΔZ_T , их калиесть $K/(K+Na)$ и железистость $Fe/(Fe+Mg)$; температура минералообразования

Номер образца	$\Delta Z_{298} K$ (ккал)	$\Delta Z_{600} K$ (ккал)	$\Delta Z_{900} K$ (ккал)	Fe/(Fe+Mg)	K/(K+Na)	Замеренная температура, °C
2272	1,253	2,015	2,582	0,78	0,54	370
2273	1,869	2,946	3,532	0,69	0,35	—
2274	0,959	2,141	2,720	0,74	0,55	—
2354	1,818	2,448	3,050	0,71	0,49	500—325
2401	1,372	1,755	2,335	0,93	0,64	305
2406	1,230	2,016	2,603	0,82	0,52	145
2431	1,409	2,180	2,763	0,82	0,47	210
2440	-0,133	1,536	2,088	0,80	0,42	285—165
2465	-2,300	2,101	2,641	0,78	0,96	—
2404	0,470	2,196	2,729	0,68	0,43	—
2846	1,182	1,919	2,464	0,73	0,26	—
2261	0,568	2,172	2,712	0,74	0,73	—

не только оценить метасоматические процессы, но и подойти к проблеме реконструкции исходных пород (рис. 2). За основу взяты диаграммы в координатах «общая основность — железистость и общая основность — калиесть» с нанесенными на них полями основности осадочных пород различного состава и вариационной кривой магматических пород щелочно-земельного ряда. Все фигуративные точки попадают в поле средне-кислых образований с показателями основности от 2 до 3,5 ккал. По калиеости и железистости они далеко отстоят вправо и влево (соответственно) от вариационной кривой, что объясняется процессами калишпатизации и сульфидизации гранитоидов.

Группа I — гранодиориты — образует замкнутый контур вытянутой по вертикали формы и характеризуется наименьшей калиестью и железистостью (минералогически она наименее изменена).

Группа II — порфиробластовые граниты — располагается вытянутой в горизонтальном направлении полосой по калиеости и почти изометричным контуром по железистости, цифры железистости достаточно велики и стабильны (от 0,65 до 0,75), а разброс значений калиеости весьма широк, от 0,3 до 0,96, с некоторым отклонением в сторону кривой пород щелочно-земельного ряда, смыкаясь в этом плане с группой III пород.

В группу III входят наиболее измененные граниты с новообразованиями плагиоклазов в центральных частях серицитизированных полевых шпатов: контур калиеости наиболее близок к вариационной кривой (смена калиевого характера щелочности натровым). Железистость повышается, что соответствует увеличению сульфидизации пород. Намечаются закономерности в изменении калиеости-желези-

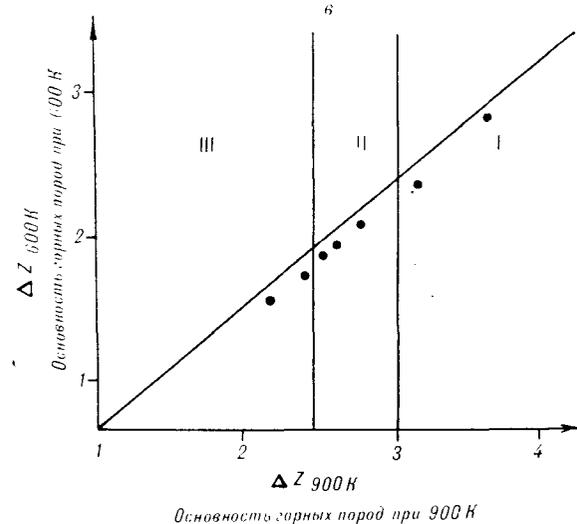
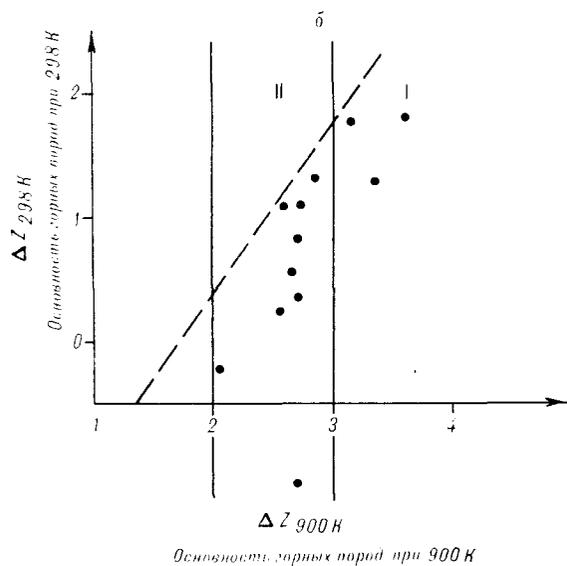
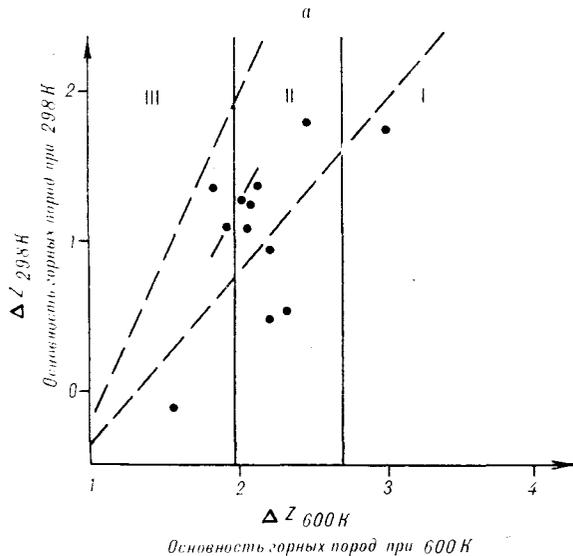
Рис. 1. Группы основности гранитоидов (римские цифры), выделенные по величине: а — $\Delta Z_{298K} - \Delta Z_{600K}$; б — $\Delta Z_{298K} - \Delta Z_{900K}$; в — $\Delta Z_{600K} - \Delta Z_{900K}$.

стости: с понижением основности железистость повышается, что однозначно свидетельствует о прогрессивном характере метаморфизма. Калиевость характеризуется более сложным распределением: она повышается в порфиобластовых гранитах по сравнению с гранодиоритами и снижается в гранитах третьей группы, наиболее измененных. Повышение калиевости связано с калиевым метасоматозом — ранней стадией гранитизации. Поэтому отклонение фигуративных точек на диаграмме калиевости влево может служить надежным критерием отличия неизмененных пород от их гранитизированных аналогов. В то же время смещение контуров поля гранитов на диаграмме калиевости влево, в сторону кривой пород щелочно-земельного ряда, свидетельствует о тенденции смены калиевого щелочного режима натровым, что прямо связано с эволюцией метаморфизма в регионе.

Таким образом, выявлена прямая зависимость фациального состава гранитоидов и их щелочной специализации (тенденции замены калиевой на натровую) от термодинамического режима становления массива. Такие фациальные соотношения могут устанавливаться в результате метасоматической фельдшпатизации габброидных и амфиболизированных пород, вмещающих данный массив. Можно предполагать метасоматическое происхождение самих гранитоидов путем гранитизации вмещающих пород без прохождения ими магматической стадии, в результате привноса гранитообразующих агентов минерализации, в первую очередь калия. Подобную концепцию метасоматической гранитизации основных пород развил К. Менерт [15]. Он считает возможным низкотемпературное происхождение гранитоидов, подобное тому, которое зафиксировано нами методами гомогенизации и декрепитации.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Для дальнейшей детализации эволюции калий-натриевых соотношений в породах были изучены полевые шпаты гранитоидов. Информация, получаемая при изучении полевых шпатов, настолько обширна и универсальна, что позволяет во многих случаях однозначно решать вопросы происхождения пород и их структурно-фациальных взаимоотношений. Подробный обзор исследований полевых шпатов приводится в монографии А. С. Марфунина [14]. После выхода в свет указанной книги появилось множество работ, посвященных изучению полевых шпатов, что свидетельствует о



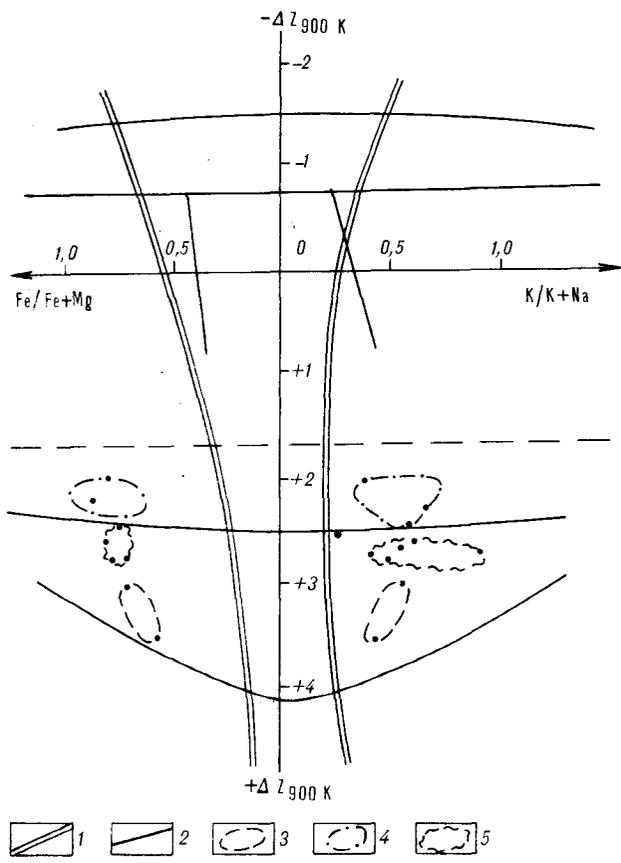


Рис. 2. Общая основность, калиевоcть и железистость гранитоидов.

1 — магматические породы щелочно-земельного ряда; 2 — границы полей различных типов осадочных пород; 3 — гранодиориты; 4 — порфиробластовые граниты; 5 — серицитизированные и биотитизированные граниты с «новым» плагиоклазом.

неослабевающим интересе исследователей к этим минералам. Пример таких фундаментальных исследований — работы Г. А. Валуи [3—5, 12]. В настоящей работе приводятся отдельные данные из [3] для сравнения и уточнения характеристик полевых шпатов из гранитоидов Хайкстинско-Орогжанского массива. Г. А. Валуи провела анализ сходимости результатов, полученных разными методами. В качестве одного из основных способов мы используем оптический, т. к. при исследовании полевых шпатов оказалось невозможным получить достаточную навеску химически чистого минерала, свободного от микропримесей и микросростков с другими минералами, поскольку все породы района изменены процессами дорудного метаморфизма-метасоматоза. Для единичных образцов получены качественные диффрактограммы и микронзондовые анализы.

Состав плагиоклазов определялся на четырех- и пятиосном столике Федорова по ориентировке полюсов спайности (001) и (010), по координатам двойниковой оси, или в разрезах $\perp [100]$ и в зоне $\perp 010$ по максимальному симметричному угасанию альбитовых двойников ($Np' : 010$). В случае двойникового не по альбитовому, а по осевому или сложному законам, определялся максимальный угол $Np' : 010$ для каждого двойника отдельно [18]. Для определения состава использовались диаграммы из работ [8, 16] (для высокотемпературных плагиоклазов) и [6] (для плагиоклазов более основных, чем № 30). Заверка полученных составов производилась по показателям преломления, измеренным иммерсионным методом с использованием диаграммы Трегера [20]. Структурное состояние оценивалось по диаграммам Марфунина «состав — степень упорядоченности — оптическая ориентировка», Ван-де-Киркова и с помощью угла $2V$ на диаграмме Слеммонса [29] $2V$ — состав — промежуточный индекс. На рис. 3, а приведены диаграммы Слеммонса с нанесенными на них точками изученных плагиоклазов (табл. 3).

Все плагиоклазы по составу относятся к олигоклазу-андезину, в гранодиоритах они более основные, чем в порфиробластовых гранитах. Интересно распределение аномальной составляющей в плагиоклазах измененных гранитов: при отсутствии зональности центральные чистые участки зерен имеют гораздо более высокие номера, чем мусковитизированные периферические части (см. табл. 3, 4).

При диффрактометрическом изучении отдельных плагиоклазов состав их оказался заниженным по сравнению с результатами оптического определения. Мы использовали диаграмму $2\theta_{241-241} - 2\theta_{131-131}$ (см. рис. 3, б, табл. 4) для упорядоченных и промежуточных плагиоклазов [21] с нанесенными на ней точками плагиоклазов, по [3]. Точки высокого и низкого альбита и нескольких неупорядоченных плагиоклазов смещены в сторону завышения основности, большее же число образцов дает хорошую сходимость с результатами микрокопии. Изученные плагиоклазы являются упорядоченными и попадают на диаграмме в поле альбита-олигоклаза. Состав плагиоклаза для дальнейших построений взят по оптическим замерам. Степень упорядочения плагиоклазов не превышает 80 по Слеммонсу (0,65 по Марфунину; см. табл. 3, рис. 3, а). На диаграмме рис. 3, а-1 нанесены точки плагиоклазов из гранодиоритов и порфиробластовых гранитов. Плагиоклазы гранодиоритов наименее упорядоченные, плагиоклазы гранитов имеют проме-

Состав и структурное состояние плагиоклазов, по данным различных методов

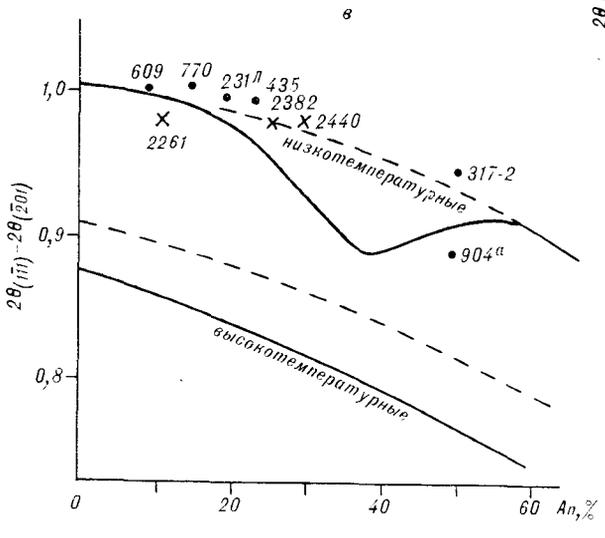
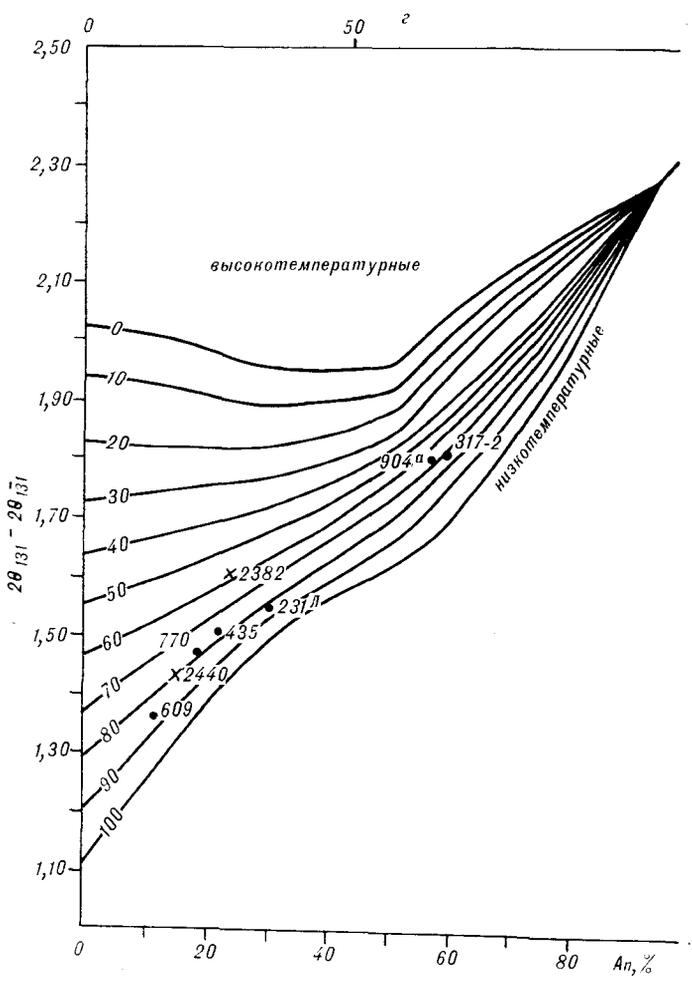
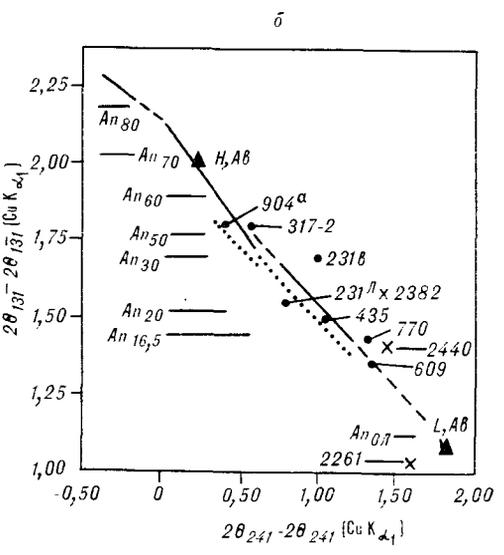
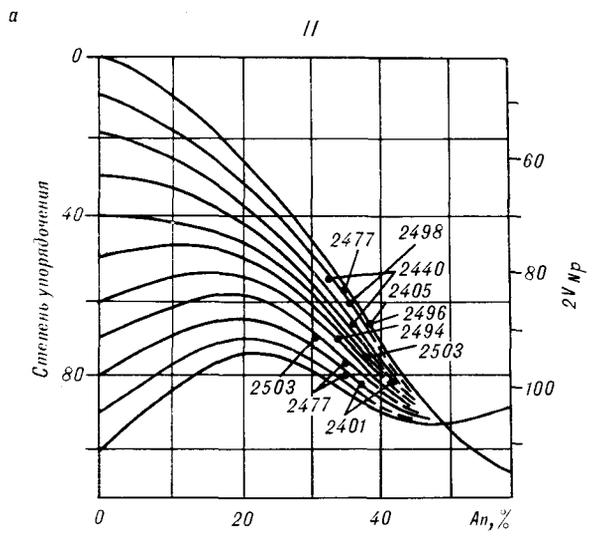
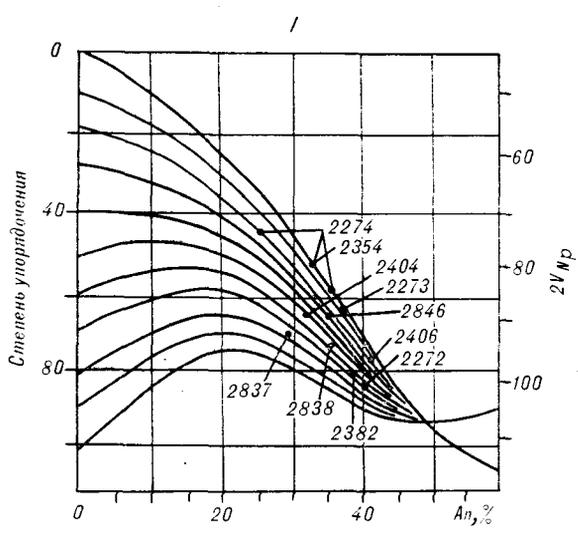
Номер образца	Порода	Состав (в % анортита)		$2V_{\text{Np}}$	Упорядоченность			Структурное состояние по диаграммам рисунков			
		Рентген	Оптическое определение		по Мар-фуцуну	по Слеммонсу	по Ванде-Кирпоку	3, а	3, б	3, в	3, г
2272	Гранит-порфиробластовый	—	40	100	0,6	65	0,6	—	—	—	—
2273	Гранодиорит	—	38, 35	88,89	—	0, 30	—	—	—	—	—
2274	Гранит порфиробластовый	—	33, 25, 36	79, 72, 84	—	0, 20, 0	—	—	—	—	—
2354	Гранодиорит	—	33	78	—	0	—	—	—	—	—
2401	Гранит измененный	—	33, 43	99	0,65	75, 40	0,4	—	—	—	—
2404	Гранит порфиробластовый	—	31	87	0,5	55	—	—	—	—	—
2405	Гранит измененный	—	40	89	—	0	—	—	—	—	—
2406	Гранит порфиробластовый	—	37, 42	83, 97	—	10, 20	0,1	—	—	—	—
2477	Гранит измененный	—	35	82, 95, 98	—	10, 75, 85	—	—	—	—	—
2494	То же	—	34	92	—	60	—	—	—	—	—
2496	»	—	40	88	—	0	0,1	—	—	—	—
2498	»	—	35	85	—	10	—	—	—	—	—
2837	Гранит порфиробластовый	—	29	92	0,6	75	—	—	—	—	—
2838	То же	—	35	93	—	60	—	—	—	—	—
2846	»	—	34	88	—	30	—	—	—	—	—
2382	»	29	34—39	98	—	60	—	0	0	0	0
2261	»	12	—	—	—	—	—	0	0	0	0
2440	Гранит измененный	27	37, 32	88, 80	0	20, 10	—	0	0	0	0
B-609	Аплит-негматит	12	12	—	—	—	—	—	0	0	0
B-770	Гранит	16	—	—	—	—	—	—	0/Д	0	0
B-231 ^П	То же	21	26, 9	—	—	—	—	—	0	0	0/Д
B-435	»	20	30, 23	90, 86	0,5	100, 90	—	—	0	0	0
B-317-2	Гранодиоритовое включение	52	20	80	1,0	70	—	—	0/Д	0/Д	0/Д
B-904 ^а	То же	50	—	—	—	—	—	—	0/Д	0/Д	0/Д
2503	Гранит измененный	—	30, 38	91, 93	0,5	75, 80	0,6	—	—	—	—

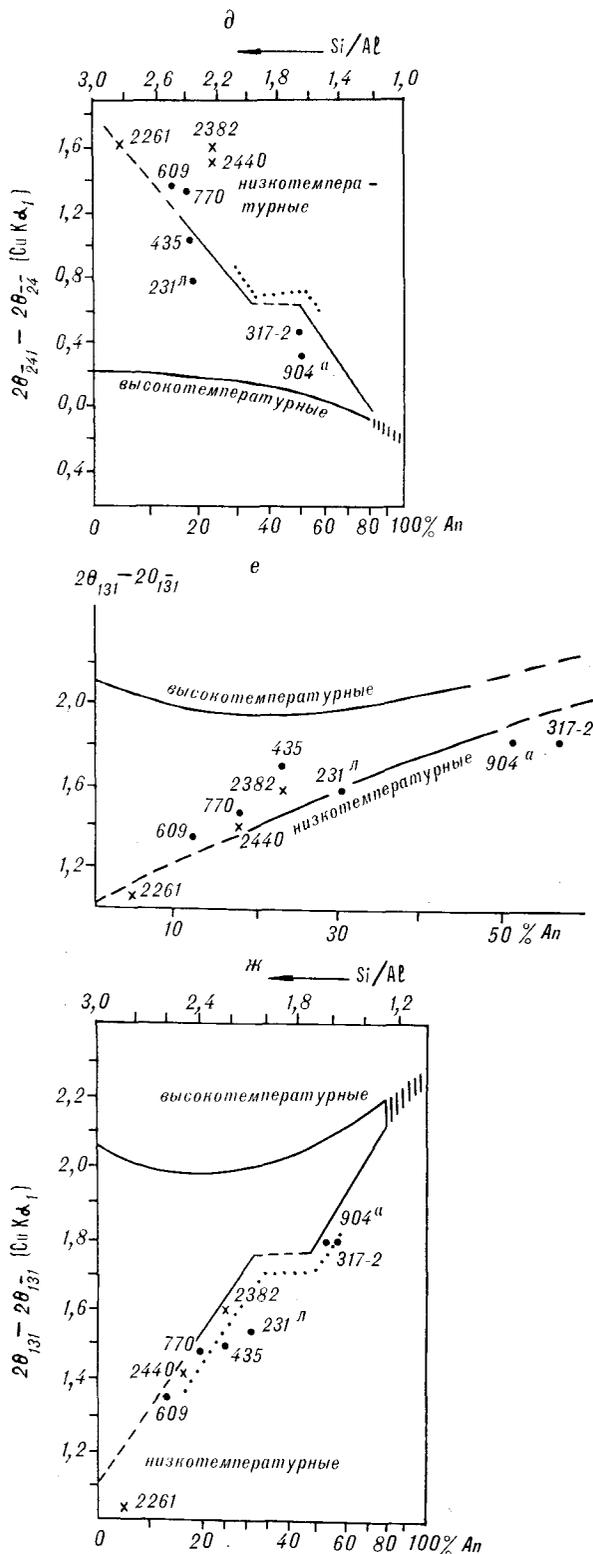
Примечание. 0 — упорядоченный плагиоклаз, 0/Д — промежуточный плагиоклаз, образцы с индексом «В» взяты по [3].

жуточный индекс от 0 до 65. На диаграмме рис. 3, а-II показаны точки плагиоклазов измененных гранитов. Здесь заметен разброс фигуративных точек по составу и степени упорядочения. Метасоматические плагиоклазы менее упорядоченные, промежуточный индекс от 0 до 30, отмечается повышенное содержание анортитовой молекулы. Биотитизированные и серицитизированные плагиоклазы (или периферические части «новых» плагиоклазов) с промежуточным индексом 50—80 характеризуются более кислым составом и меньшей стабильностью соответствия состава степени упорядочения, т. е. процесс анортитизации накладывает отпечаток на все структурно-оптические характеристики минерала. На других диаграммах (см. рис. 3, в—ж) точки всех плагиоклазов ложатся вблизи низкотемпературных кривых или находятся на самой кривой. Сходимость результатов для разных отражений

полная. Рентгеноструктурные исследования плагиоклазов удовлетворительно согласуются с данными оптических исследований структурного состояния, на основании чего можно сделать вывод о низкотемпературном промежуточном состоянии метасоматических плагиоклазов и низкотемпературном упорядоченном структурном состоянии плагиоклазов гранитов и гранодиоритов.

В работах некоторых зарубежных исследователей приведены данные по использованию разности отражений на рентгенограммах в качестве термометра. В частности, в работе В. С. Маккензи [26] приводятся диаграмма, построенная в координатах $(2\theta_{131} - 2\theta_{1\bar{5}1}) - T^{\circ}\text{C}$, а также диаграмма для оценки давлений для тех же отражений. Все плагиоклазы попадают на диаграмме в области температур 450—470°C при давлении 1000 атм.





Фазовые превращения в этой группе полевых шпатов более сложны, чем в плагиоклазах, т. к. эти превращения являются комплексным процессом упорядочения, распада и двойникования. Оптические свойства калишпатов являются функцией состава и степени упорядоченности: существует вполне определенная связь между углом оптических осей $2V$ и степенью упорядоченности в зависимости от состояния щелочного полевого шпата. Поэтому, определив $2V$ калишпата, можно судить о его гомогенности или пертитовом состоянии, даже если это крипто- или субмикроскопические пертиты. Используя диаграмму А. С. Марфунина «Распределение гомогенных и пертитовых полевых шпатов в зависимости от состава и угла оптических осей» [14], определяем состояние исследованных полевых шпатов как пертитовое, а в случае оптически неопределимых пертитов — как криптопертитовое или субмикроскопическое (табл. 5, 6). Состав определялся по диаграмме А. С. Марфунина по углу $\perp (001) \wedge Nm$ в разрезах со спайностью (001), а также по диаграмме *nt* — состав [7]. Сходимость результатов удовлетворительная, но мы ориентировались на диаграмму А. С. Марфунина, т. к. оптические замеры можно сделать отдельно для каждой фазы пертитов, а замеры показателей преломления валовые. Степень упорядоченности S определялась по формуле А. С. Марфунина для минералов ряда ортоклаз — микроклин: $S_{тр} = 0,025(2V - 44)$, где $2V$ — угол оптических осей, который определялся для каждого калишпата образца в отдельности. Процесс упорядочения вызывает в калишпате отклонение от моноклинной сингонии. Оно измеряется углом $Ng : (010)$ в разрезах с хорошо проявленной спайностью 010. По формуле $\Delta_0 = 0,555X$, где X — угол $Ng : \perp (010)$, определялась «оптическая триклинность» калишпатов (по аналогии с «рентгеновской триклинностью»), и по диаграмме А. С. Марфунина $2V - Ng \perp (010)$ делался вывод о структурном состоянии существенно калиевых полевых шпатов.

Дополнительно к оптическим исследованиям в рентгеноструктурном кабинете ДВГИ Т. Б. Афанасьевой на приборе УРС-50И проведено дифрактометрическое изучение одного из

Рис. 3. Диаграммы для оценки структурного состояния плагиоклазов.

a — оптически по углу $2V$ [31]; I — гранодиоритов и порфиروبластовых, II — измененных гранитов; *b* — для определения состава плагиоклаза по разности отражений $2\theta_{131-131}$ и $2\theta_{241-241}$ на дифрактограммах [21]; *e* — по отражениям $1\bar{1}1$ и $2\bar{0}1$ [31]; *z* — по отражениям 131 и $1\bar{3}1$ [21]; *d* — по отражениям 241 и $2\bar{4}1$ [21]; *e* — по отражениям 131 и $1\bar{3}1$ [30]; *ж* — по отражениям 131 и $1\bar{3}1$ [29]. Точки — плагиоклазы, по [3], крестики — изученные плагиоклазы.

