

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

4

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. 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*

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

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Л. Д. Левицкая*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Т. Н. Драгун*
Корректоры *Е. Н. Зимина*, *О. Л. Шабалина*

Слано в набор 12.04.88. Подписано к печати 14.07.88.
МН-01058. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.
печ. л. 14,3. Усл. кр.-отт. 14,9. Уч.-изд. л. 15. Тираж
634 экз. Заказ № 1114.

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

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

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ИЮЛЬ — АВГУСТ

НОВОСИБИРСК

№ 4, 1988

СО Д Е Р Ж А Н И Е

<p>А. С. Астахов, Н. К. Вагина, С. А. Горбаренко, Е. Л. Демиденко, В. В. Шаповалов, М. Г. Бириulina. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море</p> <p>В. Л. Бессерханов, И. И. Берснев, Н. Г. Ващенко, М. Т. Горвая, Е. П. Леликов, П. Б. Цой. Геологическое строение северного замыкания Центральной глубоководной котловины Японского моря</p> <p>А. А. Андреев. Изостазия и механическое равновесие Курило-Камчатской системы дуга — желоб</p> <p>Ю. А. Мартынов. Тренды пироксенов в базальтоидах толеитовых серий</p> <p>А. С. Синдеев. Шошонит-латитовая серия Ульинского прогиба (Северное Приохотье)</p> <p>Ю. К. Ивашинников, Ф. С. Онухов, А. М. Сазыкин, В. Н. Ставров. Сейсмогеологические и неотектонические особенности северо-восточного фланга Буреинского массива</p> <p>В. С. Имаев. Тектоническая нарушенность земной коры Северо-Восточной Якутии</p> <p>В. И. Шпикерман, В. М. Мерзляков, П. П. Лычагин, Н. Е. Савва, М. Х. Гагиев, В. Б. Ликман. Медное оруденение в ордовикских вулканитах на востоке Якутской АССР</p> <p>Б. А. Кузешов, В. А. Приставко, А. А. Пляшквич. Геолого-структурные и минералогическо-геохимические особенности олововольфрамового месторождения Светлого (Чукотка)</p> <p>С. Г. Парада, Л. Ф. Парада. Литолого-геохимические условия локализации золотого оруденения в чернослапцевых толщах Приамурья</p>	<p>3</p> <p>15</p> <p>25</p> <p>30</p> <p>35</p> <p>42</p> <p>50</p> <p>55</p> <p>65</p> <p>77</p>	<p>В. В. Баранов. Биостратиграфия девона Восточной Якутии</p> <p>Б. И. Павлюткин, Т. И. Петренко, Н. И. Белянина. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье)</p> <p>Т. Н. Болотникова. Палинологическая характеристика и возраст угленосных отложений Черышевского бурогоугольного месторождения (Южное Приморье)</p> <p>Г. Ф. Уфимцев. Черты порядка в глобальном рельефе Земли</p> <p>М. Н. Лулева. Особенности воли, проходящих через криволинейную границу раздела сред в МОВЗ</p>	<p>82</p> <p>92</p> <p>101</p> <p>105</p> <p>114</p>
<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>			
<p>Л. Л. Ваньян, Е. Р. Мартанус, В. Ю. Семенов. Оценка глубинной электропроводности Сахалина по данным электромагнитных зондирований</p> <p>О. С. Комова. Моделирование глубинных геодинамических процессов в зоне перехода от континента к океану с помощью численных методов</p> <p>А. Ф. Трemasов, В. В. Крячко. Ассоциация платиновых минералов в одном из лерцолитовых массивов (Северо-Восток СССР)</p>	<p>122</p> <p>126</p> <p>131</p>		
<i>ХРОНИКА</i>			
<p>Третья Тихоокеанская школа по морской геологии, геофизике и геохимии</p>	<p>134</p>		

CONTENTS

A. S. Astakhov, N. R. Vagina, S. A. Gorbarenko, Ye. L. Demidenko, V. V. Shapovalov, M. G. Biryulina. Velocities of Helocene sedimentation in the Sea of Okhotsk	3	V. V. Baranov. Devonian biostratigraphy of East Yakutia	82
V. L. Bezverkhny, I. I. Bersenev, N. G. Vashchenkova, M. T. Gorovaya, Ye. P. Lelikov, I. B. Tsoi. Geological structure of the northern closure of the Central deep-sea basin in the Sea of Japan	15	B. I. Pavlyutkin, T. I. Petrenko, N. I. Belyanina. New data on the age of the Suifunskaya and Ust-Suifunskaya suites (West Primorie)	92
A. A. Andreev. Isostasy and mechanical equilibrium of the Kuril — Kamchatka system "arc-trench"	25	T. N. Bolotnikova. Palynological characteristics and age of coalbearing deposits of the Chernyshevsky brown coal field (South Primorie)	101
Yu. A. Martynov. Pyroxene trends in basaltoids of tholeiitic series	30	G. F. Ufimtsev. Features of order in the Earth's global relief	105
A. S. Sindeev. The shoshonite-latitude series of the Ulyinsky trough (North Priokhotie)	35	M. N. Luneva. Specific features waves of transmitted passing through the curvilinear media interface in the method of the concerted waves	114
Yu. K. Ivashinnikov, F. S. Onukhov, A. M. Sazykin, V. N. Stavrov. Seismogeological and neotectonic peculiarities of the north-eastern flank of the Bureya massif	42	BRIEF COMMUNICATIONS	
V. S. Imaev. Tectonic crustal disturbance of North-East Yakutia	50	L. L. Vaniyan, Ye. P. Martanus, V. Yu. Semenov. Assessment of deep conductivity of Sakhalin from the evidence of electromagnetic sounding	122
V. I. Schpikerman, V. M. Merzlyakov, P. P. Lychagin, N. Ye. Savva, M. Kh. Gagiyeu, V. B. Likman. Copper mineralization in Ordovician volcanites in the east of the Yakutia ASSR	55	O. S. Komova. Modelling of deep-seated geodynamic processes in the transition zone of continent and ocean with the aid of numerical methods	126
B. A. Kuleshov, V. A. Pristavko, A. A. Plyashkevich. Geological-structural and mineralogical-geochemical peculiarities of the Svetly tin-tungsten deposit (Chukotka)	65	A. F. Tremasov, V. V. Kryachko. Associations of platinum minerals in one of the Iherzolite massifs (North-East of the USSR)	131
S. G. Parada, L. F. Parada. Lithologic-geochemical conditions of localization of gold mineralization in Priamurie black-schist thick units	77	CHRONICLES	
		Third Pacific school on marine geology, geophysics and geochemistry	134

УДК 551.462(265.54)

*А. С. Астахов, Н. К. Вагина, С. А. Горбаренко,
Е. Л. Демиденко, В. В. Шаповалов, М. Г. Бирюлина*

СКОРОСТИ ГОЛОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ

По материалам экспедиций последних лет изучена стратиграфия верхней части осадков Охотского моря. При этом использовались лито- и биостратиграфические (спорово-пыльцевой и кокколитофоридовый) методы, палеомагнитный и изотопно-кислородный анализы, датировки по ^{14}C и литературные сведения. Построена подробная карта скоростей осадкона-

копления в голоцене, охватывающая почти всю акваторию моря. Выявлены две основные зоны интенсивной седиментации: шельф, где мощности осадков контролируются преимущественно неотектоническими факторами, и подножие материкового склона. В котловинах центральной части выделены участки с замедленными скоростями осадконакопления.

ВВЕДЕНИЕ

Скорость осадконакопления является одним из основных показателей при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях на основе изучения древних осадочных толщ. Выявление ее в современных седиментационных бассейнах необходимо для более обоснованной интерпретации генезиса геологических тел и анализа условий осадконакопления методом мощностей, в том числе при сейсмостратиграфических исследованиях.

Первые оценки скоростей осадконакопления в Охотском море для голоцена были получены в результате работ Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР в 1949—1953 гг. на основании изучения мощности поверхностного горизонта осадков, обогащенного кремнистыми остатками диатомей. П. Л. Безруковым он был отнесен к послеледниковому времени [5, 6], и возраст нижней границы был определен соответственно 8—20 тыс. лет. Это предположение подтверждено микропалеонтологическими определениями [15, 16, 21, 30], в результате которых выделены горизонты с различными количественными соотношениями видов. При этом выявлена хорошая сходимость результатов диатомового и спорово-пыльцевого анализов [16, 23], отражающих в первом приближении изменения климата в четвертичное время. Смена комплексов фораминифер определяется главным образом изменением глубины бассейна, и выделенные по ним горизонты не соответствуют установленным по спорам, пыльце и диатомовым водорослям. Учитывая отсутствие абсолютных датировок, конкретная возрастная интерпретация лито- и биостратиграфических уровней не была выполнена, хотя данные этих

работ использовались в последующем [22] при оценке скоростей седиментации.

Начиная с 1970 г. изучение донных осадков Охотского моря, в том числе и скоростей осадконакопления, проводится Тихоокеанским океанологическим институтом и Институтом морской геологии и геофизики ДВО АН СССР. По всей акватории моря, в том числе и на шельфе, получено большое количество колонок, по которым выполнены комплексные стратиграфические исследования, включающие микропалеонтологический, радиоуглеродный, палеомагнитный и изотопный методы (рис. 1). Появилась возможность увязки лито- и биостратиграфических уровней с геохронологической шкалой и на этой основе — пересмотра и более конкретной возрастной привязки выявленных ранее биостратиграфических уровней. Эта задача, а также обобщение всех полученных датировок, определение новых возможностей литостратиграфического расчленения, детализация и расширение на всю акваторию моря имевшейся схемы скоростей осадконакопления являются целью настоящей работы.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ

Для стратиграфического изучения использовались колонки, полученные гидростатическими пробоотборниками ГСП-1 и ГСП-2 диаметром 124 мм с извлечением колонки осадка во вкладышах. Это обеспечило получение большого количества материала, достаточного для комплексного исследования, и его минимальную деформированность.

Радиоуглеродный анализ выполнялся по стандартной методике в лабораториях Геогра-

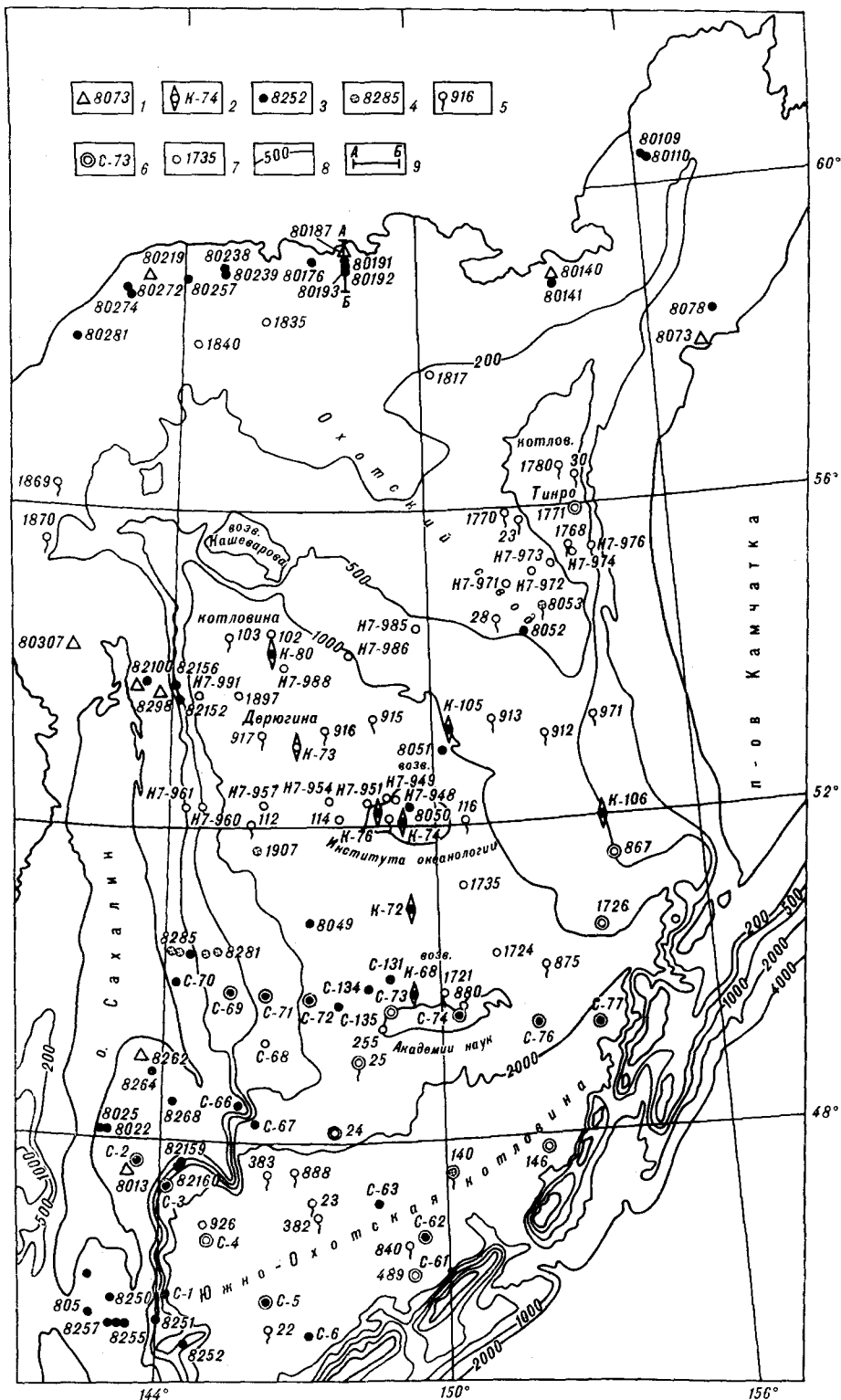
фического факультета МГУ и Института геохимии и физики минералов АН УССР. Для анализа отбирался ракушечный карбонатный материал: в колонках шельфа — раковины и крупные обломки двустворчатых моллюсков, из осадков центральной части моря — раковины фораминифер. В настоящее время достаточно надежные определения имеются для десяти колонок на шельфе и шести из центральной части моря (см. таблицу).

Изотопный состав кислорода карбоната кальция раковин бентосных фораминифер определен по стандартной методике в шести колонках из центральной части моря [11, 23]. В верхней части разреза этих колонок установлено увеличение значений $\delta^{18}O$ сверху вниз на 0,9—1,3‰ (рис. 2), что в соответствии с принципами изотопной стратиграфии отвечает границам I и II изотопных стадий с возрастом около 11 тыс. лет (по шкале, скорректированной Морли и Хейсом [37]).

Изучение палеомагнитных свойств осадков из колонок, полученных в экспедициях Тихоокеанского океанологического института ДВО АН СССР, выполнялось на кафедре общей физики ДВГУ [4, 20, 35], в лаборатории палеогеографии и новейших отложений плейстоцена МГУ [3], в лаборатории

палеомагнетизма СВКНИИ ДВО АН СССР [23]. Кроме этого, использованы данные по колонкам, изучавшимся в лаборатории физики земной коры ИГиГ СО АН СССР [14, 27, 28, 31].

Рис. 1. Расположение изученных колонок. 1—6 — колонки и их номера (номера 80..., 82..., К..., Н7... — станции ТОИ ДВО АН СССР, изучались авторами; С... — станции ИМГиГ ДВО АН СССР [12, 14, 27, 28, 31]; прочие — станции ИО АН СССР [6, 15, 16, 21, 30]), изученные различными методами: 1 — радиоуглеродным, 2 — изотопным и радиоуглеродным, 3 — палеомагнитным, 4 — спорово-пыльцевым, 5 — диатомовым, 6 — фораминиферовым; 7 — колонки из глубоководной части моря, расчлененные на основе литостратиграфических признаков; 8 — изобаты; 9 — местоположение профиля, приведенного на рис. 4.



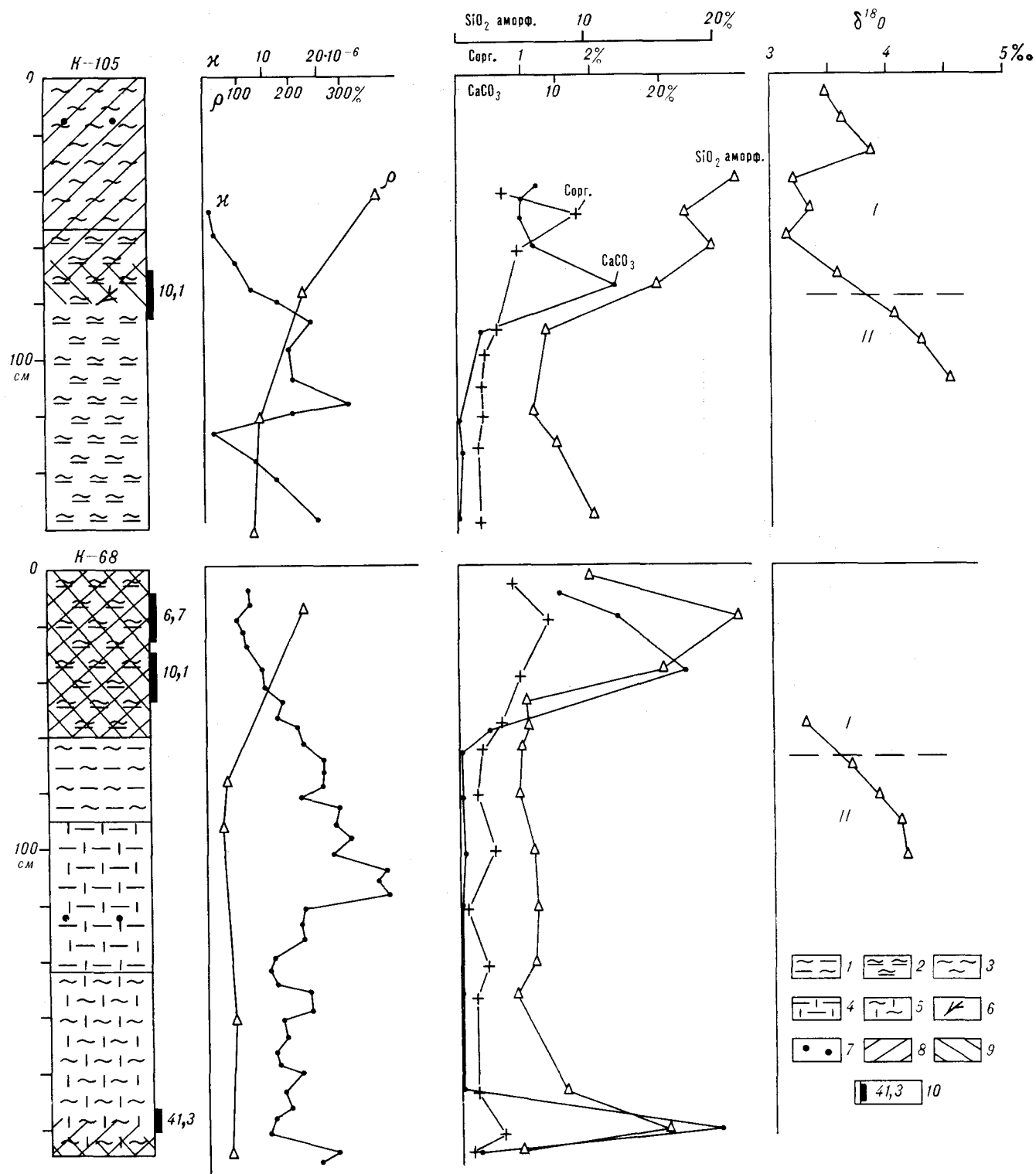


Рис. 2. Литологические особенности и стратиграфия позднечетвертичных отложений центральной части Охотского моря на примере колонок К-105 и К-68.

χ — магнитная восприимчивость (ед. СГС), ρ — объемная влажность. Содержание биогенных компонентов: SiO_2 аморфн. — аморфный кремнезем, Сорг. — органический углерод, CaCO_3 — карбонат кальция, $\delta^{18}\text{O}$ — изотопный состав кислорода раковин бентосных фораминифер *Uvigerina* в % относительно стандарта РДВ; I — первая, II — вторая изотопные стадии. 1—5 — литологические типы осадков [33]: 1 — алеврит пелитовый, 2 — пелит алевритовый, 3 — пелит, 4 — миктит алевритовый, 5 — миктит пелитовый; 6 — примесь растительного детрита; 7 — единичные гравий и галька; 8 — кремнистые и слабокремнистые осадки; 9 — слабокарбонатные осадки; 10 — места отбора проб и определения возраста по ^{14}C (тыс. лет).

Результаты радиоуглеродных датировок донных осадков Охотского моря

Номер станций	Координаты, град		Интервал опробования (см)	Возраст (лет)	Лабораторный индекс *
	широта	долгота			
8013	47	143	85—100	1030±440	МГУ-924
8073	57	157	255—270	2820±400	МГУ-831
80140	58	153	360—400	9890±160	МГУ-824
80187	59	148	33—106	3800±140	МГУ-825
80219	59	142	95—100	4990±350	МГУ-807
80308	54	141	60—67	2300±200	МГУ-833
8262	49	143	10—20	680±220	МГУ-910
			50—80	2270±500	МГУ-909
8298	53	143	57—90	990±250	МГУ-917
82152	53	143	32—75	8460±300	МГУ-920
К-68	49	149	5—25	6700±100	КИ-1852
			25—45	10100±160	КИ-1853
К-72	51	149	10—30	9900±130	КИ-1857
			35—45	10500±170	КИ-2161
К-74	51	148	15—30	9100±150	КИ-2165
К-80	54	146	0—19	4250±60	КИ-1873
			50—70	9500±140	КИ-2163
К-105	52	150	65—85	10100±120	КИ-2172
			185—225	21400±600	КИ-2173
К-106	51	154	20—45	6200±130	КИ-1368
			60—80	9000±120	КИ-2160

* МГУ — индекс лаборатории палеогеографии и новейших отложений МГУ, КИ — индекс лаборатории радиоуглеродного анализа Института геохимии и физики минералов АН УССР.

Все эти исследования проводились с разной детальностью отбора образцов и в некоторых случаях по сухим коллекционным отрезкам керна, в результате чего различна и достоверность полученных материалов. Наиболее качественные результаты получены при отборе образцов и первичном изучении их непосредственно в рейсе [3, 4, 23, 35].

Для определения скоростей осадконакопления в голоцене по палеомагнитным данным были использованы следующие реперы: граница хронов полярности Брюнес — Матуяма [3], кратковременная инверсия магнитного поля в период 11—13 тыс. лет назад [27] и вековые вариации геомагнитного поля в течение последних 9 тыс. лет [12, 35].

Отложения хрона обратной полярности Матуяма вскрыты в трех колонках в северной части моря. Они представлены плотными алевритами и алевритовыми диатомитами со значениями магнитной восприимчивости на порядок ниже, чем у современных осадков этих же районов. В колонке 80239 (см. рис. 1) Т. А. Гребенниковой (ТИГ ДВО АН СССР) изучен комплекс диатомей плиоценового возраста. На участках, где вскрыты отложения хрона Матуяма, более молодые четвертичные отложения отсутствуют или имеют резко сокращенную мощность, что свидетельствует о минимальной скорости осадконакопления в голоцене.

Отрезки с обратной полярностью в разрезе позднечетвертичных отложений Охотского моря были обнаружены Г. А. Поспеловой и Н. Н. Се-

маковым [14, 27, 28, 31], которые отнесли их к двум экскурсам магнитного поля в периоды 11—13 и 22—26 тыс. лет. Последующими более детальными палеомагнитными исследованиями, проводимыми в комплексе с датированием осадков по изотопному составу кислорода, радиоуглеродным и биостратиграфическим методами было подтверждено существование экскурсов магнитного поля, выраженных зонами обратной полярности или изменением параметров вектора намагниченности в периоды 11, 25, 40, 110 тыс. лет [20, 23]. Однако стратиграфическая интерпретация подобных кратковременных событий требует оценки их достоверности и анализа особенностей литологического состава осадков. В колонках с низкой или неравномерной скоростью осадконакопления экскурсии в связи с их кратковременностью могут быть упущены или зафиксированы одним-двумя образцами, установление событий по которым нельзя считать обоснованным. Кроме того, резкие изменения магнитных характеристик, вплоть до отрицательной намагниченности, могут возникнуть вследствие литологической неоднородности осадков и ледового разноса, создающего примеси грубого материала. Последний при осаждении не ориентируется по направлению магнитного поля и, отличаясь повышенной магнитной восприимчивостью, может резко исказить палеомагнитные характеристики. Повышенная литологическая изменчивость и примесь материала ледового разноса обычно характерны для участков замедленной аккумуляции.

Учитывая указанные факторы, при стратиграфической интерпретации палеомагнитных данных принимались во внимание только те экскурсы, которые были определены по измерениям в нескольких образцах или подтверждены физическими или биостратиграфическими методами. При такой оценке наименее обоснованными оказались данные Г. А. Поспеловой и Н. Н. Семакова [14, 27, 28, 31]. Судя по опубликованным для 11 колонок результатам первичных измерений, в половине случаев выделение эпизодов обратной полярности не является достоверным.

Корреляция и возрастное расчленение осадков на основе вариаций фактора Кенигсбергера (Q) и сопоставления их с мировой археомагнитной шкалой представляются наиболее перспективными подходом в палеомагнитной стратиграфии голоцена. На основе его получены возрастные реперы для колонок шельфа и материкового склона о. Сахалин, которые подтверждены микропалеонтологическими определениями [4, 35]. Возможность применения этого метода ограничивается районами с повышенной (более 200 мм/тыс. лет) и относительно равномерной скоростью осадконакопления, литологически однородными осадками с преобладанием мелкоалевритовых или пелитовых разновидностей, без диагенетических изменений. Последний фактор, несмотря на небольшой возраст отложений, существенно изменяет магнитные свойства осадков на участках с высоким содержанием органического вещества (колонки 8268, 8280, 8282, 82156, см. рис. 1). Внешними признаками начала диагенетических изменений являются появление карбонатных новообразований [4] и сильное сероводородное заражение.

При расчленении отложений верхнего плейстоцена и голоцена все биостратиграфические методы основываются на количественных вариациях видовых комплексов, обусловленных изменениями среды обитания. Это связано, главным образом, с колебаниями температуры приповерхностного слоя воздуха, но может быть вызвано и другими причинами (особенно для морских организмов): нарушениями циркуляции водных масс, их солености и температуры, изменениями глубины моря, не связанными с климатическими факторами (неотектоническое опускание, эвстатические колебания уровня), изменениями ветрового и ледового режима и т. д. Все это затрудняет использование микропалеонтологических данных для тонкого стратиграфического расчленения верхней части осадочного чехла в окраинных морях Дальнего Востока.

Споры и пыльца в морских осадках отражают общие изменения климата региона и позволяют проводить корреляцию с более детально изученными континентальными отложениями.

По нашим станциям (8053, 8281, 8284, 8285, см. рис. 1) спорово-пыльцевой анализ выполнялся Н. С. Болиховской, А. Г. Матуль [7] и Н. К. Вагиной [8]. Была определена нижняя граница голоцена, а на участках с повышенной скоростью осадконакопления выполнено расчленение голоцена в соответствии со шкалой Блитта-Сернандера [8] (рис. 3) по аналогии с прилегающими побережьями [34]. Полученные результаты подтверждены данными палеомагнитного и диатомового анализов [4, 7], что позволяет использовать их для определения скоростей осадконакопления в голоцене. Выявленные закономерности (резкое увеличение содержания в голоценовых осадках пыльцы темнохвойных растений, появление пыльцы термофильных лиственных пород, уменьшение содержания пыльцы кустарниковых видов семейства *Betulaceae*) хорошо согласуется с климатостратиграфической схемой Н. В. Кинд для Сибири [19] и позволяют увязать данные предыдущих исследований с современной геохронологической шкалой. В соответствии с ней возраст нижней границы I горизонта, выделяемого Е. В. Кореневой [21], был принят равным 10 тыс. лет.

Изучение видового состава диатомей в колонках, полученных в экспедициях ТОИ ДВНЦ АН СССР (8053, 80238, 8255, 82159, 82160, см. рис. 1), выполнялось Т. А. Гребенниковой и А. Г. Матуль [7]. Этими исследованиями установлено увеличение доли тепловодных видов на границе голоцена, положение которой определено спорово-пыльцевым и палеомагнитным анализами. Такой переход тем не менее не везде достаточно отчетлив и, вероятно, не является изохронным по всей акватории моря. Ранее А. П. Жузе [15] по результатам анализа 39 колонок расчленила верхнюю часть осадочного чехла Охотского моря на четыре горизонта. Изменения видового состава на границе I и II горизонтов близки к установленным позднее Н. С. Болиховской и А. Г. Матуль [7] на границе голоцена и верхнего плейстоцена, но А. П. Жузе проводит ее главным образом по смене экологических группировок диатомей. На шельфе сублиторальный комплекс диатомей II горизонта сменяется неритическим I горизонта, а в центральной и южной частях, соответственно по горизонтам, неритический комплекс сменяется океаническим. Одновременное увеличение доли теплолюбивых диатомей в I горизонте отмечается только на шельфе и материковом склоне, то есть в районах преобладания в современных условиях неритических форм над океаническими (ст. 1869, 1870, 103, 1907, см. рис. 1). В центральной части моря резкое изменение количественного и видового состава диатомей объясняется проникновением океанической флоры в этот район и лишь в

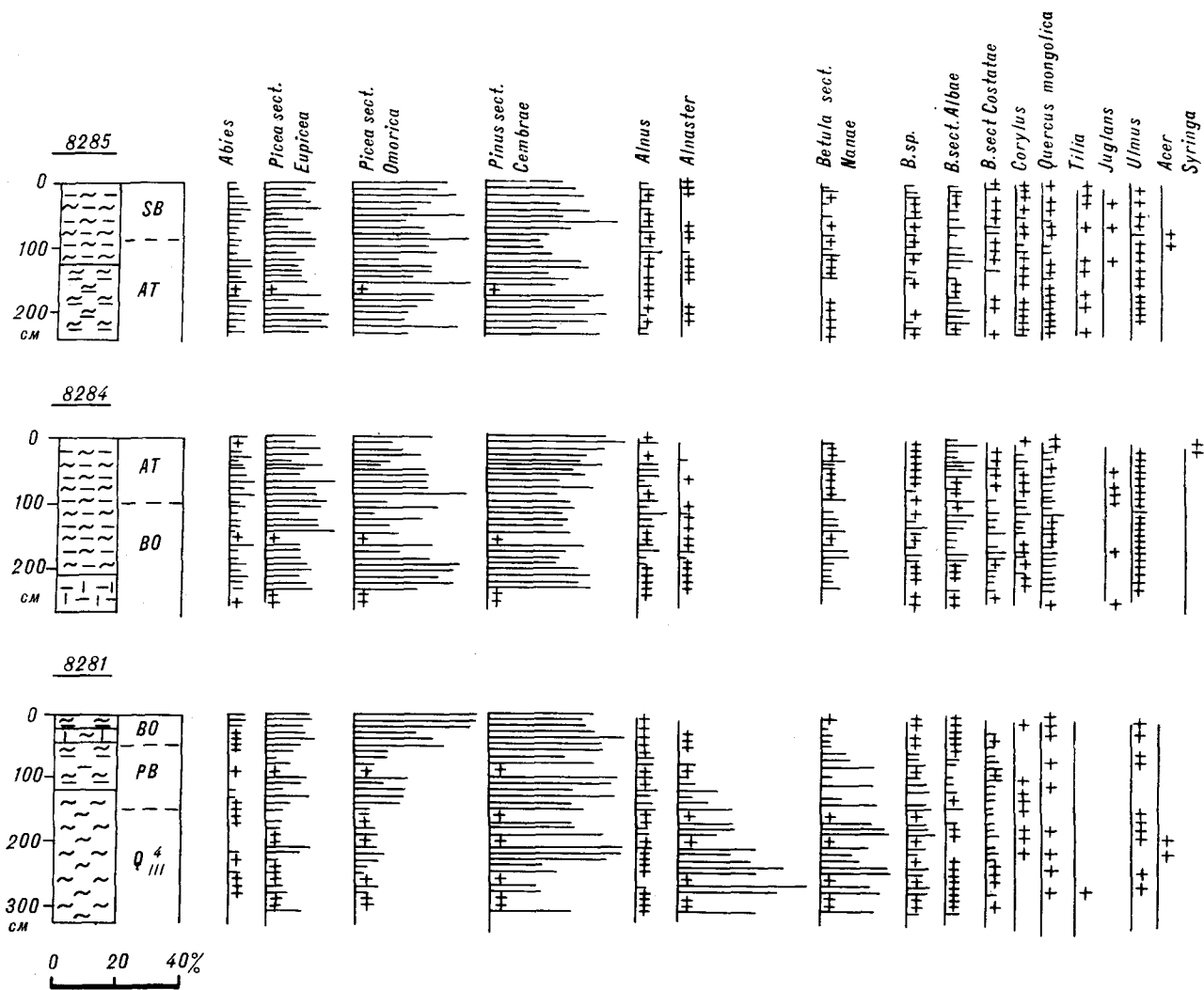


Рис. 3. Стратиграфия и пыльцевые диаграммы осадков шельфа и материкового склона о. Сахалин (местоположение станций см. на рис. 1). Усл. обозн. к литологическим колонкам см. на рис. 2.

некоторых случаях связывается с увеличением глубин моря (см. рис. 1, ст. 911, 915, 115, 890, 880, 382, 140, 1724) [15]. Преобладание океанических диатомей в Охотском море в голоцене также могло быть обусловлено увеличением глубины бассейна, при которой улучшился водообмен с океаном через углубившиеся и расширившиеся Курильские проливы. В то же время проникновение океанических вод и микрофлоры не могло быть мгновенным, а постепенно захватывало все новые области с юга на север. Таким образом, граница I и II горизонтов по диатомеям может иметь различный возраст в зависимости от того, какие признаки (климатические, экологические или палеобатиметрические) определяют изменения количественных соотношений в комплексах. Это предположение подтверждается при сопоставлении с данными палеомагнитного и спорово-пыльцевого анализов. На юге (см. рис. 1, ст. 140)

граница I и II горизонтов, определяемая по диатомеям, находится ниже соответствующей границы, установленной по спорам и пыльце (185 и 130 см соответственно), на севере [7, 15] она совпадает или несколько выше (150 и 175 см на ст. 1907; 65 см на ст. 8053). Исходя из указанных соображений, для интерпретации данных А. П. Жузе возраст границы выделяемых ею I и II горизонтов условно был принят: в Южно-Охотской котловине 12—15 тыс. лет, в центральной части моря (между 40° и 54° с. ш.) — 10—12, в северной части моря — 8—10 тыс. лет.

Изучение видового состава бентосных и планктонных фораминифер в колонках Охотского моря выполнялось Х. М. Саидовой [30], О. Н. Нестеровой [14], Н. В. Беляевой [12], О. Н. Мелентьевой [25]. В составе верхней части осадочного чехла указанные авторы выделяют несколько горизонтов, различающихся

по видовому составу и количественным соотношениям бентосных фораминифер. Эти вариации Х. М. Саидова [30] объясняет главным образом изменениями глубины бассейна осадконакопления и, в меньшей степени, температуры придонных вод. Горизонты по бентосным фораминиферам обычно не сопоставимы с выделяемыми по пыльце и диатомеям и не имеют в настоящее время достаточно надежной возрастной привязки. В центральной и северо-западной частях моря, вне пределов Южно-Охотской котловины, желоба Лебеда, впадины ТИНРО, намечается некоторое совпадение границы I и II горизонтов по фораминиферам и диатомеям (см. рис. 1, ст. 115, 415, 103, 880, 1869, 1870, 1907) [15, 30]. Причиной этого, вероятно, является меньшее влияние на температурный режим теплых океанических вод, проникающих через Курильские проливы и распространяющихся вдоль Западной Камчатки и, возможно, меньшие скорости неотектонического опускания дна. Это приводит к увеличению влияния на видовой состав фораминифер общих изменений среды обитания, происходивших 6—15 тыс. лет назад (потепление климата и эвстатическая трансгрессия). Примерно такой же временной интервал смены комплексов фораминифер установлен при сопоставлении с результатами палеомагнитного анализа в указанном районе (ст. С-67-С-69, С-71-С-73, см. рис. 1) [14]. Учитывая это, для некоторых станций присахалинского района в центральной части моря, где отсутствуют физические или биостратиграфические определения возраста, скорости осадконакопления определялись исходя из мощности I горизонта, установленной по фораминиферам [14, 30]. Возраст нижней границы этого горизонта был условно принят 9—11 тыс. лет.

В колонках Н7-968-Н7-961 и Н7-985-Н7-991 (см. рис. 1) изучались распространение и видовой состав кокколитофорид. Выявлено локальное обогащение карбонатными остатками холодноводного биполярного вида *Coccolithus pelagicus* части разреза непосредственно под голоценовыми отложениями. Конкретная возрастная интерпретация горизонта и факторы, вызвавшие смену экологических условий, пока неясны, но в отдельных колонках этот показатель учитывался при оценке скоростей осадконакопления в качестве дополнительного наряду с литостратиграфическими признаками.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

Возможность использования различий в вещественном составе, структурах и текстурах морских осадков для их стратиграфического расчленения и корреляции в рамках позднего плейстоцена и голоцена основывается на смене

литодинамических обстановок при изменении климата и колебаниях уровня моря. В глубоководных участках наиболее отзывчивы на изменения этих условий биогенные компоненты (аморфный кремнезем, карбонат кальция, органический углерод), на шельфе они отражаются главным образом в текстурах и структурах осадков.

«Кремнистый горизонт», выявленный П. Л. Безруковым [6, 7] в глубоководной части Охотского моря и отнесенный к послеледниковому времени (до 8—20 тыс. лет) [7], достаточно надежно выделяется не только по содержанию аморфного кремнезема [6], но и при визуальной оценке концентраций остатков диатомей в микроскопических препаратах. Нашими исследованиями подтверждена возрастная приуроченность его нижней границы к периоду общих палеогеографических и климатических изменений на рубеже голоцена и плейстоцена (см. рис. 2), но детализировать ее возраст для всей акватории моря оказалось невозможным. Причиной различий в возрасте нижней границы горизонта, обогащенного кремнистыми остатками диатомей, могут быть неодновременность уменьшения терригенного сноса в центральную часть моря при повышении уровня в послеледниковое время; постепенное прощипывание океанических видов диатомей, отличающихся от преобладавших ранее неритических форм большими размерами панцирей, лучшей окремненностью и худшей растворимостью [15]; эпизодическое увеличение подвижности придонных вод, не связанное с глобальными эвстатическими и климатическими изменениями. В результате наблюдаются омоложение возраста нижней границы кремнистого горизонта с юга на север в центральной части моря, у подножия материкового склона в местах повышенного терригенного сноса с побережья, на возвышенностях (с расщеплением и выклиниванием горизонта) и удревнение в депрессиях и котловинах. При использовании мощностей кремнистого горизонта для оценки скоростей осадконакопления возраст его нижней границы был принят равным 11—14 тыс. лет в котловинах (Южно-Охотская, ТИНРО, Дерюгина) и 9—11 тыс. лет в центральной части моря и на северном шельфе. На возвышенностях Академии Наук, Института Океанологии, Кашеварова, на Охотском своде, материковом склоне, шельфе (за исключением внешней части северного) возрастная интерпретация нижней границы кремнистого горизонта не производилась.