Значения 2θ некоторых отражений плагиоклаза и их состав (в % анортита)

2θ	Номер образца									
	ЗЫ-2440	ЗЫ-2261	ЗЫ-2382	В-904 ^а	В-231 ^л	В-435	В-609	В-317-2	В-31 ^в	В-770
$\bar{2}01$	22,02	22,09	21,99	22,00	22,00	22,01	22,06	22,05	22,10	22,04
$\bar{1}\bar{1}1$	23,00	23,07	22,92	22,90	23,00	23,01	23,06	23,00	23,00	23,08
$11\bar{1}$	23,62	23,57	23,67	23,70	23,40	23,61	23,61	—	23,40	23,52
$111-\bar{1}\bar{1}1$	0,62	0,50	0,75	0,80	0,40	0,60	0,55	—	0,40	0,45
$1\bar{1}\bar{1}-\bar{2}01$	0,98	0,98	0,98	0,90	1,00	1,00	1,00	0,95	0,90	1,04
$\bar{1}31$	29,95	30,14	29,78	29,70	29,85	29,85	29,95	29,80	29,75	29,91
131	31,37	31,17	31,48	31,50	31,40	31,35	31,30	31,60	31,40	31,37
$131-\bar{1}\bar{3}1$	1,42	1,03	1,60	1,80	1,55	1,50	1,35	1,80	1,65	1,46
$\bar{2}41$	36,60	36,82	36,01	35,90	35,80	36,30	36,55	35,95	36,38	36,45
$\bar{2}\bar{4}1$	35,15	35,22	35,36	35,50	35,00	35,25	35,20	35,35	35,40	35,10
$241-\bar{2}41$	1,45	1,60	1,45	0,40	0,80	1,05	1,35	0,60	0,98	1,35
$\bar{2}04$	51,32	51,13	51,38	51,40	51,20	51,28	51,28	51,35	51,35	51,25
400	49,92	50,06	49,98	50,15	50,00	49,83	49,93	49,85	49,90	49,94
113	50,72	50,62	50,72	50,85	50,75	50,68	50,68	50,70	50,75	50,65
$204-\bar{2}00$	1,40	1,07	1,40	1,25	1,20	1,60	1,35	1,50	1,45	1,31
Состав по оптическому определению	29, 37, 32	11, 8, 7, 4, 5	34, 35, 37, 33, 39	—	26,9	30, 23	12	20	—	—

Состав в % анортита

$131-\bar{1}\bar{3}1$	16	5	23	50	30	23	12	52	—	18
$\bar{2}04-\bar{4}00$	26	8	30	18	8	19	17	19	—	15
$111-\bar{1}\bar{1}1$	32	9	38	—	—	16	10	—	—	0
$131-\bar{2}41$	36	8	25	53	21	20	10	51	—	16
$\bar{2}41-\bar{2}\bar{4}1$	25	5	26	—	—	—	—	—	—	—

образцов. Валовой состав пертитов определялся по отношению интенсивностей отражений 201 ортоклаза и 201 альбита по диаграмме Кюльмера [25]. Для контроля в этом образце замерены показатели преломления, состав определялся по диаграмме N_p, N_{sp} — состав, по Хьюлетту [23]; для оптического определения состава бралась та же навеска, что и для порошкограммы. Состав калиевой фазы определялся по формуле Т. Райта [32]. Структурное состояние калишпата оценивалось по степени упорядоченности по формуле

$$\delta p = \frac{9,063 - 2\theta_{060} - 2\theta_{204}}{0,340} \quad \text{П. Регланда [27],}$$

а также на диаграмме (рис. 4) Т. Райта с линиями равной упорядоченности, по П. Регланду. Рентгеновская триклинность, являющаяся мерой изменения упорядоченности КПШ, определялась по отражениям 131 и $\bar{1}\bar{3}1$ по формуле Гольдшмита и Лавеса [22]. Структурно-

оптический тип калишпата по оптическим и дифрактометрическим определениям идентичен.

Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы. Все калишпаты представляют собой пертиты распада или замещения, при содержании альбитовой составляющей более 50% — антипертиты или альбитовые пертиты. Состав меняется от почти чистых ортоклазов в гранодиоритах до почти чистых альбитов в некоторых образцах порфиробластических гранитов. Во всех образцах микроскопически наблюдаются два вида калишпата: первичный и более поздний вторичный. Последний образует порфиробласты с большим количеством включений и обломков других минералов или минеральных агрегатов. Третий вид щелочного полевого шпата фиксируется в виде каемок прозрачного калишпата вокруг зерен плагиоклазов. И, наконец, калишпат совместно с кварцем и карбонатом образует различно ори-

Оптические константы и структурно-оптический тип некоторых калишпатов

Номер образца	Порода	$2V_{Np}$	n_p	n_g	Состав по показателю преломления	$\Delta(001) \wedge Nm$ ($^\circ$)	Состав по углу (001) $\wedge Nm$	$\perp(010) \wedge Ng$ ($^\circ$)	Степень упорядоченности, S	Триклинность, Δ	Структурно-оптический тип КПШ
2272	Гранит порфиро- бластовый	70	1,519	1,525	Op ₈₄ Ab ₁₆	6	Op ₉₀ Ab ₁₀	—	0,65	—	Ортоклаз-пертит- субмикроскопи- ческий
		76				5	Op ₉₆ Ab ₄	—	0,80	—	
2273	Гранодиорит	76	1,515	1,522	Op ₁₀₀ Ab ₀	13	Op ₄₅ Ab ₅₅	12	0,80	—	Пертитовый аль- бит
		68				6	Op ₈₉ Ab ₁₁	—	0,60	—	
		74				0	Op ₁₀₀ Ab ₀	—	0,75	—	Ортоклаз
		55				6	Op ₉₀ Ab ₁₀	14	0,27	0,78	
53	8	Op ₇₆ Ab ₂₄	11	0,22	0,61	То же					
2274	Гранит-порфиро- бластовый	70	1,520	1,526	Op ₇₆ Ab ₂₄	16	Op ₀ Ab ₁₀₀	15	0,65	—	Альбит
		76				14	Op ₃₀ Ab ₇₀	—	—	—	
		84				13	Op ₅₀ Ab ₅₀	13	0,80	—	Пертитовый аль- бит
									То же		
2401	Гранит изменен- ный	70	1,518	1,524	Op ₇₉ Ab ₂₁	—	—	—	1,0	—	Ортоклаз-крипто- пертит
2431	Гранит порфиро- бластовый	80	»	»	»	—	Op ₁₀₀ Ab ₀	0	0,90	0,90	Низкий ортоклаз
2440	Гранит изменен- ный	84	1,520	1,526	Op ₇₅ Ab ₂₅	—	—	15	1,00	0,83	Низкий орто- клаз *
		78				—	—	14	0,85	0,22	
		68				4	Op ₁₀₀ Ab ₀	4	0,60	0,22	То же
2465	Гранит порфиро- бластовый	62	1,518	1,524	Op ₇₉ Ab ₂₁	9	Op ₆₅ Ab ₃₅	10	0,45	—	Ортоклаз-крипто- пертит
		72				Op ₉₆ Ab ₄ **	12	Op ₅₀ Ab ₅₀	1	0,70	
		72			16	Op ₁₀ Ab ₉₀	5	0,70	—	То же	
		62			12	Op ₃₀ Ab ₇₀	0	0,45	—		»

* Состав определен электронно-зондовым микроскопическим анализатором JXA-5A, аналитик Н. И. Кирюхина.

** Структурное состояние определено дифрактометрическим методом Т. Б. Афанасьевой.

ентированные прожилки, пересекающие все минералы. Он является самым поздним и, вероятно, наиболее низкотемпературным. В гранодиорите имеются все перечисленные типы калишпатов, порфиробластовые и измененные граниты характеризуются обилием вторичных калишпатов различного генезиса, а первичный ортоклаз встречается только в редких реликтах. Можно предполагать, что первичный калишпат кристаллизовался при высоких температурах (500°C и выше) и сначала представлял собой гомогенный твердый раствор. В процессе снижения температуры и при метасоматозе происходило упорядочение кристаллов с образованием пертитов распада и замещения. Так, в гранодиоритах КПШ имеют упорядоченность от 0,22—0,27 (первичные) до 0,6—0,8 (пертитовые альбиты и ортоклаз-криптопертиты). В измененных гранитоидах калишпаты представлены промежуточным — низким ортоклазом. Цифры упорядочения достигают 0,8—1,0, и

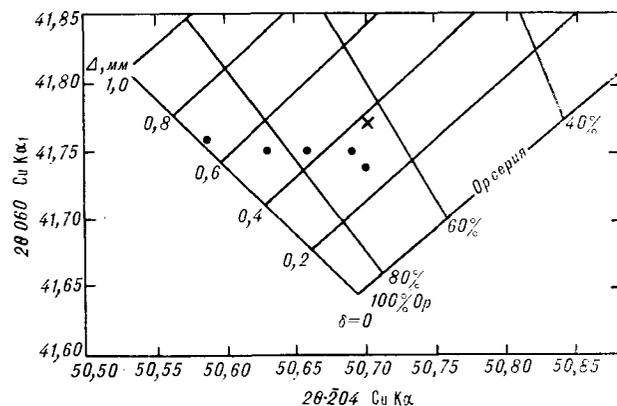


Рис. 4. Диаграмма для оценки структурного состояния калишпатов [27, 32]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

как следствие, возрастает триклинность (0,83—0,90).

Для ориентировочной оценки температуры и давления процесса гранитообразования по со-

Состав и рентгенографическая характеристика некоторых каликатровых полевых шпатов

Номер образца	Порода	$\Delta\rho$	$2\theta_{060}$	$2\theta_{204}$	$2\theta_{201}$	Состав по химическому анализу	Валовой состав пертитов	Состав калиевой фазы	
2440	Гранит калишпатизированный	0,0	41,77	50,70	0,39	21,00	$Or_{81}Ab_{19}^*$	$Or_{98}Ab_2$	$Or_{96}Ab_4$
В-485и **	Пегматит	0,0	41,75	50,63	0,54	21,00	$Or_{62}Ab_{36}An_2$	$Or_{60}Ab_{40}$	$Or_{96}Ab_4$
В-466д	Гранодиорит	0,0	41,75	50,66	0,45	21,03	—	$Or_{71}Ab_{29}$	$Or_{93}Ab_7$
В-957е	Гранит	0,4	41,74	50,70	0,30	21,00	—	$Or_{66}Ab_{34}$	$Or_{96}Ab_4$
В-435	Гранит	0,62	41,76	50,59	0,68	21,00	$Or_{59}Ab_{38}An_3$	$Or_{67}Ab_{33}$	$Or_{96}Ab_4$
В-609	Аплит-пегматитовая дайка	0,0	41,75	50,69	0,36	21,00	$Or_{67}Ab_{32}An_1$	$Or_{60}Ab_{40}$	$Or_{96}Ab_4$

* Состав определен оптическим методом по показателям преломления. ** Образцы с индексом «В» взяты по [3].

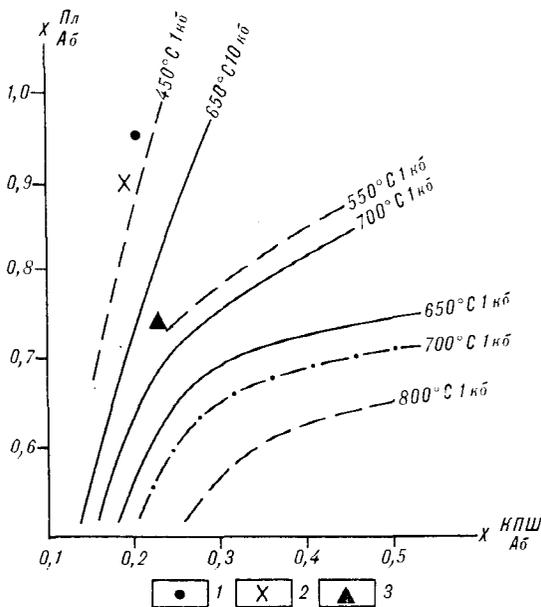


Рис. 5. Распределение натрия между сосуществующими плагиоклазами и КФШ. Штрихпунктирная линия, по данным Д. Ийямы [24], сплошные и пунктирные линии, по Г. Зеку [28]. 1 — порфиробластовые; 2 — измененные граниты; 3 — гранодиориты.

ставу сосуществующих плагиоклазов и КФШ использована диаграмма «Распределение натрия между сосуществующими плагиоклазами и КФШ» с нанесенными на нее данными Дж. Ийямы [24] и Г. Зека [28] (рис. 5). Наши точки полевошпатовых пар занимают области наиболее низкотемпературных из приведенных на диаграмме кривых. Пара из гранодиоритов находится в самой высокотемпературной позиции и характеризуется максимальной долей альбита в ортоклазе. Полевошпатовые пары из

порфиробластовых и измененных гранитов имеют минимальные для данной диаграммы точки температур (у Г. А. Валуя это точки метасоматически измененных гранитов). Доля альбитового компонента в калишпатах заметно снижается, в измененных гранитах она выше, чем в порфиробластовых. В первом и во втором случаях точки полевошпатовых пар лежат вблизи кривых 550°C, 1 кбар и 450°C, 1 кбар соответственно.

Результаты исследования калишпатов хорошо сопоставимы с данными изучения плагиоклазов и кислотно-щелочного режима минералообразования гранитоидов. Ориентировочные температуры, полученные по двуполевошпатовому термометру, аналогичны таковым по плагиоклазам, а распределение натрия между сосуществующими плагиоклазом и КФШ и относительное увеличение доли альбитовой составляющей в измененных гранитах соответствует установленной нами тенденции смены калиевого режима натровым, что как указывалось выше, является следствием эволюции метаморфизма в регионе. Высокая упорядоченность плагиоклазов, низкотемпературное структурное состояние калишпатов и тенденция смены калиевого режима начальных стадий минералообразования натровым при понижении температуры свидетельствуют о высокой интенсивности процессов метаморфизма — метасоматоза в районе и о метасоматическом происхождении самих гранитоидов.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить Г. А. Валуя за советы и обсуждение в процессе написания статьи и Т. Б. Афанасьеву за выполненные анализы и консультации при их обработке и расшифровке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева В. Р., Пахомова В. А. Условия минералообразования рудоносных метасоматитов одного из месторождений Приамурья // Геология и металло-

генция рудных районов Дальнего Востока. — Владивосток, 1985.

2. Буряк В. А., Гуменюк В. А. и др. Новый (тур-

- малин-гранат-кварц-серпентиновый) тип золотоносных метасоматитов // Докл. АН СССР.—1978.— Т. 241, № 5.
3. *Валуй Г. А.* Полевые шпаты малоглубинных гранитоидов Прибрежной зоны Приморья // Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока.— Владивосток, 1975.
 4. *Валуй Г. А.* Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов.— М.: Наука, 1979.
 5. *Валуй Г. А., Афанасьева Т. Б., Нарнов Г. А.* Структурно-оптические типы кали-натровых полевых шпатов малоглубинных гранитоидов // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока.— Владивосток, 1973.
 6. *Ван-де-Курков Ю. В.* Новый вариант диаграммы для определения средних — основных плагиоклазов на Федоровском столбике // Бюл. вулканол. станции.— 1974.— № 50.
 7. *Дир Г. А., Хаун Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 4.— М.: Мир, 1966.
 8. *Заварицкий А. Н., Соболев В. С.* Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов // Зап. ВМО.— 1958.— Ч. 87.— Вып. 5.
 9. *Залищак Б. Л.* Условия образования аортитизированных гранодиоритов — нового типа метасоматитов // Термобарогеохимия в геологии. Тез. VI Всесоюз. совещ. Т. 1.— Владивосток, 1978.
 10. *Залищак Б. Л., Беда В. Д. и др.* Особенности эндогенной минерализации Хайктинской очаговой структуры (Верхнее Приамурье) // Геология окраин континентов.— Владивосток, 1979.
 11. *Калинкин Н. Я.* Березитовое золотополиметаллическое месторождение // Вопросы золотоносности Дальнего Востока.— Благовещенск, 1974.
 12. *Коребаум С. А., Валуй Г. А.* Некоторые особенности петрографии и кристаллизации гранитоидов Мутухинского интрузива (Приморье) // Магматические породы Дальнего Востока.— Владивосток, 1973.
 13. *Маракушев А. А.* Метод термодинамического расчета показателей основности горных пород и минералов // Бюл. МОИП.— 1976.— Т. LI, вып. 1.
 14. *Марфунии А. С.* Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // Тр. ИГЕМ.— 1962.— Вып. 78.
 15. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов.— М.: Мир, 1971.
 16. *Петраченко Р. И., Залищак Б. Л., Беляева В. Р.* Состав и зональность апогранитных метасоматитов на золоторудном проявлении // Метасоматизм и рудообразование. Тез. V Всесоюз. конф.— Л., 1982.
 17. *Петраченко Р. И., Беляева В. Р., Залищак Б. Л.* Метасоматиты золотополиметаллического месторождения в области мезозойской тектономагматической активизации // Метасоматиты месторождений благородных металлов Дальнего Востока.— Владивосток, 1984.
 18. *Саранчина Г. М.* Федоровский метод.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1963.
 19. *Старк А. Г.* Геология и металлогения Сергачинской структурно-формационной зоны // Автореф. канд. дис. ...— Владивосток, 1976.
 20. *Трегер В. Е.* Оптическое определение породообразующих минералов.— М.: Недра, 1980.
 21. *Bambauer H. U., Corlett M. et al.* Diagramms for determination of plagioclases using X-ray Powder Methods.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.— 1967.— V. 47, N 1.
 22. *Goldsmith J. R., Laves F.* The microcline-sanidine stability relations // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1954.— V. 5, N 1.
 23. *Hewlett C. C.* Optical properties of potassic feldspars // Bull. geol. Soc. Amer.— 1959.— V. 70.
 24. *Iiyama J. T.* Contribution a l'étude des équilibres sub-solidus du système ternaire orthose-albite-anortite à l'aide des réactions d'échange d'ions Na — K au contact d'une solution hydrothermal // Bull. Soc. Franc. Miner. Crist.— 1966.— V. 89, N 4.
 25. *Kuellermer F. J.* X-ray intensity measurement on perthitic materials. 2. Data from natural alkali feldspars // Journ. Geol.— 1960.— N 3.
 26. *MacKenzie W. S.* The crystalline modifications of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ // Amer. Journ. Sci.— 1957.— V. 255.
 27. *Ragland P. S.* Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton // Lithos.— 1970.— V. 3, N 2.
 28. *Seck H. A.* Der Einfluss den Drucks auf die Zusammensetzung Koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioclase im system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ — H_2O // Contr. Miner. And Petrol.— 1971.— V. 31.
 29. *Stemmons D. B.* Observation on order-disorder relations of natural plagioclase. 1. A method of evaluating order-disorder // Norsk. Geol. Tidsskr.— 1962.— Bd 42, h. 2.
 30. *Smith J. V.* The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. 1. The soda-rich plagioclases // Miner. Mag.— 1956.— V. 31, N 232.
 31. *Smith J. V., Gay P.* The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars, 11 // Miner. Mag.— 1958.— V. 31, N 240.
 32. *Wright T. L.* X-ray and optical study of alkali feldspar. 2. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 20 values of three reflections // Amer. Miner.— 1968.— V. 53, N 1—2.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
31 марта 1986 г.

УДК 553.412(571.56)

Г. Н. Гамянин, Н. А. Горячев

БЛИЗПОВЕРХНОСТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Рассматриваются геологическое положение, текстурно-структурные особенности руд и минеральные ассоциации близповерхностного оруденения Восточной Якутии. Выделяются три типа оруденения: сурьмяный, серебросурьмяный и золотосеребряный, локализующиеся как среди вулканогенных образований, так и в терригенной толще, иногда подверженной контактовому метаморфизму. Дается сравнение типов по

составу вмещающих пород, околожильных метасоматитов, минеральных ассоциаций руд и минералов. Делается вывод о специфичности геологического положения и метасоматоза близповерхностного оруденения Восточной Якутии, его серебросурьмяном профиле, молодом возрасте и фациальном характере выделенных типов.

В районах Восточной Якутии до 70-х гг. были известны единичные находки оруденения близповерхностного типа в вулканогенных образованиях, хотя в пределах золоторудных узлов среди терригенных толщ верхоянского комплекса широко развиты жилы криптозернистого, халцедоновидного кварца с убогой золотой и сульфидной минерализацией. Эти жилы, обычно секущие и цементирующие продуктивную минерализацию, отпосились ко второму этапу рудообразования [1]. В последнее десятилетие география находок, обладающих характерными признаками близповерхностного оруденения, существенно расширилась. Однако сведения о них в литературе чрезвычайно скудные [2] и не охватывают всего их минералогического и геохимического разнообразия. Поэтому представляется целесообразным провести сравнительный анализ данного типа оруденения на территории Восточной Якутии.

Обычно близповерхностное оруденение связывается с протяженными вулканическими поясами, характеризующимися значительной длительностью, разнообразием состава и форм вулканической деятельности. Для рассматриваемого региона такие пояса в целом не типичны. В основном это изолированные, «островные» выходы субвулканических тел кислого состава и сопряженных с ними покровных липаритов, их туфов, реже дацитов. Исключение составляет протяженный Уяндино-Ясачнинский пояс, в котором проявлен позднерудский и поздне-меловой вулканизм [8]. Однако интенсивность вулканизма и мощности вулканогенных толщ внутриконтинентальных областей Восточной Якутии не сопоставимы с таковыми в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Вероятно, в связи с особенностями проявления вулканизма отмечается и некоторое своеобраз-

ное геологическое положение близповерхностного оруденения. Оно более отчетливо контролируется долгоживущими, многократно активизированными зонами глубинных разломов. В Уяндино-Ясачнинском поясе это зона Дарпирского разлома, в Улахан-Тасском горст-антиклинории — зона Улахан-Сисского разлома, зона Эльгинского разлома на границе Иньяли-Дибинского метасишклинория и Адычанского брахиантиклинория, в Березовской впадине — северо-западная ветвь Уш-Урэкчанского разлома.

Вдоль зон разломов северо-западного простирания по вулканогенным породам развивается региональная пропилитизация. Локально проявлены вторичные кварциты. На площадях их совмещения устанавливается более молодой возраст вторичных кварцитов. Для указанных дорудных метасоматитов геолого-петрографическими наблюдениями выявлена вертикальная зональность. Для пропилитов она выражается в последовательной смене снизу вверх кварц-хлорит-эпидотовой фации кварц-хлорит-альбитовой, затем карбонат-хлоритовой и гидрослюдисто-карбонатной. Вторичным кварцитам в этом же направлении свойственна смена кварц-адуляровой фации кварц-гидрослюдистой и затем многокварцевой. Необходимо отметить чрезвычайно угнетенное развитие во вторичных кварцитах кварц-адуляровой фации. Именно в ней отмечены метасоматиты с максимальным (до 9%) содержанием K_2O , тогда как в кварц-гидрослюдистых метасоматитах его содержание 5—6%, что соответствует незначительному приросту (1,5—2%) K_2O по сравнению со средним его содержанием (4,3%) в исходных вулканогенных породах [8].

Жильное оруденение проявляет большую независимость положения относительно вулканогенных толщ по сравнению с дорудными мета-

Геолого-минералогическая характеристика близповерхностного оруденения Восточной Якутии

Тип оруденения	Вмещающие породы	Околожильные метасоматиты	Морфология рудных тел	Минеральные ассоциации рудных тел
Сурьмяный	Песчано-сланцевые породы верхоянского комплекса, роговики по ним, известково-глинистые сланцы ордовика	Кварц-гидро-слюдистые, кварц-диккитовые, карбонат-хлоритовые	Простые и сложные жилы, штокверковые зоны, минерализованные зоны дробления, линзовидные межпластовые тела	Метасоматического кварца с пиритом и марказитом; жильного кварца; бертьерит-гудмундит-антимонитовая, кварц-карбонатная.
Серебросурьмяный	Субвулканические дациты, липариты и их туфы, терригенные породы верхоянского комплекса, роговики по ним	Монокварцевые, кварц-гидро-слюдистые, кварц-адуляровые, кварц-диккитовые	Простые и сложные жилы, минерализованные зоны дробления, линейные штокверки	Метасоматического кварца с марказитом, пиритом и арсенопиритом, кварц-адуляровая; халькопирит-сфалерит-галени-товая; фрейбергит-аргентит-серебросульфоантимонитовая; бертьерит-антимонитовая; кварц-карбонат-марказитовая; кварц-диккит-ярозитовая
Золотосеребряный	Вулканогенные породы кислого состава, терригенные породы верхоянского комплекса, роговики по ним	Монокварцевые, кварц-гидро-слюдистые	Минерализованные зоны дробления, простые сложные жилы	Метасоматического кварца с арсенопиритом, пиритом и марказитом; кварц-адуляровая; халькопирит-сфалерит-галени-товая; карбонат-фрейбергит-серебросульфоантимонитовая

соматитами. Наряду с обычной для вулканогенных областей локализацией среди различных фаций пропицитов и вторичных кварцитов (Уяндино-Ясачинский пояс, Березовская впадина) кварцевые жилы с серебряным и золотосеребряным оруденением локализуются в песчано-сланцевой толще верхоянского комплекса как вблизи выходов вулканогенных пород (не далее 1—3 км) — Делакагский антиклинорий, Улахан-Тасский горст-антиклинорий, так и на значительном удалении — Куларское складчато-глыбовое поднятие.

Линейные штокверковые зоны жил сферолитового кварца с золотосеребряной минерализацией наблюдались среди роговиков около верхнемеловых гранитоидных массивов — Чибгалахский антиклинорий [47], Улахан-Тасский горст-антиклинорий — и в самих массивах гранитоидов — Улахан-Сисский массив, массив Йемю (Верхне-Индигорский мегантиклинорий). Аналогичное положение близповерхностного оруденения отмечалось А. А. Сидоровым и Т. И. Трениной для Центральной Чукотки [15].

Описываемое оруденение представлено тремя типами (табл. 1), обладающими рядом сходных черт. Для всех типов оруденения намечаются общие морфологические особенности рудных тел. Преобладают среди них простые по морфологии жилы, локализованные в сколовых и отрывных трещинах и имеющие, как правило, небольшую (до 0,3 м) мощность и протяженность (20—50 м). Наиболее типичны такие жилы для оруденения сурьмяного типа. В зонах повышенной трещиноватости наблю-

дается сочетание простых жил, образующих вытянутые кулисообразного строения зоны или же сложную ветвящуюся систему типа линейного штокверка. К тектоническим нарушениям, ориентированным вдоль простираания основных складчатых структур, приурочены зоны дробления. Рудопроявления в минерализованных зонах дробления сопровождаются простыми жилами в трещинах оперения основных зон. Наблюдаются также сочетания стержневых жил с краевыми зонами дробления и линейными штокверками.

Для рудных тел характерно разнообразие текстурно-структурного рисунка. Наиболее просты текстуры и структуры руд в сурьмяном типе оруденения. Помимо брекчиевых текстур с обломками вмещающих пород, сцементированных жильным халцедоновидным кварцем, здесь встречаются слабо полосчатые участки жил, сложенные кварцевыми агрегатами разнообразной окраски и морфологии. Чаще всего это серый, до черного, криптозернистый, интенсивно насыщенный тонкоигольчатой вкрапленностью антимонита и бертьерита кварц, переходящий к центральным частям жил в зернистый и мелкозернистый белый кварц. Иногда полосчатость подчеркивается чередованием полос кварца и антимонита. Наиболее разнообразны текстуры и структуры руд в серебросурьмяном типе проявлений. Здесь, наряду с участками брекчирования пород, отмечаются тонкополосчатые, местами колломорфные или ритмично-полосчатые, руды, сложенные чередующимися маломощными полосами (1—5 мм)

Вещественный состав руд близповерхностных проявлений

Минералы	Тип оруденения		
	Сурьмяный	Серебросурьмяный	Золотосеребряный
Жильные	Халцедоновидный и криптозернистый кварц, кальцит, диксит, хлорит	Криптозернистый, сферолитовый, халцедоновидный и друзовидный кварц, кальцит, доломит, адуляр, диксит	Сферолитовый, гребенчатый и криптозернистый кварц, адуляр *, диксит, кальцит
Рудные	Антимонит, бертьерит, пирит, марказит, сфалерит *, халькопирит, блеклая руда *, гудмуцит *	Фрейбергит, пираргирит, пирит, арсенопирит, миаргирит, марказит, аргентит, стефанит, бертьерит *, антимонит *, халькопирит, сфалерит, галенит *, алларгентум *, самородное серебро *, золото *	Арсенопирит, фрейбергит, пирит, марказит, электрум, кюстелит, аргентит, пираргирит, миаргирит, халькопирит, пирротин, галенит *, самородный висмут *, антимонит *

* Минералы, встречаемые в отдельных проявлениях.

кварца (халцедоновидного, крипто- и мелкозернистого, сферолитового и гребенчатого), иногда адуляра, а также полосами, насыщенными вкрапленностью рудных минералов. Повсеместно встречаются кокардовые текстуры обростаия метасоматически измененных обломков вмещающих пород гребенчатым или разнотернистым кварцем с тонкораспыленными рудными минералами. Широко распространены радиально-лучистые (сферолитовые) образования кварца, в центральных частях которых фиксируются скопления более ранних минералов — метакварца, пирита, арсенопирита, адуляра. Размер подобных сферолитов кварца варьирует в широких пределах — от 5—10 мм до 10—15 см.

В золотосеребряном типе оруденения текстурный рисунок руд упрощается. Для него характерны в основном обростаие обломков вмещающих пород гребенчатым кварцем и прожилково-вкрапленный характер руд. А. А. Сидоров [14] считает вертикальную текстурную зональность руд от простых к сложным и вновь к простым характерной особенностью золотосеребряного оруденения Северо-Востока СССР.

Во всех типах оруденения независимо от состава вмещающих пород отмечаются сходные околожильные изменения (см. табл. 1). Преобладающим развитием повсюду пользуется кварц-гидрослюдистая фация предрудных метасоматитов. В серебросурьмяном типе во внутренних частях колонки метасоматитов встречается маломощная (до 1 м в вулканогенных породах) зона кварц-адуляровых метасоматитов. В золотосеребряном типе проявлений выпадает из разреза внешняя кварц-диккитовая зона изменений. При формировании метасоматитов существенный привнос петрогенных окислов наблюдается лишь в монокварцевую зону (20—30% окиси кремнезема). Кварц-гидрослюдистые и даже кварц-адуляровые фации содержат K_2O либо на уровне дорудных метасоматитов (5—6%), либо с незначительным

превышением (1—1,5%) его содержания в песчано-сланцевых породах, роговиках по ним и гранитоидах. Мощность околожильных метасоматитов невелика и редко достигает 5—10 м (в вулканогенных толщах), оставаясь обычно в пределах 2—3 м. Таким образом, и для предрудного метасоматоза характерны преобладание кварц-гидрослюдистых изменений и их сравнительно низкая интенсивность, что отличает данный процесс от известного в проявлениях Охотско-Чукотского пояса [3, 11].

В составе руд отмечается 26 минералов (табл. 2). Жильные минералы во всех типах оруденения практически одинаковы и представлены кварцем, диккитом, кальцитом. В сурьмяном типе отсутствует адуляр, но присутствует хлорит. Наблюдается отчетливая тенденция уменьшения количественной роли халцедоновидного и криптозернистого кварца и, в какой-то мере, диккита от рудопроявлений сурьмяного типа через серебросурьмяный к золотосеребряному. Роль гребенчатого и сферолитового кварца в этом же направлении увеличивается. По разнообразию минералов наиболее интересны рудопроявления серебросурьмяного типа. Рудная минерализация сурьмяного типа наиболее проста, но количественно она заметно преобладает по сравнению с другими.

Наблюдения над взаимоотношениями минералов позволяют выделить несколько последовательно сформированных минеральных ассоциаций (см. табл. 1). Наиболее ранние ассоциации встречаются во всех рудных телах, слагая иногда больше двух третей их объема. Они представлены в разной степени окрашенными разновидностями метасоматического и жильного кварца (от светло-серого до черного в зависимости от размерности зерен и насыщенности их сульфидами). С молочно-белым друзовидным кварцем жильного выполнения метасоматический кварц имеет нередко постепенные переходы или выступает в качестве затравочных центров крупных сферолитов (до

Типоморфные особенности жильного кварца близповерхностного оруденения Восточной Якутии

Тип оруденения	Среднее содержание, %		Объем элементарной ячейки, нм ³	Совершенство кристаллического строения, %	Параметры термолюминесценции	
	Al ₂ O ₃	Li ₂ O			Интенсивность, усл. ед.	Температура пика, °С
Сурьмяный (8)	1,0	0,0490	0,11328	43,2(5)	298(9)	280
Серебросурьмяный (5)	0,5	0,0410	0,11322	39,2(12)	1229(7)	250
Золотосеребряный (5)	0,5	0,0175	0,11303	40,6(5)	521(9)	260
Золотосеребряный ОЧВП (8)	0,5	0,0270	0,11311	39,9(6)	508(8)	265

П р и м е ч а н и е. В скобках количество проб; ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканический пояс.