В центральной части моря выявлено обогащение раковинами фораминифер голоценовых осадков и локальное увеличение их содержания на границе позднего плейстоцена и голоцена (около 10 тыс. лет). Этот литостратигра-

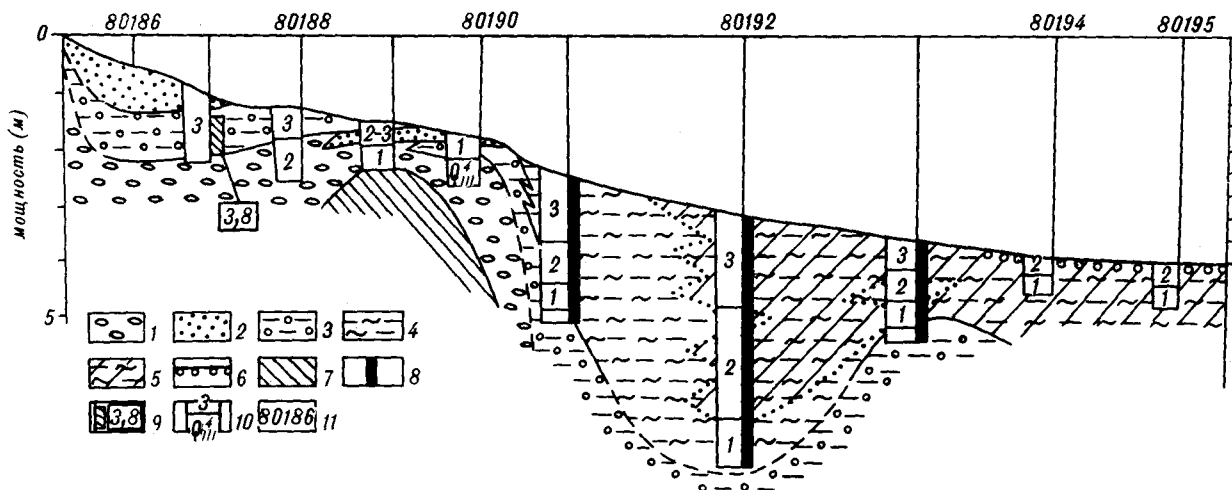


Рис. 4. Схема литостратиграфического расчленения отложений северного шельфа Охотского моря по профилю А—Б (см. рис. 1).

1 — пляжевые галечники; 2 — псаммиты, алевроитовые псаммиты, алевроиты генетического типа волнения фации берегового склона; 3 — псефитовые, псаммитовые, алевроитовые миктиты и плохо сортированные алевроитовые псаммиты фаций ледово-приливных отложений берегового склона и внутреннего шельфа; 4 — пелитовые алевроиты и алевроитовые пелиты застойных вод фаций внутреннего и внешнего шельфа; 5 — то же с повышенным содержанием остатков диатомей (слабокремнистые осадки); 6 — поверхностный ледово-остаточный горизонт, обогащенный галькой и гравием; 7 — предположительно коренные породы (окоитурены с учетом материалов НСП [3]); 8 — отрезки колонков, по которым выполнен палеомагнитный анализ и определена нормальная полярность; 9 — место отбора пробы на радиоуглеродный анализ и возраст (тыс. лет); 10 — стратиграфическое расчленение колонков (цифры без буквенного индекса — литостратиграфические комплексы голоцена с ориентировочным возрастом в тыс. лет: 1—10—8, 2—8—5, 3—5—0); 11 — номера станций (местоположение см. на рис. 1).

фический уровень хорошо демонстрируется содержанием карбоната кальция в осадках (см. рис. 2) и может быть сопоставлен с разрезом верхнечетвертичных отложений Японского моря [13], где максимум карбонатности приходится на период 11—14 тыс. лет. Указанный горизонт достаточно надежно может быть использован для расчленения отложений только в районе возвышенности Института Океанологии и Академии Наук и на прилегающих участках с глубинами 1000—1500 м, т. е. в районах замедления терригенного осадконакопления. На шельфе, материковом склоне и вблизи него из-за терригенного разбавления и в Южно-Охотской котловине, с глубинами, близкими к уровню карбонатной компенсации, стратификация по содержанию карбонатного материала не является однозначной.

В области преобладающего терригенного осадконакопления, охватывающей весь шельф, за исключением внешней части северного, глобальные изменения условий осадконакопления в конце плейстоцена и начале голоцена отразились в фациально-генетических особенностях отложений. В ходе послеледниковой трансгрессии здесь сформировалась трансгрессивная морская толща (рис. 4), в основании которой залегают пляжевые и лагунные отложения, фиксирующие с точностью до первых метров положение уровня моря. Эти отложения обычно легко распознаются в колонках, и при сравнении с глобальными или региональными кривыми изменения уровня моря [19, 24, 29] возможна приблизительная оценка их возраста.

В районах с относительно стабильным неотектоническим режимом береговые линии начала голоцена выявлены на глубинах 25—40 м. С увеличением глубин соответственно растет и возраст прибрежных отложений до 15—18 тыс. лет на батиметрических отметках 80—140 м (по оценкам различных авторов). При этом достоверность датирования уменьшается в связи с возможностью неотектонических деформаций за счет более длительного проявления движений. На глубинах < 25—40 м прибрежные отложения и часть подстилающих их континентальных отложений имеют голоценовый возраст и характеризуются резкой латеральной изменчивостью мощности (на один-два порядка) вблизи аккумулятивных и абразионных берегов. Наряду с прибрежно-морскими образованиями индикаторами положения береговой линии и, следовательно, возраста отложений могут служить и некоторые другие генетические типы отложений, формирующиеся на береговом склоне (волновые, ледово-приливные, см. рис. 4). В связи с более широким батиметрическим интервалом образования этих осадков (от 0 до 10—30 м) соответственно уменьшается и точность определения положения уровня моря.

Фациально-генетическая типизация отложений помимо указанной возможности количественной оценки скоростей осадконакопления позволяет проводить и более широкий качественный их анализ на основе типа и направленности литодинамических процессов, содержания материала ледового разноса, физико-механиче-

ских свойств осадка. Для шельфа все эти сведения были учтены ранее [2] при составлении карт генетических типов отложений и современных литодинамических обстановок (эрозионные, транзитные, аккумулятивные). Каждому из этих типов соответствует своя интенсивность накопления осадочного материала. В эрозионных обстановках современное осадконакопление практически отсутствует, и в некоторых случаях размываются более древние осадки с формированием горизонта остаточных и ледово-остаточных отложений. В аккумулятивных обстановках происходит накопление с различной периодичностью осадочного материала, выносимого с побережья, а также из эрозионных и транзитных участков. В транзитных литодинамических обстановках основным процессом является перенос обломочного материала с осаджением наиболее грубозернистой его части.

Для иллюстрации интенсивности осадконакопления на шельфе использована карта литодинамических обстановок, границы которой уточнены по глубине залегания прибрежных отложений, наличию и количеству материала ледового разноса, геоморфологическим особенно-

стям дна (рис. 5). На карту также вынесены выявленные по датированным колонкам скорости осадконакопления. При сравнении отмечается почти повсеместная приуроченность максимальных скоростей осадконакопления

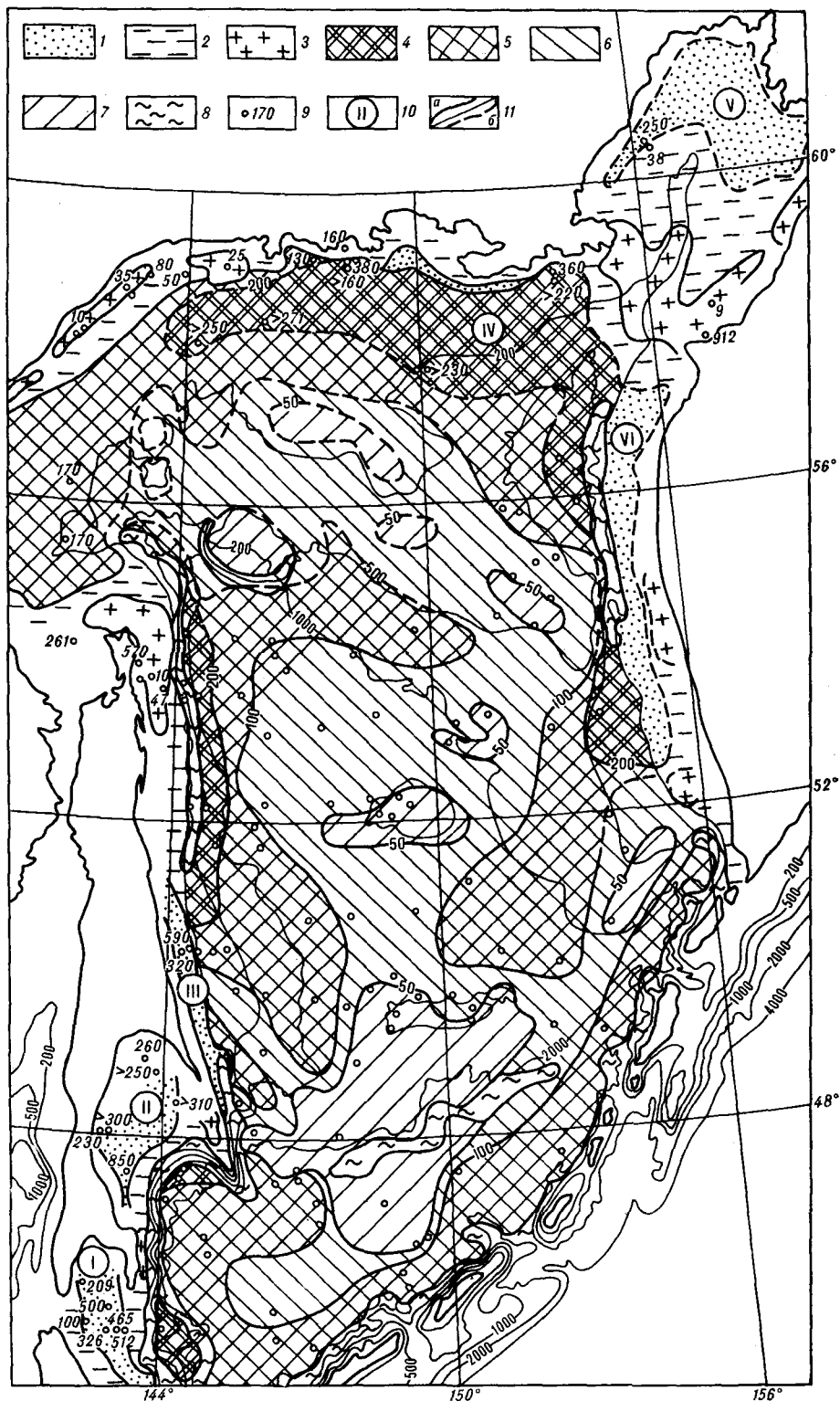


Рис. 5. Скорости накопления осадков в Охотском море в голоцене.

1—3 — литодинамические обстановки на внешнем шельфе: 1 — аккумулятивные, 2 — транзитные, 3 — эрозионные; 4—7 — скорости осадконакопления (мм/тыс. лет): 4 — более 200, 5 — 100—200, 6 — 50—100, 7 — менее 50; 8 — районы склонов с аномальными скоростями седиментации; 9 — станции и скорости осадконакопления в мм/тыс. лет (для шельфа); 10 — голоценовые седиментационные бассейны на шельфе: I — Анива, II — Терпения, III — Прибрежный, IV — Северный, V — Гижигинский, VI — Западно-Камчатский; 11 — изотахи: а — проведенные при интерполяции между изученными станциями, б — предполагаемые на основе литолого-генетических особенностей отложений.

к аккумулятивным обстановкам (более 150—200 мм/тыс. лет) и минимальных (менее 30—50 мм/тыс. лет) — к эрозионным.

АНАЛИЗ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Для составления карты скоростей голоценового осадконакопления в Охотском море были использованы данные по 142 колонкам (см. рис. 1), где возраст отложений был определен физическими методами (87 колонок, из которых 47 определений возраста признаны достоверными и еще 7 подтверждены другими методами), биостратиграфическими (71 колонка, из которых 43 определения признаны достоверными или подтверждены другими методами) или по глубине расположения кремнистого и карбонатного горизонтов (с учетом выполненных физических или микропалеонтологических определений, не давших однозначного результата). Кроме того, еще более чем 150 колонок, отобранных на шельфе в 35-, 36- и 39-м рейсах НИС «Первенец» [3] и в 16-м рейсе НИС «Профессор Богоров» и не указанных на рис. 1, учитывались при фациально-генетическом расчленении отложений и определении типа литодинамической обстановки.

Для иллюстрации скоростей осадконакопления на карте (см. рис. 5) для шельфа (кроме внешней части северного) и всей остальной акватории использовались неодинаковые обозначения. Это вызвано не только меньшей изученностью и большей изменчивостью скоростей осадконакопления на шельфе, но и специфическими условиями формирования осадочного чехла. Вследствие высокой подвижности вод, основные массы обломочного материала здесь не осаждаются вблизи источников поступления (устья рек, абразионные уступы, эродируемые участки дна), а заполняют после относительно длительного переноса отрицательные формы рельефа, сформированные предшествующим или конседиментационным тектоническим погружением. Приуроченность районов максимальных скоростей осадконакопления на шельфе к участкам тектонического погружения в позднем кайнозое, обычно наблюдаемого, и в голоцене хорошо прослеживается при сравнении составленной схемы (см. рис. 5), карт неотектоники [18, 26] и мощностей кайнозойского осадочного чехла [10]. Все выделяемые на шельфе голоценовые седиментационные бассейны (Анива, Терпения, Пограничный, Северный, Гижигинский, Западно-Камчатский) в общих чертах пространственно совпадают с одноименными позднекайнозойскими прогибами [10, 14, 17, 32]. Последние можно отнести, вероятно, к полностью компенсированным, и лишь Прибрежный в своем

южном окончании и Северный на юго-востоке переходят в некомпенсированные прогибы. В этих районах бровка шельфа выражена незначительным перегибом дна на глубинах более 200 м с постепенным переходом к соответствующим глубоководным впадинам Пегаса и ТИПРО.

В целом в Охотском море выделяются две зоны повышенных скоростей осадконакопления: шельф и подножие материкового склона. На шельфе, помимо седиментационных бассейнов внешней части (см. рис. 5), интенсивная аккумуляция характерна почти для всей внутренней, но вероятность сохранения здесь отложений при дальнейшем геологическом развитии весьма мала, так как в регрессивные периоды весь внутренний шельф превращается в область сноса. Исключения составляют участки, располагающиеся на продолжении крупных долин и низменностей, где в регрессивные этапы может продолжаться накопление аллювиальных, озерно-болотных и других континентальных отложений. Примером такого седиментационного бассейна на внутреннем шельфе является Амурский лиман и восточная часть Сахалинского залива, где осаждается основная масса взвешенных и часть влекомых наносов реки Амур. В северной части этого района высокая скорость осадконакопления определена радиоуглеродным методом в колонке 80307 (см. рис. 1).

Подножие материкового склона, в том числе и его нижняя часть, для которых имеются определения возраста в единичных колонках, отличаются от всей глубоководной зоны моря повышенными в несколько раз и сопоставимыми с шельфовыми скоростями осадконакопления (более 300—400 мм/тыс. лет на ст. Н7 — 960, 8280, 82160, 8251, см. рис. 1). Преобладание аккумуляции с повышенными скоростями можно также предполагать и на сложнорасчлененных склонах, места расположения которых показаны на карте (см. рис. 5) как области с аномальным осадконакоплением. Совокупность указанных зон образует область, где происходит боковое наращивание шельфа, и формирующие здесь осадочные образования при сейсмостратиграфических исследованиях считаются телами бокового наращивания [36]. Скорость формирования этих тел в голоцене в Охотском море связана с интенсивностью поступления терригенного материала с шельфа, которая, в свою очередь, определяется величиной и составом твердого стока с материка и подвижностью придонных вод [2, 9]. В Охотском море повышенные величины терригенного сноса с суши характерны для побережий Хоккайдо и Южного Сахалина [2]. Здесь же отмечаются и максимальные скорости осадконакопления на шельфе (см. рис. 4) и материковом

склоне (на ст. 8252—418 мм/тыс. лет). Второй район повышенного терригенного сноса связан с устьем реки Амур, основная масса взвешенных наносов которого распространяется через Сахалинский залив, вокруг полуострова Шмидта и далее в восточном и южном направлениях. С этим шлейфом выноса связаны, вероятно, зоны повышенного осадконакопления на шельфе (Прибрежный бассейн) и материковом склоне северного и центрального Сахалина.

На карте (см. рис. 5) отражены главным образом средние скорости осадконакопления за период 8—13 тыс. лет. На этот отрезок приходятся основные временные реперы, обусловленные сменой условий осадконакопления на границе плейстоцена и голоцена (изотопные, палеомагнитные, биостратиграфические, литостратиграфические). На шельфе на участках интенсивной аккумуляции в связи с отсутствием колонок достаточной длины скорости осадконакопления были определены палеомагнитным методом по фактору Кенигсбергера [35] для периода от 0 до 4—8 тыс. лет (см. рис. 1, ст. 8250, 8255, 8257, 8264, 8268, 8285; см. таблицу). Здесь существенную роль, вероятно, могут играть изменения скоростей осадконакопления в голоцене. Наиболее показательными для этого являются станции 8281—8285 на шельфе и материковом склоне Восточного Сахалина (см. рис. 1), где по данным палинологического метода наблюдается последовательное омоложение этапов интенсивного осадконакопления при приближении к берегу. В наиболее глубоководной колонке 8281 (см. рис. 3) голоценовый разрез представлен только осадками пребореала и бореала (8,0—10,3 тыс. лет), накопление которых происходило со скоростью 770—1250 мм/тыс. лет. Западнее, в колонке 8284, появляются отложения атлантика, накопившиеся со скоростью 430—500 мм/тыс. лет. Этому предшествовало также интенсивное накопление в бореале (более 2000 мм/тыс. лет). В колонке 8285, отобранной на шельфе с глубиной моря 105 м, разрез дополняется осадками суббореала (скорость накопления 360—450 мм/тыс. лет). Эти данные свидетельствуют о резкой изменчивости и эпизодичности аккумуляции на прибрежных частях акватории

и о существовании перерывов в осадконакоплении даже в столь коротком временном интервале. Изменение скоростей осадконакопления в 1,5—2,0 раза выявлено и в других районах шельфа и материкового склона Восточного Сахалина [35]. Основной причиной его предполагается продолжавшаяся в начале голоцена трансгрессия, приводившая к смещению зон осадконакопления ближе к берегу.

ВЫВОДЫ

1. Представленная карта скоростей осадконакопления в голоцене в отличие от существовавших ранее [6, 28] охватывает почти всю акваторию Охотского моря и основана на значительно большем количестве колонок, часть из которых изучена как литологическими и микропалеонтологическими, так и палеомагнитным, радиоуглеродным и изотопно-кислородным методами.

2. Выделяются две основные зоны повышенных (более 200 мм/тыс. лет) скоростей осадконакопления в голоцене — шельф и подножие материкового склона. В котловинах (Южно-Охотская, Дерюгина, ТИПРО), которые ранее полностью относились к областям интенсивного седиментогенеза, выявлены участки с относительно замедленными (менее 50 мм/тыс. лет) скоростями осадконакопления в центральных частях или, при малых размерах котловины, на удаленных от шельфа бортах.

3. На большей части шельфа скорости осадконакопления в голоцене контролируются неотектоническими факторами: области повышенного осадконакопления в большинстве случаев совпадают с наложенными позднекайнозойскими прогибами с повышенной мощностью неоген-четвертичных отложений.

4. Представленная карта может быть использована в качестве модели осадконакопления в Охотском море в трансгрессивные периоды. Во время регрессий, при сохранении общей качественной картины распределения скоростей осадконакопления, предполагается резкое увеличение их на материковом склоне и примыкающих глубоководных участках и уменьшение на внутреннем шельфе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А. С. Стадийность органогенно-карбонатного конкрецнеобразования в осадках шельфа Северного Сахалина // Конкреции и конкреционные анализы нефтегазоносных формаций.— Тюмень, 1983.
2. Астахов А. С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986.
3. Астахов А. С., Бадюков Д. Д. и др. Новые данные о строении и вещественном составе верхней части осадочного чехла шельфа Охотского моря // Современное осадкообразование и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
4. Астахов А. С., Шаповалов В. В. Опыт палеомагнитной и литологической корреляции донных от-

- ложений шельфа и континентального склона Восточного Сахалина // Геомагнитное поле в фанерозое.— Магадан, 1984.
5. *Безруков П. Л.* О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков // Докл. АН СССР.— 1955.— Т. 103, № 3.
 6. *Безруков П. Л.* Донные отложения Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1960.— Т. 32.
 7. *Болитовская Н. С., Магумь А. Г.* К вопросу о стратиграфии и палеогеографических условиях седиментации донных отложений Охотского моря // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм: (Тез. докл.).— Владивосток, 1983.
 8. *Вагина Н. К.* Четвертичные палинокомплексы донных отложений шельфа и континентального склона Восточного Сахалина // Вторая Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике: (Тез. докл.).— Южно-Сахалинск, 1985.
 9. *Вольнев В. М.* О происхождении грядового рельефа дна впадины ТИПРО (Охотское море) // Геоморфология.— 1983.— № 3.
 10. *Гнибиденко Г. С., Хведчук И. Н.* Основные черты тектоники Охотского моря // Геологическое строение Охотоморского региона.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
 11. *Горбаренко С. А.* К стратиграфии позднечетвертичных осадков северо-западной окраины Тихого океана и попытка палеоокеанологических реконструкций // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм.— Владивосток, 1983.
 12. *Гурарий Г. З., Нечаева Т. Б.* Палеомагнитные вариации по донным осадкам Охотского моря // Проблемы изучения палеогеографических вариаций магнитного поля Земли.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
 13. *Деркачев А. Н., Уткин И. В. и др.* Корреляция и скорости накопления осадков Японского моря в поздне-последледниковое время // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 4.
 14. *Ильев А. Я., Воронова В. А. и др.* Донные осадки южной части Охотского моря.— М.: Наука, 1979.
 15. *Жузе А. П.* Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1957.— Т. 82.
 16. *Жузе А. П., Коренева Е. В.* К палеогеографии Охотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1959.— № 2.
 17. *Захарова М. А., Воронова В. А.* Литолого-геохимическая характеристика донных осадков профиля на широте пос. Пограничное (Охотское море) // Геологическое строение Охотоморского региона.— Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982.
 18. *Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных стран.* М-б 1 : 5 000 000.— М.: ГУГК, 1979.
 19. *Кинд Н. В.* Хронология позднего антропогена по изотопным данным.— М.: Наука, 1974.— (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 257).
 20. *Ковалюх Н. Н., Шаповалов В. В.* О скорости накопления и корреляции позднечетвертичных осадков на возвышенностях центральной части Охотского моря // Тихий океан. Геология, геоморфология, магматизм.— Владивосток, 1983.
 21. *Коренева Е. В.* Спорно-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1957.— Т. 22.
 22. *Лисицин А. П.* Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.
 23. *Малахова Г. Ю., Линькова Т. И. и др.* Стратиграфия донных осадков Охотского моря по палеомагнитным данным, изотопному составу кислорода и радиоуглеродным датировкам // Вторая Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике.— Южно-Сахалинск, 1985.
 24. *Марков Ю. Д.* Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
 25. *Мелентьева О. Н.* Условия осадконакопления в северной части Охотского моря в голоцене // Вторая Тихоокеанская школа по морской геологии и геофизике.— Южно-Сахалинск, 1985.
 26. *Немцов Ю. С., Андиева Т. А., Сафронов П. Н.* Неотектоника дальневосточных морей СССР // ВИЭМС. Обзор. Морская геология и геофизика, 1978.
 27. *Поспелова Г. А.* Тонкая временная структура геомагнитного поля в позднем кайнозое // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: СО АН СССР, 1976.
 28. *Поспелова Г. А., Ильев А. Я.* Кратковременные отклонения в направлении геомагнитного поля, по палеомагнитным данным новейших отложений Охотского моря // Геология дна Дальневосточных морей.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 29. *Пушкарь В. С.* Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1979.
 30. *Саидова Х. М.* Закономерности распределения фораминифер в донных отложениях Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР.— 1960.— Т. 32.
 31. *Семаков Н. Н.* Палеомагнитное изучение отложений южной части Охотского моря // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: СО АН СССР, 1976.
 32. *Соловьев С. Л., Тузов И. К. и др.* Глубинное строение Охотоморского шельфа Центрального Сахалина // Геология и геофизика.— 1979.— № 5.
 33. *Структура осадков и фации Японского моря.*— Владивосток, 1983.
 34. *Хогинский Н. А.* Голоцен Северной Евразии.— М.: Наука, 1977.
 35. *Шаповалов В. В., Астахов А. С., Шевалдин Ю. В.* Возрастная корреляция донных отложений Охотского моря // Комплексные проблемы разведки, добычи и охраны минеральных ресурсов океана.— Владивосток, 1983.
 36. *Шимкус К. М., Шлезингер А. Е.* Генетические типы геологических тел осадочного чехла (по материалам сейсмопрофилирования) // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1984.— Т. 59, вып. 1.
 37. *Morley I. I., Hays I. D.* Towards a high resolution, global deep-sea chronology for the last 750,000 years // Earth and Planet Sci.— 1981.— V. 53, N 3.

УДК 551.24(265.4)

*В. Л. Безверхний, И. И. Берсенов, Н. Г. Ващенко,
М. Т. Горовая, Е. П. Леликов, И. Б. Цой*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО ЗАМЫКАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

На основе синтеза геолого-геофизических данных установлено, что северная часть япономорского региона представляет собой геосинклинальную систему, развивающуюся с палеозойского времени. В позднем палеозое — мезозое западная ее часть характеризовалась миогеосинклинальными, восточная — эвгеосинклинальными океаническими условиями, сохранявшимися до начала позднего мела. На рубеже раннего и позднего мела одновременно с инверсией Сихотэ-Алинской геосинклинали она была разделена геан-

тиклинальными поднятиями (Хидака-Восточно-Сахалинским и Южно-Татарским) на миогеосинклинали (Западно-Япономорскую и Исикари-Западно-Сахалинскую) и Восточно-Сахалинскую эвгеосинклинали. Центральная глубоководная котловина, являющаяся юго-западным продолжением Западно-Япономорского прогиба, унаследованно развивается с начала позднего мела в специфическом миогеосинклинальном режиме рифтогенного прогибания.

Обобщение результатов геолого-геофизических исследований северной части Японского моря, ограниченной Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатыми областями, необходимо для решения проблемы развития Япономорского региона в палеозое — кайнозое.

Рассматриваемая область включает приморскую материковую ступень, Западно-Япономорский прогиб, Южно-Татарскую горст-антиклинальную зону, Западно-Хоккайдский бордерленд и северную часть Центральной Япономорской котловины (рис. 1). Последняя отделена от Татарского пролива и бордерленда (хр. Окусири) уступом высотой до 1500 м. Уступ расчленен грабенами, разделяющими подводные возвышенности Витязя и Алпатова. Их крутые (15—35°) склоны и хр. Окусири драгировались в 1-м рейсе НИС «Каллисто», 20- 33-, 34- и 37-м рейсах НИС «Первенец». В районе выполнен значительный объем геофизических (гравимагнитных, сейсмических, геотермических и сейсмологических) работ. В настоящей статье сделана попытка синтеза указанных материалов.

Земная кора Приморья и о. Хоккайдо, по данным ГСЗ, относится к континентальному, Центральной котловины — к субокеаническому типу [6, 11, 12]. Кору южной части Татарского пролива следует, по-видимому, считать субконтинентальной, поскольку между «базальтовым» и осадочным слоями здесь залегает слой с «гранитными» скоростями сейсмических волн. В восточной части пролива он имеет мощность около 5 км и характеризуется скоростями

5,0—5,7 км/с, в западной — его мощность находится в интервале 5—10 км, скорости — 6,0—6,5 км/с [16]. «Гранитный» слой отсутствует лишь в северном апофизе Центральной котловины между возвышенностью Витязя и хр. Окусири. Названные разнотипные блоки земной коры разделяются зонами глубинных разломов: Восточно-Приморской и Северо-Япономорской. С первой связаны участки резкого повышения скоростей продольных сейсмических волн вдоль границы Мохо [10], положительные магнитные аномалии и остаточные аномалии силы тяжести. Магнитовозмущающие и гравитирующие объекты, соответствующие указанным аномалиям, обычно интерпретируются как интрузивные тела основного и ультраосновного состава, залегающие на глубинах от 4 до 25—30 км [17, 19]. С Восточно-Приморской зоной связаны повышенный тепловой поток [26] и ряд эпицентров землетрясений с глубиной очага 300—400 км [4].

Северо-Япономорская зона разломов расположена на одной широте с Южным Сихотэ-Алинским разломом, выделенным И. И. Берсеновым [7] в качестве фрагмента субширотного линеймента, имеющего, по его мнению, глобальное распространение. По данным А. Г. Гайнана [1], эта зона глубинных разломов характеризуется повышенной сейсмичностью, гравитационной ступенью, вытянутыми в субширотном направлении изостатическими и магнитными аномалиями. По-видимому, с ней связана область повышенного теплового потока, расположенная примерно вдоль северного склона котловины [18].

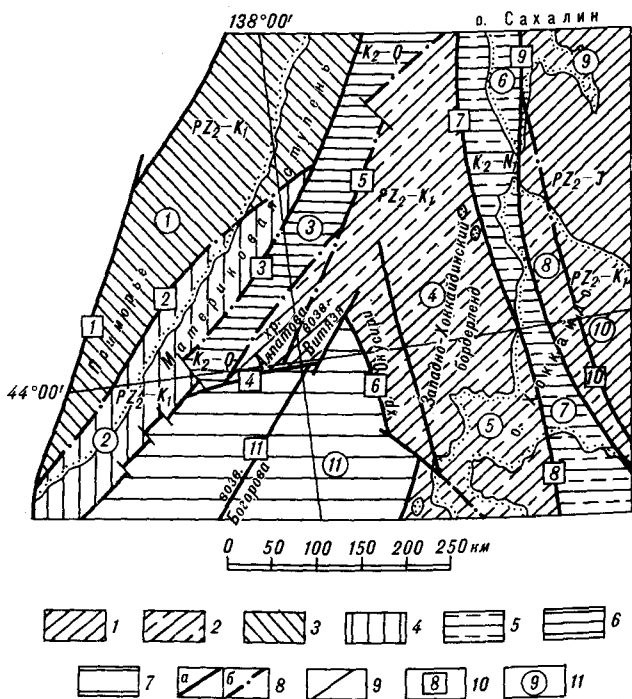


Рис. 1. Схема тектонического районирования северной части Япономорского региона.

1—7 — структурно-формационные комплексы: 1 — верхнепалеозойско-юрский эвгеосинклинальный, 2 — верхнепалеозойско-нижнемеловой эвгеосинклинальный, 3 — верхнепалеозойско (?)-нижнемеловой миогеосинклинальный, 4 — верхнепалеозойско-нижнемеловой геантиклинальный (субплатформенный?), 5 — верхнемеловой — миоценовый миогеосинклинальный, 6 — верхнемеловой — четвертичный миогеосинклинальный, 7 — верхнемеловой — четвертичный комплекс Центральной котловины; 8 — глубинные разломы, выходящие на поверхность или выраженные в рельефе дна (а), предполагаемые (б); 9 — прочие разломы; 10 — глубинные разломы; 11 — структурные зоны. Глубинные разломы: 1 — Центральный Сихотэ-Алиньский, 2 — Прибрежный, 3 — Восточно-Приморский, 4 — Северо-Япономорский, 5 — Витязя, 6 — Восточно-Япономорский, 7 — Рисир-Монеронский, 8 — Саппоро-Томакомайский, 9 — Центрально-Сахалинский, 10 — Хидакский. Структурные зоны: 1 — Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, 2 — Прибрежный антиклиниорий Сихотэ-Алиня, 3 — Западно-Япономорский прогиб, 4 — Южно-Татарская горст-антиклинальная зона, 5 — зона Иваизуми, 6 — Западно-Сахалинский синклиниорий, 7 — синклиниорий Исикари-Румои, 8 — антиклиниорий Камужикотан, 9 — Сусунайский антиклиниорий, 10 — антиклиниорий Хидака, 11 — Центральная глубоководная котловина.

В пределах рассматриваемой области в 1971—1980 гг. проведена сейсмоакустическая съемка [24, 28], а также отработано несколько профилей МОВ [15] и ОГТ. Интерпретация этих материалов в комплексе с данными сеймо-стратиграфии [5] позволила построить схематическую геологическую карту района (рис. 2).

Геологическое опробование акустически жесткой толщи показало, что она сложена верхнепалеозойским метаморфическим комплексом (355, 270, 240 млн лет), позднемеловыми гранитоидами и вулканитами, кайнозойскими базальтоидами, а также олигоцен-нижнемиоценовой толщей «зеленых туфов».

Метаморфические породы установлены на возвышенностях Витязя, Алпатова и хребта Окусири. Это темно-серые с зеленоватым оттенком или темно-зеленые рассланцованные,

иногда микроплойчатые породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Среди них выделяются первично вулканогенные и терригенные образования. Первые представлены метабазами, амфиболитами, амфиболовыми сланцами, альбит-эпидот-хлорит-актинолитовыми, альбит-биотит-хлоритовыми сланцами. Метаэффузивы и сланцы отвечают составу ультраосновных вулканитов и базальтов, относящихся к образованиям натрового типа. По соотношению титана и калия, титана и железистости, кобальта и никеля, рубидия и стронция они принадлежат к сложной ассоциации магматических образований, сходных с вулканитами океанических островов и абиссальных плато [22], и близки палеозойским метабазитам Сусунайского хребта, слагающим фундамент о. Сахалин [13]. В целом по исходному составу они отвечают толеитам.

Первично-осадочные породы широко развиты в пределах возвышенностей совместно с метаэффузивами (возвышенность Алпатова) и без участия последних (возвышенность Витязя). Преобладают пелитовые разности, превращенные в филлиты и филлитовидные сланцы, а также песчаники, среди которых по доминирующему составу обломков выделяются кварцевые песчаники, аркозы и кварцевые граувакки.

Осадочная составляющая пород метаморфического комплекса сформировалась за счет размыта и переотложения пород кислого состава типа микроклиновых гранитов, роговиков и филлитов, развитых обычно в пределах структур с сиалической корой. Сиалические блоки находились в палеозое в непосредственной близости от возвышенностей Витязя и Алпатова, возможно, в пределах современного положения Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня.

По характеру метаморфизма это типичный зональный комплекс с различной степенью преобразования пород от проявления хлоритизации основной массы базальтов до их изменения в зеленосланцевой ступени метаморфизма с появлением альбит-амфиболового парагенезиса.

Верхнемеловые вулканиты установлены на материковом склоне Приморья и на хр. Окусири, а гранодиориты — на возвышенности Витязя. Вулканиты кислого и среднего состава на материковом склоне Приморья слагают толщу, состоящую из трех пачек. Нижняя имеет мощность не менее 200 м и представлена литокристаллокластическими туфами дацитов. Средняя пачка мощностью около 700 м сложена лито- и витрокристаллокластическими туфами липаритов, дацитов, а верхняя мощностью около 200 м — липаритовыми порфирами. Вышеописанные вулканиты имеют позднемеловой возраст (64—103 млн лет) и сходны с вулканогенными породами датского возраста южной части При-

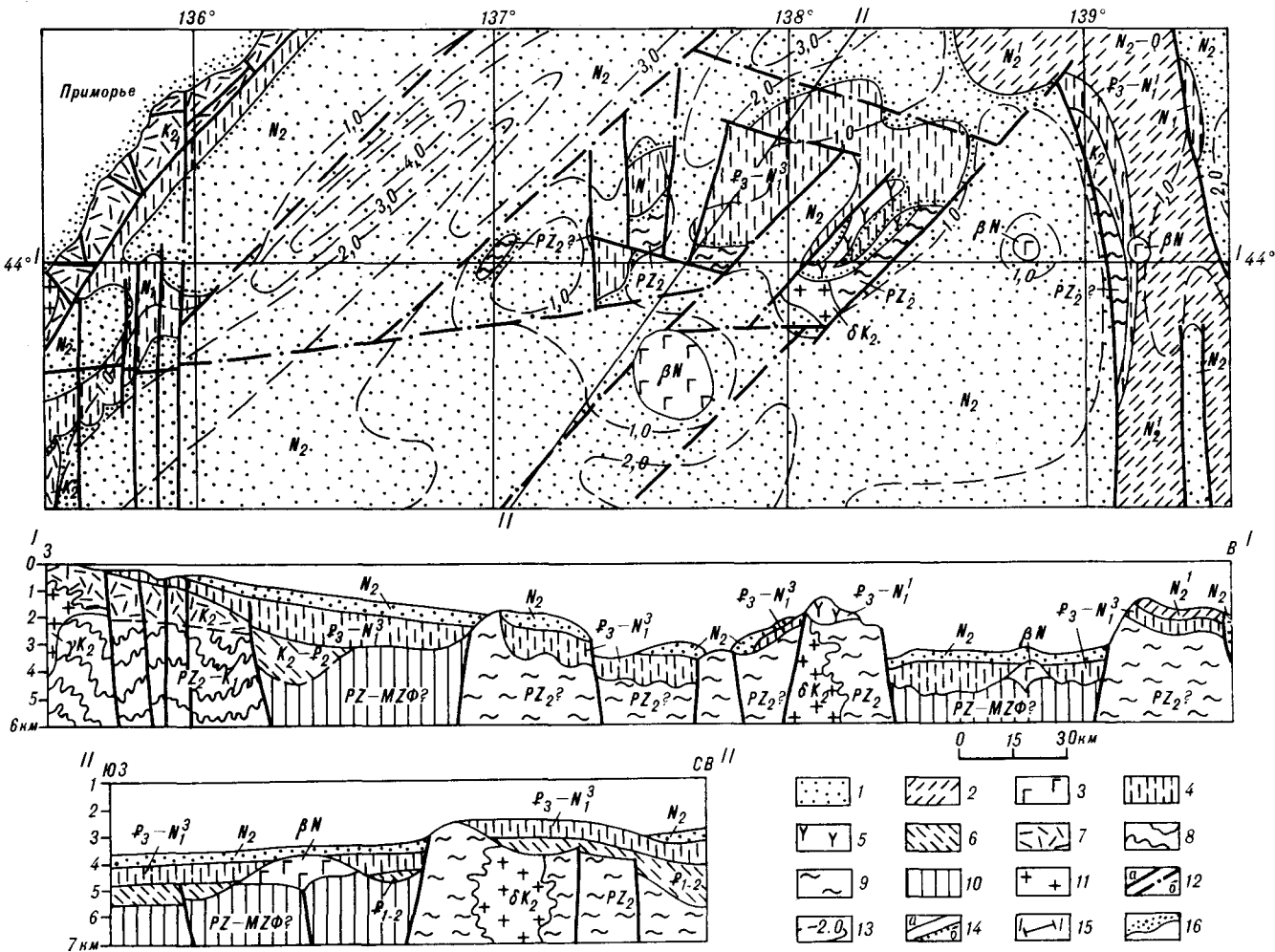


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северного замыкания Центральной глубоководной котловины (Японское море).

1 — плиоцен (N_2); 2 — нижний плиоцен (N_2^1); 3 — неоген (N); 4 — олигоцен — верхний миоцен ($P_3-N_1^3$); 5 — олигоцен — нижний миоцен ($P_3-N_1^1$); 6 — верхний мел — эоцен ($K_2(?) - P_2$); 7 — верхний мел (K_2); 8 — верхний палеозой — нижний мел ($PZ_2 - K_1$); 9 — верхний палеозой (PZ_2); 10 — доверхнемеловые комплексы акустического фундамента неустановленного состава; 11 — верхнемеловые гранитоиды (γK_2); 12 — разломы, выходящие на поверхность или выраженные в рельефе дна (a) и перекрытые осадочным чехлом (б); 13 — изоплахиты акустически проницаемой толщи (гм); 14 — геологические границы, согласные (a) и несогласные (б); 15 — линии геологических разрезов; 16 — береговая линия. Примечание: на карте и разрезах четвертичные отложения не показаны.