10 см) кварца с нерезкими границами между ними. Наряду с этим встречаются участки брекчирования метасоматического кварца и цементации его шестоватым молочного-белым, а также пересечения зон метасоматического кварца прожилками зернистым и шестовато-гребенчатого. Мелкозернистые кварц-адуляровые метасоматиты Аидинского проявления обычно окаймляются более крупнозернистой кварц-адуляровой каймой жильного выполнения, причем кварц каймы имеет признаки гелеобразования: для него характерны колломорфно-полосчатые текстуры, сферолиты, зонально расщепленные кристаллы.

Особенностями кварца рассматриваемых типов оруденения являются повышенные концентрации примеси лития и алюминия (табл. 3), а также однопиковый характер термолюминесценции. По этим признакам изученный кварц близок кварцу жильного выполнения типичных близповерхностных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и заметно отличается от кварца средне-глубинных месторождений региона [5, 6]. Рентгеноструктурное изучение свойства кварца (параметры элементарной ячейки и степень совершенства кристаллического строения) показало, что ему присущи свойства, типичные для кварца малоглубинных образований [7]. С высокими значениями параметров элементарной ячейки увязываются и значительные концентрации в кварце рассматриваемых месторождений примесей лития и алюминия, что обусловлено их изоморфным вхождением в его структуру (см. табл. 3).

С ранними кварцами и адуляром тесно ассоциируются пирит и арсенопирит, количество которых увеличивается от проявлений сурьмяного типа через серебросурьмяный к золото-серебряному типу. Они наиболее обильны в участках интенсивного развития метасоматического кварца, а в отдельных участках их содержания достигают 30—50%. Ранним сульфидам свойственна мелкая (0,01—0,1 мм) рассеянная вкрапленность идиоморфных тонкопризматических зерен арсенопирита и кубиче-

ских — пирита. Арсенопирит, как правило, несколько более ранний, и нередко его кристаллы захватываются кристаллами пирита. Интересно, что в составе арсенопирита, ассоциирующегося с метасоматическим кварцем, в большинстве случаев зафиксирована сурьма (табл. 4), но содержание ее значительно ниже (до 2,9%), чем в описанной ранее сурьмянистой разновидности арсенопирита [4], найденной в близповерхностном проявлении сурьмяного типа. Пириты в большинстве своем безмышьяковистые хотя в отдельных зернах количество мышьяка достигает 2% (см. табл. 4).

В разнообразной по структурным особенностям ассоциации жильного кварца встречаются вторые генерации пирита и арсенопирита. Они несколько крупнее (0,05—0,3 мм) зерен первой генерации и локализуются в центральных частях сферолитов или в основаниях полос шестоватого и гребенчатого кварца, реже в микродрузовых пустотках, к которым тяготеют также обособления поздних рудных ассоциаций. Морфология их по сравнению с ранними генерациями иная: у пирита-II — пентагональная, у арсенопирита-II — уплощенно-ромбовидная. Из примесей в них устойчиво присутствует серебро, иногда до 0,1—0,2%.

Рудные минералы продуктивной ассоциации, локализующиеся в межзерновых интерстициях и друзовых пустотах жильного кварца, весьма разнообразны (см. табл. 2), хотя все вместе встречаются редко. Более обычные вестне взаимные сростания двух-трех минералов. В халькопирите отмечаются изометричные выделения галенита и лапчатые — сфалерита. В сфалерите на контакте с халькопиритом фиксируется эмульсионная вкрапленность последнего. Халькопириту присуща тесная ассоциация с фрейбергитом. Сфалерит, редко образуя включения во фрейбергите, тем не менее тяготеет к его выделениям среди кварца, формируя в последнем вокруг фрейбергита своеобразный ореол кашлевидных зерен. Галенит в самостоятельных выделениях встречается главным образом в золотосеребряном типе рудопроявлений. Для минералов этой ассоциации

Состав рудных минералов

Элемент	Арсенопирит				Пирит				Халькопирит		Сфалерит	
	с	сс-I	сс-II	зс	с	сс-I	сс-II	зс	сс	зс	сс	зс
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	33,2	33,5	0,1	0,2
Fe	36,6	34,6	33,7	36,5	47,5	46,0	45,9	46,5	30,1	30,8	4,5	1,0
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	60,4	64,1
Sb	2,9	2,2	—	0,5	—	0,2	—	—	—	—	0,2	—
As	35,5	42,0	45,2	40,9	0,5	1,2	—	0,4	0,4	0,1	—	—
S	23,0	20,5	19,8	22,2	52,6	52,3	54,3	52,1	34,9	34,7	34,3	34,2
Сумма . . .	98,0	99,3	98,7	100,1	100,6	99,7	100,2	99,0	98,7	99,1	99,5	99,5
Кол-во проб	2	11	5	4	4	15	15	7	2	4	4	1

Примечание. Здесь и в табл. 5. Типы оруденения: с — сурьмяный; сс — серебросурьмяный; зс — золотосеребряный; I—II — генерации минералов. Состав определен на микросонде «Самбах». Условия съемки: $I=20\text{кВ}$; эталоны: арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит определенного состава. Аналитики Е. М. Горячева, Н. В. Лескова.

типична примесь серебра. Сфалерит — маложелезистый (см. табл. 4), галенит содержит существенную (3,8%) примесь селена, а иногда и висмута (2%).

Хотя количество серебряных минералов в целом едва ли составляет больше 0,5% объема жил, они часто формируют концентрированные участки в виде линз и полос шириной до 3—4 см. Концентрация рудных минералов в таких полосах повышается до 20—30%. Весь комплекс серебряных минералов (см. табл. 2) приурочен к межзерновым промежуткам кварца и его микродрозовым пустотам. При этом участки кристаллов кварца, прилегающие к пустотам, насыщены мельчайшими каплевидными выделениями пираргирита, располагающимися иногда по зонам роста кристаллов. Фрейбергит из числа серебряных минералов самый ранний. Он целиком выполняет мелкие друзовые пустоты, в более крупных выстилает их стенки. Для фрейбергита типичны просечки поздних сульфосолей серебра, иногда они нарастают на него. В случае ассоциации с поздними сульфидами он содержит по периферии зерен точечную вкрапленность сфалерита, галенита и обильную — халькопирита, обособляющегося иногда в виде межзерновых прожилков. Стефанит встречается довольно часто и, подобно фрейбергиту, нарастает на стенки кварцевых пустот, иногда проникая по микротрещинкам в кварцевую матрицу. Пираргирит и миаргирит встречаются исключительно в виде тесных сростаний. По отношению к более ранним минералам они выполняют роль цементирующей массы, а фрейбергит не только отсекается их просечками, но частично и корродируется ими. В то же время в рудах Аидинского проявления тонкоигльчатый пираргирит наблюдался непосредственно во фрейбергите, вокруг его гнезд и на удалении от них в микротрещинках и межзерновых промежутках в кварце. Серебро и алларгентум (14,2—15,1% сурьмы) находятся в тесном сростании друг с

другом. В протолочках отчетливо видна изменчивость окраски этих минералов от серебряно-белой для чистого серебра до розовой и бледно-желтой в его соединениях с сурьмой. Выделения их имеют чаще всего губчатый или каркасный характер, но иногда встречаются пластинчатые и дендритовые зерна. Преобладающим распространением пользуется самородное серебро. Размер его выделений колеблется от сотых долей миллиметров до 1—2 мм, редко больше. Серебро тесно ассоциировано с наиболее поздними минералами — пираргиритом и миаргиритом, имея с ними самые разные соотношения. С одной стороны, оно образует оторочки на стенках кварцевых пустот, подобно фрейбергиту и стефаниту, а с другой — микропросечки его встречаются в пираргирите и миаргирите нередко в ассоциации с ромбовидными зернами карбоната. Интересны каймы серебра вокруг почковидного сфалерита и реже фрейбергита.

Наиболее разнообразный комплекс серебряных минералов отмечается в серебросурьмяном типе, несколько беднее он в золотосеребряном, а в сурьмяном представлен фрейбергитом. Интересны в этом отношении изменения серебрности последнего. Максимальная серебрность фрейбергита отмечается в участках интенсивного проявления комплекса серебряных минералов, там же, где этот комплекс минералов беднее, она снижается, особенно в сурьмяном типе (табл. 5). Для всех серебро-содержащих минералов характерна заметная примесь селена (см. табл. 5).

В золотосеребряном типе оруденения во фрейбергит-серебросульфосольной ассоциации находится и золото. Наиболее тесно оно связано с фрейбергитом, образуя включения непосредственно в нем или тяготея к участкам его развития. Золото преимущественно мелкое (< 0,1 мм), изометричное, по составу отвечает электруму (560—740 промилле). Состав золота резко изменчив (до 150 промилле) даже

Состав серебросодержащих минералов

Элемент	Фрейбергит			Пираргирит		Миарггирит		Акантит	
	с	сс	зс	сс	зс	сс	зс	сс	зс
Ag	5,9	26,3	20,4	61,2	62,5	41,9	41,1	87,3	83,1
Cu	33,7	19,5	23,7	—	—	0,1	0,2	—	—
Fe	4,2	4,9	4,9	0,1	0,1	—	0,2	0,1	0,2
Zn	2,5	1,2	1,5	—	0,2	0,1	0,2	—	0,1
Pb	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—
Sb	30,3	25,7	28,2	19,6	18,2	37,1	36,1	—	—
Se	0,2	0,4	0,1	0,1	3,1	0,2	0,3	—	0,2
S	23,4	21,6	21,4	16,4	14,3	19,5	19,9	11,7	14,1
С у м м а	100,2	99,6	100,2	97,4	98,7	98,9	98,1	99,1	97,7
Кол-во проб	3	17	7	5	1	4	1	3	2

П р и м е ч а н и е. Состав определен на микрозонде «Саттебах». Условия съемки см. в примечании к табл. 4. Эталоны: серебро, селен — химически чистые; халькозибит, сфалерит определенного состава. Аналитики Е. М. Горячева, Н. В. Лескова.

в пределах одного образца. В проявлении Кысылга пробыность золота увеличивается на нижних уровнях оруденения. Единичные находки электрума наблюдались в сурьмяном и в серебросурьмяном типе. В последнем нередко встречается кустелит.

Бертьерит-антимонитовая ассоциация почти постоянно встречается в проявлениях сурьмяного типа и спорадически — в серебросурьмяном. В золотосеребряных проявлениях в виде единичных зерен отмечается только антимонит. Количественная роль слагающих ее минералов варьирует в широких пределах. В одних рудопроявлениях преобладает бертьерит, в других антимонит. Оба минерала образуют игольчатую вкрапленность в халцедоновидном кварце или образуют гнезда и полосы выполнения пустот в гребенчатом и друзовом кварце. При этом бертьерит повсеместно выполняет краевые части пустот, а антимонит — их центр. По отношению ко всем остальным минералам они являются более поздними и в той или иной степени корродируют ранние пирит, арсенипирит, сфалерит, фрейбергит. В халцедоновидном кварце иногда наблюдаются структуры разложения бертьерита на антимонит с тонкой сыпью пирита или антимонит и зонально-почковидный марказит. Новообразования пирита и марказита содержат до 10% сурьмы. Весьма показательна примесь серебра в антимоните (более 100 г/т) в отличие от антимонитов полиформационных золотосурьмяных месторождений, имеющих низкую (менее 10 г/т) сереброность [12].

Поздние ассоциации продуктивной стадии представлены кварц-карбонатной, карбонатной и кварц-марказитовой ассоциациями. Кварц-карбонатная и карбонатная ассоциации развиты неравномерно и слагают маломощные самостоятельные жилы и прожилки обычно с карбонатом в центре. Кварц-карбонатная и карбонатная ассоциации развиты неравномерно и слагают маломощные самостоятельные жилы и прожилки обычно с карбонатом в центре. Кварц-марказитовая ассоциация известна на Тихонском проявлении, в рудах которого она превосходит по распространенности поздние рудные ассоциации, но значительно уступает ранней пирит-кварцевой ассоциации. Поздний кварц с марказитом выполняют прожилки, залыбанды которых сложены узкой (1—2 мм) каймой раннего светлого гребенчатого кварца, основная часть — агрегатами мелкозернистого (0,005—0,05 мм) изометричного кварца с пластинчатыми включениями марказита. Микроросечки этого кварца иногда секут гребенчатый кварц жильного выполнения. Марказит встречается и вне участков развития мелкозернистого кварца, образуя шестовато-призматические оторочки на отдельных зернах пирита.

Постпродуктивные кварц-диккитовая и кварц-ярозитовая ассоциации встречены лишь в проявлениях серебросурьмяного типа. Они образуют секущие прожилки, но чаще цементируют обломки руд с ранними продуктивными ассоциациями. Кварц-диккитовые образования сложены весьма мелкозернистым агрегатом с соотношением кварца и диккита от 2:1 до 1:4. Основу данной ассоциации слагают линзовидные зерна кварца, промежутки между которыми заполнены чешуйками диккита. Электронно-микроскопические исследования (Л. В. Никишова, ИГ ЯФ СО АН СССР) показали, что наряду с диккитом в этой ассоциации встречаются монтмориллонит и гидрослюда. Кварц-ярозитовая ассоциация сложена в равной мере как кварцем, так и ярозитом. Оба минерала имеют размеры зерен в первые тысячные доли миллиметров, образуя тонкую смесь, что придает ей землистый облик. Тесная ассоциация ярозита с поздним кварцем и отсутствие заметных следов окисления таких неустойчивых в зоне гипергенеза минералов, как сульфосоли серебра, позволяют думать, что ярозит имеет гипогенное происхождение подобно ярозиту месторождения Голдфилд. Наряду с алунином он является показателем близповерхностного генезиса (до 300 м) месторождений [18]. Как следует из вышеизложенного, во всех выделенных типах последовательность выделения минеральных ассоциаций одинакова. Более того, наиболее существенное различие типов касается в основном продуктивных ассоциаций, хотя между ними существует взаимопереходы. В отдельных проявлениях сурьмяного типа на более глубоких уровнях оруденения чаще встречаются серебросодержащие минералы, тогда как на верхних развиты только геохимически

сереброносная бертьерит-гудmundит-антимонитовая ассоциация. Соответственно на вскрытых нижних уровнях отдельных проявлений серебросурьмяного типа чаще обнаруживается халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация. На верхних же уровнях она встречается sporadически, также как и отдельные минералы (антимонит), характерные для сурьмяного типа. Известно, что для золотосеребряных месторождений вулканогенных поясов, в том числе и Охотско-Чукотского, характерна вертикальная зональность, которая наиболее контрастна для продуктивной ассоциации [9, 16] и выражается в смене сульфосольных ассоциаций верхних уровней оруденения полиметаллическими на нижних, где преобладает также кварц-адуляровая ассоциация. В совокупности с имеющимися у нас данными это дает основание предполагать, что выделенные нами типы в какой-то мере условны и являются фациями, отражающими вертикальную зональность оруденения.

Возрастное положение описываемого оруденения устанавливается однозначно. Ранее были известны многочисленные факты пересечения и брекчирования продуктивных золотокварцевых жил жилами халцедоновидного кварца с пиритом и марказитом [4]. Л. Н. Индолевым с соавторами [13] приводятся примеры пересечения антимонит-халцедоновидными жилами рудных тел с золотой и оловянной минерализацией. Нами наблюдались пересечения кварц-пирротитовых прожилков оловорудного этапа крустификационными жилами с золотосеребряной минерализацией в Кысылгинском рудном поле. В. В. Шошин и А. Г. Вишневский [17], наблюдая эти же взаимоотношения, определяют данные типы оруденения как касситерит-сульфидные и золотокварцевые малосульфидные. В экзоконтакте Эбир-Хаинского штока гранитов нами обнаружены брекчии с обломками кварц-вольфрамитового состава и цементом из халцедоновидного кварца, несущего пирит-фрейбергитовую минерализацию. Жилы симметрично зонального кварца с галенит-сфалеритовой ассоциацией рассекают продуктивные тела Эргеляхского проявления, переотлагая висму-

товую минерализацию. Кварц этих жил по своим особенностям также аналогичен близкповерхностному. В Улахан-Тасском горст-антиклинории жилы криптозернистого, халцедоновидного и зонально-колломорфного кварца пересекают рудоносные скарны с золотовисмутовой минерализацией в контакте с раннемеловыми гранитоидами, оловоносные кварц-хлоритовые метасоматиты в связи с позднемеловыми лейкогранитами и самые молодые субвулканические тела трахилипаритов. Палеогеновые дайки габбро-диабазов, по Л. Н. Индолеву [13], рассекаются халцедоновидным кварцем с антимонитом. Таким образом, несмотря на небольшое количество радиологических данных о возрасте близкповерхностного оруденения (кварц-адуляровые метасоматиты Аидинского проявления — 73, Сумунского поля — 80 млн лет), вышеперечисленные факты позволяют считать описываемое близкповерхностное оруденение самым молодым на территории Восточной Якутии.

Выводы.

1. По характеру и составу метасоматитов, рудной и жильной минерализации, текстурно-структурным особенностям руд, типоморфным признакам кварца описываемое оруденение относится к близкповерхностному, подобному вулканогенным формациям золотосеребряного ряда.

2. Спецификой данного оруденения в Восточной Якутии является нередко пространственная разобщенность с вулканогенными образованиями, локализация в разнообразных породах — осадочных, вулканических, интрузивных, четкий контроль зонами глубинных разломов. До- и предрудные изменения вмещающих пород связаны преимущественно с калиевым метасоматозом (с отчетливо выраженным преобладанием кварц-гидрослюдистых фаций).

3. Для близкповерхностного оруденения Восточной Якутии характерно постоянное присутствие серебросурьмяной минерализации. Выделенные типы оруденения в какой-то мере условны и, скорее, являются фациями вертикальной зональности отложения.

4. По возрасту оруденение является самым молодым из рудных образований рассматриваемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамянин Г. Н. О прерывистости процесса минералообразования в месторождениях золотокварцевой формации // Рудообразование и его связь с магматизмом.— Якутск, 1972.
2. Гамянин Г. Н. Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии // Вопросы рудоносности Якутии.— Якутск, 1974.
3. Гамянин Г. Н. Типы оруденения юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса // Вулканические и интрузивные формации Приохотья.— Новосибирск: Наука, 1976.
4. Гамянин Г. Н., Некрасов И. Я. и др. Сурьмянистая разновидность арсенопирита — первая находка // Минерал. журн.— 1981.— № 5.
5. Гамянин Г. Н., Горячев Н. А. и др. Значение изучения типоморфизма минералов при регионально-минералогических исследованиях (на примере золоторудных месторождений Северо-Востока СССР) // Минерал. сб. Львовского ун-та.— 1983.— № 37, вып. 2.
6. Горячев Н. А., Шадрин Л. П., Сабардахова Э. А. Щелочи и алюминий в кварце как индикаторы ус-

- ловий его образования // Силикаты магматических и постмагматических образований Якутии.— Якутск, 1983.
7. Горячев Н. А., Новоселов Ю. М. О совершенстве кристаллического строения жильного кварца (на примере золоторудных месторождений СВ СССР) // Геология и рудные формации Дальнего Востока.— Владивосток, 1984.
 8. Гринберг Г. А., Базарев А. Г. и др. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачнинского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР.— Якутск, 1974.
 9. Гундобин Г. М., Гуменюк В. А., Кравцова Р. Г. Некоторые черты зональности месторождений золотосеребряной формации одного из районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Ежегодник. 1974. Ин-т геохимии СО АН СССР.— Новосибирск: Наука, 1976.
 10. Дедюрин Ю. Ф., Васильев С. А. Особенности золотого оруденения одного из рудных узлов Восточной Якутии // Бюл. НТИ. Геология и полезные ископаемые Якутии.— 1983.
 11. Еремин Р. А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры.— Новосибирск: Наука, 1974.
 12. Жданов Ю. Я., Суплецов В. М. Элементы-примеси

- антимонитов сурьмяных месторождений Якутии // Новые данные по геологии Якутии.— Якутск, 1975.
13. Индолев Л. Н., Жданов Ю. Я., Суплецов В. М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции.— Новосибирск: Наука, 1980.
 14. Сидоров А. А. О вертикальной текстурной зональности на месторождениях золотосеребряной формации (Северо-Востока СССР) // Колыма.— 1971.— № 10.
 15. Сидоров А. А., Тренина Т. И. Околосланцевидные золотосеребряные рудопроявления Центральной Чукотки // Геология и геофизика.— 1966.— № 12.
 16. Сидоров А. А., Найборodin В. И. и др. Особенности вертикальной зональности золотосеребряных месторождений Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 203, № 3.
 17. Шошин В. В., Вишневский А. Г. Оловянное оруденение одного из рудных узлов Северо-Востока Якутии и взаимоотношение его с золотым и сурьмяным оруденением // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы.— Якутск, 1984.
 18. Harvey R. D., Vitaliano C. J. Wall-rock alteration in the Goldfield District, Nevada // J. Geol.— 1964.— V. 72, N 5.

Институт геологии ЯФ СО АН СССР
Якутск
СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
19 июня 1986 г.

УДК [552.55 : 563.14] : 551.763.3(571.64)

Л. И. Казинцова

ВОЗРАСТ КРЕМНИСТЫХ ТОЛЩ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОР ПО ДАННЫМ РАДИОЛЯРИЙ

Обобщен многочисленный материал по радиоляриям Восточно-Сахалинских гор. Установлены четыре новых комплекса радиолярий в отложениях остринской, хойской, раkitинской и березовской свит, перепределен и уточнен возраст данных стратиграфических подразделений. Показана возможность корреляции разнофациальных меловых отложений запад-

ного и восточного побережий о. Сахалин по радиоляриям. Проведено сопоставление установленных комплексов радиолярий Восточного Сахалина с разновозрастными комплексами Тихоокеанской и Средиземноморской областей, что подтверждает правомерность использования данной группы фауны для широких корреляций.

На территории Восточно-Сахалинских гор широко распространены мезозойские вулканогенно-кремнистые отложения. Они объединены в набильскую и рымникскую серии, выделенные И. Б. Плешаковым в 1956 г.

До начала 60-х гг. образования, слагающие набильскую серию, всеми исследователями Сахалина считались палеозойскими. Вопрос о возрасте серий и свит, входящих в их состав, остается и до сих пор дискуссионным, так как слагающие породы бедны органическими остатками. Как видно из приводимой схемы (рис. 1), в работах различных геологов нет единого мнения о возрасте рассматриваемых отложений.

В настоящее время возраст пород набильской серии многими исследователями принимается в пределах поздней юры — раннего мела, хотя существует мнение о поздне меловом возрасте верхней части серии [2, 11]. Возраст же отложений рымникской серии определяется по-разному, от коньяка до дата.

Почти во всех типах пород рассматриваемых отложений содержатся многочисленные скелеты радиолярий. Первые сообщения о их находках известны с 1908 г. в работах Э. Э. Анерта и японского геолога К. Джимбо. С конца 50-х гг. изучением радиолярий района занимается А. И. Жамойда. По небольшой коллекции шлифов он сделал первое заключение о мезозойском возрасте пород набильской серии.

В 1963 г. Р. Х. Лицман было дано заключение по коллекции шлифов из северной части Восточного Сахалина, в котором ею по радиоляриям определен триасово-раннемеловой возраст образований, считавшихся палеозойскими. В том же году А. И. Жамойда выделил четыре комплекса радиолярий, названные по руководя-

щим родам: с *Tricolocapsa* — нижнемезозойский, с *Dictyomitra*, *Saturnalis*, *Thecosphaera* и *Cromyosphaera* — меловые [4]. В дальнейшем комплекс с *Dictyomitra* получил название набильский, а возрастной интервал его был припят в пределах поздней юры — раннего мела (остринская и низы хойской свит). Комплекс с *Saturnalis*, названный раkitинским, был установлен в породах раkitинской свиты и частично в верхах хойской свиты. В возрастном отношении он условно определялся в интервале коньяк — кампан. Комплекс с *Thecosphaera* и *Cromyosphaera* получил название инетываямский и считался маастрихтским или датским, он был обнаружен в породах раkitинской и низов березовской свит [3].

Нами на основании изучения многочисленных скелетов радиолярий из образцов, полученных от местных геологов, геологов ВСЕГЕИ, собственных сборов, а также пересмотра старых коллекций различных исследователей из пород остринской, хойской, раkitинской и березовской свит установлены новые комплексы радиолярий. Эти комплексы содержат значительно больше форм, чем располагал А. И. Жамойда; хорошая сохранность форм позволила определить их с точностью до видов, принадлежащих в том числе ко многим новым родам, установленным за последние два десятилетия.

Всего обработано около 1500 шлифов, в результате чего выделено четыре комплекса [6].

ОСТРИНСКАЯ СВИТА

В отложениях свиты в районах: северной части хр. Набильского, в бассейнах рек Чамгу, Тымь, Лангери, Пиленги (верхове) и Мелкой (верхове), в районе мыса Делиль-Кройера

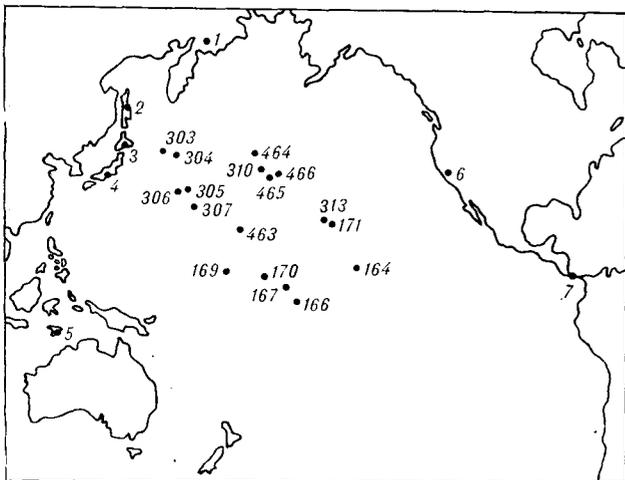


Рис. 2. Местонахождения сравниваемых позднемеловых комплексов радиолярий Тихоокеанской области.

1 — Корякское нагорье, поздний альб — маастрихт; 2 — Восточный Сахалин, поздний альб — маастрихт; 3 — о. Хоккайдо, Япония, поздний альб — кампан; 4 — юго-западная часть Японии, поздний альб — маастрихт; 5 — о. Ротти, поздний альб — турон; 6 — Калифорния, поздний альб — маастрихт; 7 — Коста-Рика, сеноман. Ст. 164, 166, 167, 170, 171 — поздний альб — маастрихт [20], ст. 303—307, 310 — поздний альб — турон, ст. 310 — коньяк — сантон [19], ст. 313 — кампан [17], ст. 463—466 — поздний альб — ранний сеноман [25].

скелетов: *Cenosphaera sphaerozoica* Zhamoida, *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica, *Theocampe cylindrica* Smirn. et Aliev, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Thanarla elegantissima* (Cita), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.) и другие.

В данном комплексе около 50% составляют виды, известные в различных районах Тихоокеанской области, включая осадки океана (рис. 2). Так, в Калифорнии Э. Пессагно [23] в интервале альба — раннего сеномана установил три радиолярические зоны, в составе которых содержатся виды, общие с комплексом остринской свиты: *Archaeospongoprunum praelongum* Pessagno, *Crucella messinae* Pessagno, *Kozurium zingulai* Pessagno, *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica. В Японии на о. Хоккайдо В. Такетани [27] в этом же временном интервале выделил две радиолярические зоны, в которых находим следующие общие с сахалинским комплексом виды: *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Thanarla elegantissima* (Cita).

Общность видов отмечается и с сеноманским комплексом радиолярий с территории Коста-Рика [26]: *Alievium superbum* (Squinabol), *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Thanarla elegantissima* (Cita), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.).

С зоной РК-4 (поздний альб — ранний сеноман), установленной Т. Муром [20] по материалам 17-го рейса «Гломар Челленджер»

(скв. 164—170), общие виды следующие: *Saturnalis amissus* Squinabol, *Cryptamphorella sphaerica* (White), *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.). С зоной *Obesacapsula comphedia* (поздний альб — ранний сеноман), которая выделена А. Шаафом [25] на материале 62-го рейса (скв. 463—466), несколько общих видов: *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Obesacapsula comphedia* (Foreman).

Кроме того сахалинский комплекс радиолярий остринской свиты обнаруживает сходство с позднеальб-сеноманскими комплексами Средиземноморья: с территории Румынии шесть общих видов — *Alievium superbum* (Squinabol), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *H. tuberculatum* Dumitrica, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *Stichomitra indonesiensis* (Tan) [16]; с территории Украинских Карпат семь видов — *Saturnalis amissus* Squinabol, *Alievium superbum* (Squinabol), *Cryptamphorella sphaerica* (White), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Lithocampe kiparissovae* Zhamoida, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.) [7].

Таким образом, многие виды комплекса радиолярий остринской свиты характерны для верхнеальбских — нижнесеноманских отложений различных регионов, что и определяет возраст комплекса.

ХОЙСКАЯ СВИТА

В отложениях свиты выделен комплекс радиолярий с *Excentropyllomma senomana* — *Amphipyndax mediocris*. Его местонахождения обнаружены в районах: северной части хр. Набильского, в бассейнах рек Тьмь, Чамгу, Хой и Пилengi, в районе мыса Делпль-Кройера. По числу видов он близок к нижележащему комплексу, в нем также преобладают населлярии — 76% от всего состава.

Характерные виды комплекса: *Gongylothorax siphonifer* Dumitrica, *Cyrtocalpis digitiformis* Tan, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Excentropyllomma senomana* Dumitrica, *Amphipyndax mediocris* (Tan). В единичных экземплярах представлены виды: *Conotheosphaera conosphaerica* (Zham.), *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Diacanthocapsa euganea* Squinabol, *Theocapsomma teren* Foreman, *Cyrtocapsa* (?) *ki-soensis* Vao и другие.

Как и в комплексе остринской свиты, здесь значительную долю (66%) составляют виды Тихоокеанского региона, а также из осадков океана. Семь видов являются общими с комплексами радиолярий (поздний альб — турон) Японии: *Archaeospongoprunum triplum* Pessag-

no, *Gongylothorax siphonifer* Dumitrica, *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Diacanthocapsa euganea* Squinabol, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *A. sp. A* Taketani [21, 27]. С альб-туронским комплексом с территории Индонезии [28] пять общих видов: *Cyrtocalpis digitiformis* Tan, *Lithomitra pseudopinguis* Tan, *Amphipyndax mediocris* (Tan), *Stichocapsa lageniformis* Tan, *S. pseudodecora* Tan.

С зоной РК-5 позднесеноман-туронского возраста (скв. 164—170), выделенной Т. Муром по материалам 17-го рейса [20], общие виды следующие: *Excentropyomma senomana* Dumitrica, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.).

Несколько видов комплексов радиолярий остринской и хойской свит общие с комплексом *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (альб — турон) Корякского нагорья [1].