брежного вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня [3].

На западном склоне хр. Окусири обнаружены слоистые туфы дацитового состава, состоящие из пелитовых и псаммитовых прослоев, сложенных обломками полевого шпата, кварца, пепловых туфов. Реже встречаются серые афанитовые липариты и зеленовато-серые андезитодациты. Эти вулканиты датируются поздним мелом на основании их сходства с верхнемеловыми породами приморской свиты Приморья и вулканитами возвышенности Мусаси с радиоизотопным возрастом (калий-аргоновый метод) 77,8 млн лет [29].

Гранитоиды возвышенности Витязя представлены среднезернистыми, биотит-роговооб-

манковыми, порфиридовидными гранодиоритами, иногда полосчатыми за счет обособления темноцветных минералов в субпараллельные полосы и линзы. Состав пород: плагиоклаз — 30—35% (32—35% An), кварц — 25—30%, темноцветные (биотит и роговая обманка) — до 35%, единичные зерна решетчатого микроклина, апгита, рудного минерала. Радиоизотопный возраст этих пород (83 млн лет) свидетельствует о позднемеловом времени их становления.

Олигоцен-раннемиоценовые вулканиты, развитые на возвышенности Витязя, имеют разнообразный состав. Это оливин-пироксеновые базальты и гиаобазальты, пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты, долериты, пироксе-

новые и роговообманковые андезиты, андезитодациты, агломератовые и псаммитовые туфы основного и среднего состава, лавы и лавобрекчи липаритов, туфы кислого состава. В целом среди вулканического комплекса преобладают грубообломочные туфы смешанного состава. Время формирования вулкаников на основании радиоизотопного анализа андезитов (24—53 млн лет, калий-аргоновый метод) соответствует интервалу эоцен — ранний миоцен [14]. По набору пород (резкому преобладанию туфов смешанного состава) и возрасту вышеописанные вулканики соответствуют олигоцен-нижнемиоценовым «зеленым туфам» Японии [11] и сходны с щелочными вулканиками юго-восточной части Японского моря [20].

Кайнозойские базальты, слагающие вулканические постройки, драгированные южнее возвышенности Витязя, являются типичными представителями трахибазальтовой серии, распространенной в Центральной котловине. Время их формирования соответствует раннему миоцену — плиоцену (18—35 млн лет). На расположенном южнее хр. Богорова время начала вулканических процессов датируется эоценом. Указанные базальтоиды сходны с известково-щелочной серией островных дуг с повышенным уровнем щелочности [21].

На приморском материковом склоне обнаружены базальты, сходные по петрографическим и петрохимическим особенностям с платобазальтами — континентальными толеитами юга Приморья. На основании указанного сходства и радиоизотопных анализов их возраст определяется как миоцен-плиоценовый [10].

Расчленение акустически проницаемой части осадочного чехла проведено на основе сопоставления сейсмических материалов и данных геологического опробования. В результате анализа особенностей отражающих границ (распространения, рельефа и соотношения с выше- и нижележащими отражениями) на сейсмограммах выделялись поверхности напластования, субаэрального и подводного размыва и др. При интерполяции данных между полигонами драгирования наибольшее значение имеют границы, устойчиво прослеживающиеся на расстоянии более 100 км. По-видимому, они соответствуют поверхностям, разделяющим структурно-седиментационные ритмы (или циклы), как и на юге-западном шельфе о. Сахалин [23].

Для определения возраста толщ соответствующие сейсмические комплексы были прослежены до полигонов драгирования, где возраст пород определялся по микропалеонтологическим данным. При затруднениях в установлении характера залегания поднятых образцов принимались во внимание наиболее древние датировки по станции. Если станции драгирования не попадали на линию разреза, экстра-

поляция осуществлялась с учетом рельефа дна полигона, наклона отражающих границ и возможных дизъюнктивов. В результате на разрезах были выделены отражающие границы, соответствующие поверхностям раздела верхнемеловых — эоценовых (?), олигоцен-верхнемиоценовых и плиоцен-четвертичных отложений. Выполнен анализ мощности и соотношения выделенных толщ.

Угловые несогласия выделялись по изменению углов наклона отражающих границ на контакте толщ, азимутальные — в тех случаях, когда меняется и направление падения пластов. Если угол наклона слоев в контактирующих толщах не меняется, но имеются надежные признаки размыва подстилающих отложений, то выделялись стратиграфические несогласия. Разрывные нарушения в чехле выявлялись в основном по сейсмическим данным — коррелирующимся по параллельным профилям разрывам сплошности отражающих границ, зонам потери корреляции осей синфазности. В ряде случаев разломы подтверждены геологическими материалами — поднятыми при драгировании образцами с зеркалами скольжения и тектоническими брекчиями.

Верхнемеловая — эоценовая толща выделена в Западно-Японском прогибе предположительно на основе сравнительно-тектонического анализа мезо-кайнозойских прогибов северной части Тихоокеанского подвижного пояса [2]. Подошва толщ акустически почти прозрачна. В кровле имеются прерывистые субгоризонтальные отражающие границы. Значения скоростей сейсмических волн лежат в интервале 2,6—3,7 км/с. Толща имеет мощность до 2,0 км (в северных районах, возможно, до 5—6 км), трансгрессивно перекрывает поверхность акустического фундамента. Ее кровля не поднимается выше абсолютных отметок в 3 км и поэтому не опробована. Толща, вероятно, сложена вулканогенно-терригенными продуктами разрушения Сихотэ-Алинской складчатой области и Прибрежного вулканогенного пояса. Наиболее древняя часть акустически проницаемой толщи Центральной котловины также, вероятно, имеет позднемеловой — эоценовый возраст. Это предположение связано с гипотезой рифтогенного образования котловины, одновременного со складчатостью и надвигообразованием в Приморье и на о. Хонсю [9]. В составе этой толщ вместе с органогенно-терригенными породами должны быть широко представлены продукты базальтового вулканизма, обычно сопутствующего рифтообразованию. Поскольку присутствие базальтовых лав повышает акустическую жесткость осадочного чехла, часть верхнемеловых образований может входить в состав «переходного» слоя — акустического фундамента.

Олигоцен-верхнемиоценовая толща согласно перекрывает верхнемеловые — эоценовые отложения и трансгрессивно приключается к поверхности акустического фундамента. Она характеризуется четкой акустической стратификацией. Значения скоростей сейсмических волн лежат в интервале 2,0—2,6 км/с. Отражающие границы субгоризонтальны и часто весьма протяженны. Мощность толщи в Западно-Япономорском прогибе не превышает 3 км, в глубоководной котловине — 1 км. В алевролитах этой толщи, на южном склоне возвышенности Ямато, обнаружены верхнеолигоценные комплексы радиолярий (устное сообщение С. В. Точиной).

Отложения, слагающие нижнюю часть толщи, опробованы драгами на западном склоне хр. Окусири. В базальной части, на контакте с акустическим фундаментом установлены конгломераты. Галька конгломератов размером до 15 см, окатанная и полуокатанная, представлена кислыми эффузивами, их туфами, кварцитами, кварцевыми порфирами и ороговикованными алевролитами. Заполнителем является разнозернистый плохо сортированный туфопесчаник. Выше залегают серые, зеленовато- и коричневатые алевритистые аргиллиты, содержащие линзовидные прослои алевропесчаников и большое количество мелкого растительного детрита. Основная масса породы сложена глинистым веществом с примесью тонких частиц кварца и полевого шпата. Алевритовый материал составляет 10—30 % и представлен угловатыми зернами кварца, пелитизированного полевого шпата, гидрослюд, обломков кислых эффузивов и пепловых туфов. В редких зернах встречены свежие плагиоклазы и вулканическое стекло.

В аргиллитах установлен палиноспектр, в котором преобладают покрытосеменные растения (68,4 %), преимущественно ореховые (28,2 %) (*Carya* sp., *Juglans* sp., *Platycarya* sp.). Многочисленны и разнообразны по таксономическому составу березовые (*Betula* sp., *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp.). Подчиненное значение имеют буковые (*Fagus* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp.), ильмовые. Единично представлены термофильные таксоны (*Liquidambar* sp., *Comptonia* sp., *Nissa* sp.). Отмечена пыльца *Tricolporopollenites* и *Tricolporogoropollenites*. В составе голосеменных (32 %) многочисленны сосновые: *Picea* sp., *P. sect. Eurpicea*, *Pinus* s/g *Haploxyton*, *P. s/g Diploxyton*, *P. sp.*, несколько видов тсуги, единичные *Podocarpus* sp., *Keteleeria* sp. Среди таксодиевых (6 %) отмечены *Taxodium* sp., *Glyptostrobus* sp.

Палинофлора отражает лесной тип растительности с преобладанием ореховых, сосновых и березовых, с незначительной примесью термофильных элементов. Климат был умеренный

и влажный. По общему составу палинофлора изученных отложений сходна с палинофлорой конца олигоцена — первой половины миоцена восточного сектора Азии [30].

Среднемиоценовые отложения опробованы на возвышенностях Витязя, Алпатова и материковом склоне. Они представлены известковистыми алевролитами, туффитами, туфодиазомитами и глинистыми породами. Туфодиазомиты светло-серые с зеленым оттенком, сложены панцирями диатомовых водорослей, пелитоморфным глинисто-кремнистым веществом и мелкими осколками вулканического стекла (10—15 %).

Алевролиты светло-серые, зеленоватые, с редкими ходами илоедов (5—7 мм), с рассеянным гравием андезитов и пемзы. В составе обломочных зерен преобладает кварц, встречаются плагиоклазы и обломки кислых эффузивов. Цемент базального типа, глинистый с пятнами карбоната (размером до 0,05 мм) и большим количеством растительного детрита.

Туффиты зеленовато-бурые глинистые, плохо сортированные, с рассеянным гравием андезитобазальтов и пемзы. Они состоят из пелитовой кремнисто-глинистой массы, содержащей мелкие осколки вулканического стекла, спикулы губок, остатки радиолярий и диатомей. Характерна примесь псаммитового материала, представленного угловатыми продуктами и полуокатанными зернами (3—5 %) кварца, полевого шпата, плагиоклаза, обломков пород и ярко-зелеными неправильной формы зернами глауконита (5—7 %).

Уплотненные глины серые с зеленоватым оттенком, массивные, иногда слоистые, с плитчатой или призматической отдельностью. Сложены они тонкоchешуйчатым глинистым веществом, содержащим единичные остатки радиолярий и диатомей плохой сохранности. В некоторых шлифах видны округлые пустоты диаметром 0,03—0,06 мм, вероятно соответствующие растворенным диатомеям.

Диатомовые глины серые, зеленовато-серые мягкие массивные. Состоят из глинистого вещества и панцирей диатомей (до 30 %). Примесь обломочного алевритового материала, представленного кварцем, полевыми шпатами, реже слюдой и обломками пород, обычно незначительна (до 1—2 %).

Возраст указанных пород установлен на основе обнаруженных в них диатомовых комплексов. В диатомовых глинах возвышенности Алпатова, в туфодиазомитах и алевролитах возвышенности Витязя установлен комплекс подзоны «b» зоны *Denticulopsis lauta*-D. *hustedtii* [27]. Он содержит зональные виды *Denticulopsis lauta* Bail., *D. hustedtii* (Sim. et Kan). *Simonsen*, *D. praedimorpha* Barron ex Akiba. Доминирует *Actinocyclus ingens* Rattray; часто встречается *Stephanogonia hanzawae* Kanaya;

единичны *Rhizo solenia praebarboi* Schrader, *R. barboi* Brun, *Thalassiosira manifesta* Sheshukova.

Аналогичный комплекс диатомей, но без зонального вида *Denticulopsis praedimorpha*, обнаружен в диатомовых глинах возвышенности Алпатова. Для него характерна высокая численность *Coscinodiscus yabei* Kanaya, *C. gracilis* Dolm. Комплекс сопоставляется И. Б. Цой с подзоной «с» зоны *Denticulopsis lauta* — *D. hustedtii*.

С первым комплексом встречаются силикофлагеллаты *Distephanus crux* f. *longispinus* Shulz, со вторым — *Dictiocha pseudofibula* (Shulz) Bukry, *Mesocena circula* Ehrenberg.

Верхнемиоценовые отложения опробованы на западном склоне хр. Окусири, на возвышенности Алпатова и на материковом склоне. Они представлены диатомовыми глинами, глинистыми диатомитами с прослоями алевролитов и песчано-глинистых пород на хр. Окусири.

Глинистые диатомиты — светлые, желтоватые, очень легкие породы, состоят из опаловых панцирей диатомей и глинистого вещества. Отмечены редкие радиолярии и силикофлагеллаты. Существует переходный ряд от диатомовых глин к глинистым диатомитам.

В указанных породах обнаружено три диатомовых комплекса. Первый комплекс с зональным видом *Denticulopsis dimorpha* (Schrader) Simons. Хорошо сопоставляется с подзоной «d» зоны *Denticulopsis lauta* — *D. hustedtii*. Он обнаружен в диатомовых глинах и диатомитах возвышенности Алпатова и хр. Окусири. Доминирует *Goniothecium tenue*, реже встречаются *Actinocyclus ingens*, *Stephanogonia hanzawae*. Постоянными компонентами комплекса являются *Rhizosolenia barboi* Brun, *Coscinodiscus temperei* Brun, *Rouxia californica* Peragallo. Из силикофлагеллат обычно встречается *Mesocena hexagona* Haeskel. Второй диатомовый комплекс, выделенный из диатомитов хр. Окусири, сопоставляется И. Б. Цой с подзоной «b» зоны *Denticulopsis hustedtii* [27]. Он характеризуется высокой численностью *Nitzschia pliocena* (Brum) Kanaya et Koizumi, *Rouxia californica* Peragallo, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Thalassiosira nativa* Sheshuk. sensu Koizumi. Сопутствующими видами являются *Actinocyclus ingens* Rattray, *Goniothecium tenue* Brun, *Denticulopsis* cf. *kamtschatica* (*Nitzschia rolandii* Schrader); отмечены *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kanaya) Sim., *Coscinodiscus temperei* Brun. Встречены силикофлагеллаты *Mesocena circula* Ehr., *Dictiocha fibula* Ehr., *Distephanus speculum* Ehr. Третий диатомовый комплекс обнаружен в глинистых диатомитах и диатомовых алевролитах возвышенности Алпатова и хр. Окусири. Он характеризуется зональным видом *Denticulopsis kamtschatica*

(Zab.) Sim. и сопоставляется с верхнемиоценовой частью (подзоны «а») одноименной зоны. Для комплекса характерно разнообразие представителей рода *Thalassiosira*, появление видов *Actinocyclus ochotensis* Jouse, *Coscinodiscus insignis* Jouse. Встречены *Goniothecium tenue* Brun, *Actinocyclus ingens* Rattray, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Stephanogonia hanzawae* Kanaya. Обычно встречаются силикофлагеллаты *Distephanus speculum* Ehrenberg.

Палиноспектры, выделенные из этих отложений, характеризуются бедным таксономическим составом. Доминирует пыльца голосеменных (89,8 %): *Tsuga* spp., *Picea* sp., *Pinus* sp., *Taxodiaceae*. Пыльца покрытосеменных (9,5 %) представлена: *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Betula* sp., сем. *Chenopodiaceae*. Отмечены единичные споры сем. *Polypodiaceae*.

Состав палинофлоры свидетельствует об умеренном, влажном климате. По доминированию пыльцы сем. *Pinaceae* и *Taxodiaceae* изученный палиноспектр имеет сходство с палиноспектрами верхнемиоценовой окобыкайской свиты Северного Сахалина [25] и яруса Вакканай Юго-Западного Хоккайдо [30].

Плиоцен-четвертичная толща установлена повсеместно. Ее мощность на шельфе не превышает 300 м, в Западно-Японском прогибе и Центральной котловине — 500—800 м. В центральных частях депрессионных морфоструктур толща согласно лежит на более древних отложениях, на бортах имеются угловые и азимутальные несогласия. В ряде случаев она трансгрессивно перекрывает акустический фундамент.

В составе толщи преобладают терригенные породы (алевролиты, песчано-алевритистые диатомиты), возрастает роль пирокластического материала, встречаются карбонатные породы. На континентальном склоне Приморья в основании толщи залегают мелкогалечные гравелистые конгломераты. Галька представлена ороговикованными алевролитами, песчаниками, порфиритами. Заполнителем служит известковистый песчаник. В более южных районах в составе указанных конгломератов имеется галька миоценовых пород.

На западном склоне хр. Окусири обнаружены серые слоистые глинистые алевриты, состоящие из темно-серых, насыщенных углефицированным растительным детритом, глинистых и светло-серых алевритовых прослоев мощностью от 1 до 6 см.

На возвышенности Витязя установлены зеленовато-желтые мелкогалечные конгломерато-гравелиты и гравийные песчаники. Галька (3—4 см) и гравий хорошо окатанные, реже полуокатанные, составляют 20—30 % общего объема породы, представлены андезитобазальтами и туфами кислого состава. Наполнителем слу-

жит разнородный кварц-граувакковый песчаник с глинистым цементом, в котором присутствует до 5% округлых зерен глауконита.

В алевролитах, диатомитах, известковых песчаниках и мергелях выделен диатомовый комплекс, сопоставляемый И. Б. Цой с плиоценовой частью зоны *Denticulopsis kamtchatica* [5].

Анализ вышеизложенных и ранее опубликованных материалов позволил наметить основные черты геологического развития северной части Япономорского региона с позднепалеозойского времени. Петрографическая и петрохимическая аналогия метаморфизованного фундамента северного замыкания Центральной котловины, Сусунайского хребта о. Сахалин и зоны Хидака о. Хоккайдо позволяет сделать вывод о единой палеозойской океанической эвгеосинклинальной зоне, охватывавшей всю северо-восточную часть Япономорского региона. Эвгеосинклинальные условия сохранились на большей части региона до позднего мезозоя. Существенные преобразования имели место на рубеже раннего и позднего мела, когда произошла инверсия Сихотэ-Алинской геосинклинали [8], а Хоккайдо-Сахалинская геосинклинали была разделена на Исикари-Западно-Сахалинскую миогеосинклинали и Восточно-Сахалинскую эвгеосинклинали [23]. Вероятно, в это же время произошла окончательная консолидация зоны Иваизуми, протягивающейся с о. Хонсю через Юго-Западный Хоккайдо в южную часть Татарского пролива, где были сформированы горст-антиклинальные возвышенности Витязя, Алпатова, Окусири и др. Доверхнемеловые структуры о. Хонсю подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям [9]. Заложение единой депрессионной структуры, развившейся в дальнейшем в Центральной глубоководную котловину и Западно-Япономорскую (Татарскую) миогеосинклинали, авторы связывают с обстановкой растяжения, компенсировавшегося сжатием в западной и восточной перифериях региона. Ранее было показано, что Западно-Япономорский прогиб является тектоническим гомологом мезозойско-кайнозойских миогеосинклинали северной половины Тихоокеанского подвижного пояса [2]. Для Центральной котловины характерна лишь часть признаков геосинклинали: высокий тепловой поток и турбидитный (флишоподный) характер осадков. Невысокая (менее 100 м/млн лет) скорость седиментации, однообразный по разрезу и латерали состав осадков и незначи-

тельная сейсмичность [4] отличают эту структуру от типичных фанерозойских геосинклинали.

В позднем мелу — палеогене воздымание испытывали Сихотэ-Алинская складчатая область, антиклинории Восточно-Сахалинский, Сусунайский, Хидака, а также горст-антиклинории Южно-Татарской зоны. Одновременно развивались депрессионные структуры: Западно-Япономорская и Исикари-Западно-Сахалинская миогеосинклинали, а также Центральная глубоководная котловина. Между воздымавшимися и опускавшимися блоками земной коры возникали зоны повышенной проницаемости, где накапливались магматогенные образования среднего и кислого состава Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, возвышенности Витязя, хр. Окусири и др. Интенсивный магматизм, вероятно, сопровождал рифтогенные процессы в Центральной котловине. Состав доэценовых вулканитов неясен, с эоцена в подводных условиях формировались трахибазальты. В олигоцене в прапанономорском бассейне нормальной солености накапливались вулканогенно-органогенно-терригенные отложения.