15% комплекса хойской свиты приходится на виды, известные в сеноман-туронских отложениях Средиземноморья: с территории Румынии пять видов: *Gongylothorax siphonifer* Dumitrica, *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Excentropyomma senomana* Dumitrica, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.) [16]; с территории Малого Кавказа семь видов: *Archaeospongoprunum praelongum* Pessagno, *Porodiscus rüsti* Camp. et Cl., *Theocapsomma teren* Foreman, *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Dictyomitra sevanaensis* Kasinzova, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *Stichocapsa lageniformis* Tan [8]; с Украинских Карпат шесть видов: *Conosphaera haeckeli* Aliev, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Excentropyomma senomana* Dumitrica, *Lithocampe kiparissovae* Zhamoida, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.) [7].

По преобладанию в комплексе видов, известных в сеноман-туронских отложениях многих регионов, и отсутствию типичных ранне-сеноманских и позднетуронских форм, возраст его определяем как поздний сеноман — ранний турон.

РАКИТИНСКАЯ СВИТА

В отложениях свиты установлен комплекс радиолярий с *Stichomitra manifesta* — *Diacanthocapsa rotunda*, местонахождения которого обнаружены в бассейнах рек Набиль, Тымь, Люкама, Пиленга, Мелкая и Нерпичья. По количеству видов он равнозначен комплексам остринской и хойской свит. Населлярии доминируют и составляют 60% комплекса.

Характерные виды комплекса: *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Crucella espartoensis* Pessagno, *Diacanthocapsa acuminata* Dumitrica, *D. rotunda* Koslova, *Stichomitra manifesta* Foreman.

Виды *Saturnalis spinosus* Zhamoida, *Porodiscus vulgaris* Lipman, *Patulibracchium teslaensis* Pessagno, *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica, *Holocryptocapsa hindei* (Tan), *Theocapsomma ancus* Foreman, *Dictyomitra pulchra* Squinabol и другие — единичны.

66% комплекса составляют виды, известные в Тихоокеанском регионе и в осадках океана; 15% — средиземноморские. Многие из них имеют распространение в кампан-маастрихтских отложениях, некоторые характеризуют кампан. В Калифорнии в составе радиоляриевой зоны *Crucella espartoensis* кампанского возраста [22] мы находим три вида, общие с комплексом раkitинской свиты: *Patulibracchium teslaensis* Pessagno, *Crucella espartoensis* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.). С кампанскими комплексами Японии семь общих видов: *Stylosphaera pusilla* Camp. et Cl., *Sphaerostylus hastatus* Camp. et Cl., *Crucella espartoensis* Pessagno, *Cryptamphorella macropora* Dumitrica, *Diacanthocapsa acuminata* Dumitrica, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *Stichomitra manifesta* Foreman [24]. Сильпинским комплексом (кампан) Корякского нагорья также имеются общие виды [5]: *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *C. tschurini* Lipman, *Porodiscus cretaceus* Camp. et Cl., *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.).

Некоторые виды, обнаруженные в составе сахалинского комплекса, характеризуют кампанские комплексы радиолярий разных регионов: Западно-Сибирской низменности — *Porodiscus vulgaris* Lipman, *P. cretaceus* Camp. et Cl., *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.) [10]; Румынии — *Cryptamphorella macropora* Dumitrica, *Diacanthocapsa acuminata* Dumitrica [15].

Отмечается общность с кампанским комплексом о. Кубы — шесть видов: *Porodiscus cretaceus* Camp. et Cl., *P. vulgaris* Lipman, *Crucella espartoensis* Pessagno, *Cryptamphorella macropora* Dumitrica, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.) [13].

В осадках Тихого океана по материалам 32-рейса (скв. 313) К. Эмпсон-Морин [17] описала кампанский комплекс радиолярий, где найдены три вида, общие с рассматриваемым комплексом раkitинской свиты: *Sphaerostylus hastatus* Camp. et Cl., *Crucella espartoensis* Pessagno, *Stichomitra manifesta* Foreman.

Итак, общность видов с многими кампанскими комплексами различных регионов дает возможность определения возраста радиоляриевой комплекса раkitинской свиты в пределах кампана (возможно, низы маастрихта).

БЕРЕЗОВСКАЯ СВИТА

В породах свиты установлен радиоляриевый комплекс с *Amphipyndax stocki* — *Theocapsomma comys*, находки которого зафиксированы в

бассейнах рек Венгрии, Богатая и Мелкая. В его составе 29 видов. В этом комплексе, как и в трех ниже лежащих, населяющих преобладают над спумелляриями и составляют 66%.

Характерные виды комплекса: *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Porodiscus cretaceus* Camp. et Cl., *Cyrtocalpis operosa* Tan, *Theocapsomma comys* Foreman, *Lithocampe eureia* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *A. epiplatys* Renz. В единичных количествах встречены скелеты видов *Saturnalis bifurcatus* Zhamoïda, *Dictyocapsa sayeuxi* Squinabol, *Holocryptocapsa hindei* (Tan), *Lithocampe apiarium* (Rüst), *Amphipyndax awaensis* Nakaseko et Nishimura и др.

Около 60% комплекса составляют виды Тихоокеанского региона, 10% — средиземноморские. Здесь так же, как и в комплексе ракинской свиты, встречены виды, имеющие распространение в кампанско-маастрихтских отложениях Калифорнии [14]. Два вида общие с радиоляриевой зоной *Orbiculiforma renillaeformis* (маастрихт): *Spongosaturnalis spiniferus* Camp. et Cl., *Dictyomitra multicostata* Zittel [22]. Несколько видов общие с описанными как позднемаастрихтские на территории Калифорнии: *Theocapsomma comys* Foreman, *Dictyomitra lamellicostata* Foreman, *Lithocampe eureia* Foreman [18]. Три вида известны в составе позднекампанско-маастрихтского комплекса с *Clathrocyclus diceros*, установленного в Корякском нагорье [1]: *Theocapsomma comys* Foreman, *Dictyomitra multicostata* Zittel, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.). Общие виды обнаружены с радиоляриевой зоной *Amphipyndax tylotus*, установленной Э. Формэн [19] в осадках Атлантического океана: *Cyrtocalpis operosa* Tan, *Theocapsomma comys* Foreman, *Dictyomitra lamellicostata* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.). Распространение этих видов внутри зоны ограничено поздним кампаном — маастрихтом.

Итак, в составе комплекса имеются виды, известные в кампан-маастрихтских отложениях, но вместе с тем встречены формы, которые характеризуют только маастрихт. Исходя из этого определяем возраст комплекса радиолярий березовской свиты пока в пределах маастрихта (возможно, верхи кампана).

Следует отметить, что некоторые виды радиолярий, входящие в состав комплексов остринской и хойской свит Восточного Сахалина, найдены нами в отложениях далдаганской серии, самохинской толщи, побединской свиты Западного Сахалина [9]. Так, в породах далдаганской серии (сборы В. С. Рождественского, В. Г. Краснова, А. Н. Речкина, 1978—1980 гг.) в районе Западно-Сахалинских гор (Таулан-Армуданская гряда и руч. Самохинский) обнаружены позднеальб-сеноманские радиолярии:

Theocapsomma ancus Foreman, *T. teren* Foreman, *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Excentropyloomma cenomana* Dumitrica, *Cryptamphorella sphaerica* (White), *Squinabollum fossilis* (Squinabol), *Theocorys antiqua* Squinabol, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *P. lilyae* (Tan), *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.) и др. Комплекс, богатый по количеству видов, особей, и хорошей сохранности назван нами комплексом с *Holocryptocanium barbui* — *Hemicryptocapsa tuberosa* — *Thanarla elegantissima*.

В породах самохинской толщи (сборы Б. А. Сальникова, 1964 г.) по руч. Самохинскому встречена ассоциация радиолярий, состоящая из *Theocampe lispa* Foreman, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *H. tuberculatum* Dumitrica, *Cryptamphorella dumitricai* Schaaf, *Excentropyloomma cenomana* Dumitrica, *Thanarla elegantissima* (Cita), *Stichocapsa lageniformis* Tan и других, возраст которой определен в пределах позднего альба — раннего сеномана. В отложениях побединской свиты в этом же районе (сборы Александровской партии, 1978 г.) содержатся сеноманские радиолярии: *Conosphaera favosa* Zhamoïda, *Gongylothorax verbeeki* (Tan), *Tricolocapsa spinosa* Tan, *Theocapsomma parva* (Tan), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Stichocapsa ex gr. lageniformis* Tan, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *A. sp.* и др.

Обнаружение общих видов радиолярий в разрезах Западного и Восточного Сахалина указывает на возможность корреляции существенно разнофациальных меловых толщ западного и восточного побережий острова.

Таким образом, в установленных комплексах радиолярий из остринской, хойской, ракинской и березовской свит содержатся многочисленные общие виды со многими комплексами из разных регионов Земли. Количество обнаруженных таксонов в изученных ассоциациях — 130. Из них общими в Тихоокеанском регионе являются: с Калифорнией — 34 вида, с Японией — 17 видов, с Корякским нагорьем — 13 видов; в Средиземноморье: с Украинскими Карпатами — 20 видов, с Малым Кавказом — 16 видов, с Румынией — 15 видов. Как видно, большое влияние на формирование восточносахалинских комплексов имели «средиземноморские» радиолярии. Особенно это влияние сказывалось в позднеальб-сеноманское время. В кампан-маастрихте оно ослабевает, а усиливается влияние «американской» — «калифорнийской» фауны. Сказанное относится и к радиоляриевым комплексам Японии.

Известно, что по литологическому составу остринская свита обычно сопоставляется с группой Сорати (поздняя юра — нижний мел),

ВОЗРАСТ	КАЛИФОРНИЯ	КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ	Я П О Н И Я			ВОСТОЧНЫЙ САХАЛИН	
			ЮГО-ЗАПАДНАЯ	ЧАСТЬ	О. ХОННАЙДО		
	<i>Pessagno</i> , 1977	<i>Вишневецкая</i> и др., 1983	<i>Yamauchi</i> , 1982	<i>Matsuyama</i> , 1982	<i>Takemai</i> , 1982	<i>Жамойда</i> , 1972	<i>Кузнецова</i> , 1983
МААСТРИХТ	<i>Orbiculiforma renillaeformis</i>					Иветьвайнский	<i>Amphipyndax stocki</i> — <i>Theocapsamma comus</i>
НАМПАН	<i>Patulibracchium dickinsoni</i> <i>Crucella espartoensis</i>	<i>Clathrocyclas diceros</i>	<i>Cramyomma? nodosa</i> — <i>Archaeospongoprunum salumi</i>	<i>Amphipyndax tylotus</i>			Ракитинский
САНТОН	<i>Alievium gallowayi</i>	<i>Pseudoaulophacus florensensis</i>	<i>Dictyomitra formosa</i> — <i>Pseudoaulophacus parquerensis</i>	<i>Artostrobium urna</i>	<i>Spongostaurus(?) hokkaidoensis</i> <i>Orbiculiforma quadrata</i>		
КОНЬЯН	<i>Alievium praegallowayi</i>	<i>Archaeospongoprunum bipartitum</i> — <i>Amphipyndax stocki</i>			<i>Archaeospongoprunum triplum</i> <i>Squinabollum fossilis</i>		
ТУРОН	<i>Alievium superbum</i>		<i>Hemicryptocapsa polyhedra</i>	<i>Dictyomitra formosa</i>	<i>Dictyomitra formosa</i>		
СЕНОМАН	<i>Rotaforma hessi</i> <i>Archaeospongoprunum tehamaensis</i>	<i>Dictyomitra pseudomacrocephala</i>	<i>Holocryptocanium barbui</i> — <i>H. geysersensis</i>	<i>Holocryptocanium barbui</i>	<i>Dictyomitra formosa</i> <i>Eusyringium spinosum</i>		<i>Excentropyllomma cenomana</i> — <i>Amphipyndax mediocris</i>
АЛЬБ	<i>Petasiforma foremanae</i>				<i>Diacanthocapsa euganea</i> <i>Thaenarla elegantissima</i> <i>Holocryptocanium barbui</i> <i>Thaenarla conica</i>		<i>Holocryptocanium barbui</i> — <i>Archaeospongoprunum praelongum</i>

Рис. 3. Схема сопоставления позднемиловых комплексов радиолярий Тихоокеанской области.

а хойская свита — с группой Нижнее Едзо (апт — альб) на о. Хоккайдо [12]. Полученные же данные по радиоляриям из отложений этих свит и их сопоставление с «японскими» показали, что комплексы остринской и хойской свит сходны с комплексами группы Среднее Едзо (поздний альб — турон) о. Хоккайдо. Кроме того, обнаружено сходство и с одноз-

растными комплексами радиолярий из отложений пояса Симанто юго-западной части Японии (рис. 3).

Таким образом, результаты проведенных исследований сводятся к следующему: 1. Выявлены и изучены четыре комплекса радиолярий в районе Восточно-Сахалинских гор: *Holocryptocanium barbui* — *Archaeospongoprunum prae-*

longum, Excentropyromma senomana — Amphipyndax mediocris, Stichomitra manifesta — Diacanthocapsa rotunda, Amphipyndax stocki — Theocapsomma comys. 2. Переопределен и уточнен возраст отложений четырех свит на основании новых данных по радиолариям: остринской — поздний альб — ранний сеноман; хойской — поздний сеноман — ранний турон; ракетинской — кампан (возможно, низы маастрихта); березовской — маастрихт (возможно, верхи кампана). 3. Установлена возможность корреляции разнофациальных отложений Западного и Восточного Сахалина по радиолариям. 4. Проведено межрегиональное сопоставление комплексов радиоларий в пределах Ти-

хоокеанской области. 5. Показано сходство комплексов радиоларий удаленных районов (Тихоокеанская и Средиземноморская области), что подтверждает возможность использования данной группы фауны для межконтинентальных корреляций.

Все изложенное относится только к перечисленным в данной работе местонахождениям. В дальнейшем необходим дополнительный и более детальный отбор проб из указанных отложений Сахалина (включая богатинскую свиту) на всей площади их развития. Не исключено, что в результате этих исследований появится возможность более дробного расчленения меловых отложений по радиолариям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вишневецкая В. С., Богданов Н. А. и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1983.— № 8.
2. Владимиров А. С. К стратиграфии мезозойских отложений северных отрогов Набильского хребта // Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984.
3. Жамойда А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения радиоларий) // Тр. ВСЕГЕИ.—1972.— Нов. сер.— Т. 183.
4. Жамойда А. И., Ковтунович Ю. М., Савицкий В. О. Комплексы мезозойских радиоларий Восточно-Сахалинских гор // Ежегод. Всесоюз. палеонтол. о-ва.—1968.— Т. 18.
5. Казинцова Л. И. Меловые радиоларии Корякского нагорья // Сов. геология.—1979.— № 4.
6. Казинцова Л. И. Новые данные о возрасте кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по радиолариям // Тез. докл. IX Всесоюз. микропалеонтол. совещ.— Ухта, 1983.
7. Казинцова Л. И. Меловые радиоларии Украинских Карпат // Морфология, экология и эволюция радиоларий.— Л.: Наука, 1984.
8. Казинцова Л. И., Тихомирова Л. Б. Мезозойские радиоларии Малого Кавказа и этапы их развития // Тр. XIX сессии ВПО.— Л.: Наука, 1979.
9. Казинцова Л. И., Рождественский В. С. Нижнемеловые отложения Таулан-Армуданской гряды и северной части Западно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология.—1982.— № 5.
10. Козлова Г. Э., Горбовец А. Н. Радиоларии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ.—1966.— Вып. 248.
11. Сальников Б. А., Туренко Т. В., Сальникова Н. Б. Нижнемеловые отложения Сахалина // Тихоокеан. геология.—1984.— № 5.
12. Рождественский В. С. Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // Там же.—1983.— № 5.
13. Abin E. Radiolarios de algunas formaciones del Cretácico Paleógeno Inferior de Cuba occidental // Ciencias de la Tierra y del Espacio.—1983.— N 7.
14. Campbell A., Clark B. Radiolaria from upper cretaceous of Middle California // Geol. Soc. Amer. Spec. Papers.—1944.— N 57.
15. Dumitrica P. Cryptocephalic and Cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // Ser. de Geol.—1970.— V. 14, N 1.
16. Dumitrica P. Cenomanian Radiolaria at Podul Dimbovitel // 14-European Micropaleontological Colloquium.— Bucharest, 1975.
17. Empson-Morin K. Campanian radiolaria from DSDP site 313, Mid-Pacific Mountains // Micropaleontology.—1981.— V. 27, N 3.
18. Foreman H. Upper Maestrichtian Radiolaria of California // Spec. pap. paleontology.—1968.— N 3 (London).
19. Foreman H. Mesozoic Radiolaria from the Atlantic Basin and its Borderlands // Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands. Development in Palaeontology and Stratigraphy.—1977.— V. 6.
20. Moore T. Radiolaria from Leg 17 of the DSDP // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1973.— V. 17.
21. Nakaseko K., Nishimura A., Sugano K. Cretaceous Radiolaria in the Shimanto Belt, Japan // News of Osaka Micropaleontologist Spec.—1979.— V. 2.
22. Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology, spec. publ.—1976.— N 2.
23. Pessagno E. Lower Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan complex, California Coast Ranges // Cushman Foundation for Foraminiferal Research (Washington), spec. publ.—1977.— N 15.
24. Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium, JRS 81 Osaka // News of Osaka Micropaleontologist Spec., 1982.— V. 5.
25. Schaaf A. Late early cretaceous Radiolaria from Leg 62 of the Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office, 1981.— V. 62.
26. Schmidt-Effing R. Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa Elena-Massiv von Coasta Rica // N. Jb. Geol. and Paläont. Abh.—1980.— V. 160, N 2.
27. Taketani V. Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido // Sci. Reports Tohoku Univ.—1982.— Ser. 2.— V. 52, N 1—2.
28. Tan Sin Hok. Over de samenstelling en het ontstaan van Krijten mergelgesteenten van de Molukken // Verh. Jb. Mijnwezen Ned.—Indie, 1927.— Pt. 3.— V. 55.

С. В. Щепетов

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И СОСТАВУ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОМСУКЧАНСКОГО РАЙОНА (ОЧВП)

В статье приводятся новые данные по стратиграфии и составу позднемезозойских вулканогенных образований южной части Омсукчанского района (ОЧВП). На основании палеофлористических датировок предлагается выделение еланской серии позднеальбского — раннесеноманского возраста и стланиковской серии позднеуронского — коньякского воз-

раста. В еланскую серию объединены выделенные ранее стратиграфические подразделения: зоринская, таватумская, наяханская свиты и кананыгинская толща. Стланиковская серия включает вулканогенно-осадочную чинганджинскую толщу и три вулканогенных толщи с новыми названиями: рондовскую, туманскую и ульчанскую.

Омсукчанский район является одним из наиболее перспективных для развития горнодобывающей промышленности Магаданской области. На его территории широко представлены образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и связанные с ними разнообразные проявления эндогенного оруденения. Вместе с тем изученность стратиграфии и обоснование возраста вулканогенных толщ, вмещающих оруденение, остаются до настоящего времени недостаточными. Обнаруживаются существенные противоречия между принятыми схемами расчленения вулканогенных толщ района и возрастом редких находок ископаемой флоры.

В 1982 г. Лабораторией палеовулканологии СВКНИИ ДВНЦ АН СССР был организован Омсукчанский комплексный полевой отряд в составе В. Ф. Белого, В. В. Акинина, С. В. Щепетова, основная задача которого состояла в проведении тематических работ по сборам ископаемых растений, изучении наиболее важных разрезов и определении направлений дальнейшего изучения позднемезозойского вулканизма района. В 1983—1985 гг. автором изучены опорные разрезы вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в бассейнах рек Джагын, Омсукчан, Вилига, Алики, Кананыга, Калалага и Туманы (рис. 1, А). Некоторые результаты этих работ излагаются в настоящей статье.

В различных частях Омсукчанского района в основании разрезов вулканических толщ, относимых к ОЧВП, известны вулканогенно-осадочные образования с обильными остатками ископаемой флоры. На севере, в бассейне верховьев р. Омсукчан, они выделены под назва-

нием зоринской свиты, содержащей растительные остатки, параллелизуемые с арманской стратофлорой: *Equisetites* sp. 1, *Equisetites* sp. 2, *Equisetites* sp. 3, *Birisia ochotica* Samyl., *Tchautnia filatovii* Samyl., *Cladophlebis oppositipinnata* Samyl., *Cladophlebis* sp. (sp. nov.), *Nilsso-nia pilifera* Samyl., N. ex gr. *yukonensis* Holl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera?* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *speciosa* Heer, *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (Lindl. et Hutt.) F. Braun, *Elatocladus acifolia* Bell, *Taxites* ex gr. *heterophylla* (Holl.) Samyl., T. ex gr. *intermedia* (Holl.) Samyl., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., P. ex gr. *starratschinii* (Heer) Nath., *Sequoia minuta* Sveshn., *Sequoia* sp., *Lindera* cf. *jarmolenkoi* Imch., *Menispermities potomacensis* Berry, M. *reniformis* Dawson, *Menispermities* sp., *Platanaceae* sp. indet. 1, *Platanaceae* sp. indet. 2, *Celastrorhynchium* sp., *Cinnamomoides* sp., *Laurorhynchium* sp., *Cissites* cf. *cordatus* Philipp., *Cissites* sp., *Dicotylophyllum* (*Sassafras?*) sp. 1, *Dicotylophyllum* (*Tetracentron?*) sp. 2, *Dicotylophyllum* sp. 3, *Dicotylophyllum* sp. 4, *Dicotylophyllum* sp. 5, *Dicotylophyllum* sp. 6 (сборы С. И. Филатова, В. А. Самылиной [6]; сборы С. В. Щепетова — определения В. А. Самылиной с участием автора).

На юге территории, в бассейнах рек Кананыга и Чинганджа, в основании вулканогенного разреза залегает вулканогенно-осадочная чинанджинская толща, содержащая отпечатки растений более молодого возраста [3]. В 1982 г. на левобережье р. Кананыги из этой толщи (см. рис. 1, В, местонахождения № 1) В. Ф. Белым, В. В. Акининым и автором были собраны отпечатки: *Thalites* sp., *Selaginellites* sp.,

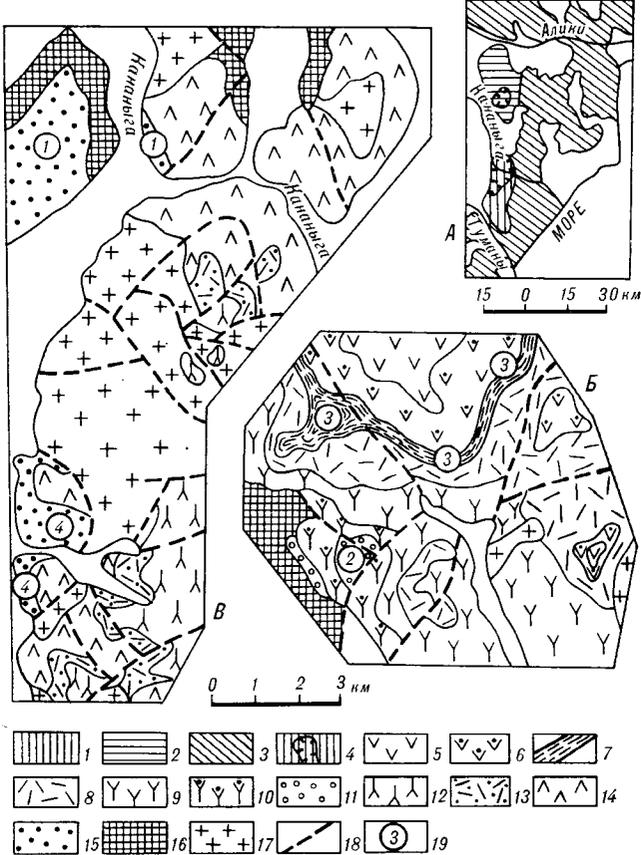


Рис. 1. Размещение вулканических полей в южной части Омсукчанского района и схематические геологические карты изученных участков (с использованием материалов А. Д. Сплинского, Л. Б. Скибиной, В. Ф. Белого, В. В. Акинина).

А — схема распространения позднемезозойских вулканических и вулканогенно-осадочных образований в южной части Омсукчанского района (1 — стланниковая; 2 — еланская серии; 3 — нерасчлененные позднемезозойские навопленения; 4 — детально изученные участки, показанные на схемах Б и В). Б — схематическая геологическая карта изученной части Еланского вулканического поля (5—7 — кананыгинская толща: 5 — верхняя, 6 — нижняя подтолща, 7 — горизонт вулканогенно-осадочных пород, 8 — наяханская свита; 9, 10 — таватумская свита: 9 — верхняя, 10 — нижняя подсвита; 11 — зоринская свита). В — схематическая геологическая карта изученной части Стланниковского вулканического поля (толща: 12 — ульчанская, 13 — туманская, 14 — рондовская, 15 — чинанджинская). Общие усл. обозн. на схемах Б и В: 16 — морские терригенные образования юрского возраста; 17 — субвулканические и интрузивные тела; 18 — разломы; 19 — места сборов остатков ископаемых растений (цифры соответствуют номерам местонахождений).

Equisetites sp. 1, *Equisetites* sp. 2, *Coniopteris opposita* Samyl., *Birisia* sp., *Asplenium diksonianum* Heer, *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. lepidia* Heer, *Protophyllocladus polymorphus* (Lesq.) Berry, *Taxites* (*Cephalotaxopsis*) *heterophylla* (Holl.) Samyl., *Torreya gracillima* Holl., *Pityophyllum* ex gr. *angustifolium* Nath., *P. ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia minuta* Svesh., *S. subulata* Heer, *S. tenuifolia* (Schmalh.) Sveshn. et Budants., *Sequoia* sp. 1, *Sequoia* sp. 2 (шишки), *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysht., *Thuja*

cretacea (Heer) Newb., *Cinnamomoides* sp. 1, *Lindera jarmolenkoi* Imch., *Menispermis* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *T. zizyphoides* Budants., *Trochodendroides* sp., *Platanus primaeva* Lesq., *Platanus* sp., *Pseudoprotophyllum cordatum*, *Platanaceae* sp. indet., *Celastrorhynchium kryshstofovichii* Samyl., *Ziziphus* aff. *hyperborea* Heer, *Z. kolymensis* Krysht., *Z. smilacifolia* Budants., *Ziziphus* sp., *Hollickia* («*Rulac*») *quercifolium* (Holl.) Krassil., *Ievlevia dorofeevii* Samyl., *Quereuxia angulata* (Lesq.) Krysht., *Q. cf. angulata* (Lesq.) Krysht., *Radicites* sp. Они позволили В. А. Самылиной условно датировать возраст вмещающих отложений тураном [5].

На среднемасштабных Государственных геологических картах района вулканические образования, перекрывающие флористические охарактеризованные вулканогенно-осадочные толщи, делились (снизу вверх) на таватумскую, наяханскую свиты и кананыгинскую толщу. Представительных палеоботанических данных об их возрасте не имелось. В 1982 г. в верховьях руч. Елань из базального горизонта кананыгинской толщи собраны растительные остатки, являющиеся, по мнению В. А. Самылиной, более древними, чем таковые из чинанджинской толщи с р. Кананыги [5]. Это вызывает противоречие в оценке возраста вулканических образований района по палеоботаническим и геологическим данным. Результаты тематических работ, проведенных автором летом 1984 г., позволили внести существенные коррективы в представления о возрасте и характере разрезов вулканических образований, развитых на этой территории.

В южной части Омсукчанского района, в междуречье рек Алики и Туманы, можно выделить несколько полей распространения позднемезозойских вулканических, в пределах которых вулканические толщи выдержаны по простиранию и хорошо прослеживаются при геологическом картировании (см. рис. 1, А). Наиболее детально автором изучены: южная и центральная части Еланского вулканического поля, ограниченного долинами рек Алики, Кананыги и ручья Тэукич; северо-западная часть Стланниковского поля, ограниченного реками Туманы, Чинганджа и ручьями Ульчан и Стланниковый.

В Еланском вулканическом поле (см. рис. 1, Б) изучен следующий разрез (снизу вверх):

1. Зоринская свита (до 700 м) — вулканогенно-осадочные образования.
2. Таватумская свита: нижняя подсвита (130—300 м) — дациты; верхняя подсвита (200—800 м) — андезитобазаальты и базальты.
3. Наяханская свита (200—400 м) — риолиты.
4. Кананыгинская толща: нижняя подтолща

(350—750 м) — туфы и лавы андезитобазальтов и базальтов, редко туфы и туфопесчаники; верхняя подтолща (свыше 300 м) — базальты и андезитобазальты.

Зоринская свита с угловым несогласием залегает на юрских песчаниках и алевролитах. Она представлена переслаиванием туфов, туфопесчаников и полимиктовых конгломератов. Встречаются прослои туфоалевролитов, в которых иногда присутствуют углистые вещество и отпечатки ископаемой флоры, обычно плохой сохранности (см. рис. 1, Б, местонахождения № 2): *Equisetites* sp., *Birisia ochotica* Samyl., *Arctopteris* sp., *Hausmannia* sp., *Onychiopsis psilotoides* (Stockes et Webb) Ward, *Sphenopteris* sp., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Podozamites* sp., *Taxites ex gr. heterophylla* (Holl.) Samyl., *T. ex gr. intermedia* (Holl.) Samyl., *Sequoia minuta* Sveshn., «*Sequoia*» *reichenbachii* (Gein.) Heer, *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Platanus aff. newberryana* Heer, *Platanaceae* gen. et sp. indet. 1, *Platanaceae* gen. et sp. indet. 2, *Celastrophyllum aff. kryshtofovichii* Samyl., *Cissites* sp., *Leguminosites* sp., *Dicotylophyllum (Zizyphoides?)* sp. 1, *Dicotylophyllum* sp. 2, *Dicotylophyllum* sp. 3, *Carpolithes* sp. (сборы 1982 г. [5] и 1984 г. — определения В. А. Самылиной с участием автора). Эти растительные остатки параллелизуются с арманской стратофлорой и тафофлорой стратотипа зоринской свиты в бассейне р. Омсукчан. В. А. Самылина считает возраст арманской стратофлоры позднеальбским [4].

На изученной площади слои зоринской свиты наклонены на восток и ближе к центру вулканического поля перекрываются образованиями таватумской свиты без несогласия; в то же время на склоне водораздела, обращенном к р. Кананыге, между этими геологическими телами наблюдается угловое несогласие. Подобные соотношения, вероятно, можно объяснить тем, что в направлении с востока на запад имеет место переход от внутренней части небольшой впадины, сложенной вулканогенно-осадочной толщей, к её крылу.

Нижнетаватумская подсвита сложена породами дацитового состава. В основании подсвиты залегают игнимбриты, содержащие 3—10% кристаллокластов плагиоклаза и кварца, заключенных в псевдофлюидальной «микроигнимбритовой» основной массе. В верхней части подсвиты преобладают литокристаллокластические туфы, среди кристаллокластов которых, кроме кварца и полевого шпата, встречаются зерна амфибола, полностью замещенные хлоритом и карбонатами.

Основной объем верхнетаватумской подсвиты слагают лавобрекчии и туфы андезитоба-

зальтов и базальтов. В незначительном количестве присутствуют прослои туфов андезитового состава. Породы содержат 20—30% вкрапленников или кристаллокластов плагиоклаза и амфибола, полностью замещенного вторичными минералами.

Наяханская свита залегает без несогласия на породах таватумской свиты. Она сложена порфиро- и витрокластическими игнимбритами, среди которых включаются маломощные прослои туфов риолитового состава. Витроигнимбриты представляют собой агрегат спекшихся «черепков» и «рогулек» стекла различной степени раскристаллизации. Они содержат 3—5% кристаллокластов плагиоклаза, кварца и пертитового калиевого полевого шпата. Порфирокластические игнимбриты содержат 15—20% кристаллокластов плагиоклаза, калишпата, кварца и биотита, заключенных в «микроигнимбритовой» основной массе.

Нижняя подтолща кананыгинской толщи залегает на подстилающих игнимбритах наяханской свиты без несогласия. Она сложена преимущественно лито- и кристаллолитокластическими туфами основного и среднего состава. В незначительном количестве присутствуют покровы базальтов и андезитобазальтов. В основании подтолщи залегает горизонт (50—200 м) основных туфов и туфопесчаников с прослоями углистых туфоалевролитов. Они содержат ископаемые остатки (см. рис. 1, Б, местонахождения № 3): *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Cladophlebis* sp. 2, *Sphenopteris* sp., *Nilssonia alaskana* Holl., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera ex gr. pulchella* (Heer) Florin, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Desmiphyllum* sp., *Araucarites subacutensis* Philipp., *Brachyphyllum* sp., *Taxites (Cephalotaxopsis) intermedia* (Holl.) Samyl., *Taxites* sp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sequoia minuta* Sveshn., *Sequoia fastigiata* Heer? *Clyptostrobus groenlandicus* Heer (сборы 1982 г. [5]). Этот сильно обедненный комплекс растений, по мнению В. А. Самылиной, явно древнее растений из чинганджинской толщи и, со значительной долей условности, может параллелизоваться с аркагалинской стратофлорой. Мнения на возраст аркагалинской стратофлоры у ряда исследователей различны [1, 2, 4], однако все авторы полагают, что верхняя возрастная граница аркагалинской стратофлоры не поднимается выше раннего сеномана.

Верхняя подтолща кананыгинской толщи представляет собой переслаивание платообразно залегающих покровов базальтов и андезитобазальтов. Породы толщи содержат до 30% вкрапленников плагиоклаза, клино- и ортопироксена.

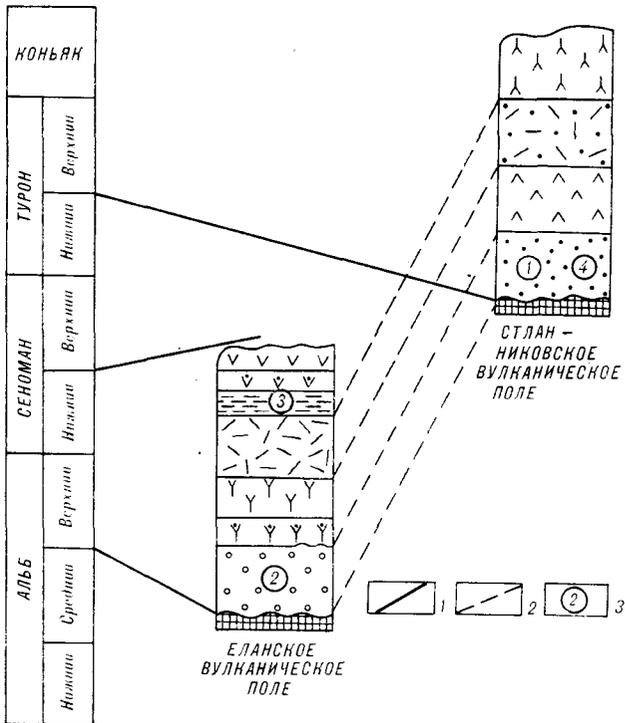


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов позднемезозойских накоплений Еланского и Стланниковского вулканических полей.

1 — возрастное положение разрезов, по новым палеоботаническим данным; 2 — соотношение разрезов, по данным среднемасштабных Государственных геологических карт; 3 — положение в разрезах флористических остатков, цифры соответствуют номерам местонахождений на рис. 1, Б, В; названия и состав стратиграфических подразделений в разрезах показаны в усл. обозн. к рис. 1.

В разрезе Стланниковского вулканического поля (см. рис. 1, В) предлагается выделять следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх):

1. Чинанджинская толща (свыше 400 м) — вулканогенно-осадочные образования.
2. Рондовская толща (около 600 м) — лавы и туфы базальтов и андезитобазальтов.
3. Туманская толща (от 60—80 до 200 м и более) — риолиты и дациты.
4. Ульчанская толща (свыше 400 м) — лавы и туфы базальтов и андезитобазальтов с прослоями туфов риолитов.

Чинанджинская толща была впервые подробно описана и выделена А. Д. Силинским. Многочисленные выходы её, известные в бассейнах рек Кананьга и Туманы, распространены на площади около 180 км².

Чинанджинская толща с угловым несогласием залегает на песчаниках и сланцах, содержащих фауну верхнеюрского возраста. Она представляет собой переслаивание вулканомиктовых конгломератов, туфопесчаников, туфов и углистых алевролитов, содержащих обильные отпечатки ископаемых растений. На левобережье р. Чинганджи (см. рис. 1, В, местона-

хождения № 4) из слоев толщи автором собраны *Equisetites* sp., *Osmunda tapensis* Samyl., *Asplenium dicksonianum* Heer, *A. rigidum* Vasilevsk., *Cladophlebis inaequipinnulata* Samyl., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, G. ex gr. *lepida* Heer, *Taxites heterophylla* (Holl.) Samyl., T. ex gr. *intermedia* (Holl.) Samyl., *Sequoia minuta* Sveshn., *S. tenuifolia* (Schmalh.) Sveshn. et Budants., *Sequoia* sp. (шишки), *Metasequoia asiatica* Samyl., M. ex gr. *occidentalis* (Newb.) Chaney, *Glyptostrobus vachrameevii* Sveshn., *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Menispermities* sp., *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Newb., *Credneria* sp., *Paraprotophyllum cordatum* (Samyl.) Samyl., *Celastrophyllum* sp., *Ziziphus smilacifolia* Budants., Z. varietas Holl., *Viburnum* sp. (sp. nov.), *Hollickia quercifolia* (Holl.) Krassil. (определения В. А. Самылиной). По систематическому составу и общей характеристике тафофлора р. Чинганджи представляется В. А. Самылиной примерно одновозрастной тафофлоре из вулканогенно-осадочных слоев чинанджинской толщи среднего течения р. Кананьги (см. рис. 1, В, местонахождения № 1). Растения из этих местонахождений могут рассматриваться как единая палеофлора, отражающая самостоятельный этап в развитии меловой флоры Омсукчанского района. Эта, самая молодая из известных сейчас в Омсукчанском районе меловых флор, включена В. А. Самылиной в состав валижгенской стратофлоры позднетуронского — коньякского возраста [4].

Вышележащие вулканические накопления, перекрывающие чинанджинскую толщу без видимого углового несогласия, делились А. Д. Силинским на три части, которые именовались (снизу вверх) таватумской, найханской свитами и кананьгинской толщей. Из приведенных выше данных о возрасте кананьгинской толщи Еланского вулканического поля, где находится её типовой разрез, следует, что вулканогенные образования Стланниковского поля имеют заведомо более молодой возраст, чем вулканы Еланского поля (рис. 2). Поэтому, в соответствии с правилами стратиграфической номенклатуры, они должны быть выделены под иными собственными географическими названиями, что и предложено автором в порядке обсуждения.

В составе рондовской толщи преобладают лавы и туфы базальтов и андезитобазальтов. В подчиненном количестве отмечены породы андезитового состава. Вкрапленники (обычно 15—20%) и кристаллокласты (до 60%) представлены плагиоклазом, клинопироксеном и бурой роговой обманкой.

Туманская толща залегает без видимого несогласия на образованиях рондовской толщи. Она сложена игнимбритами и туфами риолитового, реже дацитового состава. Среди игним-

бритов преобладают порфирокластические разности, витрокластические породы менее характерны. Кристаллокласты (от 3—5 до 20%) представлены плагиоклазом, пертитовым калишпатом, кварцем и биотитом.

Ульчанская толща также залегает без углового несогласия на породах туманской толщи. Слагают её главным образом покровы базальтов. В подчиненном количестве присутствуют туфы базальтов, а также лавы и туфы андезитобазальтов, андезитов и риолитов. Породы основного и среднего состава содержат до 20% вкрапленников плагиоклаза, клино- и ортопироксена. Витро- и порфирокластические туфы риолитов содержат до 40% кристаллокластов плагиоклаза, кварца и, вероятно, пироксена и биотита, полностью замещенных вторичными минералами.

Стратифицированные вулканогенные геологические тела Еланского и Стланниковского вулканических полей, считавшиеся ранее разновозрастными, имеют вполне определенные различия, устанавливаемые при сравнении их строения и состава. Так, в разрезе рондовской толщи не известны дациты, слагающие выдержанный горизонт в основании таватумской свиты. Базальты и андезитобазальты рондовской толщи содержат в качестве темноцветных вкрапленников клинопироксен и бурую роговую обманку, в то время как в аналогичных по содержанию кремнезема породах таватумской свиты установлены вкрапленники только амфиболов. В составе наяханской свиты установлены витро- и порфирокластические разности игнимбритов только риолитового состава, а в разрезе туманской толщи присутствуют игнимбриты как риолитового, так и дацитового состава. Базальты и андезитобазальты кананыгинской и ульчанской толщ не различаются по составу темноцветных вкрапленни-

ков, однако в разрезе ульчанской толщи встречаются породы андезитового и риолитового состава, не характерные для кананыгинской толщи.

Вулканогенные образования Еланского и Стланниковского вулканических полей подверглись слабой и умеренной среднетемпературной региональной пропилитизации. Исключение составляют лишь андезитобазальты и базальты самой верхней части разреза кананыгинской толщи, сохранившие кайнотипный облик.

Проведенные геологические наблюдения и новые палеоботанические данные позволяют считать целесообразным выделение на описываемой территории двух серий позднемезозойских стратифицированных образований: еланской позднеальбского — раннесеноманского возраста в составе зоринской, таватумской, наяханской свит и кананыгинской толщи; стланниковской позднеуронского — коньякского возраста в составе чинанджинской, рондовской, туманской и ульчанской толщ.

Предварительные данные автора статьи по результатам полевых работ в 1983—1985 гг. указывают на то, что отдельные подразделения обеих серий, в частности кананыгинская и туманская толщи, широко распространены в пределах южной части Омсукчанского района. Полные же разрезы серий, подтвержденные палеофлористическими данными, зафиксированы пока только в пределах Еланского и Стланниковского вулканических полей. Поэтому для целей стратиграфических корреляций разрезов вулканических полей, лишенных флористических остатков, вероятно, потребуется решить вопрос о возможности использования петрографических и петрогеохимических признаков, что составит самостоятельную задачу исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 3.
2. Лебедев Е. Л. Вулканизм и климат мелового периода // Сов. геология.— 1982.— № 4.
3. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы).— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1978.
4. Самылина В. А. Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология.— 1986.— № 6.
5. Самылина В. А. О меловой флоре с реки Кананыги (Северное Приохотье) // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР.— М.: Геол. фонд. РСФСР, 1984.
6. Самылина В. А. Меловая флора Омсукчана.— Л.: Наука, 1976.

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
24 февраля 1986 г.

Г. Ф. Макаренко

СИММЕТРИЯ В РАЗМЕЩЕНИИ СТРУКТУР ЗЕМЛИ

И ГЛОБАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОЛЬЦА МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ «КАТАСТРОФЫ»

Горно-складчатые системы и крупнейшие разломы, фиксирующие швы литосферы, с докембрия доныне размещены на Земле симметрично относительно оси ее вращения. Это выявляется при графическом совмещении структурных рисунков-схем областей разных полушарий с поворотом глобуса на 180°. Глобальные осесимметричные кольцевые пояса покровных базальтов рубежа мел — палеоген отражают наличие сопря-

женной с базальтовыми полями планетарной системы материково-океанских складчато-надвиговых зон невадийского (рубеж юра — мел) тектогенеза. В эпоху мезозойско-третичной экологической катастрофы объемы излитых лав и газовых выбросов начального вскрытия трещин были грандиозны, что позволяет объяснить кризис и смену земной биоты без привлечения космических факторов.

ВВЕДЕНИЕ

Вытянутые складчатые горы Урала и Североамериканских Кордильер симметрично размещены на Земле. Первые простираются вдоль 60-го меридиана восточнее Гринвича, вторые — вдоль 120-го меридиана к западу от него. Гигантский материковый блок Африки, если его графически «вложить» в Тихий океан другого полушария, естественно вписывается в изгиб цепи краевых желобов. Эти факты, в очевидности которых легко убедиться, вращая глобус, надо бы считать игрой случая, если принять концепцию тектоники литосферных плит. По ней океаны расширяются и умирают из-за медленного бокового перемещения материково-океанских пластин, полностью меняя относительное расположение структур. Если же принять допущение стабильного размещения структур на Земле, тогда элементы осевой симметрии заслуживают самого пристального внимания.

С наибольшей очевидностью осевая симметрия расположения геологических образований на планете (с поворотом на 180° по оси вращения) проявлена в размещении базальтовых покровов, излившихся на рубеже мела-палеогена. Базальты, располагаясь крупными поверхностными полями, перекрывают структурные швы своего основания и ограничиваются иными структурными швами. Проследившая базальтовые мегапокровы по всей поверхности Земли, можно выявить глобальные закономерности в их расположении, как и в размещении связанных с ними в пространстве-времени горноскладчатых сооружений.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОЛЬЦА МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ «КАТАСТРОФЫ»

Экологическая «катастрофа» рубежа мезозоя-кайнозоя, приведшая к «великому вымиранию» биоты, в том числе динозавров, и сошедшая с появлением мировой иридиевой аномалии в осадках, объясняется сейчас падением астероида. Есть и иные мнения. Так, Н. А. Шило [11] считает, что иридиевый слой глиен связан «...с выбросами вулканов, а не с космическим телом гигантского размера». Масштаб вулканизма должен был отличаться от современного. Наиболее эффективными вулканическими явлениями, способными изменить экологические условия на всей планете, могут быть траппы — покровные трещинные извержения базальтов, охватывающие сразу огромные площади материков.

По Маклину [14], лишь одни только траппы провинции Декан, сформированные в этот период (объем лав около 3 млн км³), способны обеспечить как иридиевую аномалию, так и значительный вынос углекислого газа, создав «катастрофический» парниковый эффект. Помимо провинции Декан, на рубеже мела-палеогена возникли еще две трапповые провинции, симметрично размещенные в противоположных полушариях — на Северо-Востоке СССР и в регионах Арктики атлантического полушария. В тот же временной интервал были сформированы огромные поля базальтовых лав в ложе Мирового океана.

Покровные базальты восточнее Верхоянского антиклинория перекрывают складчатые структуры и вулканогенно-обломочные толщи мела в бассейнах рек Яны, Индигирки, Ала-

зеи [3]. Они сохранились останцами мощностью до 700 м и системами долеритовых даек — подводных каналов для размытых лав. Горизонтально лежащие палеогеновые базальты известны близ Охотско-Чукотского вулканического пояса в виде останцов мощностью до 800 м. Силлы и дайки палеогеновых долеритов — корни прежних покровов — развиты в регионах от Верхоянья до Чукотки почти повсеместно.

В атлантическом полушарии развиты Брито-Арктические траппы. Лавы Шпицбергена, мощностью в останцах до 300 м, имеют возраст 60 млн лет [1] и залегают на поздне меловом пенеппене. Подстилающий апт вмещает плутоны и дайки с радиологическим возрастом 140, 105, 90, 70 млн лет [4, 12]. Учитывая, что интрузивы обычно «удревнены» [2], плутоны следует отнести к той же фазе магматизма (иначе подводные каналы для лав «исчезают»). Восточнее, на островах Франца-Иосифа, вскрывается, видимо, тот же лавовый плащ; лавы покрывают здесь угленосный нижний мел. Сходство базальтовых покровов с лавами Верхоянья давно привело геологов к выделению «трансарктического платобазальтового пояса» [9].

На Британских островах лавы (останцы до 300 м) перекрываются на шельфе слоями эоцена. Интрузивы имеют более древний радиологический возраст в 90—80 млн лет [15]. В Восточной Гренландии туфобрекчии, покрывающие апт и подстилающие базальты, содержат палеонтологические остатки дания. Данные абсолютного возраста указывают на максимум извержений на рубеже 50—60 млн лет [12]. Дайки восточного побережья Гренландии следятся регионально, а лавы вновь обнажаются на Земле Пири. Выходы лав мощностью в первые километры известны и в Западной Гренландии. По данным геофизики допускается наличие базальтов под гренландским ледовым щитом.

Траппы всего арктического региона имели объем наземных базальтов не менее 3—4 млн км³, что резко увеличивает количество изверженной мантийной магмы, которой, вероятно, достаточно (провинция Декан) для создания мировой геохимической аномалии и экологического кризиса.

Проследим поля палеоценовых базальтов океана (рис. 1), выделенные по данным глубоководного бурения [13]. Скважины вскрывают либо покровные лавы океанского фундамента, либо более молодые магматические образования, надстраивающие океанское дно — вулканы подводных гор, силлы и дайки в надбазальтовых осадочных слоях. Наличие в забое скважины осадков мелового возраста свидетельствует о том, что поле базальтов па-

леоцена на рассматриваемом участке отсутствует, ибо лавы фундамента древнее. Нижний возрастной рубеж океанских базальтовых плащей, имеющих палеоценовый возраст в кровле, принимается условно — по аналогии с участками выходов лавовых серий на материке в виде траппов.

От Гренландии и Британии мел-палеоценовые лавовые плащи переходят в океан, где вскрыва бурением только их кровля. В центре Норвежского бассейна имеется полоса более молодых базальтов миоцена, выходящих на поверхность в Исландии и тянущихся в полярные области, а также, вероятно, и вдоль хребта Гаккеля (рис. 2). К северу от Гренландии лавы океанского дна, синхронные Брито-Арктическим траппам, можно только предполагать. Они распространяются вдоль хребта Менделеева — Альфа, идущего к Чукчинскому поднятию и шельфу Сибири, на сочленение с плащом базальтов Северо-Востока СССР. Бурения в Ледовитом океане не проводились, но наличие базальтов в океанском ложе подтверждено драгированием [17]. Выходы базитов палеогена известны на островах Де Лонга.

Южнее Гренландии палеоценовые базальты образуют в океане единую провинцию Срединноатлантического хребта вдоль всего океана. Палеоценовый возраст лав ложа подтверждается существованием надстраивающих его вулканических островов, уже к миоцену достигавших высоты 5—6 км. Олигоцен-миоценовые вулканические холмы на явно более древнем базальтовом ложе вскрываются вдоль хребта многими скважинами. Еще более молодые, собственно рифтовые базальты, известны вдоль срединного грабена — рифта.

Область палеоценовых базальтов океана, полосой огибая Африку, заворачивает в западную часть Индийского океана. Здесь, как и в центре Атлантики, при наличии «молодых» магнитных аномалий не вскрываются базальты фундамента моложе палеоценовых. Более молодые вулканы известны только на подводных горах. У побережий Индостана лавы смыкаются с наземным плащом траппов Декан.

Предполагаемая полосовая зона палеоценовых базальтов в ложе океана к югу от Австралии обоснована только интерпретацией магнитных аномалий. Но вскрытый скважиной 267 интрузив [13] показал, что базальтовый фундамент (вне зоны хребта?) здесь более древний.

Итак, если принять минимальную мощность покровных базальтов океана в 1 км, получим объем лав, извергнутых в начале палеогена в атлантическом полушарии, не менее 40 млн км³. Палеогеография начала изверже-

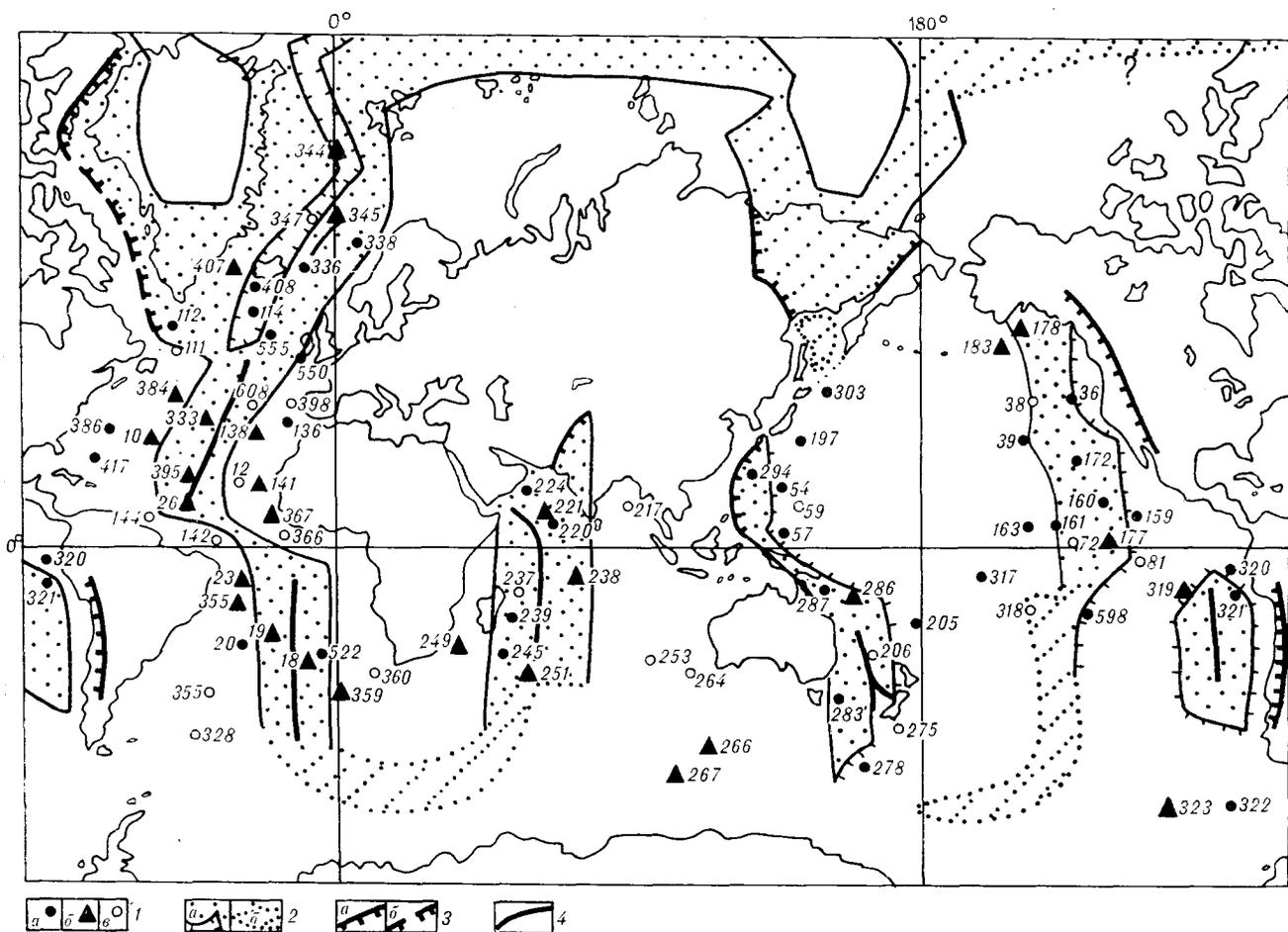


Рис. 1. Карта-схема мировых базальтовых полей рубежа мела — палеогена, по [13].

1 — скважины океанского бурения с их номерами, вскрывшие: а — базальты океанского фундамента, б — силлы, дайки, рифтовые вулканиты и вулканические постройки более молодые, чем базальтовый фундамент, в — осадочные породы; 2 — поля развития базальтов рубежа мела — палеогена на материках, в дне океанов и их границы по ближайшим скважинам: а — установленные, б — предполагаемые (в океанах по границам штрихи со стороны более молодого базальтового дна); 3 — моновергентные складчатые зоны: а — установленные, б — предполагаемые (штрихи в тылу надвигов); 4 — центростремительно дивергентные юрско-раннемеловые складчатые зоны, предполагаемые в осях активных и отмерших срединно-океанических хребтов под покровными базальтами и молодыми рифтовыми вулканитами.

ний на всех нынешних океанских площадях неизвестна.

От регионов Северо-Востока СССР зона базальтов палеогена тоже может быть прослежена к югу. Известные здесь инцидальные базиты геосинклиналей тихоокеанско-камчатского тектогенеза будем считать представителями «фонового» вулканизма, постоянно протекающего на Земле в разных областях, так же как вулканизма островодужных и собственно островных сооружений. В дне Охотского моря можно лишь предполагать пятнистое размещение палеогеновых лав. Ближайшее поле покровных базальтов, установленное бурением, имеется в Западно-Филиппинской котловине. Еще южнее лавы этого возраста вскрыты бурением в Коралловом и Тасмановом морях, с двух сторон от хребта Лорд-Хау.

Юго-восточнее полосу палеогеновых лав в океане можно наметить лишь по интерпрета-

ции палеомагнитных аномалий. Она проходит вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия. Заворачивая к северу, область базальтов палеогена вновь реально фиксируется бурением севернее островов Туамоту и затем меридионально тянется вплоть до Алеутской дуги. С запада эта полоса океанского дна граничит с более древней областью нижнемелового базальтового ложа, что определяется, как и в других океанах, либо вскрытием скважинами более древних базальтов, либо обнаружением поверх фундамента слоев осадочного мела, либо, наконец, наличием подводных гор и островов, сложенных меловыми вулканитами. Восточное ограничение этой зоны (как и для Западно-Филиппинской котловины, Тасманова моря) определяется вскрытием скважинами более молодых базальтовых плащей в океанском дне, датированных олигоценом — миоценем.

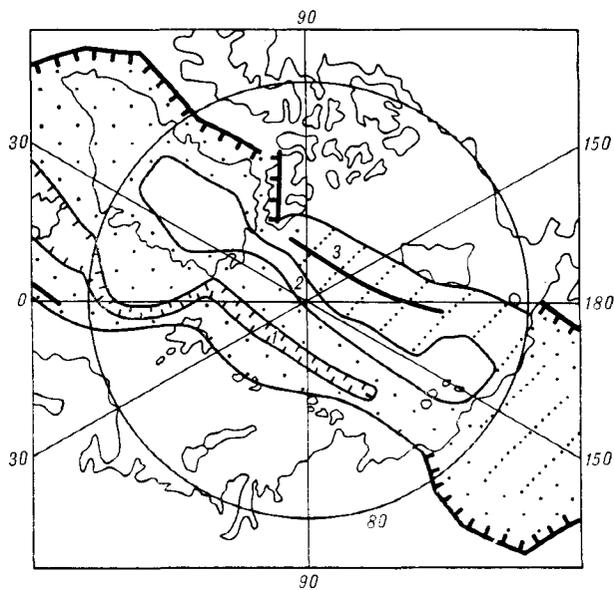


Рис. 2. Покровные базальты рубежа мела — палеогена в Арктике [13, 18]. Усл. обозн. см. на рис. 1, цифры на схеме — океанические хребты: 1 — Гаккеля, 2 — Ломоносова, 3 — Менделеева-Альфа.

Палеоценовые базальты в ложе Тихого океана развиты также восточнее, в Перуанской котловине, что подтверждается существованием Галапагосского меридионального хребта, уже к миоцену надстроенного крупными вулканическими островами. Это поле обрамляется более молодыми базальтовыми плащами. Южнее хребта Чили св. 323 [13] вскрыла слои в слоях верхнего мела, что указывает на развитие здесь более древних покровных лав в океанском фундаменте.

Общий объем палеоценовых базальтов в ложе Тихого океана, залегающих «пунктирным» полукольцом на западе и сплошным (сдвоенным у Южной Америки) полукольцом на востоке, не менее чем 50 млн км³. Нет оснований допускать иной стиль накопления базальтовых толщ в океане, чем на материках. Глубоководное бурение показало характерное наслаивание лавовых покровов, типичное для траптовых провинций. Общий объем покровных базальтов в Мировом океане, извергнутых в начале палеогена, составляет не менее 100 млн км³, что на порядок больше, чем в материковых траптовых провинциях этого возраста. Поэтому экологическая «катастрофа» вполне объяснима без привлечения космических причин.

Полосы базальтов раннего палеогена опоясывают Землю двумя аксиально-симметричными гигантскими незамкнутыми кольцами с одинаковым изгибом их западных ветвей у экватора. Западные ветви колец сопрягаются

у северного полюса. Из восточных ветвей этих колец тихоокеанская ветвь протягивается дальше к северу и дополняется параллельным фрагментом близ Южной Америки (рис. 3).

Все вспышки трапдового магматизма на Земле в мезозое и кайнозое приходились на рубежи геологических периодов и отвечали эпохам «великих вымираний» биоты*. Глобальные импульсы трещинного трапдового магматизма материков совпадали с эпохами мощного излияния базальтов в дне Мирового океана [6]. Трапдовые извержения на материках отвечали финалам геотектонических циклов и проявлялись каждый раз в тыльных областях моновентных складчато-надвиговых эпитеосинклинальных сооружений, обнаруживая с ними пространственно-временные парагенетические связи. Пермско-раннетриасовые траппы сформировались в тылу герцинид, триас-раннеюрские — поздних герцинид, юрско-раннемеловые — киммерид, мел-раннепа-

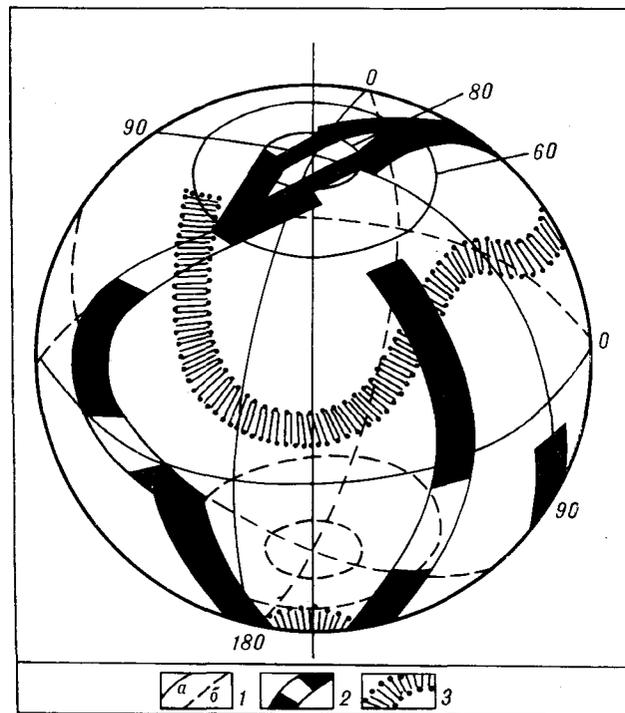


Рис. 3. Схема размещения осевых зон глобальных вулканических колец покровных базальтов рубежа мела — палеогена.