В конце палеогена — начале миоцена усилилось дифференцированное погружение япономорских морфоструктур. На возвышенностях Южно-Татарской зоны и на западно-хоккайдинском бордерленде оно сопровождалось известково-щелочным «зеленотуфовым» вулканизмом, имевшим место в мелководных и аэральных условиях. В прогибах продолжалось накопление органогенно-терригенных отложений.

Общая направленность тектонических процессов в неогене — квартере была унаследована от позднемелового — палеогенового этапа: продолжалось воздымание континентального и островного обрамления и дифференцированное погружение Центральной котловины, Западно-Япономорской и Исикари-Западно-Сахалинской миогеосинклинали, а также геантиклинальных возвышенностей между ними. Наиболее активно эти процессы проявились, вероятно, в среднем миоцене и в начале плиоцена. Они сопровождалась активизацией базальтоидного вулканизма — трахибазальтового в Центральной котловине, известково-щелочного (островодужного) на западно-хоккайдинском бордерленде и континентально-толеитового на приморском шельфе и побережье.

О современном продолжении процессов тектонической переработки региона свидетельствуют его сейсмическая активность и высокий тепловой поток.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. — Новосибирск: Наука, 1974.

2. Безверхний В. Л. О зоне перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю и ее тектонических гомологах в северной части Тихоокеанского под-

- вижного пояса // Геофизические исследования Тихоокеанских активных окраин.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
3. *Безверхний В. Л., Леликов Е. П., Терехов Е. П.* Геологическое строение докайнозойского фундамента япономорского шельфа у берегов Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 4. *Безверхний В. Л., Сушков Н. Г.* О некоторых вопросах сейсмотектоники юго-западной части зоны перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю // Геофизика дна Японского моря.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
 5. *Безверхний В. Л., Ващенко Н. Г. и др.* О стратиграфии неогеновых отложений шельфа и материкового склона Юго-Восточного Приморья (по сейсмоакустическим данным) // Там же.
 6. *Берснев А. Ф., Гайнанов А. Г. и др.* Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии части Тихого океана // Проблемы строения земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1970.
 7. *Берснев И. И.* О тектоническом районировании Приморья // Сообщения Дальневосточного филиала СО АН СССР.— Владивосток: Дальневосточный филиал СО АН СССР, 1959.— Вып. 10.
 8. *Берснев И. И., Липкин Ю. С., Сигова К. П.* Впадина Японского моря // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР.— М.: Наука, 1977.
 9. *Геологическое развитие Японских островов.*— М.: Мир, 1968.
 10. *Геология дна Японского моря.*— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.
 11. *Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.*— М.: Наука, 1974.
 12. *Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ).*— М.: Наука, 1976.
 13. *Гранник В. М.* Петрохимические особенности метабазитов сусунайского метаморфического комплекса.— Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1984.
 14. *Евланов Ю. Б., Коновалов Ю. И.* О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря // Геология дна Японского и Филиппинского морей.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
 15. *Журавлев А. В.* Особенности тектоники и распределения мощностей осадочных образований Япономорской глубоководной котловины // Геофизический сборник, 1975.— (Тр. СахКНИИ; вып. 37).
 16. *Ковылин В. М.* Строение земной коры Японского моря по данным геофизических исследований: Автореф. док. дис. ...— М.: МГУ, 1973.
 17. *Красный М. Л.* Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря // Южно-Сахалинск, 1969.— (Тр. СахКНИИ. Вып. 20).
 18. *Красный М. Л., Сычев П. М.* Карта аномального теплового потока северо-запада Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 1.
 19. *Кулинич Р. Г., Васильев Б. И. и др.* Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
 20. *Леликов Е. П., Терехов Е. П.* Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.
 21. *Леликов Е. П., Съедин В. Т., Ферштатер Г. Б.* Рубидий и стронций в магматических породах дна Японского моря // Геохимия.— 1984.— № 8.
 22. *Луцк Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
 23. *Маргулис Л. С., Шпеталенко М. А. и др.* Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений присахалинского района Татарского пролива // Сов. геология.— 1979.— № 7.
 24. *Пискунов Б. Н., Хведчук И. И.* Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 226, № 3.
 25. *Табоякова Л. А.* Спорново-пыльцевые комплексы неогеновых отложений Сахалина // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части тихоокеанского подвижного пояса.— Новосибирск: Наука, 1969.
 26. *Шевалдин Ю. В.* Об особенностях проявления некоторых зон глубинных разломов Японского моря в Геофизических полях // Морские геофизические исследования.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
 27. *Barron J. A.* Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, of Northeastern Japan, DSDP // Initial Report of the DSDP, Washington: US Govern. Print. Office — 1980.— V. 56, 57.
 28. *Geological investigation of the Okhotsk and Japan seas off Hokkaido June — July 1977 (GN77-3 Cruise)* // Cruise Report, N 11. Geol. Surv.— Japan 1978.
 29. *Uasa N., Tamoki K., Nishinura K., Honsa E.* Welded tuff dradged from Masasi Bank Northern Japan Sea and K-Ar age // Geol. Soc. Japan.— 1978.— V. 81, N 7.
 30. *Sato S.* Palynological study on Miocene sediment of Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Geol. a. Mineral.— 1963.— V. 12, N 1.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
11 июля 1986 г.

ДИСКУССИЯ

Авторами сделана попытка синтезировать геолого-геофизические материалы по северному замыканию Центральной глубоководной котловины и осветить на этой основе проблему развития Япономорского региона в мезозое и кайнозое. Этой проблеме посвящена обширная литература, и важность ее решения не вызывает сомнения. Собственные материалы драгирования позволили авторам прояснить многие детали состава,

строения, возраста ряда структур этого региона. Однако надо признать, что в синтезе не нашли отражения некоторые геолого-геофизические материалы сахалинских и японских геологов, полученные в последнее десятилетие, поэтому синтез оказался неполным и выводы соответственно нуждаются в некоторой корректировке. Иллюстрацией сказанного может служить чрезмерная схематичность тектонического рай-

онирования северной части Япономорского региона (см. рис. 1), что находится в полном противоречии с детальным описанием особенностей геологического строения отдельных структур. Они оказались неувязанными в общую систему представлений авторов о геологическом строении и тектонической эволюции этого региона. Некоторые границы структурных элементов проведены произвольно.

Вызывают возражение как датировка, так и тектоническое истолкование ряда структурных элементов, показанных на рис. 1. Слишком обобщены структуры Приморья, где не показан даже вулканогенный пояс. Упрощенно показана Южно-Татарская горст-антиклинальная зона. В этом случае можно говорить лишь о палеотектоническом, а не о тектоническом районировании, так как не показаны новейшие кайнозойские структуры. По данным японских геологов (Я. Ишивада, Е. Хонза, Т. Томаки, 1984), известно, что эта зона имеет горстово-грабенное строение, подобное строению нижней части континентального склона Атлантического океана. Палеозойско-мезозойская структура была раздроблена меридиональными разломами на систему поднятий и впадин. Характер тектонического развития и вулканизма позволил японским геологам выделить три субмеридиональных пояса, которые четко прослеживаются и севернее: восточный, или пояс Сэкирё, который севернее переходит через хр. Томакомаи в Рисири-Монеронское поднятие; средний, или пояс Дэва-хилл, заканчивающийся на севере банкой Мусаси, и западный, или пояс Садо-Окусире, прослеживающийся до широты 45°. Указанные поднятия разделены системами сравнительно небольших впадин, мощность чехла в которых достигает 3 км. Время заложения этой системы прогибов и впадин установить трудно. По данным японских геологов, четко они прослеживаются с миоцена. Однако Восточный пояс в виде геосинклинального поднятия существовал с позднего мела, о чем свидетельствуют материалы монеронской скважины и прилегающие к ней сейсмические профили (М. Х. Лившиц, 1972; Б. Н. Пискунов, И. И. Хведчук, 1976; И. И. Хведчук и др., 1981). Известны донеогеновые вулканы на о. Ребун. На банке Мусаси возраст вулканитов позднемеловой (M. Yuasa et al., 1978 г.).

Что же касается зоны Ивазумаи, то «лицо» ее определяют «зеленые туфы», что не нашло отражения на схеме районирования, а южнее о. Хоккайдо — мощные кайнозойские осадочные бассейны.

Не менее сложна структура юго-восточной акватории Сахалина. Здесь работами японских и советских геологов (Е. Honza et al., 1978; Н. Yamamoto, 1983; В. В. Куделькин, В. О. Савицкий, 1986) установлена сложная взбросово-надвиговая структура региона, где узкие поднятия чередуются с осадочными бассейнами, сложенными олигоцен-четвертичными осадками мощностью до 5 км.

В синклиналиях Западно-Сахалинском и Исикари-Румои не показаны плиоцен-четвертичные отложения. Вышеперечисленные молодые структуры определяют современное состояние этого региона, которое в конечном итоге мы и анализируем, и не учитывать их нельзя. Без глубокого анализа всех имеющихся материалов и увязки своих собственных данных намеченные авторами черты геологического развития выглядят несколько декларативно.

Непоследовательным представляется отнесение Западно-Япономорского прогиба к миогеосинклиналям. Хотя в целом развитие Восточно-Азиатской континентальной окраины носит конструктивно-деструктивный характер, этапы нормальной эволюции мезозойской геосинклинали прослеживаются вполне отчетливо. Известно, что геосинклинальный этап развития на большей части Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской системы завершился на рубеже раннего и позд-

него мела складчатостью, метаморфизмом и гранитоидным магматизмом (Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР, 1984), однако сохранились остаточные прогибы, где складчатость не проявилась и продолжалась седиментация. В пределах рассматриваемого региона к таким прогибам относятся Исикари-Западно-Сахалинский и, видимо, Западно-Япономорский. Для первого установлено, что в верхах верхнемелового разреза появляются разнообломочные пресноводно-континентальные отложения молассового типа, что впервые отметила Е. Н. Меланхолина (1973 г.). На этом основании К. Ф. Сергеев (1982 г.) отнес этот прогиб к межгорным, характеризующим орогенную стадию развития региона. По-видимому, палеоцен-эоценовые континентальные угленосные толщи также принадлежат к орогенному комплексу. Нет оснований предполагать существенно иное строение и для Западно-Япономорского прогиба на этом этапе. Хотя прямых наблюдений, кроме сейсморазведочных, для последнего нет, но структурное положение его аналогично, и на севере оба эти прогиба смыкаются. Косвенным подтверждением присутствия именно орогенного верхнемелового комплекса в низах разреза осадочной толщи служат данные сейсморазведки в Татарском проливе (И. И. Хведчук и др., 1981 г.; В. В. Харахинов и др., 1982 г.; Ю. А. Тронов и др., 1987 г.), ведь складчатые, обычно метаморфизованные геосинклинальные толщи методами сейсморазведки картируются лишь как «акустический фундамент».

Авторы, к сожалению, практически не анализируют кайнозойский этап развития северной части Япономорского региона, поэтому вывод о том, что «...Центральная глубоководная котловина, являющаяся юго-западным продолжением Западно-Япономорского прогиба, унаследованно развивается с начала позднего мела в специфическом миогеосинклинальном режиме рифтогенного прогибания», звучит декларативно (кстати, если это единая структура, то непонятна необходимость показа разными знаками на рис. 1 Западно-Япономорского прогиба и Центральной котловины). К миогеосинклинальному отнесен и верхнемеловой — миоценовый комплекс синклиналиев Исикари-Румои и Западно-Сахалинского. Действительно, до недавнего времени многие исследователи характеризовали процесс развития структуры Сахалина и прилегающих акваторий в кайнозое как геосинклинальный, однако по мере накопления и углубления знаний о составе и структуре, условиях залегания и распространения кайнозойских отложений высказываются и другие мнения. Появились и плейттектонические модели развития этого региона, но поскольку авторы анализируют стадии эволюции в рамках геосинклинальной теории, то рассматривать их здесь не имеет смысла.

Как справедливо отмечал К. Ф. Сергеев (1982 г.), вывод о геосинклинальном характере развития структуры Сахалина в кайнозое делается тогда, когда оценивается не вся совокупность имеющихся данных, а лишь часть из них — мощность отложений, наличие флишевых и кремнисто-глинистых толщ, пликтивных дислокаций на некоторых участках. Но даже эти параметры, как известно, неоднозначны. Большие мощности осадков известны и в негеосинклинальных структурах (Прикаспийская впадина, впадина Мексиканского залива и др.); турбидиты установлены в последнее время и в озерных отложениях рифтовых впадин Восточного Китая (Ли Дэшэн, 1982, 1984 гг.), кремнистые образования в виде опок, трепелов, порцелланитов широко распространены в чехле молодых платформ, зоны дислоцированных образований вдоль разломов — нередкое явление в любых структурах. Здесь уместно повторить доводы К. Ф. Сергеева (1982 г.), противоречащие выводам о геосинклинальном режиме в кайнозое (орогенный этап в палеоце-

не — эоцене рассматривался выше, поэтому здесь речь пойдет об олигоцен-четвертичном времени). Это широкое распространение континентальных угленосных (верхнедуйская свита) и лигнитсодержащих (маруямская свита) толщ, присутствие среднемиоценовых магматических образований, по составу и условиям залегания напоминающих трапповые ассоциации молодых платформ (В. Б. Сергеева, К. Ф. Сергеев, 1974 г.), верхнемиоценовые щелочные базальтоиды. Все это обычно характерно для платформенного этапа развития, но платформенный этап (и частично орогенный) в этом регионе был осложнен широко и, видимо, неоднократно проявившимися процессами рифтогенеза. Тем не менее и процессы рифтогенеза лишь несколько усложнили, но в целом не затушевали платформенный стиль развития. Известно, что после-среднемиоценовые образования залегают горизонталь-

*ИТыГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

но как в Татарском проливе (В. Э. Тронев и др., 1987 г.), так и в Японском и Охотском морях, о чем имеются многочисленные публикации. Тектонические, преимущественно блоковые, движения имели место неоднократно и в кайнозое и наиболее интенсивно проявились вдоль разломов, особенно в пределах распространения наиболее молодых геосинклинальных образований — альпид, где сформировались штамповые структуры (К. Ф. Сергеев, 1982 г.), но на подавляющей части территории горизонтальное залегание среднемиоцен-четвертичных отложений не нарушено.

Вышеизложенные факты свидетельствуют о том, что неполный синтез геолого-геофизических данных не позволил авторам вскрыть до конца тектоническую сущность структур северной части япономорского региона.

Г. Л. Кириллова

А. А. Андреев

ИЗОСТАЗИЯ И МЕХАНИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ СИСТЕМЫ ДУГА — ЖЕЛОБ

На основе построения графика давления на глубине 40 км (с учетом новых сейсмических данных) показывается, что причиной положительной изостатической аномалии над внутренним склоном желоба является гравитационный эффект погружающейся литосферной плиты океана. Приведены доводы в пользу того, что этот эффект нельзя рассматривать

С тех пор как получили широкую известность взгляды Ф. Венинг-Мейнса (1923—1930 гг.) на изостазия таких характерных окраинно-океанических систем, как островная дуга — желоб (недокомпенсированная дуга, перекомпенсированный желоб), выполнены важные исследования возможных вариантов равновесия таких систем [10—12, 14, 15]. Результаты этих исследований совместно с новыми данными ГСЗ — МОВЗ вдоль Большой Курильской дуги и с геофизическими данными по другим подобным системам позволяют иначе взглянуть на традиционную и, казалось бы, решенную проблему изостатического равновесия Курило-Камчатской системы дуга — желоб.

Будем рассматривать изостазия применительно к земной коре. Изостазия — частный случай механического равновесия; благоприятными условиями для ее осуществления являются деление земной коры на вертикальные блоки и отсутствие касательных напряжений на их границах.

Практически даже в благоприятных условиях точность выполнения изостазии на уровне предполагаемой компенсации ограничена величиной длительной сдвиговой прочности, или, что то же самое, величиной максимально возможных касательных напряжений на вертикальных сечениях земной коры (после преодоления которых наступает состояние текучести вещества), — первые сотни бар.

Земная кора в области Большой Курильской дуги и глубоководного желоба считается изостатически резко неуравновешенной. Для желоба это заключение очевидно хотя бы потому, что значительная его часть находится ниже так называемого «уровня свободной ман-

как отражение изостатической неуравновешенности земной коры Большой Курильской дуги. Тем самым представление о значительной изостатической неуравновешенности Большой Курильской дуги следует признать сильно преувеличенным. Безусловно, изостатически неуравновешенной формой рельефа является желоб.

тии», т. е. уровня, который заняла бы поверхность мантии без перекрывающих ее слоев коры, обладая для этого достаточной подвижностью. Однако заключение об антиизостазии Большой Курильской дуги не кажется таким бесспорным в свете современных сейсмических данных ГСЗ — МОВЗ, которые показывают, что нижняя половина земной коры Южных Курил расслоена и подошва коры может выделяться условно на глубине около 30 км и более [6]. В средней части островной дуги (район о. Уруп), согласно данным ГСЗ — МОВЗ, мощность земной коры 25—31 км [5].

Признано, что непосредственно под островной дугой мантия заметно разогрета (вязкость понижена) и вместе с известной сегментированностью земной коры Большой Курильской дуги способствует изостатическому равновесию крупных ее блоков. Сравнение приведенных сейсмических результатов о мощности коры в пределах Большой Курильской дуги с требуемой изостатической мощностью, определенной по осредненному рельефу, не обнаруживает каких-либо отклонений, лежащих за пределами явных ошибок вычислений. На этом основании можно сделать по меньшей мере тот вывод, что представление о значительном отклонении от изостазии Курильских островов, имея в виду блоки с характерным размером ~ 100 км, заметно преувеличено.

Вычисление вертикального давления показывает, что непосредственно под земной корой Южных Курильских островов давление приближается к таковому для изостатически скомпенсированных структур Курильской котловины Охотского моря и абиссальных равнин Тихого океана (рис. 1). Эти вычисления выполнены для мантии, однородной по плотно-

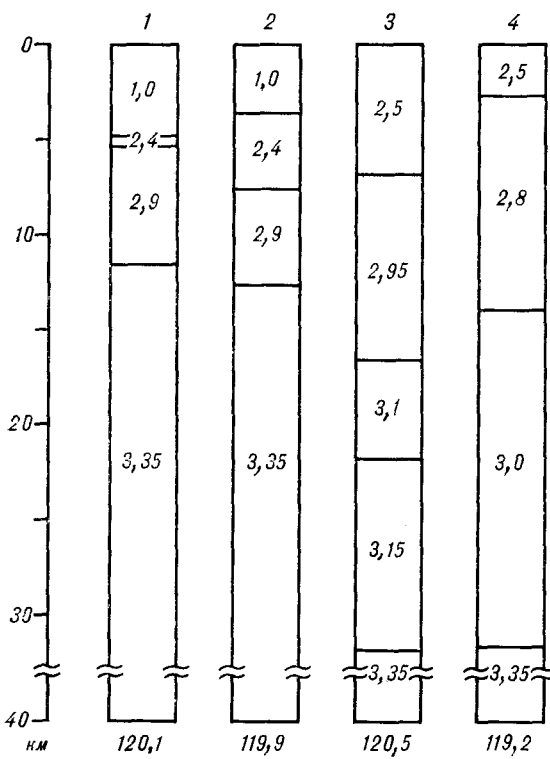


Рис. 1. Плотностные колонки земной коры и верхней мантии.

Цифры на колонках — плотности слоев в $г/см^3$, под колонками — расчетное давление на глубине 40 км в единицах $Н/м^2 \cdot 10^7$. Идентификация колонок: 1 — Тихий океан; 2 — Курильская глубоководная котловина Охотского моря, профиль 1-М; 3 — о. Итуруп, данные с разреза на рис. 2; 4 — о. Кунашир, по данным [6].

сти. Заметим, что для выравнивания разницы давлений колонок на рис. 1 достаточно изменений их средней плотности (между отдельными регионами) не более чем на $0,02 г/см^3$, что явно находится за пределами независимых оценок этих величин. Поэтому справедливо будет заключить, что близкое к изостазии состояние под Курильскими островами достигается за счет изменения мощности земной коры при подчиненной роли подкоровых неоднородностей.

В свете сказанного единственным свидетелем в пользу резкой изостатической неуравновешенности Большой Курильской дуги является изостатическая аномалия. Максимум изостатической аномалии приурочен к средней части внутреннего (континентального) склона глубоководного желоба [1]. Поэтому правильней было бы говорить, основываясь на этом, об изостатической неуравновешенности континентального склона.

Заметим, что, строго говоря, изостатические аномалии несут информацию не об изостазии непосредственно, а об отклонении строения земной коры и подкорового слоя от некоторых

модельных изостатических представлений, которые часто плохо согласованы с данными о плотностных неоднородностях земной коры и верхней мантии, поэтому при достижении достаточного уровня знаний о расслоении земной коры, разумно воспользоваться последним для суждения об изостазии непосредственно, подсчитав давление в мантии.

Такие вычисления выполнены нами на примере известного профиля ГСЗ через о. Итуруп, где имеются наиболее надежные данные о скоростном разрезе [5, 6, 8, 9]. Другие поперечные сечения дуги содержат гораздо менее надежные данные. Учитывая, что неизменность основных черт морфоструктуры дуга — желоб по простиранию отражает тождественность основных черт глубинного строения, можно считать, что выводы, полученные на выбранном профиле, будут справедливы для всей рассматриваемой системы.

Результаты вычислений для глубины 40 км показаны на рис. 2; при этом использована зависимость скорость — плотность из [1]. В отличие от вариантов других авторов в нижней части коры Курильского блока нами выделен слой с плотностью $3,15 г/см^3$ для соответствия с приведенными данным МОВЗ. В Курильской котловине Охотского моря глубина до поверхности М принята равной 13 км в соответствии с классической интерпретацией.

Одно значение, снятое с графика давления, соответствует осредненному значению для участка профиля шириной 100 км. На основе этого графика можно говорить о значительной изостатической неуравновешенности только по отношению к желобу.

Судя по рисунку, с одной стороны, внутренний склон желоба не отличается положительной аномалией давления, но с другой — к этому же склону приурочен максимум изостатической аномалии. Из этого следует, что источник положительной изостатической аномалии находится на глубине более 40 км (глубина вычисления давления). Однако непосредственно ниже подошвы земной коры, согласно данным сейсмологии, скорости вещества мантии понижены. Последнее обстоятельство может вызвать лишь отрицательный гравитационный эффект. Следовательно, источник положительной изостатической аномалии не связан существенно, как это можно было предполагать, с недостатком мощности земной коры, а находится глубже разогретого маловязкого слоя мантии. В поисках такого источника обратимся к известному феномену системы дуга — желоб — наличию мантийной аномалии МА (разности между наблюдаемым полем и расчетным влиянием земной коры).

Признано, что МА образуется суперпозицией двух гравитационных эффектов — двух при-

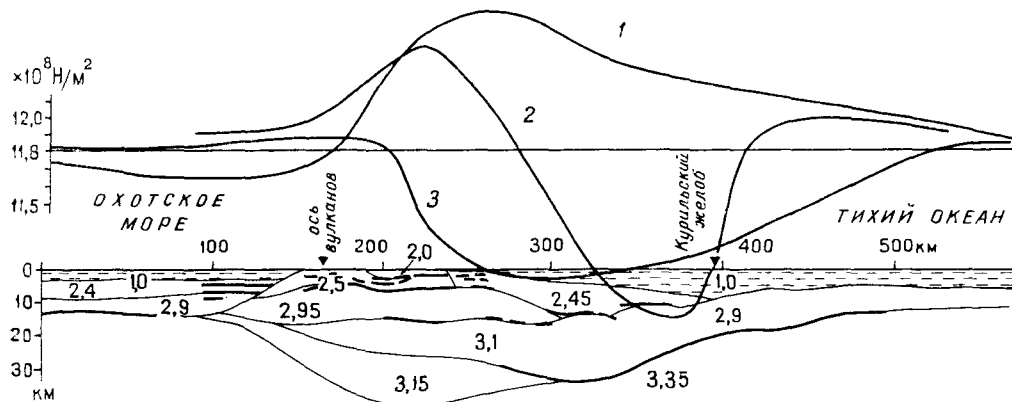


Рис. 2. Плотностной разрез земной коры по профилю через о. Итуруп. Цифры на разрезе — плотности слоев коры в $г/см^3$. Утолщенные линии — наиболее надежные границы преломления сейсмических волн, по данным [8].

Кривые над разрезом: 1 — разность между наблюдаемым полем и гравитационным влиянием разреза, показанного на рисунке; 2 — изостатическая аномалия, по данным [1]; 3 — расчетное вертикальное давление на глубине 40 км.

чин [2]: 1) положительного эффекта от погружения более плотной литосферы океана под Большую Курильскую дугу и 2) отрицательного эффекта несколько менее плотной (относительно океана) верхней мантии Охотского моря. Судя по данным рис. 2, последний эффект над Курильской котловиной Охотского моря выражен не очень ярко, так что МА на рассматриваемом разрезе представляет почти исключительно гравитационное влияние погружающейся под островную дугу уплотненной литосферы океана. Эта погруженная часть литосферы не оказывает влияния на условия «плавания» блоков земной коры Большой Курильской дуги, так как выше непосредственно под корой находится мантия с пониженной вязкостью. Вместе с тем в изостатической аномалии полностью присутствует МА, не отражая условия равновесия земной коры Большой Курильской дуги. Из рис. 2 видно, что исправленная за положительный эффект МА изостатическая аномалия будет содержать только одну особенность — минимум над желобом.

Интересен в этом отношении пример Японских островов. После вычитания из наблюдаемого поля положительного эффекта предполагаемой погруженной литосферы океана выполнено изучение изостазии несколькими способами в центральной части о. Хонсю. Установлено, что все параметры, по которым можно оценивать изостазию, используя поле силы тяжести, находятся в пределах, характерных для тектонически стабильных районов континентов [15].

Таким образом, остается одна, явно изостатически неуравновешенная форма рельефа — глубоководный желоб.

Признание изостатической неуравновешенности желобов часто воспринимается как указание на большие внешние горизонтальные напряжения, поддерживающие само существование желоба. При образовании желоба горизонтальные силы способны играть существенную роль, о чем свидетельствуют результаты математического и физического моделирования [7].

Однако для сохранения уже образованного желоба сколько-нибудь существенные горизонтальные сжимающие усилия на литосферу не нужны. Это замечание основано на следующем.

Установлено, что в теле океанической литосферы обязательно присутствует упругая часть (увеличивающаяся с возрастом), которая позволяет ввести представление об упругом равновесии литосферы на жидком основании (астеносфере). С помощью этой модели аналитически можно показать, что для сохранения уже существующего желоба и окраинного океанического вала главную роль играет момент силы, возникающий за счет давления осадочно-вулканогенного клина на свободный край упругой океанической литосферы [10, 11, 14 и др.]. Плановое положение осадочно-вулканогенного клина совпадает с внутренним склоном желоба. С этой точки зрения желоб и окраинный океанический вал являются не более чем контрастными формами упругой реакции литосферы на нагрузку, приложенную к литосфере вблизи ее «свободного» края: не удивительно поэтому, что эти формы рельефа лишены компенсации в изостатическом смысле.

Многочисленные уже данные по многим желобам позволяют заключить, что так назы-

ваемые аккреционные призмы (свидетельство торошения осадков океана) являются скорее исключением, чем правилом. Это являлось одной из причин, которые привели к представлению о двух формах субдукции: в обстановке сжатия и без таковой. При благоприятных условиях по геологическим данным (в частности, по ориентировке даек интрузий) удастся установить (северная часть о. Хонсю), что во времени один тип обстановки может переходить в другой [13].

В связи с вышесказанным представляют интерес некоторые особенности Курило-Камчатского желоба. Согласно кинематике литосферных плит субдукция в этом желобе происходит со скоростью ~ 9 см/год. Тем не менее висячее крыло литосферы (внутренний склон желоба хр. Витязя) в голоцене испытывает непрерывную тенденцию к опусканию со скоростью 4,5—5,0 см/год, а в миоцене — плиоцене здесь сформировался вулканогенно-осадочный комплекс, характерный для обстановки растяжения [4]. Сейсмические профили НСП фиксируют нормальные разломы, в совокупности ограничивающие значительный грабен на внутреннем склоне желоба вблизи пролива Буссоль (центральная часть островной системы) [9].

Если постоянное горизонтальное напряжение является обязательным условием существования желоба, то при снятии этого напряжения должны наблюдаться значительные изменения в рельефе. Обратимся к наблюдениям. Ближайшее из них — Командорское звено Алеутского желоба. Согласно определению механизмов очагов землетрясений, косая субдукция под восточную часть Алеутской дуги на западе сменяется трансформным разломом, а на крайнем западе дуги, согласно [3], наблюдается даже небольшое отодвижение от Командорского звена дуги. Однако на батиметрических картах такое изменение вектора сил не сопровождается сколько-нибудь замет-

ным изменением формы желоба. В самом желобе осадки залегают горизонтально там, где предполагается их поглощение и где предполагаемое поглощение идет медленнее или вообще не имеет место.

Приведенные данные показывают, что значительное внешнее горизонтальное давление не является постоянным атрибутом желобов вообще и Курило-Камчатского и Алеутского в частности.

Выводы.

Гравитационный эффект погружающейся литосферной плиты океана составляет существенную часть изостатической аномалии системы дуга — желоб, тем самым искажается представление об изостазии, если оно основывается только на изостатических аномалиях.

Анализ причин изостатических аномалий с использованием новых сейсмических результатов о мощности земной коры позволяет заключить, что отклонение от изостазии Большой Курильской дуги не превосходит возможных ошибок вычислений. Состояние, близкое к изостазии, здесь достигается в значительной степени за счет изменения мощности коры.

Безусловно, изостатически нескомпенсированной формой рельефа является желоб. Согласно современным данным геомеханики, желоб и окраинно-океанический вал представляют собой формы реакции упругой литосферы океана на нагрузку, приложенную вблизи ее «свободного» конца (осадочно-вулканогенные образования внутреннего склона желоба).

Объяснение рассмотренной ситуации, по-видимому, заключается в несопоставимости временных масштабов установления механического равновесия (в частности, изостатического — десятки тысяч лет), — с одной стороны, и тектонических процессов в мантии, отвечающих за создание рассмотренных морфоструктур (миллионы, десятки миллионов лет), — с другой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аномальные гравитационные поля Дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана/Сычев Н. М.— Новосибирск: Наука, 1974.
2. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли.— 1978.— № 2.
3. Баранов Б. В., Монин А. С. О Курильско-Алеутской субдукции // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 281, № 6.
4. Белоусов В. В., Шолто В. Н. и др. Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры.— М.: Наука, 1986.
5. Злобин Т. К., Аргентов Б. В. и др. Новые сейсмические данные о глубинном строении центральной части Курильской островной дуги // XV сессия Научного Совета СО АН СССР. «Тектоника Сибири и Дальнего Востока»: (Тез. докл.).— Южно-Сахалинск, 1985.
6. Злобин Т. К., Федорченко В. И. и др. Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 1.
7. Лобковский Л. И., Сорочкин О. Г., Шемедя А. И. Моделирование процесса поддвига литосферных плит под островные дуги // Океанология.— 1980.— Т. XX, вып. 2.

8. *Сергеев К. Ф., Аргентов В. В., Биккенина С. К.* Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 6.
9. *Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба.*— М.: Наука, 1980.
10. *Bodine J. N., Stekler M. S., Watts A. B.* Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere. // J. Geoph. Res.— 1981.— V. 86, N B5.
11. *Bodine J. N., Watts A. B.* On lithospheric flexure of the Bonin and Mariana trenches // Earth and Planet. Sc. Lett.— 1979.— N 1.
12. *Forsyth D. W.* Comparison of mechanical models of oceanic lithosphere // J. Geoph. Res.— 1980.— V. 85, N B11.
13. *Sugi N., Chinse K., Ueda S.* Vertical crustal movements of Northeast Japan since middle miocene // Geodynamics of the Western Pacific.— Indonesian Region/T. W. Hilde, S. Uyeda. Geodynamics series.— V. 11, Agu, Washington D. C.— 1983.
14. *Turcotte D. L., McAdoo D. C., Caldwell I. G.* An elastic-perfectly plastic analysis of the bending of the lithosphere at a trench // Tectonophysics.— 1978. V. 47, N 3/4.
15. *Nobihiro F., Yoshiteru K.* Isostasy over Central Honshu, Japan // J. Seismol. Soc., Japan.— V. 37, N 4.

ИМГиГ ДВО АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
13 марта 1987 г.

Ю. А. Мартынов

ТРЕНДЫ ПИРОКСЕНОВ В БАЗАЛЬТОИДАХ ТОЛЕИТОВЫХ СЕРИЙ

Для толеитовых базальтов океанических, орогенных и островодужных областей характерны широкие вариации кальциевости сосуществующих орто- и клинопироксенов. Выделяются два основных типа трендов этих минералов, отражающих различную термическую историю кристаллизации магм. В породах, кристаллизация которых происходила в равновесных условиях при сравнительно медленном ох-

лаждении, изменение содержания воластонитовой компоненты в пироксенах связано с ростом железистости остаточных расплавов. В эффузивах, испытавших при излиянии быструю закалку, вариации кальциевости минералов являются следствием возрастания температур лавовых потоков в процессе их эволюции и неравновесных условий кристаллизации.

С внедрением в геологию экспрессных микронзондовых методов исследования накоплен огромный аналитический материал по составам сосуществующих минералов в различных типах магматических горных пород. Особый интерес представляют данные по эффузивам. Присутствие в этих породах нескольких генераций минералов-вкрапленников, широкое проявление зональности, вариации составов минералов даже в пределах одного образца открывают перспективы изучения не только статистики, но и динамики термодинамического процесса, позволяют подойти к реставрации истории магматического расплава.

Изменение составов пироксенов в вулканических породах во многих случаях отличается от хорошо изученных трендов минералов в интрузивных породах. Если для пород медленно остывающих расслоенных интрузий (например, Скергаардской) характерно значительное возрастание железистости пироксенов в процессе эволюции расплава, то в базальтах широко варьирует кальциевость. Железистость меняется менее значительно либо остается практически постоянной. Фигуративные точки пироксенов из базальтоидов на диаграмме Fe—Ca—Mg часто перекрывают всю область составов от гиперстена до авгита, попадая в область предполагаемой несмесимости природных пироксенов (рис. 1).

Кальциевый характер изменения составов пироксенов — отличительная черта толеитовых базальтов, развитых в различных структурно-фациальных зонах океана [5, 8, 10, 16], островодужных систем [12, 14, 15] и орогенных областей [17, 18]. Необычно, что при переходе от фенокристов к минералам основной массы происходит сокращение области несме-

симости между сосуществующими пироксенами. Минералы, которые принято считать высокотемпературными, — низкокальциевые, субкальциевые авгиты, пизониты — кристаллизуются, как правило, только в виде мелких кристаллов в основной массе эффузивов; в качестве фенокристов они описаны в образце базальта вулкана Таласея (см. рис. 1, обр. 278) [14].

Вопрос о причинах необычного изменения составов минералов в толеитовых базальтах рассматривался рядом авторов, но, как правило, на ограниченном петрологическом материале. В настоящей работе сделана попытка обобщить имеющиеся литературные данные, выявить основные геологические и петрологические особенности подобных комплексов вулканических пород и на этой основе критически рассмотреть существующие петрогенетические модели. Ниже приводятся основ-

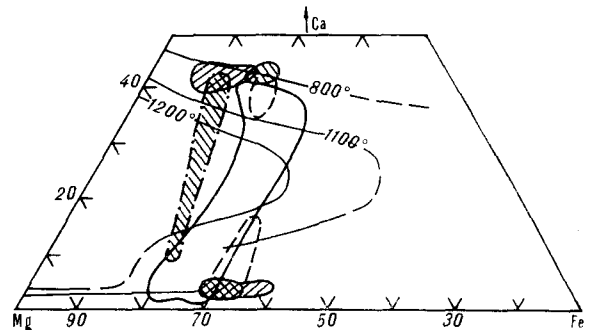


Рис. 1. Составы пироксенов толеитовых базальтов вулкана Таласея, Новая Британия [14]. Сплошная линия — обр. 239А, 265А, 242, 253А; пунктир — обр. 341; штрихпунктир — обр. 278. Заштрихованы поля составов фенокристов. Тонкие сплошные линии — пироксеновые изотермы [13].

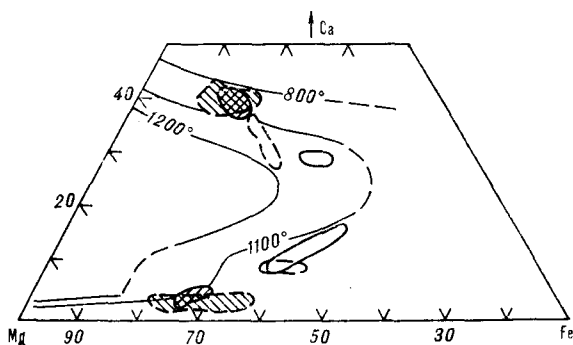


Рис. 2. Составы пироксенов толеитовых базальтов вулкана Ивата (сплошная линия) и Фунагата (пунктир), Японии [12]. Заштрихованы поля составов фенокристов.

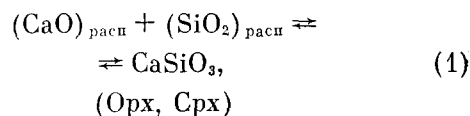
ные результаты проведенного исследования. Содержание волластонитового компонента в пироксенах в значительной степени определяется активностью железа в расплавах. Учитывая это, ряд исследователей связывает сокращение области несмесимости сосуществующих пироксенов при переходе от фенокристов к минералам основной массы с известным эффектом возрастания железистости остаточных расплавов толеитовых магм [12]. Действительно, во многих случаях этот фактор является, вероятно, определяющим, особенно для пород, кристаллизация которых происходила в относительно стационарных условиях, например в центральных частях мощных лавовых потоков [19], вблизи жерл вулканов [14], в лавовых озерах [10] и т. д. Изменение содержания кальция в пироксенах в этом случае сопровождается ростом их железистости, содействуя в целом начальному отрезку пироксенового тренда расслоенных интрузий (рис. 2). Фигуративные точки пироксенов на диаграмме Fe — Ca — Mg в целом располагаются вдоль экспериментально установленных изотерм [13]; последнее либо свидетельствует о достаточно постоянных температурных условиях кристаллизации пироксенов как во вкрапленниках, так и в основной массе пород, либо указывает на то, что состав минералов не отражает максимальные по температуре условия минералообразования, а отвечает температурам прекращения обменных реакций с расплавом.

Во многих случаях изменение кальциевости пироксенов толеитовых эффузивов не сопровождается сколько-нибудь заметным ростом железистости (см. рис. 1). Более того, железистость ортопироксенов в основной массе вулкаников часто ниже, чем соответствующих фенокристов, а тренды минералов занимают секундарное положение по отношению к пироксеновым изотермам. Эти факты трудно объяснить с позиции рассматриваемой модели. Подобное изменение составов пироксенов, известное в

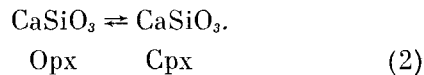
литературе как «закаленный» (quench) тренд, характерно главным образом для вулкаников, испытавших при излиянии быструю закалку, например для краевых зон мощных лавовых потоков [19], а также некоторых типов лунных пород.