1 — параллели и меридианы полушарий: а — видимого, б — невидимого; 2 — осевая зона (с разрывами) вулканического кольца тихоокеанского полушария; 3 — осевая зона вулканического кольца атлантического (невидимого) полушария.

* Последняя из эпох, повторявшихся с интервалом около 30 млн лет, прошла на рубеже олигоцена и миоцена — именно такой интервал назад. Это должно привлечь особое внимание к глобальным вулканическим вспышкам покровного базальтового вулканизма, признанию которых противоречит концепция постоянного вулканизма и «спрединга» в океанах.

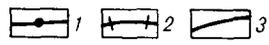
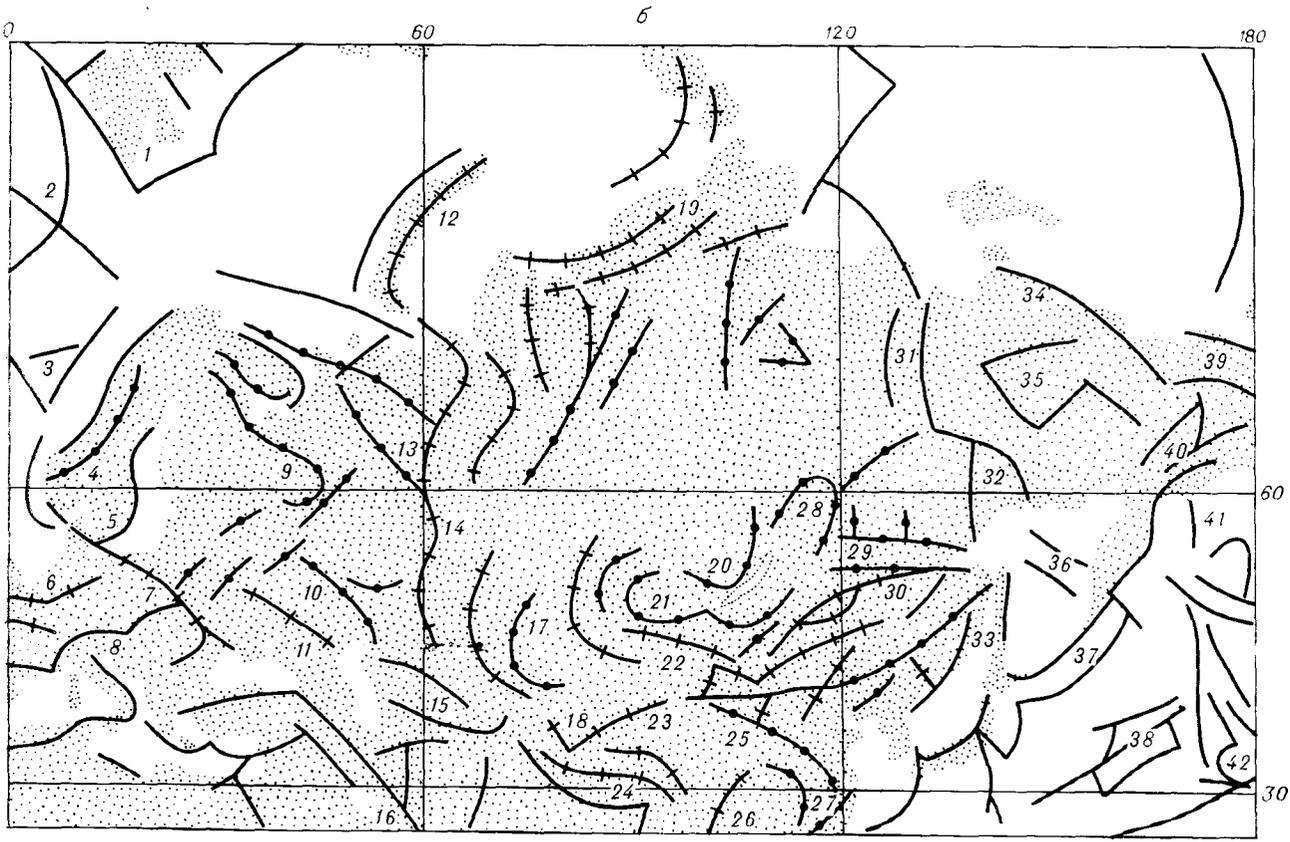
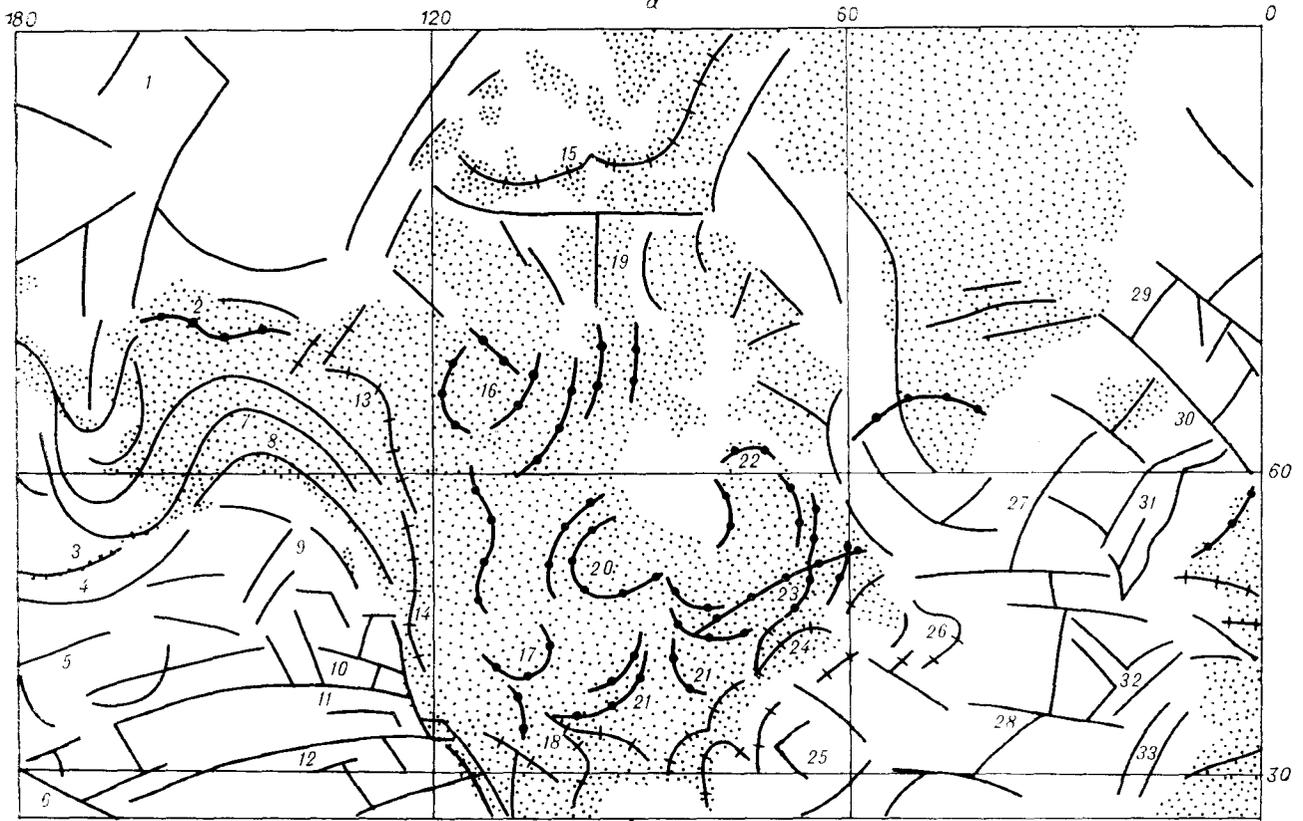


Рис. 4. Схематический структурный рисунок северных областей Земли:
 а — западного, б — восточного полушарий.

1—3 — линии простираций или ограничений структур: 1 — докембрия и раннего палеозоя, 2 — позднего палеозоя, 3 — мезозоя и кайнозоя. Цифры — наименование структур (сверху вниз и слева направо). Для А: 1 — Чукчинский массив, 2 — хребет Брукса, 3 — Алеутская дуга, 4 — Алеутский желоб, 5 — разлом Чинук, 6 — Гавайский хребет, 7 — Алеутско-Аляскинский хребет, 8 — горы Чугач и Береговой хребет, 9 — о-ва Кадык-Бауи, 10 — хребет Горда, 11 — разлом Мендосино, 12 — разлом Меррей, 13 — горы Маккензи, 14 — Кордильеры, 15 — бассейн Свердруп и пояс Корнуоллис, 16 — провинция Слейв, 17 — концентр Вайоминг, 18 — грабен Вичита, 19 — поднятие Бутия, 20 — провинция Супериор, 21 — дуги базальтов под равнинами Мидконтинента, 22 — зона Циркум-Унгава, 23 — гренивский фронт, 24 — Аппалачи, 25 — поднятие Вермуда, 26 — Большая Ньюфаундлендская банка, 27 — хребет Рейкьянес, 28 — Средиаоатлантический хребет, 29 — хребет Кольбенсей, 30 — Фареро-Исландский порог, 31 — Фарерское поднятие, 32 — хребет Палмер, 33 — хребет Мадейры. Для Б: 1 — блок Шпицберген, 2 — хребт Киповича, 3 — плато Воринг, 4 — Каледонский надвиг, 5 — Южно-Скандинавский блок, 6 — фронт европейских герцинид, 7 — зона Терсейра-Торнхвиста, 8 — дуги средиземноморских альпид, 9 — Северо-Двинский массив, 10 — Пачелмский грабен, 11 — Доинецкий грабен, 12 — Новая Земля, 13 — Тиман, 14 — Урал, 15 — Эльбрус, 16 — Загрос, 17 — Улугатау-Каратау, 18 — Кунь-Лунь, 19 — хребты Бырраंगा Таймыра, 20 — южный край Сибирской платформы, 21 — Западный Саян, Алтай, 22 — Бейшань, 23 — Цайдам, 24 — Гималаи, 25 — Цинли, 26 — Сиккан-Юннань, 27 — каледониды Китая, 28 — Байкальская складчатая зона, 29 — Алданский щит, Становой хребет, 30 — Большой Хинган, 31 — Верхоянский хребет, 32 — Охотский массив, 33 — Сихотэ-Алинь, 34 — Южно-Ануйская зона, 35 — Алазейское нагорье, 36 — Охотский свод, 37 — Курильская дуга и желоб, 38 — поднятие Шатского, 39 — Чукчинский блок, 40 — Хребты Корякии, 41 — хребет Ширшова, 42 — поднятие Хесса.

леогеновые — невадид и, наконец, самые молодые на Земле палеоген-миоценовые траппы — в тылу ларамид. Главные эпохи трапповых излияний охватывали в среднем временные интервалы до 10 млн лет, совпадая с началом очередного геологического периода. Основные же массы летучих компонентов, способные вызывать глобальные экологические изменения, выбрасывались из недр вместе с площадным вскрытием трещин и накоплением туфов перед началом собственно лавовых покровных излияний. Эпохи выброса газов охватывали начальные для очередного импульса 1—2 млн лет, приходясь на окончание предшествующего геологического периода [7].

С пространственно-временной позицией материковых траппов сходно также положение разновозрастных базальтов в дне краевых морей. В частности, в западной части Тихого океана (см. рис. 1) лавы палеоцена сформированы в тылу невадид, а лавы олигоцена — миоцена излились позднее в тылу восточновергентных ларамид, т. е. в тылу островных дуг «андезитовой линии». Полосы палеоценовых базальтов на востоке Тихого океана приближены с тыла к Андам и Кордильерам, для которых характерны восточновергентные складчатые сооружения невадийского тектогенеза. Более поздние деформации ларамийского этапа завершились здесь затем появлением финальных покровных базальтов олигоцена — миоцена.

Итак, мел-палеогеновые базальтовые кольца планеты объединяют в общую глобальную систему складчатые сооружения материков и островных дуг вместе с продолжающими их по простирацию срединноокеанскими хребтами. Последние в связи с этим можно предсказать как сомкнутые своими фронтами складчатонадвиговые зоны планетарного масштаба, которые возникли в эпоху невадийского тектогенеза с завершающей складчатостью на рубеже юры — мела. Затем в палеоцене они уже были перекрыты с двух (тыльных) сторон финальными для невадид лавовыми покровами, а позже — надстроены вулканическими горами

и осложнены системами рифтов с еще более молодым вулканизмом.

Расположенные симметрично, с поворотом на 180° по оси вращения Земли, кольцевые пояса покровных базальтов палеоцена переходят с материков в океаны и обратно. При этом общая геометрическая планетарная правильность колец сохраняется*. Как-будто найдено очевидное свидетельство против перемещения плит литосферы, по крайней мере, с начала кайнозоя. Теперь возникает необходимость более внимательно вести поиск других элементов глобальной осевой симметрии в размещении поверхностных структур. Ряд таких элементов установлен ранее [7, 8].

СИММЕТРИЯ В РАЗМЕЩЕНИИ СТРУКТУР ЗЕМЛИ (северные области)

Рассмотрим северные области планеты, расположенные в противоположных полушариях, и попытаемся выявить дополнительные признаки осевой симметрии в размещении их частных структур. Северные фрагменты глобальных палеоценовых вулканических колец одинаково накладываются на восточные регионы обеих областей.

Структурные рисунки выбранных областей западного и восточного полушарий (рис. 4, А, Б) выполнены однотипно. На них схематически в виде линий показаны простирающиеся наиболее крупных складчатых зон, некоторых разломов и иных швов, например, флексур, цепей вулканических островов или гор. Для всех структур учтен их геологический возраст, хотя большинство структур на материках или возникли ранее, или обновлялись позднее. Линии структурных простираций в обеих областях отобраны таким образом, чтобы они наиболее близко отвечали друг другу по направлению и расположению в сетке параллелей — меридианов. В той и другой областях

* Подобные глобальные осесимметричные вулканические кольца установлены на Марсе [16], они также обнаруживаются на Луне [8].

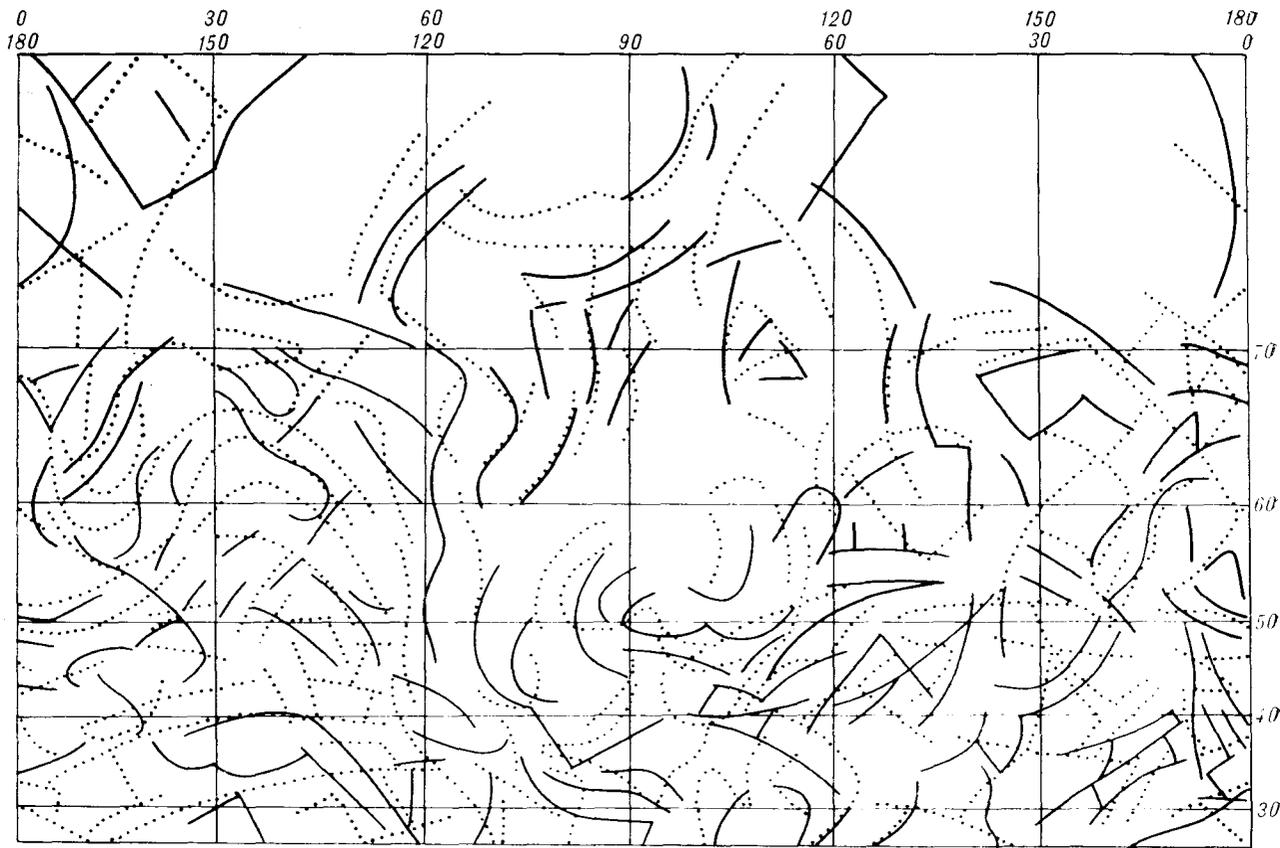


Рис. 5. Схема графического совмещения структурных рисунков северных областей разных полушарий Земли. 1, 2 — структурные линии: 1 — для восточного, 2 — для западного полушарий.

известны и легко могут быть обозначены множество структурных швов иных простираций. Они маскируют ясность предельно упрощенной нами и выборочно огрубленной картины. Для огромных областей противоположных полушарий схематизированные рисунки сходны, однако при графическом наложении схем (рис. 5) становится ясно, что совпадение элементов не совсем точное. Некоторые линии простираций в разных полушариях являются грубопараллельными, находясь в симметрично расположенных участках поверхности Земли. Но целый ряд линий прямо накладываются или взаимно продолжают друг друга по простирацию.

Для восточных половин обоих полушарий характерны следующие особенности размещения разновозрастных структур:

1) наличие в центре дуговых, круговых, овальных складчатых зон с возрастом докембрий — ранний палеозой. Эти участки отвечают южным окраинам Сибирской и Североамериканской платформ;

2) размещение зон герцинской стабилиза-

ции в северной (Таймыр и пояс Корнуоллис), западной (Урал и Кордильеры) и юго-восточной (Тибет, Сикан-Юннань, Южная Монголия и Уошито-Аппалачи) периферийных областях; 3) расположение мезозойско-кайнозойских структурных зон на крайнем юго-западе (Эльбрус, Гималаи и Береговой хребет), а также на востоке и северо-востоке (включая все структуры океанов) избранных областей.

В обеих областях, в регионах западнее Урала и Кордильер соответственно расположены в одном случае материк, в другом — океан. Сравнить регион мезозойского океана (вместе с прилегающей Аляской) и регион древней Восточноевропейской платформы (вместе с палеозойско-кайнозойским складчатым поясом Европы) можно лишь с некоторыми априорными допущениями, например, о том, что структурные линии океана наследуют и проявляют не менее древние, чем в Европе, коровые швы океанской литосферы. Приходится также допустить, что самые молодые зоны деформаций Европы — с одной стороны, и окраин Тихого океана — с другой, скорее всего, не

найдут, либо только частью найдут своих «двойников» среди более древних структурных единиц осесимметрично расположенной области другого полушария.

Совместное рассмотрение западных половин схем-рисунков (см. рис. 4, 5) убеждает, что наибольшее расхождение или фрагментарность в сходстве простираний структурных швов наблюдается в северо-восточных участках, где в Европе размещается древний фундамент под чехлом плиты. Велики также расхождения в южных и центральных участках областей, где в Европе размещаются сильновыгнутые альпийские складчатые дуги. В то же время самые выразительные новейшие тихоокеанские морфоструктуры Алеутской дуги и желоба находят своих аналогов в другом полушарии в виде береговых линий Балтийского и Северного морей, правда, проявляющих древние структурные направления.

Для западных половин сравниваемых областей характерны следующие общие черты структурных рисунков:

1) в южных участках областей преобладают широтные линии простираний, частью изогнутые дугообразно (в Европе), но сохраняющие единую ориентировку своих широтных фрагментов;

2) в крайних западных участках областей одинаково размещены структурные швы меридионального простирания с дуговым резким изгибом у 60 параллели;

3) на северо-западе имеются однотипно размещенные и сходные по масштабам изометричные блоки (Шпицберген и Чукчинское поднятие);

4) восточные участки этих областей обнаруживают однотипно протяженные структурные швы северо-западного простирания, одинаково пересеченные между 50 и 60 параллелями поперечными швами северо-восточного направления.

Таким образом, северные территории Земли разных полушарий имеют подобные рисунки структурных каркасов. В эти каркасы объединены либо швы-разломы, либо довольно широкие полосы материковых и океанских деформаций, а также зоны магмопроявлений как разного возраста, так и разной тектонической природы. Выразительны соответствия в размещении и простирании крупных тектонических и морфологических сооружений материка либо океана в разных полушариях: Южнокитайская платформа и Бермудское поднятие, Корякия — Камчатка и Фарерское поднятие, Южноанюйская зона и Фареро-Исландский порог и др. Такие соответствия означают, что современные океаны с их молодыми базальтовыми ложами — эфемериды в длительной истории Земли.

Проведенный анализ структурных рисунков разных полушарий планеты представляет собой исследование статической системы [5], состоящей из некоторых направлений, выраженных линиями. Линии отражают размещение в двумерном пространстве геологических границ — дизъюнктивных, частью пликативных либо резкостных. Последние типичны для границ полей изверженных пород, например вдоль островных цепей в океанах. Потому плановые рисунки из таких линий-границ отвечают генерализованным схемам структурно-вещественных характеристик регионов. Учен и возраст элементов, составляющих эти рисунки, хотя время для анализируемой статической системы, состоящей из этих разновозрастных элементов, фиксированное, современное.

Итак, геометрически сходные рисунки структурных планов составлены сочетанием геологических структур разного возраста и природы. Они отвечают областям, расположенным симметрично по оси вращения планеты в сети параллелей и меридианов, и характеризуют противоположные полушария. На них частично накладываются поля покровных базальтов, которые пространственно объединены в глобальные осесимметричные вулканические кольца, возникшие в начале палеогена. Все это показывает устойчивое положение верхнего слоя Земли на веществе ее внутренних оболочек от докембрия доныне.

Литосферные плиты не перемещаются по поверхности Земли. Складчато-надвиговые комплексы вдоль осесимметрично размещенных на планете литосферных швов формируются на месте. Их создают смещения накопившихся образований в связи с латеральным прохождением волн вертикальных подвижек, отражающих геотектоническую цикличность. Волны расходятся от эпицентров над глубинными очагами сброса земной энергии. Глубинные очаги действовали периодически, определяя симметричную (реактивную?) двунаправленность эндогенных импульсов относительно оси вращения Земли. После каждого импульса в разных полушариях рождались семейства однотипно сгруппированных овалов, малых структурных концентратов или огромные планетарные структурные дуги и кольца [8].

Волны, определяющие складчатость и надвиги, перемещаются, возможно, по модели деформаций земной коры, предложенной К. Ф. Тяпкиным [10]. Многие дуговые и прямолинейные швы — это прежние зоны раздела для соседствовавших в том или ином геотектоническом цикле участков — фронтальных (для волны), с преобладанием сжатий-воздыманий, и тыльных, с преобладанием растяжений-опус-

каний. В северных областях Земли, центрально распространяясь от древних платформ Сибири и Северной Америки, прогрессирующая во времени стабилизация определяла смещение зон максимальной активности (геосинклиналей).

Становление подобных структурных рисунков рассмотренных областей требует исследования динамических систем [5], отражающих геологические процессы с использованием актуалистических моделей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буров Ю. П., Загрузина П. А. Результаты определения абсолютного возраста кайнозойских базитов северной части п-ова Шпицберген // Геология Свальбарда.— Л.: НИИГА, 1976.
2. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. и др. Оценка возраста дифференцированных трапповых интрузий северо-западной части Сибирской платформы // Траппы Сибирской платформы и их металлогения.— Иркутск, 1971.
3. Гуляев И. В. К тектонике Алазейского поднятия // Геотектоника.— 1975.— № 6.
4. Ковалева Г. А., Буров Ю. П. Основные особенности мезо-кайнозойских базитовых комплексов архипелага Свальбард // Геология Свальбарда.— Л.: НИИГА, 1976.
5. Косыгин Ю. А. Основы тектоники.— М.: Недра, 1983.
6. Макаренко Г. Ф. Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане // Вестн. МГУ.— Геология.— 1974.— № 6.
7. Макаренко Г. Ф. Траппы в структуре материков.— М.: Наука, 1983.
8. Макаренко Г. Ф. Вулканические моря Земли и Луны.— М.: Недра, 1983.
9. Объяснительная записка к тектонической карте Арктики и субарктики м-ба 1:5 000 000.— М.: Недра, 1970.
10. Тяпкин К. Ф. Новая модель геозостази и тектогенез // Геол. журн. УССР.— 1985.— Т. 45, № 6.
11. Шило Н. А. Фундаментальные исследования и научно-технический прогресс // Вопросы философии.— 1983.— № 4.
12. Burov J. P., Krasilschikov A. A. a. o. The age of Spitsbergen dolerites // Norsk Polarinst Arb.— Oslo, 1975.
13. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1970—1980.— V. 2—7, 12, 14—21, 23—25, 28—31, 33—35, 38—41, 43, 45, 49.
14. McLean D. M. Deccan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions // Cretaceous Res.— 1985.— V. 6.
15. Mitchel J., Jones E., Jones G. The composition and age of basalts dredged from the Black Stones igneous centre western Scotland // Geol. Mag.— 1976.— V. 113, N 6.
16. Shultz R. Martian global tectonics // Advances in Planetary Geology.— Washington: NASA, 1983.
17. Van Wagoner N. A., Robinson P. T. Petrology and geochemistry of a Cesar bedrock sample: implication for the origin of the Alpha Ridge // Paper. Geol. Surv. Canada.— 1985.— V. 84—22.

МГУ
Москва

Поступила в редакцию
18 декабря 1986 г.

Е. И. Гончарова

СМЫСЛ МАТЕМАТИЗАЦИИ ГЕОЛОГИИ НА ПРИМЕРЕ СТРАТИГРАФИИ

На примере верперовской модели слоистой толщи прослеживаются процесс взаимодействия стратиграфии и математики, эвристическая роль последней в

формировании стратиграфических понятий и соответствующих теоретических представлений.

Десятилетний опыт работы математика — автора настоящей статьи — в геологии (участие в разработке понятийной базы стратиграфии, алгоритмизации методов решения ее задач, а также в полевых региональных исследованиях) побуждает его вновь обратиться к общим проблемам взаимодействия математики и геологии как наук.

Процесс математизации науки, не оставивший в стороне геологию, имеет в своем основании не установление новых связей между математикой и естествознанием, но восстановление исконных утраченных связей. Именно математики наделили естествознание общим планом и неотступно следили за логичностью естественно-научного мышления. По мере возникновения каждой новой науки математики пытались подводить под нее надежное логическое основание, подобное тому, которое Евклид подвел под египетское землемерие [6]. Обилие математических методов и кажущаяся легкость их применения не должны скрывать от естествоиспытателей главное качество математиков: присущие им логическую изощренность и умение видеть общее в частном и частное в общем. Между математиком и природой сейчас стоит гигантский аппарат современной математики, традиция, которая зачастую затрудняет или исключает сколько-нибудь глубокое проникновение математика в конкретную естественно-научную задачу. Ясно поставить задачу чрезвычайно нелегко [6], и не существует никаких правил такой постановки [8]. Любые факты, любые гипотезы останутся всего лишь фактами или гипотезами — не наукой, если они не войдут в соприкосновение с духом математики, не образуют стройную и богатую взаимосвязями логическую систему.

О проникнутой духом математики стратиграфии уже можно говорить, хотя до ясности постановки ее задач еще далеко. Как происходит такое проникновение, математизация? Динами-

ке этого явления и посвящена настоящая заметка.

В широком смысле целью стратиграфии является установление возрастной последовательности отложений и прослеживание выделенных подразделений по латерали [7].— Это на языке геолога, а каково математику такую слышать формулировку?

Исходные данные: послойные описания разрезов снизу вверх, сделанные геологом в маршрутах или при исследовании керна.— Это уже к природе ближе... Совсем близко. Математик должен отойти подальше: «снизу вверх» — отношение порядка, направленная прямая... Что в описаниях?— Названия, цифры — что-то материальное или почти материальное. Назовем это признаком! — Есть от чего отправляться математику: есть множество точек (признаков), на нем отношение — своя, привычная стихия... Правда, разрез — прямая-непрямая. Скорее, множество точек наблюдения, в которых эти самые признаки отбирались... Так и запишем: разрез есть множество точек наблюдения x_1, x_2, \dots, x_n таких, что x_1 ниже x_2 , x_2 ниже x_3 и т. д. Точки наблюдения и признаки — нечто неопределяемое, вещественное. Отношение «выше — ниже» наблюдается на каждом разрезе. А на двух разных разрезах? Что выше, ниже? Как естественно продолжить это наблюдаемое отношение на все множество точек (признаков)? — твоя стихия, математик! — Никак, если признаки в разных разрезах различны.— Геолог подсказывает: не различны; потому мы и прослеживаем по латерали, что есть одни и те же, есть отождествляемые признаки. Это дает математику новые возможности. Признак a_1 встречен в разрезе 1, а кроме того, в разрезе N . Есть там и другие признаки. Например, a_2 ниже a_1 и в 1-м, и в N -м разрезе, а в других описанных разрезах есть либо a_1 , либо a_2 , либо нет ни того, ни другого. Естественно считать на данном материале, что a_2 ниже a_1 (a_1 выше

a_2).— Продолжено отношение! На более привычном математическом языке обобщаем: если во всех разрезах, где отмечен как признак a , так и признак b , a выше (ниже) b , то будем говорить, что признаки a и b стратифицирующие и a выше (ниже) b . Если же в одном разрезе a выше b , а в другом b выше a , то говорим, что a и b нестратифицирующие признаки. Если нет разреза, в котором отмечены оба признака, то признаки a и b не имеют стратиграфических отношений.

Таким образом, из наблюдаемого отношения получено путем дедукции новое отношение, согласованное с первым и являющееся отношением частичного порядка на всем множестве признаков описания.— Привычно: частичный порядок... От природы дальше. Последовательность напластования нужна геологу?— Самая простая — натуральный ряд — 1, 2, ..., N , ... Значит, нужно из частичного сделать полный (линейный) порядок. Как сделать это естественно? Так, чтобы на всех парах признаков, для которых определен частичный порядок, он совпадал бы с новым линейным. Тогда... не все множество признаков вытянешь в линейку: ведь может случиться, что a ниже b , b ниже c , а c ниже a (в одном разрезе отмечены a и b , но нет c , в другом — b и c , но нет a , в третьем — a и c , но нет b). Цикл. Еще и нестратифицирующие признаки...— Геолог подсказывает: мы устанавливаем возрастную последовательность слоев не по всем признакам — по руководящим. Значит, последовательность признаков a_1, a_2, \dots, a_k такова, что a_1 ниже a_2 , a_2 ниже a_3, \dots, a_{k-1} ниже a_k . А в каком отношении a_1 и a_3 и другие несоседние признаки этой последовательности? Каждый следующий выше всех предыдущих?— Так не бывает,— говорит геолог,— это слишком хорошо.

Тогда естественно требовать, чтоб каждый следующий признак не вступал в противоречащие отношения с предыдущими: каждый следующий a_i выше или не имеет стратиграфических отношений с признаками a_1, a_2, \dots, a_{i-1} . Прочная получилась последовательность! Каждые два рядом стоящие признака ее крепят, а другие по ним равняются. Назовем эту последовательность стратифицирующей.

Решена задача? Поставлена?— Из частично упорядоченного множества признаков N описанных разрезов выбрать стратифицирующую последовательность. Она и будет возрастной? Определили понятия: одно отношение, стратифицирующая последовательность. Нет, два отношения! Ведь если стратифицирующая последовательность возрастная, то задаваемый ею линейный порядок — это еще одно отношение. Назовем его отношением «древнее — моложе».— Принцип Стенона! — восклицает геолог.— Но стратифицирующих последовательно-

стей можно построить много,— рассуждает математик.— Берем самую длинную,— решает геолог,— детальнее расчленим.

Я излагаю рассуждения за математиком и геологом, а на самом деле один в двух лицах к такой постановке пришел Ю. С. Салин [9], геолог. И очень скоро такая постановка его не удовлетворила [10]. Геолог в нем требовал не только детального расчленения, но дальнего прослеживания по латерали, но еще чего-то. Были надежды и на логическую изощренность математиков, на их умение видеть общее в частном и частное в общем, обращение к профессиональной интуиции геолога.

Совместить дальность и детальность? Много стратифицирующих последовательностей — выберем лучшую. Она и будет, по определению, возрастной! Как выберем?

Понятие намечено: возрастная последовательность должна быть стратифицирующей. Что еще? Оценить неким числом дальность-детальность, что может быть лучше количественного критерия? Добавить в стратифицирующую последовательность $\{A_n\}$ признаки $\{B_m\}$ такие, что каждый B_i стратиграфически пересекается (хотя бы в одном из разрезов отмечен в том же слое) с единственным A_j , имеет отношение ниже со всеми признаками $A_{j+1}, A_{j+2}, \dots, A_n$ или не имеет с ними стратиграфических отношений, и имеет отношение выше или не имеет стратиграфических отношений с признаками A_1, A_2, \dots, A_{j-1} . Суммой признаков $(B_i + A_j)$ будет, по определению, признак, имеющий распространение в тех слоях разреза, где есть либо A_j , либо B_i , либо оба. Последовательность сумм признаков является естественным обобщением понятия стратифицирующей последовательности. Геологический смысл ее: порядковый номер суммы в последовательности определяет возраст слоя, содержащего признак-сумму, а слагаемые признаки определяют выполняющие этот слой фации. На практике искомая последовательность будет смешанной: содержащей как суммы признаков, так и признаки [4].

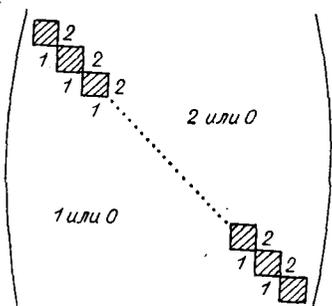
Джин выпущен из бутылки. Множество признаков, наделенное отношением стратифицируемости, живет своей жизнью. Стратифицирующие последовательности в нем роятся, сталкиваются, закливаются. Где-то среди них лучшая. Геолога не устроит множество решений: возрастная последовательность должна быть единственной. Содержание задачи требует этого.

Общая установка: исследовать структуру исходного частично упорядоченного множества признаков U . Ведь это описание слоистой толщи, а не просто случайный набор признаков, следовательно, имеет место аксиома: множество признаков, задающих слоистую толщу, со-

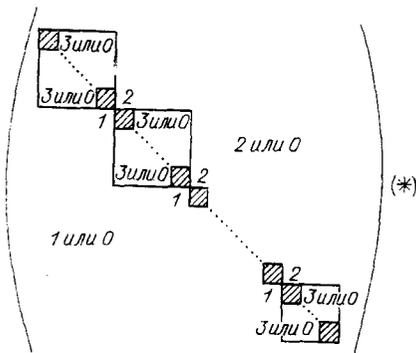
держит возрастную последовательность признаков — лучшую стратифицирующую последовательность.

Всю информацию об исходном частично упорядоченном множестве признаков удобно записать в виде таблицы (матрицы), в которой каждому признаку соответствуют столбец и строка, а число, стоящее на пересечении i -го столбца и j -й строки, обозначает отношение между i -м и j -м признаками: $a_{ij} = 1$, если i -й признак выше j -го; $a_{ij} = 2$, если i -й признак ниже j -го; $a_{ij} = 0$, если признаки не имеют стратиграфических отношений; $a_{ij} = 3$ во всех других случаях (отношение стратиграфического пересечения). Назовем эту матрицу матрицей отношений.

Стратифицирующей последовательности признаков соответствует матрица отношений, имеющая вид



Стратифицирующей последовательности сумм признаков соответствует матрица отношений вида



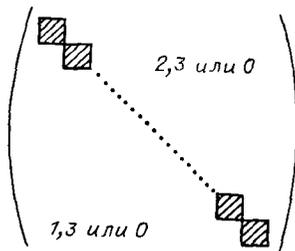
Можно предложить простую процедуру: самые нижние признаки в множестве U те, в столбцах которых нет двоек. Выделим их в первый уровень. Среди оставшихся выделим во второй уровень признаки, в столбцах которых нет двоек и т. д. Очевидно, что в теоретико-множественном смысле уровни не пересекаются. Ту же процедуру можно проделать, начиная с признаков, выше которых нет никаких, и используя отсутствие единиц в соответствующих столбцах. Будем говорить в связи с этим о рас-

слоении множества U снизу и сверху соответственно.

Доказаны следующие утверждения:

1. Расслоение множества U по матрице отношений дает стратифицирующую последовательность сумм признаков тогда и только тогда, когда эта матрица имеет вид (*).

2. Расслоение множества признаков U по матрице отношений осуществимо тогда и только тогда, когда эта матрица может быть путем перенумерации признаков приведена к виду



Назовем матрицу такого вида полуупорядоченной.

3. Количество уровней в расслоениях снизу и сверху для множества U одно и то же.

4. Матрицу отношений множества U можно привести к полуупорядоченной тогда и только тогда, когда ее признаки не образуют циклов.

5. Исходное множество признаков U расслаивается тогда и только тогда, когда никакие его признаки не образуют циклов.

Значит, прежде всего надо устранить образующие циклы признаки? Все? Худшие из них? Как определить их качество? А если расслоение осуществимо, проблем нет? Оказывается, есть: признаки различных уровней могут быть нестратифицирующими, стратиграфически пересекаться.

Значит, процедура расслоения не приводит к единственному решению, как не приводят к нему и другие методы, заключающиеся в выборе лучшей последовательности на основании числового критерия [1, 2, 9—11].

Поскольку искомая последовательность должна быть единственной, естественно потребовать, чтобы результат расслоения снизу и сверху был одним и тем же. Следовательно, необходимо сравнивать соответствующие уровни этих расслоений. Необщие признаки при этом исключаются: они случайные помехи.

После такого сравнения в различных уровнях еще остаются стратиграфически пересекающиеся признаки; а значит, остается неединственность решения — можно построить несколько стратифицирующих последовательностей из вошедших в расслоение признаков. Какая из них лучше? Обнадешивает то, что выбор здесь не из тысяч вариантов, а в пределах десятка [4].

Необходимы содержательные ограничения на исходное множество признаков. Какой материал отбирает геолог, прослеживая слоистую толщу? Все соображения надо довести до явных формулировок [3].

Метод расслоения не является единственным и даже самым естественным подходом к исследованию структуры слоистой толщи. Еще более привычным для математика является выяснение устойчивости решения: много последовательностей, а каково их различие? Насколько оно существенно? Есть ли совпадения хотя бы в частях?

Можно изменять исходное описание, задавшись определенной целью (например, исключить циклы путем объединения минимальных — трехчленных — циклов в один признак-сумму). Все эти подходы будут уже чистым теоретизированием, исследованием с непредсказуемым исходом. Могут установиться довольно неожиданные связи, например, число признаков в любой стратифицирующей последовательности, построенной на фиксированном материале, не превосходит числа $k = r + 1$, где r — ранг матрицы отношения «выше» [6].

Дух математики здесь неистребим. Простота кажущаяся. Работы много.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гончарова Е. И., Салин Ю. С., Солдатов О. Б. Алгоритм построения сводных стратиграфических шкал и корреляция разрезов // Принципы тектонического районирования.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
2. Гончарова Е. И. Алгоритм и результаты корреляции неогеновых разрезов Корфского бурогоугольного месторождения (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР.— Сер. геол.— 1979.— № 7.
3. Гончарова Е. И. Роль математики в формировании понятий и теоретических представлений геологии // Геология и геофизика.— 1980.— № 7.
4. Гончарова Е. И. О структуре слоистой толщи в задачах стратиграфии // Там же.— 1981.— № 8.
5. Гончарова Е. И. Об одном ограничении на число

- признаков геохронологической шкалы // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 5.
6. Клайн М. Математика. Утрата определенности.— М.: Мир, 1984.
7. Общая стратиграфия: (Терминологический справочник)/Ю. А. Косыгин, Ю. С. Салин, Р. Ф. Черкасов.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1979.
8. Пойа Д. Как решать задачу.— М.: Учпедгиз, 1961.
9. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция на ЭВМ // Вопросы общей и теоретической тектоники.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974.
10. Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия.— М.: Наука, 1979.
11. Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция.— М.: Недра, 1983.

ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
6 апреля 1987 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24

В. Н. Шарпов, Ю. И. Коновалов, Г. А. Третьяков, Ю. А. Мартынов

БРЕКЧИИ РАЗЛОМА КЛАРИОН

Изучение драгированных пород в районе с координатами 16°16,2'—16°19,9' с. ш., 136°46,5'—136°56,8' з. д. позволило установить, что в южном борту разлома Клариион происходили мощные вулканические извержения с излияниями лав базальтового состава. Они сформировали сложные постройки, в фундаменте которых кроме базальтов имеются тела долеритов и

габброидов. В регионе широко проявились тектонические подвижки с образованием трещинных зон растяжения, «залеченных» высокотемпературными гидротермальными минералами: хлоритом, актинолитом, эпидотом, цеолитами. Состав пород по простиранию хребта неоднороден.

С целью изучения состава пород в пределах трансформных разломов в рейсе № 8 НИС «Академик Александр Виноградов» проведено драгирование в участках разлома Клариион (см. таблицу). Морфоструктура дна здесь весьма сложная. В его южном борту возвышается узкий хребт субширотного простирания с превышениями 1700—2000 м. Прилегающие с севера участки дна представляют собой всхолмленную равнину, несколько приподнятую над впадинами, трассирующими зону разлома.

В них кристаллах цеолитов отмечаются газово-жидкие включения. Второй этап дробления был более интенсивным и выразился в катаклазе базальтов и цементации обломков «низкотемпературными» минералами: триоктаэдрическими смектитами, филлипситом, анальцимом.

Драгирование велось таким образом, чтобы изучить состав пород от основания борта разлома до вершины хребта. Было поднято около 400 кг базальтов, брекчий, железомарганцевых конкреций и рудных корок.

Тектонические брекчии подняты лишь у вершины хребта (станция В8-854), а у его подножия (В8-853, В8-857) не встречены. Здесь развиты обломочные образования другого типа, для которых характерно наличие слабоокатанных, разнородных по составу обломков пород размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров, иногда отмечается грубослоистая текстура. Под микроскопом устанавливается, что в обломках преобладают базальты, менее распространены долериты, единичны находки габбро, немало осколков корок гидроксидов железа и марганца.

Среди брекчий по условиям образования можно выделить два типа: первый по текстурно-структурным признакам [4] может быть отнесен к тектоническим брекчиям, второй — к осадочным или вулканогенно-осадочным.

Практически все породы в той или иной степени затронуты вторичными изменениями, которые по минеральному составу разделяются на высоко- и низкотемпературные. Так, для

Тектонические брекчии сложены преимущественно обломками угловатых оливковых базальтов размером от нескольких миллиметров до 25 см, подвергшихся вторичным изменениям: по оливину развиты смектиты и гидроокислы железа, вулканическое стекло нацело замещено смектитами. По характеру цементующей массы и взаимоотношениям минералов намечается два этапа дробления. В первый образовались открытые трещины, заполнявшиеся гидротермальными минералами — анальцимом, альбитом, натролитом, ломонтитом*. В круп-

Координаты станций драгирования

Номер станции	Широта северная	Долгота западная	Глубина, м
В8-853	16°19,9'	136°47,8'	5200—4000
	16°18,2'	136°46,5'	
В8-854	16°16,9'	136°50,7'	4240—4000
	16°16,2'	136°56,8'	
В8-857	16°19,5'	136°52,0'	5400—4600
	16°18,0'	136°50,7'	

* Фазовый рентгеновский анализ (ДРОН-2), аналитик Т. Н. Григорьева.

первых характерны светло-зеленые хлориты, актинолит, эпидот; плагиоклазы замещаются альбитом; тонкие прожилки (до 1 мм) заполнены альбитом, анальцимом, натролитом и другими цеолитами. Судя по текстурно-структурным признакам, они являются обломками тектонических брекчий зон гидротермальной активности. В других обломках изверженных пород присутствуют минералы, типичные для процессов гальмиролиза: оливин практически нацело замещается смектитами и гидроокислами железа, по стеклу и частично плагиоклазу развивается светло-зеленый смектит группы монтмориллонита. Цементирующий матрикс содержит осколки кристаллов плагиоклаза, пироксенов, а также триоктаэдрические смектиты, клиноптилолит, филлипсит, анальцим. Эти брекчии, вероятнее всего, являются фрагментами оползней со склонов вулканического хребта.

Наличие большого количества брекчий изверженных пород свидетельствует о весьма интенсивных тектонических движениях в данном регионе. Они должны были проявиться при отложении вещества конкреций и корок гидроксидов железа и марганца. Поскольку конкреции состоят из закономерно построенных слоев с легко диагностируемыми границами, то по их разрезам удастся уловить некоторые локальные или общие тенденции осадконакопления.

На склонах и вершине хребта в поднятом материале преобладают конкреции с гладкой поверхностью, немного конкреционных корок, весьма редки рудные корки. Мощность рудных отложений варьирует от 0,5 до 3 см, составляя в среднем 1—1,5 см. Обычны срастания двух-трех, а иногда и четырех-пяти индивидуальных центров. В одних случаях нерудное вещество может образовывать слои в конкрециях мощностью до 0,5 мм, в других — им обогащается определенный железомарганцевый прослой.

Устанавливается, что в участках драгирования разлома Клариион процессы отложения (захоронения) кластического материала, а следовательно, и его поступления были резко неоднородны. Так, вблизи наивысшей точки хребта (ст. В8-853) намечается от 2 до 6 периодов

отложения кластики и глинистого вещества, содержащего цеолиты. В обломочном материале, захороненном в конкрециях, на этой станции преобладают базальты и гидротермальные породы, изредка встречаются осколки кристаллов плагиоклаза.

В створе трасс драгирования станций В8-854 и В8-857 в сечениях конкреций в отложении рудного вещества меньше перерывов (не более четырех) по сравнению со ст. В8-853 и несколько иной тип захороненной кластики. Вблизи и непосредственно на вершине хребта (ст. В8-854) в ней преобладают базальты и кристаллы плагиоклаза, на склоне и у подножия хребта (ст. В8-857) больше гидротермальных и осадочных пород и тектонических брекчий. Здесь распространены конкреционные корки с ядрами осадочных пород и ходами илюдов, чего не встречено на станциях В8-853 и В8-854. В рудной оболочке корок иногда полностью отсутствует кластический материал.

В целом обломки пород в конкрециях практически идентичны по составу породам, поднятым в тех же драгах, какой-либо сортировки его не наблюдается.

Полученные результаты позволяют сделать ряд предварительных заключений о природе изученной морфоструктуры и слагающих ее пород:

— в бортах разлома Клариион проявились мощные вулканические извержения с излияниями лав базальтового состава. Они сформировали сложные постройки, в фундаменте которых кроме базальтов имеются тела долеритов и габброидов;

— породы вулканического хребта подверглись интенсивной тектонической «переработке». Образовались обширные трещинные зоны растяжения с гидротермальной минерализацией, развивавшейся по породам в широком интервале температур (судя по парагенезисам от 400 до 120°C);

— в истории региона выделяется от 2 до 6 циклов отложения кластического материала оползневого характера, что свидетельствует о былой сейсмической активности района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Плотников Л. М. Атлас тектонических текстур ме-

таморфизованных осадочных пород.— Л.: Недра, 1980.

ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск
ТОИ ДВО АН СССР, Владивосток

Поступила в редакцию
9 января 1987 г.

А. В. Давыдов, Г. И. Долгих, А. М. Запольский, У. Х. Коввиллем

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ГЕОБЛОКОВ ЛАЗЕРНЫМ ДЕФОРМОГРАФОМ

С помощью лазерного измерителя деформаций определены собственные частоты колебаний геоблоков зоны Японского моря. Предполагается, что изменение

В переходной зоне океан — материк, имеющей блоковую нерегулярную структуру, проведены геофизические исследования с помощью лазерного деформографа. Деформограф равноплечевого типа с длиной плеча 52,5 м установлен на базе «Витязь» ТОИ ДВНЦ АН СССР. Применяемые методы интерферометрии в деформографе позволяют измерять относительное смещение земной поверхности $\Delta\Delta$ с точностью $0,3 \cdot 10^{-9}$ м [1]. $A = \kappa A_0$, где A — амплитуда сейсмоакустической волны, регистрируемая деформографом; A_0 — истинная амплитуда сейсмоакустической волны; κ — передаточный коэффициент, определяемый из амплитудно-частотной характеристики прибора.

Исследования, проведенные на лазерном деформографе, позволили выделить «резонаторы» земной коры в рассматриваемой зоне с различными коэффициентами связи с окружающей средой и различных размеров — от сотен метров до сотен километров, что согласуется с последними теоретическими модельными расчетами, основанными на большом геофизическом материале [2]. При помощи источников импульсного типа (взрыв, землетрясение, падение массы) были определены характеристики резонаторов

амплитуд на этих частотах вызвано собственными колебаниями Земли.

(частота, добротность). В высокочастотной области спектра более 1 Гц выделены резонаторы, имеющие следующие собственные частоты: 1,7 Гц, 6,5, 8,4, 14,3 Гц, которые совпадают с нулевыми продольными модами резонаторов. Этими резонаторами являются: геоблок мыса Шульц и три бетонных подземных сооружения различных линейных размеров. Замечено, что добротность этих резонаторов увеличивается относительно друг друга в соответствии с увеличением собственных частот.

Большой интерес вызывает изучение поведения амплитуд колебаний блоков с периодами некоторых тонов и обертонов собственных колебаний Земли (СКЗ). Этот интерес связан с дальнейшим исследованием фона собственных колебаний Земли, о существовании которого впервые было указано в работе [1]. В спектре СКЗ амплитуды гармоник, периоды которых совпадают с периодами собственных колебаний блоков, должны увеличиваться в рассматриваемой зоне за счет резонансного взаимодействия. Амплитуды этих гармоник в спектре СКЗ должны значительно превосходить по величине амплитуды других гармоник СКЗ, полный спектр которых получен при обработке методом мак-



Таблица 1

Типы некоторых карбидов и фосфидов и температуры их устойчивости

Карбид	$T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$	Карбид	$T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$
CaC ₂ (IV)	450—2300	Mo ₂ C	1425—2522
BaC ₂	150—1770	Mg ₂ C ₃	660
VC ₂	1320	ErC ₂	1325
CeC ₂	1090	U ₂ C ₃	1880
NdC ₂	1150	Fe ₃ C	1660
SmC ₂	1170	DyC ₂	1295
HoC ₂	1305		
n-MoC	1650—2550		

Окончание табл. 1

Фосфид	$T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$	Фосфид	$T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$
Fe ₃ P	1166	IrP	1425
Fe ₂ P	1365	NbP	1730
VP	1230	TaP	1660
Ti ₃ P	1760	PtP ₂	1500
TiP	1580	PdP ₂	1150
NbP	1730	Ir ₂ P	1350
CeP ₂	800	IrP ₂	1230
MoP	1480	CeP ₂	800

плавов разного состава в широких интервалах давлений и температур и что эти расплавы существуют вплоть до температур около 600°C. В образовании карбонатитов важная роль придается также кристаллизационной дифференциации и несмесимости силикатных и карбонатных расплавов [12]. Почти все исследователи сходятся на том, что источник карбонатитов является мантийным, но какой конкретно — неясно.

Данные, приведенные ниже, дают основание предполагать, что источником карбонатитов и связанных с ними руд являются фосфиды и карбиды мантии. Эти соединения тугоплавки [11], более плотны (табл. 1, 2), чем соответствующие окислы и карбонаты и, следовательно, устойчивы в более глубоких зонах мантии.

Фосфиды и карбиды широко распространены в каменных и железных метеоритах в виде шрейберзита Fe₃P, баррингерита Fe₂P, а также когенита Fe₃C, причем в железных метеоритах и уреилитах они иногда находятся в парагенезисе с алмазами [2]. О существовании в метеоритах фосфидов кальция и натрия, которые менее устойчивы при наличии воды и кислорода [11], можно судить по наличию в них таких минералов, как мериллит Ca₃(PO₄)₂, фарингтонит Mg₃(PO₄)₂, графтонит Ca(Fe, Mn)₅(PO₄)₄, бухвальдит NaCaPO₄, панетит Na₂Mg₂(PO₄)₂,

брианит Na₂CaMg(PO₄)₂ [8]. Эти минералы представляют собой окисленные формы фосфидов кальция, натрия, марганца, магния и железа по реакции типа Ca₃P₂ + 4O₂ = Ca₃(PO₄)₂.

О карбидно-фосфидной природе карбонатитов свидетельствует постоянное сосуществование в них рудных концентраций апатита и магнетита, нередко пирохлора и магнетита. В рудах карбонатитов широко представлены также дизаналит, ферсмит, бастнезит, монацит, сфен, иногда гатчеттолит, бербанкит и другие минералы, в состав которых входят элементы, способные формировать фосфиды и карбиды (см. табл. 1). На фосфидную природу ряда рудных концентраций в карбонатитах указывают постоянная корреляция между железом и фосфором, а также титаном и фосфором в магматических породах, с которыми связаны карбонатиты (рис. 1, 2), а также корреляция между железом и фосфором в апатитовых с магнетитом рудах (см. рис. 1).

В табл. 2 приведены термодинамически допустимые реакции образования карбонатитов и связанных с ними рудных образований. Из реакций видно, что в основе формирования карбонатитов и связанных с ними руд лежит процесс окисления исходных карбидов и фосфидов с выделением при этом углекислоты.

Таблица 2

Реакции преобразования некоторых карбидов и фосфидов в карбонатиты и окислы, их объемные эффекты и свободная энергия

Реакция	$\Delta V, \text{см}^3/\text{моль}$	$-\Delta Z_{298}, \text{ккал}$
CaC ₂ + Fe ₃ C + 5,5O ₂ = = CaCO ₃ + Fe ₃ O ₄ + 2CO ₂	-27,77	-694,404
2CaC ₂ + 5O ₂ = 2CaCO ₃ + + 2CO ₂	-13,00	-352,08
CaC ₂ + MgC ₂ + 5O ₂ = = CaMg(CO ₃) ₂ + 2CO ₂	-8,9	-716,49
6CaC ₂ + Fe ₃ C + 3FeP + + 23,5O ₂ + F = = Ca ₅ (PO ₄) ₃ F + 2Fe ₃ O ₄ + + CaCO ₃ + 12CO ₂	-50,3	—
CaC ₂ + CeP + 4,5O ₂ = = CaCO ₃ + CePO ₄ + CO ₂	-21,16	—
4CaC ₂ + CeP + 2CeC + + F ₃ + Fe ₃ C + 18,5O ₂ = = CaCe(CO ₃) ₃ F ₂ + + CeCO ₃ F + CePO ₄ + + 3CaCO ₃ + Fe ₃ O ₄ + + 4CO ₂	-194,6	—
6CaC ₂ + 2CeC ₂ + 2NbP + + 26O ₂ = CaNb ₂ O ₆ + + 2CePO ₄ + 6CaCO ₃ + + 10CO ₂	-138,7	—

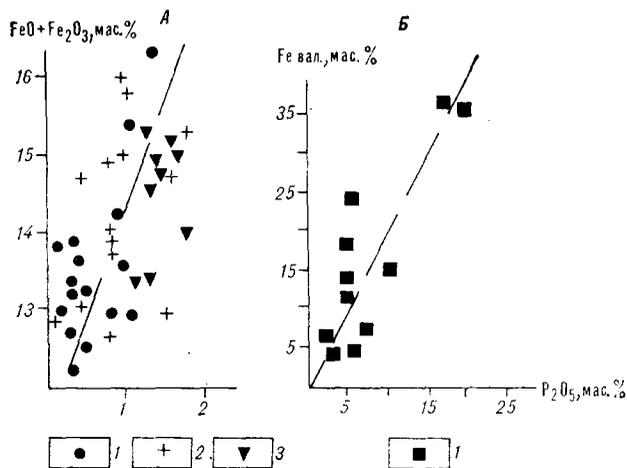


Рис. 1. Диаграммы корреляции окислов железа (А), железа (Б) и P_2O_5 в щелочных вулканитах арыджангской (1), дельканской (2) и коготогской (3) свит и в основных типах руд апатитовых месторождений (правый рисунок) Маймеча-Котуйской провинции [3].

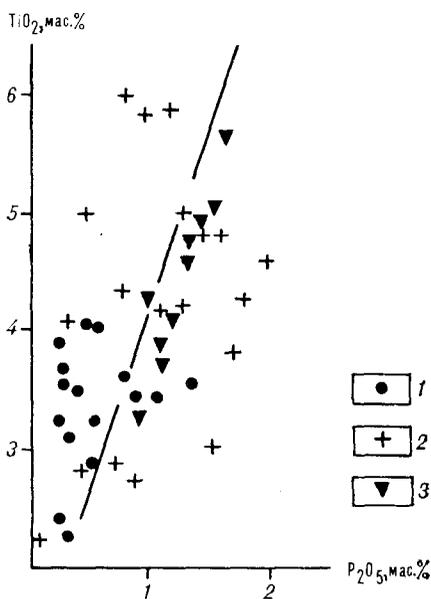


Рис. 2. Диаграмма корреляции двуокиси титана и P_2O_5 в тех же породах, что и на рис. 1.

Это следует также из диаграммы фазовых соотношений в системе $1/2O_2$ —Ca—C (рис. 3).

Учитывая парагенезисы фосфидов, карбидов с нитридами и алмазами, геологическую позицию карбонатноносных пород (рифтовые зоны и глубинные разломы на мощной континентальной коре), постоянную корреляцию в породах и рудах фосфора с железом и титаном, можно предполагать, что процесс генерации карбонатноносных магм по сравнению с магмами геосинклинальных формаций является более глубинным и осуществляется в низах верхней или в верхах нижней мантии (фашия II по А. А. Маракушеву и Л. Л. Перчу-

ку [7]) в результате снижения давления и повышения температуры (вынос теплоты) в глубинных разломах. Фосфиды и карбиды при этом разлагаются с образованием фосфорной и угольной кислот в присутствии водорода и кислорода. Эти кислоты в комплексе с хромовой [6] и фтористоводородной агрессивны и, воздействуя на перидотитовый субстрат, будут снижать точку плавления отдельных его составляющих [5, 6]. Расплавы, возникшие при большой (50—60%) степени плавления, в дальнейшем могут подвергнуться ощелачиванию при фракционировании (выделение в твердую фазу ромбического пироксена) в промежуточных камерах на глубине более 50 км ($P \sim 13$ кбар), как следует из экспериментальных данных [9]. Таким путем, видимо, рождаются магмы, исходные для щелочно-ультраосновных формаций с карбонатитами.

В дальнейшем, по мере кристаллизации из магмы дунитов, клинопироксенитов и щелочных пород в камере интрузии, а также благодаря ликвиации [12] в остаточном расплаве будут сконцентрированы и окислены карбиды, фосфиды, резко поднимется давление углекислоты, что может привести к взрыву системы. Сброс углекислоты при этом приведет к формированию магматических карбонатитов в виде штоков, выполняющих трубки взрыва. В абиссальной фации карбонатитовые расплавы при обогащении водой могут эволюционировать до гидротермальных карбонатитов [12]. В открытой вулканической системе потеря углекислоты приведет к излианию карбонатитов в виде лав.

В закрытых или полужакрытых системах на поздних этапах эволюции щелочно-ультраос-

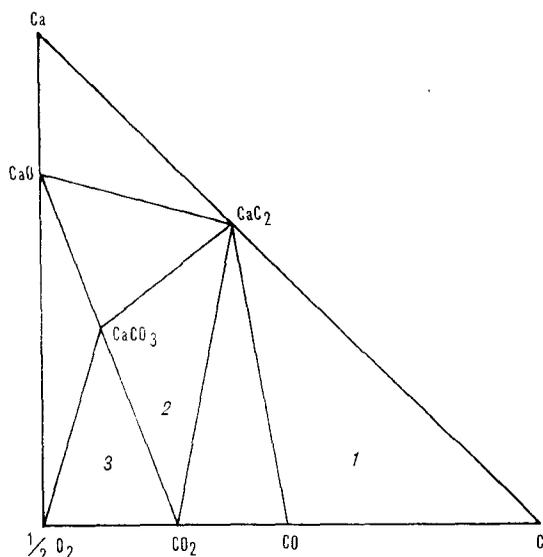


Рис. 3. Диаграмма фазовых зависимостей в системе $1/2O_2$ —Ca—C. 1 — фазовое поле глубинных процессов; 2, 3 — фазовые поля карбонатитового процесса.

Реакции образования карбонатитов и связанных с ними некоторых типов руд

Реакция	$-\Delta Z_{298}$, ккал
$\text{CaC}_2(\text{IV}) + \text{Fe}_3\text{C} + 5,5\text{O}_2 = \text{CaCO}_3 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{CO}_2$	694,40
$2\text{CaC}_2 + 5\text{O}_2 = 2\text{CaCO}_3 + 2\text{CO}_2$	352,08
$\text{Mo}_2\text{C} + 4\text{H}_2\text{S} + 3\text{O}_2 = 2\text{MoS}_2 + 4\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	377,33
$2\text{CaC}_2 + 2\text{Mg}_3\text{SiO}_4 + 5\text{O}_2 = 2\text{CaMgSiO}_4 + 2\text{MgCO}_3 + 2\text{CO}_2$	666,43
$\text{CaC}_2 + 1/2\text{Na}_2\text{O} + \text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3 + 2\text{Fe}_3\text{C} + 9,5\text{O}_2 = \text{NaFeSi}_2\text{O}_6 + 1,6\text{Fe}_3\text{O}_4 + 2\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 + 2\text{CO}_2$	1211,33
$1/2\text{Na}_2\text{O} + \text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3 + 3\text{Fe}_3\text{C} + 8,95\text{O}_2 = \text{NaFeSi}_2\text{O}_6 + 2,6\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 + \text{CO}_2$	1110,42

породах пироксенит-габбро-норит-сиенитовой формации следует рассматривать потенциально платиноносными и иметь это в виду при их изучении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л. С. Формации щелочных пород.— В кн.: Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974.
2. Вдовыкин Г. П. Алмазы в метеоритах.— М.: Наука, 1970.
3. Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтоидов-базальтов маймеча-когуйской вулканоплутонической формации.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965.
4. Залищак Б. Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород.— М.: Наука, 1969.
5. Козарко Л. Н., Кригман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах.— М.: Наука, 1981.
6. Маракушев А. А., Безмен Н. И и др. К проблеме генезиса мономинеральных магм.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978.
7. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974.
8. Минералогические таблицы. Справочник.— М.: Недра, 1981.
9. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
10. Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов.— М.: Наука, 1984.
11. Самсонов Г. В., Виницкий И. М. Тугоплавкие соединения.— М.: Металлургия, 1976.
12. Уилли П. Дж. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных. Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы.— В кн.: Карбонатиты. М., Мир, 1969.
13. Eckermann H. von. The alkaline district of Alno Island, Sverig.— Geol. Undersök. Ser. Ca, 1948, N 36.
14. Tomkeiff S. I. Alcalic ultrabasic rocks and carbonatites in the USSR.— Int. Geol. Rev., 1961, N 3.
15. Willie P. J., Tuttle O. F. The system $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites.— J. Petrol., 1960, N 1.
16. Willie P. J., Tuttle O. F. Experimental verification for the magmatic origin of carbonatites.— Int. Geol. Congr., 21St. Sess., pt. 13, 1960.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 февраля 1986 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.7 : 519.27

Ш. А. Губерман

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛОГИЧЕСКИХ ОСНОВАНИЙ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ *

Обсуждаются теоретические проблемы корреляции разрезов, затронутые в книге Ю. С. Салина «Стратиграфическая корреляция»: роль моделей вообще и ге-

нетических в частности, гипотеза А. Г. Вернера о «луковичном» строении отложений, законы перспективно-го соответствия Хейтса.

В последние два десятилетия проблема корреляции разрезов вызывает повышенный интерес, обоснованный тем, что работа по формализации геологических понятий, предпринятая в 60-х гг. Ю. А. Косыгиным, Ю. А. Ворониным, Э. А. Егановым и другими, натолкнулась в этом вопросе на большие трудности. Оказалось, что руководства по корреляции являются неполными, зачастую внутренне противоречивыми и не могут служить основой для конструктивной практической работы по корреляции разрезов. В то же время данная работа фактически проводилась в огромных масштабах и достаточно успешно. Задача состояла в том, чтобы выявить ее логические основания, алгоритмы обработки данных, ограничения и критерии качества. Большая и успешная работа в этом направлении подытожена в монографии Ю. С. Салина «Стратиграфическая корреляция». Эта книга представляет собой заметное явление в геологической литературе как с точки зрения методологии научного исследования, так и по своей блестящей литературной форме.

Предисловие Ю. А. Косыгина к книге начинается с вопроса: «Зачем писать целую монографию по такому незначительному вопросу?» Ответом на этот риторический вопрос служит утверждение, что корреляция — это азбука геологии, что фундаментальные объекты, которыми геология оперирует (пласты, свиты, складки и т. п.), являются результатом корреляционных построений, и корреляционные понятия входят неотъемлемым элементом в любое геологическое описание, реконструкцию, вывод, теорию. Но сама постановка вопроса показывает, что в геологической науке эта проблема обходила стороной. В чем

причина такого невнимания к фундаментальной проблеме? «Причина почти полного отсутствия знаний о структурных закономерностях слоистых толщ, — пишет Ю. С. Салин, — заключается в неправильном отношении к сложности реальных природных объектов. В современной геологии почти общепринята следующая философская посылка: чем сложнее объект, тем более необходимы при его изучении методы, позволяющие исследовать его во всем многообразии... Приемлема скорее противоположная посылка: чем сложнее объект, тем более необходимы при его изучении упрощение, схематизация, идеализация. К реальному объекту во всем его многообразии подходят методом последовательного приближения — сначала строят простейшую модель, затем ее постепенно усложняют. При этом исходная модель должна представлять скорее карикатуру на объект, чем его всестороннее отображение» (с. 7).

Ю. С. Салин указывает еще на одну причину того, что закономерности внутреннего строения слоистых толщ остаются до сих пор несформулированными. В теоретической геологии уже долгое время (со времен Лайеля) господствуют историко-генетические построения. Любые негенетические исследования почитаются за что-то второсортное; в лучшем случае структурные построения рассматриваются как подготовка исходного материала для «настоящей» науки. О том же пишет Ю. А. Косыгин: «Только „высшие“, эволюционные, генетические построения удостоиваются титула теоретических. Статические, структурные результаты расценивают, в лучшем случае, как сырье для настоящей науки, низводят их до уровня техники дела» (с. 4).

Нельзя признать случайным, что интерес к проблемам формализации в геологии вообще

* Ю. С. Салин. Стратиграфическая корреляция. — М.: Недра, 1983.

(и к задаче корреляции разрезов в частности) возник параллельно с внедрением ЭВМ в геологическую науку и практику. С одной стороны, использование ЭВМ привлекло в геологию большое количество математиков с их профессиональным стремлением к формализации, с другой — задача автоматизации обработки геологических данных требовала ее формализации и выражения на языке алгоритмов. Соответственно большое место в книге уделено анализу алгоритмов корреляции разрезов вообще и по геофизическим кривым в частности. Реализация алгоритмов корреляции для ЭВМ дает возможность оценить силу и полноту различных моделей корреляции в чистом виде, исключив трудно контролируемое участие человека. В книге рассмотрены практически все известные алгоритмы корреляции, дан их подробный анализ, указаны очередность их возникновения, преимущество и тот вклад, который каждый из них вносит в постановку и решение проблемы корреляции.

Автор предлагает оригинальную и убедительную последовательность моделей, все более полно отражающих реальную геометрию властных границ: топологическая модель (в которой сохраняется лишь отношение соседства), дифференциальная модель (в которой сохраняется гладкость границ), проективная модель (в которой сохраняются отношения мощностей), аффинная модель (в которой сохраняются углы) и метрическая модель (в которой сохраняются неизменными расстояния, площади, объемы).

В основе процедуры корреляции лежит модель слоистого строения осадочной толщи. Ю. С. Салин называет ее моделью «луковичных лепестков» (со ссылкой на Д. И. Соколова), автором которой является А. Г. Вернер. В свое время большое количество нареканий вызвало утверждение А. Г. Вернера, что слои тянутся непрерывно, обволакивая весь земной шар. Указывалось на очевидные факты, противоречащие этой формулировке: во-первых, не удастся проследить слои на очень больших расстояниях, во-вторых, даже на небольших расстояниях слои терпят разрывы. Однако оба возражения кажутся несерьезными с теоретических позиций (по крайней мере, сегодня). Утверждение, что слои тянутся неограниченно далеко, означает лишь, что при всех структурных построениях их можно рассматривать как бесконечные — от этого предположения результаты корреляции пластов, построения структурных планов (в пределах геологических районов и площадей) не меняются. Это и указывает на истинно теоретический характер модели Вернера. В качестве аналогичного примера можно привести прини-

маемое в геометрии утверждение, что параллельные прямые пересекаются в бесконечности. Конечно, для нас естественнее предположение, что параллельные прямые нигде не пересекаются, однако все геометрические построения остаются неизменными при любых из этих предположений.

Утверждение, что слои тянутся непрерывно, явно противоречит действительности (из-за наличия разломов и размывов), но понимать его надо в том смысле, что при своем возникновении они были непрерывными. Это предположение и составляет основу понятия разлома, ибо разлом — это резкое нарушение непрерывности. С этой точки зрения представляется не совсем верным высказывание, что вернеровская модель должна быть дополнена понятием разлома. Понятие разлома является производным от принятой модели слоистости. Нельзя было бы ввести такое понятие, если бы не явное или неявное предположение, что все слои были непрерывны.

Свое отношение к вернеровской модели Ю. С. Салин поясняет убедительным примером из истории физики. Закон инерции является одним из фундаментальных законов природы, хотя никто и никогда не наблюдал тела, представленного самому себе и движущегося прямолинейно и равномерно. Но только принятие этого закона позволило ввести понятие трения и объяснить наблюдаемую реально картину движения тел.

Большое внимание в книге уделено модели «перспективного соответствия» Хейтса. Со времени своего появления в 1963 г. гипотеза Хейтса неоднократно проверялась в различных геологических условиях. Инициативу здесь проявили в основном математики и программисты, которые были весьма заинтересованы в получении такого мощного формального инструмента корреляции. Среди геологов, со вниманием отнесшихся к этой гипотезе, в первую очередь необходимо назвать В. А. Долицкого.

Можно утверждать, что при всех проверках были получены подтверждения гипотезы Хейтса: разрез делится на этажи, внутри каждого этажа мощности пластов подчиняются единому закону перспективного соответствия. Никто еще не сообщал о том, что имеются разрезы, принадлежащие осадочной толще и не слишком смятые в складки, которые уверенно коррелируются (например, по каротажным кривым) и не удовлетворяют гипотезе Хейтса. Все это заставляет отнестись к этой гипотезе с большим вниманием.

Можно указать и на некоторые погрешности, которые встречаются в тексте, хотя их и немного. «Любая естественно-научная теория основана на законах, выводимых из эмпирии», — читаем на с. 10, что противоречит

дальнейшим утверждениям Ю. С. Салина в этом же абзаце. На с. 11 автор пишет : «Хотя в действительности тела не подчиняются закону инерции...». Автор, очевидно, хотел сказать, что движение наблюдаемых тел не может быть объяснено одним лишь законом инерции.

Книга Ю. С. Салина написана откровенно, правдиво, с глубоким проникновением в су-

щество проблемы и с глубоким вниманием к истории геологической науки. Все это определяет не только ее научную, но и общекультурную ценность. Нужно поздравить издательство «Недра» (директор М. С. Львов, редактор Т. А. Горохова) с успехом: каждый геолог и геофизик прочтет эту книгу с большой пользой и удовольствием.

*ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
5 сентября 1985 г.*

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

75-ЛЕТИЕ НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО



Редакционная коллегия журнала «Тихоокеанская геология» сердечно поздравляет с 75-летием со дня рождения и 50-летием научной,

научно-производственной и общественной деятельности главного редактора журнала, члена президиума Академии наук СССР, члена бюро Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР, председателя Советского национального тихоокеанского научного комитета, председателя комитета «Твердая оболочка Земли» Тихоокеанской научной ассоциации, Героя Социалистического Труда, лауреата Государственной премии академика Н. А. Шило.

Н. А. Шило — крупнейший советский ученый в области наук о Земле, известный знаток поисковых и геолого-разведочных работ, исследователь фундаментальных проблем теоретической геологии земного шара и конкретных задач геологии Востока СССР талантливый организатор, опытный педагог и внимательный воспитатель молодых исследователей.

Коллеги, соратники и друзья желают Николаю Алексеевичу доброго здоровья и дальнейших успехов в работе на благо нашей Родины.

Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин, Е. В. Краснов, В. А. Красилов, Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, Е. А. Радкевич, Г. В. Ручкин, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, Ш. К. Туезов, В. Н. Шарпов, А. Д. Щеглов

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

75-ЛЕТИЕ НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО



Редакционная коллегия журнала «Тихоокеанская геология» сердечно поздравляет с 75-летием со дня рождения и 50-летием научной,

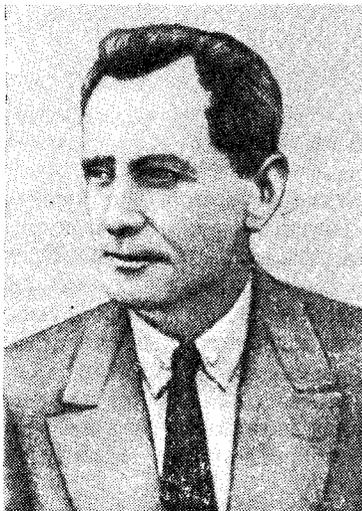
научно-производственной и общественной деятельности главного редактора журнала, члена президиума Академии наук СССР, члена бюро Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР, председателя Советского национального тихоокеанского научного комитета, председателя комитета «Твердая оболочка Земли» Тихоокеанской научной ассоциации, Героя Социалистического Труда, лауреата Государственной премии академика Н. А. Шило.

Н. А. Шило — крупнейший советский ученый в области наук о Земле, известный знаток поисковых и геолого-разведочных работ, исследователь фундаментальных проблем теоретической геологии земного шара и конкретных задач геологии Востока СССР талантливый организатор, опытный педагог и внимательный воспитатель молодых исследователей.

Коллеги, соратники и друзья желают Николаю Алексеевичу доброго здоровья и дальнейших успехов в работе на благо нашей Родины.

Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, Г. Л. Кириллова, Ю. А. Косыгин, Е. В. Краснов, В. А. Красилов, Н. И. Лаврик, В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, Е. А. Радкевич, Г. В. Ручкин, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, И. К. Туезов, В. Н. Шаранов, А. Д. Щеглов

В. К. АРСЕНЬЕВ КАК ГЕОМОРФОЛОГ И ГЕОЛОГ

(к 115-летию со дня рождения)

Отмечается многогранная деятельность замечательного натуралиста-исследователя Дальнего Востока В. К. Арсеньева. Рассматриваются его работы, в которых он касается вопросов геоморфологии и геологии.

Статья посвящена 115-летию со дня рождения исследователя.

10 сентября 1987 г. исполнилось 115 лет со дня рождения Владимира Клавдиевича Арсеньева — выдающегося исследователя-натуралиста, путешественника, замечательного популярного писателя-краеведа, посвятившего свою жизнь изучению Дальнего Востока.

Одна из основных заслуг В. К. Арсеньева состоит в том, что он еще в самом начале нашего века привлек внимание широкой общественности к далекой и неведомой тогда окраине России — югу Дальнего Востока, и особенно к горной области Сихотэ-Алиня, остававшейся к тому времени в большей своей части совершенно неизученной.

Работы В. К. Арсеньева, из которых более пятидесяти опубликованы, дают основание характеризовать его не только как географа-натуралиста широкого профиля, но и как топографа, охотоведа, ботаника, этнографа, археолога-историка, экономиста. Касался он в своих исследованиях и вопросов геоморфологии и геологии, хотя специального геологического образования не имел. С этими вопросами он неизбежно сталкивался при изучении новых территорий и стремился освещать их по возможности на профессиональном уровне. Не полагаясь только на свои знания в этих областях, он нередко обращался за помощью к специалистам-геологам. Уже в самом начале деятельности В. К. Арсеньева в 1900—1904 гг.

во Владивостоке в кругу его знакомых были известные геологи-дальневосточники П. И. Полевой, Э. Э. Анерт и другие. Впоследствии он налаживает контакты с известными учеными — специалистами в области геоморфологии и геологии в Петербурге и Москве, в том числе с Ю. М. Шокальским, Я. С. Эдельштейном. Последний уже имел некоторые представления о геологии Сихотэ-Алиня, поскольку был одним из тех, кто еще в 1897—1901 гг. провел рекогносцировочные геолого-геоморфологические исследования в его северной части и сделал пересечение хребта до побережья Японского моря. Работая в то время в Геологическом комитете Горного департамента, Я. С. Эдельштейн по просьбе В. К. Арсеньева проводил петрографические описания и определения горных пород по образцам из его коллекции.

В. К. Арсеньев понимал важность систематических геологических наблюдений непосредственно в маршруте. В 1908 г. ему удается включить в состав экспедиции геолога-естественника С. Ф. Гусева. Однако эта попытка чуть не кончилась трагически (после неизменных лишений походной жизни этот специалист получил психическое расстройство и заболел).

К сожалению, каких-либо систематизированных специальных трудов по геоморфологии и геологии В. К. Арсеньев не оставил. Некоторое исключение, пожалуй, может составить его первая, опубликованная в 1912 г. в г. Хабаровске Штабом Приамурского военного округа, фундаментальная сводка «Краткий военно-географический и военно-статистический очерк Уссурийского края, 1901—1911 гг.» (в дальнейшем для краткости — «Краткий очерк»). В силу ограниченного доступа к этой работе она стала известна широкой научной общественности лишь многие годы спустя. Ею стали пользоваться как незаменимым справочным руководством специалисты самых разных направлений. Отдельные имеющиеся в ней сведения не потеряли своей значимости до настоящего времени.

Содержащийся в работе раздел «Геология» представляет для нынешнего поколения геологов в большей мере лишь исторический интерес. Однако мы находим в нем краткое описание особенностей рельефа Уссурийского края и изложение представлений автора по отдельным вопросам его геологического строения, характеризующие в целом уровень его исследований и в этих областях. Что касается

собственно геоморфологических данных, то отдельные из них, с учетом других работ В. К. Арсеньева, могут представлять определенный научный интерес и в наше время, а 20—30 лет назад к ним еще обращались при проведении работ в отдаленных и слабо изученных горных районах Сихотэ-Алиня.

Вопросы геоморфологии были, несомненно, ближе В. К. Арсеньеву, нежели собственно геологические, поэтому его геоморфологические наблюдения более последовательны. Очевидно, здесь сказалось и то, что во время маршрутов он выполнял громадный объем топографо-картографических работ, которые проводил систематически и на высоком профессиональном уровне. Накопленный фактический материал по картированию изучавшихся территорий позволил ему сделать первые схематизированные обобщения, характеризующие устройство их поверхности, и установить некоторые общие закономерности в формировании рельефа горных областей Сихотэ-Алиня и Уссурийского края в целом. В основе своей эти закономерности были подтверждены и лишь уточнены последующими поколениями исследователей. В частности, В. К. Арсеньевым впервые обращено внимание на существенные различия в характере рельефа и крутизны склонов Сихотэ-Алиня на различных его отрезках. Так, для центральных его частей отмечена относительно большая крутизна восточных склонов по сравнению с западными, а для южных и северных частей — наоборот. Это явление объяснено В. К. Арсеньевым неодинаковой энергией эрозионного расчленения. В принципе В. К. Арсеньев в ряде случаев установил и показал на мелкомасштабных картах правильное направление и расположение многих хребтов, отрогов, рек (особенно в их верхнем течении) в центральных частях горной системы Сихотэ-Алиня. Им впервые изучены, поименованы, нанесены на карту более двух десятков перевалов (для многих из них подчеркивается типичный выровненный характер), многие господствующие высоты, определены их абсолютные отметки, описаны типы склонов, речных долин, типы рельефа отдельных хребтов и горных массивов, вулканического плато, особенности строения морских террас и побережий, процессы эрозии, сформировавшие современный облик земной поверхности в крае. Весьма показательно, что свои геоморфологические наблюдения В. К. Арсеньев старался увязать с тектоникой, почвенно-климатическими условиями, проявлением различных типов растительности.

Излагаемые автором в «Кратком очерке» представления по геологии региона более схематичны и отрывочны, а многие содержащиеся в них суждения или выводы поверхностны

или просто ошибочны, по современным понятиям. В их критическом разборе нет необходимости, поскольку такие издержки вполне объяснимы и закономерны с точки зрения развития познаний о геологии региона. Однако отдельные выводы В. К. Арсеньева, касающиеся вопросов геологии, для своего времени были достаточно интересными и оригинальными, они в той или иной мере согласуются с современными представлениями и потому заслуживают упоминания. Так, им впервые в этой и некоторых последующих работах высказывается мысль о тектоническом, сбросовом характере впадин (провалов), образовавших современные морские проливы (Невельского, Татарский и другие), заливы (Уссурийский, Амурский), многие бухты.

В связи с подобными тектоническими дислокациями на побережье и в прибрежной зоне В. К. Арсеньев рассматривает развитие лавовых покровов, проявления современных сейсмических процессов в районе Императорской (ныне Советской) Гавани. Им отмечается «поражающая наблюдателя» и весьма характерная для Сихотэ-Алиня особенность — обилие вулканических пород — андезитов, трахитов и особенно базальтов и их туфов, проявленных как вдоль побережья, так и внутри района. Из других характерных особенностей состава пород, слагающих центральные области Сихотэ-Алиня, автором отмечено широкое развитие сланцевых пород с прослоями песчаников, которые он, однако, ошибочно рассматривал как архейские. Из интрузивных («массивно-кристаллических») пород им указываются граниты, порфиры, диабазы, диориты. Со вскрытием эрозией интрузивных пород он связывает появление на поверхности выходов руд «в виде шпир, контактов и жил».

В «Кратком очерке» автор касается также вопросов динамической геологии и других геологических направлений. Говоря об экзогенных процессах, он рассматривает в связи с климатическими условиями механизм образования характерных мощных глыбовых осыпей, описывает наблюдавшиеся различные формы отдельности («распадения») в базальтах, подчеркивает отсутствие в крае ледниковых образований. Автор также называет и кратко характеризует пять известных к тому времени в крае термальных источников, высказывает предположение о их возможной природе. Кстати, некоторые из названных им источников стали впоследствии использоваться в бальнеологических целях.

Таким образом, в рассмотренном разделе «Геология» в «Кратком очерке» В. К. Арсеньев коснулся самых разнообразных вопросов геоморфологии и геологии, проявив в них достаточно глубокие для своего времени знания

и эрудицию. К отдельным вопросам он неоднократно возвращался, развивая их в более поздних научных статьях, записках, докладах, посвященных в основном другим проблемам. Отметим из них доклад «Краткий физико-географический очерк бассейна реки Амур» на заседании Общества русских ориенталистов (востоковедов) в 1916 г., протоколы которого были изданы в том же году в Харбине, а также одну из поздних его крупных статей «Ледниковый период и первобытное население Восточной Сибири», изданную уже в 1929 г. в Записках Владивостокского отдела Русского географического общества. В этих работах автор расширяет территорию своих обобщений, захватывая Северное Приамурье, главнейшие горные системы юга Дальнего Востока — Хинган, Малый Хинган, Тукурингру, Сихотэ-Алинь и его отроги. Для последнего отмечает наметившуюся закономерность проявленности выходов гранитов вдоль разломов («по трещинам») север-северо-восточного направления. Пожалуй, одним из первых В. К. Арсеньев рассматривает равнину в среднем течении Амура (впрочем, как и озеро Ханку) в качестве огромной впадины. В докладе в 1916 г. им высказывается мысль о возможном совпадении южных границ вечной мерзлоты, существовавшего в четвертичном периоде на Дальнем Востоке ледникового покрова и границы распространения золотоносных россыпей.

Геологические аспекты ледникового периода им рассматриваются и позднее, в частности, в упомянутой работе 1929 г. Из нее видно, что эти вопросы изучались В. К. Арсеньевым достаточно глубоко и всесторонне. В статье дан обстоятельный обзор состояния изученности ледниковой эпохи в Евразии на основе последних исследований крупного специалиста в этой области — немецкого географа и геоморфолога А. Пенка, а также работ Г. Обермайера по Сибири и других. Для Дальнего Востока и Уссурийского края он использует личные наблюдения и известные из других источников факты о проявленности оледенения и отмечает, что южная граница оледенения проходила к северу от «низового Амура», не захватывая его долину и Уссурийский (Приморский) край. Специальные разделы работы посвящены описанию находок остатков ископаемых животных (мамонтов, носорогов и др.) и субтропической флоры и фауны доледниковой эпохи на Дальнем Востоке, отмечены пункты находок, их сохранность. Здесь он также использует свои личные наблюдения из поездок на Камчатку, Командорские острова и Северо-Восток Азии (1918, 1922—1923 гг.).

Из поздних работ В. К. Арсеньева следует упомянуть статью «Восхождение на Авачинский вулкан» (1925 г.), где он также касает-

ся, хотя и в популярной форме, геологических вопросов, рассматриваемых в наше время вулканологией и палеовулканологией. Им приводится краткая характеристика последних крупнейших извержений вулкана 1827, 1855 и 1909 гг., описываются продукты извержения, характер, формы вулканических построек, структурные элементы, залегание пород, фумаролы и эксгалиационные возгоны в кратере вулкана.

Характеристика работ В. К. Арсеньева, в которых он касался геолого-геоморфологических вопросов, была бы неполной, если бы мы не отметили его наиболее известные, прекрасные книги оригинального научно-художественного жанра, основателем которого в нашей отечественной литературе его по праву можно считать. Таких книг, описывающих его наиболее крупные экспедиции по Сихотэ-Алиню, четыре: «По Уссурийскому краю» (экспедиция 1906 г.), «Дерсу Узала» (1907 г.), «В горах Сихотэ-Алиня» (1908—1910 гг.) и «Сквозь тайгу» (1927 г.).

Если бы можно было собрать воедино и систематизировать рассеянные в этих книгах краткие, но яркие и содержательные описания рельефа, тектоники, процессов динамической геологии, определения пород по маршрутам, то все эти сведения по своей значимости составили бы дополнительный богатый материал, имеющий определенную научную ценность и свидетельствующий о высокой компетентности автора. Более того, можно сказать, что эти рассеянные сведения во многом явились основой его научных обобщений по геолого-геоморфологическим вопросам. Известно, например, что именно в этих (в основном) книгах им использованы выполненные специалистами петрографические определения и описания пород. Практически все описания рельефа, определения горных пород достаточно точно привязаны к местности, к отрезкам рек, высотам, перевалам, на побережье — к характерным поименованным мысам, бухтам, заливам, и все наблюдаемые факты при желании можно вынести на карту по его маршрутам. Характерно, что в книгах, посвященных наиболее поздним экспедициям, все эти вопросы освещаются с относительно большей полнотой. В последней из них, об экспедиции 1927 г., небольшой по объему, это уже не эпизодические заметки, а более или менее полные описания на страницу и более, присутствующие почти в каждой главе. И очевидно, не случайно именно книга «Сквозь тайгу», единственная из работ В. К. Арсеньева, приводится в списке геологической литературы к XIX тому «Геология СССР. Хабаровский край и Амурская область».

Искусство автора состояло в том, что при-
водимые в книгах описания рельефа, геологии

органически, ненавязчиво вплетаются им в общее художественное повествование и описание природы — местности, ландшафтов, пейзажей. Эти описания понятны и не специалисту, но специалист выносит из них для себя много полезных сведений, может привязать их к конкретной местности. И если сейчас все это может представлять лишь исторический интерес, то в свое время все эти сведения о геологии Сихотэ-Алиня служили в качестве определенного набора фактов, на которые можно было опираться как на отправные реперы при дальнейших исследованиях.

Характеристики пород, их описание свидетельствуют о том, что в отдельных случаях, в интересных и доступных местах, геологические наблюдения велось В. К. Арсеньевым достаточно подробно, а описания сопоставимы с выполняемыми в рекогносцировочных геологических маршрутах. Так, например, в книге «По Уссурийскому краю» читаем: «...Если идти от источников к устью, горные породы располагаются в следующем порядке: глинистые сланцы, окрашенные окисью бурого железняка, затем серые грашты и кварцевый порфир. По среднему течению — диабазовый афанит с неправильным глыбовым распадением и осини из туфовидного кварцпорфира. Пороги на реке Сице состоят: верхний из песчаниковистого сланца и нижний — из микронегматита (графофира) с метаморфозом желтого и ржавого цвета».

При описаниях пород автором фиксируются на профессиональном уровне все доступные наблюдения детали: минеральные прожилки, изменения пород, степень их раздробленности, мелкая складчатость, отдельность и сланцеватость, псевдоморфозы по минералам, пористость (пористость) в лавах, дающая возможность судить о их газонасыщенности и направлении движения и т. д.

Отдельные описания свидетельствуют, что В. К. Арсеньев не оставался в вопросах геологии и геоморфологии только хорошим статистом, собирателем фактов. Его интересовали и теоретические проблемы этих наук, он следил за развитием современных ему геологических идей и гипотез. Наблюдая, к примеру, изменения в береговых обнажениях реки Аюй, произошедшие за 20 лет, развитие осыпей на месте скалистых утесов, перемещение русла реки, он рассуждает о быстротечности геологических процессов в отдельные периоды. И в связи с этим в книге «Сквозь тайгу» пишет: «...Геологические часы Лайеля не имеют ровного хода; они идут скачками и временами требуют поправок на катаклизмы Кювье». Так он попытался выразить свое отношение к двум противостоящим друг другу в те времена теоретическим направлениям в геологии —

концепции актуализма Чарлза Лайеля и теории катастроф Жоржа Кювье.

В. К. Арсеньев не мог просто созерцать природу, любоваться ею. Он почти всегда наблюдал, анализировал, проявляя исключительную работоспособность. В его книгах не раз встречаются описания рельефа, общего геологического строения, сделанные во время передвижения вдоль побережья или по реке на катере или лодке. Некоторые его интересные выводы по геолого-геоморфологическому строению побережий или гаваней, особенно важные по тому времени, сделаны по таким наблюдениям. В частности, он не раз описывает типичный для восточного побережья Уссурийского края (Приморья) характер «продольного берега», т. е. идущего в соответствии с основными складчатыми структурами. Именно этим В. К. Арсеньев объясняет отсутствие здесь на сотни километров бухт и заливов. И лишь при наличии поперечных разломов по ним происходят проседания (провалы) участков суши, на месте которых и образуются заливы — гавани с глубокими, удобными для стоянок судов, берегами. Как типичный пример он не раз описывает Советскую (бывшую Императорскую) Гавань, пользуясь своими наблюдениями с моря, с парохода (катера) и уточняя их на суше, где они дополняются описаниями состава и залегания пород по побережью.

Показательно, что В. К. Арсеньев тщательно фиксировал и описывал не только наблюдаемые им факты, но и собранные на основе запросов местного населения сведения. Со ссылкой на эти данные он, к примеру, в книге «По Уссурийскому краю» указывает места проявления золота или применяемые в практике принципы («поисковые критерии», по современной терминологии) обнаружения золотосодержащих россыпей в речных долинах.

В заключение следует подчеркнуть, что исследования В. К. Арсеньева по геолого-геоморфологическим вопросам носили в основном попутный характер, а в своих выводах по некоторым из них он не избежал ошибок, на что правильно указывается и в литературе о нем. Однако положительные моменты, которые имеют место в этом роде его деятельности, до настоящего времени раскрыты довольно слабо (особенно по геологии) и лишь в самом общем виде. Их более полное и объективное рассмотрение важно не только для восстановления истории подобных исследований на Дальнем Востоке, но и, несомненно, может добавить еще один штрих к характеристике В. К. Арсеньева как крупного и разностороннего исследователя-натуралиста, продолжателя славных традиций плеяды выдающихся русских путешественников и исследователей XIX — начала XX века.

Цена 1 р. 80 к.

(адрес подписчика)

Индекс 70985