При изучении лунных образцов К. Л. Камрон с соавторами [4] обратили внимание на возрастание разрыва несмесимости между сосуществующими пироксенами в породах с ранней ликвидусной кристаллизацией плагиоклаза. Анализ данных по земным породам в целом подтверждает этот вывод. Сокращение области несмесимости сосуществующих пироксенов, как правило, характерно для базальтоидов с относительно низкой основностью плагиоклаза. Например, содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах из основной массы толеитовых базальтов (29—32 % An) заметно ниже, чем в близких по кислотности породах известково-щелочного ряда (43—46 % An). В группе толеитовых базальтов эффузивы с «закаленным» пироксеновым трендом характеризуются наиболее низкой основностью плагиоклаза (рис. 3). При этом корреляция между содержанием кальция в клинопироксенах и плагиоклазах проявлена достаточно отчетливо, что позволяет предполагать влияние активности определенных компонентов в расплаве на составы сосуществующих минералов.

Влияние a_{CaO} на составы пироксенов схематически можно выразить уравнением



которое показывает, что снижение активности этого компонента в расплаве при прочих равных условиях должно приводить к снижению содержания волластонитового минерала в сосуществующих клино- и ортопироксенах. В природных парагенезисах картина иная — падение кальциевости клинопироксенов, как правило, сопровождается возрастанием содержания этого компонента в ортопироксенах (например, обр. 341, см. рис. 1). Следовательно, даже в условиях быстрого охлаждения составы минералов толеитовых базальтов, по-видимому, не зависели от активности кальция в расплаве, а контролировались обменными реакциями, описываемыми кривую пироксенового сольвуса:



Кроме активности кальция существенное влияние на составы сосуществующих плагиоклазов и пироксенов должно оказывать изме-

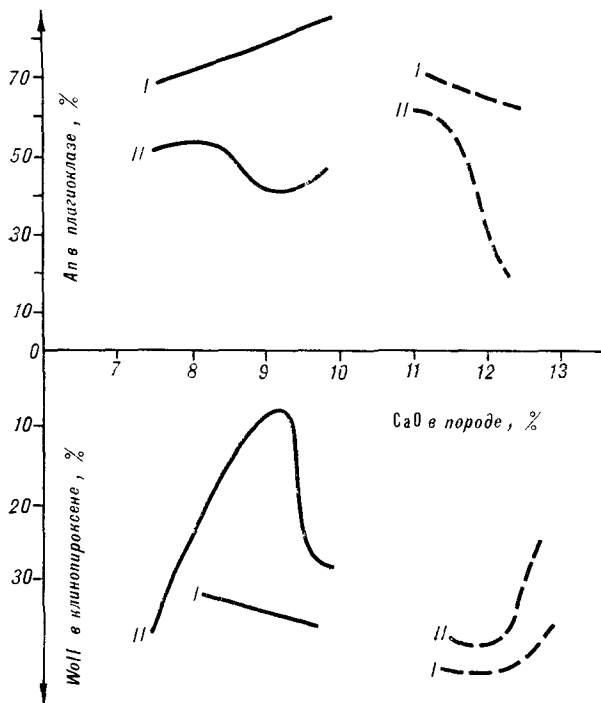


Рис. 3. Содержание анортитовой и волластопитовой составляющей соответственно в плагиоклазах и клинопироксенах из толеитовых базальтов Южных Каскадных гор, запад США (сплошная линия) [18], скв. 500 В, Тихий океан (пунктир) [16]. Изменения составов: I — центральных частей фенокристов, II — минералов из основной массы пород.

нение глиноземистости расплава в процессе кристаллизации. По размеру и характеру химической связи глинозем заметно отличается от магния, железа и кальция. Следовательно, уменьшение его концентрации в твердом растворе пироксенов должно расширять пределы изоморфных замещений, смещая кривую пироксенового сольвуса в область более низких

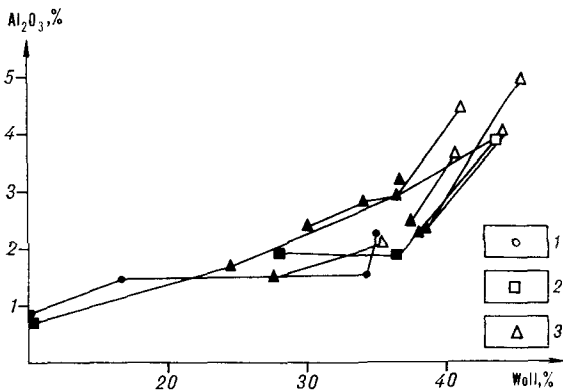


Рис. 4. Содержание глинозема в клинопироксенах толеитовых базальтов: 1 — скв. 499 В и 500 В, Тихий океан [16]; 2 — северо-востока Аляски [17]; 3 — Новых Гебрид [15]. Залитые знаки — минералы из основной массы базальтов, открытые — ядра крупных фенокристов.

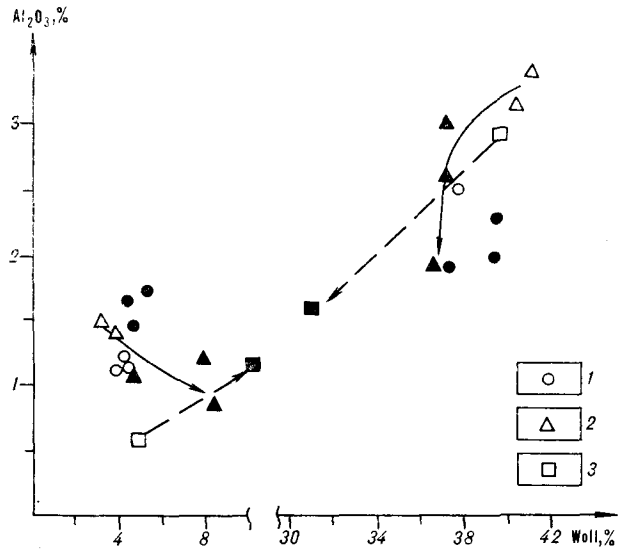
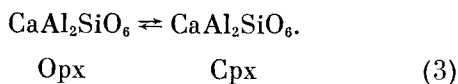


Рис. 5. Изменение глиноземистости сосуществующих пироксенов в процессе кристаллизации некоторых типов толеитовых базальтов. 1 — обр. В-815 [11]; 2 — обр. D-1050 [12]; 3 — обр. 7 [9]. Залитые знаки — краевые зоны фенокристов и минералов из основной массы; открытые — ядра крупных фенокристов.

температур [7]. Анализ природных парагенезисов показывает, что сокращение области несмесимости между сосуществующими минералами действительно сопровождается закономерным снижением глиноземистости клинопироксенов (рис. 4), причем в некоторых случаях (когда имеются полные аналитические данные) падение глиноземистости отмечается в обоих сосуществующих минералах (рис. 5, обр. Д 1050), что однозначно свидетельствует о влиянии на их состав концентрационных факторов. Этот вывод имеет большое значение для понимания термодинамических условий кристаллизации изучаемых пород. В основной массе толеитовых базальтов присутствуют, как правило, два различающихся по кальциевости пироксена, и их состав в отношении любого компонента, в том числе и глинозема, должен контролироваться обменными реакциями между орто- и клинопироксеном (например, реакцией (2)), которые зависят только от $T-P$ -параметров существования магматического расплава*. Только в случае неравновесных условий кристаллизации, при ограниченной диффузионной подвижности по крайней мере наиболее инертных компонентов реакции, например глинозема (элемента-сеткообразователя), изменение их активности могло оказывать опреде-

* В условиях полного равновесия (при равенстве активностей компонентов во всем объеме расплава) обменную реакцию можно представить как результат алгебраического сложения реакций типа (1) для орто- и клинопироксенов.

ленное влияние на составы кристаллизующихся минералов. Равновесия кристалл — жидкость при этом должны были устанавливаться в пределах ограниченного объема магматической жидкости (так называемое локальное или мозаичное равновесие [3]), а глиноземистость пироксенов — контролироваться реакцией, аналогичной реакции (1). Неравновесность условий кристаллизации должна проявляться при быстрой закалке эффузивных пород. При более стационарных условиях охлаждения кинетические факторы уже не оказывали существенного влияния на составы сосуществующих минералов. Например, в базальтах лавового оз. Макаоухи Гавайи [9] падение содержания Al_2O_3 в клинопироксенах сопровождается возрастанием концентрации этого элемента в ортопироксенах (см. рис. 5). Следовательно, глиноземистость сосуществующих минералов в данном случае контролировалась равновесной обменной реакцией



Полученные результаты могут рассматриваться в качестве подтверждения модели, впервые предложенной Д. Смитом и Д. Линдсли [19]. Появление «закаленного» пироксенового тренда в толеитовых базальтоидах эти исследователи связывали с метастабильными отношениями кристалл — расплав в условиях быстрой закалки магматических пород, хотя при этом предполагалось, что смещение кривой пироксенового сольвуса в область более низких температур является следствием массовой гомогенной нуклеации мелких кристаллов минералов [6].

Наряду с кинетическими факторами существенное, а возможно и определяющее, влияние на характер эволюции пироксенов оказывали особенности температурного режима кристаллизации эффузивных пород толеитового ряда. Изучение трендов пироксенов в быстроохлажденных лавовых потоках показывает, что сокращение области несмесимости сосуществующих пироксенов сопровождается, как правило, падением коэффициентов распределения железа и магния между ними $K_p^{\text{Орх}-\text{Срх}} = (Fe/Mg)_{\text{Орх}} : (Fe/Mg)_{\text{Срх}}$. Это отчетливо видно из рис. 1, где уменьшение величины $K_p^{\text{Орх}-\text{Срх}}$ является следствием падения железистости ортопироксена и магnezиальности клинопироксена при переходе от фенокристов к минералам основной

массы. Железо и магний обладают высокой диффузионной подвижностью в метаморфических [4] и, по-видимому, в более высокотемпературных магматических процессах. В этом случае уменьшение коэффициента распределения может рассматриваться как показатель роста температур кристаллизации расплавов при излиянии их на поверхность. Это подтверждают и расчетные данные. Например, Т. Ишии [11], используя различные минералогические термометры, пришел к выводу, что температуры кристаллизации пироксенов из основной массы островодужных толеитов хребтов Кюсю-Палау и Западно-Марианского в Филиппинском море на 20—60° выше, чем соответствующих фенокристов. Кроме того, подобный эффект давно описан вулканологами. Например, непосредственными измерениями в лавовом оз. Халемаумау (вулкан Килауэа) установлено, что температура магмы на поверхности лавового озера на 100—150° выше, чем на глубине 1 м от его поверхности [9]. При Большом трещинном Толбачинском извержении 1978 г. отмечались повышенные температуры газовых струй (до 1180—1300 °С) над движущимися лавовыми потоками [2].

Возрастание температур кристаллизации магматических расплавов многие исследователи связывают с экзотермическими реакциями горения восстановленных компонентов флюида. Поэтому вполне логично, что сокращение области несмесимости, падение коэффициента распределения железа и магния между сосуществующими пироксенами отчетливо проявлены прежде всего в эффузивах толеитового ряда, кристаллизация которых происходила в относительно восстановительных условиях. В более окисленных известково-щелочных базальтах эти эффекты иногда также проявлены (см., например, [12]), но вариации составов минералов здесь ограничены более узкими пределами.

Таким образом, в толеитовых базальтах выделяются два основных тренда пироксенов. В породах, кристаллизация которых происходила в равновесных условиях при сравнительно медленном охлаждении, изменения содержания волластонитового компонента в минералах связаны с ростом железистости остаточных расплавов. В эффузивах, испытавших при излиянии быструю закалку, вариации кальциевости сосуществующих пироксенов являются следствием возрастания в процессе эволюции температур лавовых потоков и неравновесных условий кристаллизации.

1. Авченко О. В. Проблемы интерпретации оценок $P-T$, основанных на минералогических термобарометрах // Термодинамика в геологии: Тр. 1-го Всесоюз. симпоз. Суздаль, 12-14 марта, 1985. Т. 2.— Черноголовка, 1985.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение.— М.: Наука, 1984.
3. Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии.— М.: Изд-во МГУ, 1976.
4. Камерон К. Л., Папайк Дж. Дж. и др. Петрологические исследования мелкозернистых пород и отдельных кристаллов из грунта «Луна-20» // Грунт из материкового района Луны.— М.: Наука, 1979.
5. Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии.— М.: Наука, 1971.— Т. 1.
6. Патрис А., Мак-Коннелл Дж. Основные черты поведения минералов.— М.: Мир, 1983.
7. Урусов В. С. Теория изоморфной смесимости.— М.: Наука, 1977.
8. Bunch T. E., La Berde R. Mineralogy and composition of some basaltic rocks from DSDP, Leg 34 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1976.— V. 34.
9. Evans B. W., Moore J. G. Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii // Contrib. Miner. and Petrol.— 1968.— V. 17, N 1.
10. Fodor R. V., Keil K. Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. IV. Pyroxenes in rocks from Haleakala and West Maui volcanoes, Maui, Hawaii // Ibid.— 1975.— V. 50, N 2.
11. Ishii T. Pyroxene geothermometry of basalts and an andesite from the Palay-Kyushu and West Mariana ridges, Deep Sea Drilling Project, Leg. 59 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1981.— V. 59.
12. Kudo A. M. Origin of calc-alkaline andesites, Nasu zone, northeastern Japan, Kudo revisited // Geochem. J.— 1983.— V. 17, N 1.
13. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner.— 1983.— V. 68, N 5/6.
14. Lowder G. G. The volcanoes and caldera of Talasea, New Britainia: Mineralogy // Contrib. Miner. and Petrol.— 1970.— V. 26, N 3.
15. Marcelot G., Maury F. C., Lefevre C. Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides): evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts // Lithos.— 1983.— V. 16, N 1.
16. Maury R. C., Bougault H. et al. Volcanic rocks from Leg 67 sites: Mineralogy and geochemistry // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: US Govern. Print. Office.— 1982.— V. 67.
17. Myers I. D., Marsh B. D. Geology and petrogenesis of the Edgcumme volcanic fields, SE Alaska: the interaction of basalt and sialic crust // Contrib. Miner. and Petrol.— 1981.— V. 77, N 2.
18. Smith A. L., Carmichael I. S. E. Quaternary lavas from the Southern Cascades, Western USA // Ibid.— 1968.— V. 19, N 2.
19. Smith D., Lindsley D. H. Stable and metastable augite crystallization trends in a single basalt flow // Amer. Miner.— 1971.— V. 56, N 1/2.

ДВГИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
25 марта 1987 г.

УДК 552.333.7(571.65)

А. С. Синдеев

ШОШОНИТ-ЛАТИТОВАЯ СЕРИЯ УЛЬИНСКОГО ПРОГИБА (Северное Приохотье)

На основе дешифрирования космических снимков выделяется крупная Уракская морфоструктура, по своей природе соответствующая вулканотектонической депрессии. Показано, что обширное Уракское плато, расположенное в пределах указанной депрессии и сложенное основными породами хакаринской свиты,

является щитовым палеовулканом. По петрографическим, петро- и геохимическим признакам породы, слагающие вулкан, относятся к шошонит-латитовой серии. Обосновывается закономерность появления шошонитов в подобной тектонической обстановке.

Финальный магматизм юго-западной фланговой зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) представлен субщелочными оливиновыми базальтами и шошонитами, венчающими разрез вулканогенного покрова ОЧВП. В Ульяновском компенсационном прогибе [8] названные породы слагают несколько обширных лавовых полей. Наши исследования относятся к самому большому (площадью около 600 км²) из них — Уракскому плато, расположенному в среднем течении р. Урак.

трансрегиональных разломов — Гырбыканскому, Менджельскому и Нижнеюдомскому (рис. 1, цифры в кружках).

Здесь, в междуречье рек Урака и Ульи, при структурном дешифрировании космических снимков разного масштаба и анализе тектонически обусловленных форм рельефа, помимо ряда линейных трансрегиональных линеаментов, отвечающих глубинным разломам, выделяется кольцевая морфоструктура диаметром около 100 км, названная нами Уракской. Она по своей природе является компенсационной депрессией, возникшей в результате исключительно интенсивного кислого вулканизма на рубеже раннего и позднего мела. В ее строении решающая роль принадлежит дацит-липаритовым эффузивным, игнимбритовым и вулканогенно-осадочным образованиям амкинской серии [4]. Ограничениями Уракской морфоструктуры являются дуговые разломы, совпадающие с долинами водотоков или трассированные субвулканическими телами преимущественно кислого состава. Абсолютное большинство известных выходов наиболее молодых в регионе позднеорогенных базальтов, выделяемых в Ульяновском прогибе в хакаринскую свиту, располагаются в пределах названной структуры. Вытянутое с запада на восток более чем на 50 км шошонитовое Уракское плато приурочено к центральной части указанной морфоструктуры и тяготеет к узлу пересечения

Названное плато не является монолитным. Дешифрирование космоснимков и воссоздание эндогенных форм рельефа позволяют выявить наличие в его составе по меньшей мере двух блоков, соответствующих, по нашему представлению, двум щитовым вулканам, производным которых и является данное лавовое поле. Указанные блоки дешифрируются как крупные кольцевые морфоструктуры: западная (Верхне-Хакаринская) и восточная (см. рис. 1). Верхне-Хакаринская вулканотектоническая депрессия, изученная нами наиболее детально, ограничена почти непрерывной цепью субвулканических и экструзивных тел кислого — среднего состава, трассирующих зону глубинного разлома кольцевой формы. Шошонитовый щитовой палеовулкан расположен в центральной части этой мульдообразной вулканотектонической депрессии (рис. 2). Подводящий канал его отмечается под 450-метровой толщей шошонитов изометричным положительным гравитационным максимумом (см. рис. 1). В пределах лавового поля имеются две жерловины. Одна из них обнаружена вблизи северной кромки плато, в верховьях руч. Дялгаран (правый приток р. Урак), и представляет собой овальный в плане (1,0 × 0,4 км) нескл. плотных олигофировых авгитовых шошонитов. Вторая находится в верховьях р. Хакарин и заполнена крупноглыбовой эруптивной брекчией. Остроугольные глыбы и блоки размером до 10—15 м сложены агломератовыми кислыми туфами, туффитами, грауваккой, аргиллитами, пузыристыми и миндаляковыми сиренево-бурыми латит-шошонитовыми агломератовыми брекчиями. Все это погружено в неплотную пузыристую и минда-

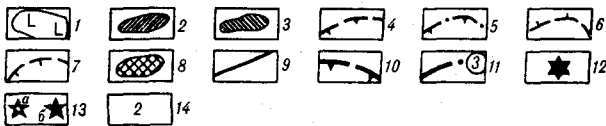


Рис. 1. Структурное положение и основные детали строения Уральского пошонитового поля.

1 — поля развития пошонитов хакаринской свиты; 2, 3 — субвулканические тела: 2 — кислого, 3 — среднего состава; 4 — контур Верхне-Хакаринской вулканотектонической депрессии; 5 — контур предполагаемой восточной структуры; 6, 7 — локальные кольцевые структуры: 6 — положитель-ные, 7 — отрицательные; 8 — участки развития отложений лахаровых, пирокластических потоков, лаваагломератов и жерловых брекчий; 9 — основные разрывные нарушения; 10 — контур Уральской депрессионной морфоструктуры; 11 — зоны трансрегиональных разломов (цифры в кружках соответствуют разломам: 1 — Гырбыканскому, 2 — Менд-жельскому, 3 — Нижнеюдомскому); 12 — положительная гравитационная аномалия, соответствующая подводящему каналу Уральского вулкана; 13 — эруптивные центры, про-дуривавшие: а — кислые, б — основные породы; 14 — номера разрезов на рис. 3.

лекаменную пошонитовую массу, обладающую участками шаровой отдельностью. «Шары» диаметром 5—35 см сложены плотными черны-ми авгитовыми пошонитами. Периферическая часть жерловины выполнена шаровыми, мин-далекаменными и пузыристыми пошонитами и пошонитовыми лаваагломератами.

Пошонитовый вулканизм происходил в два этапа. Сначала, частично в субаквальных ус-ловиях, извергались пористые шаровые и по-

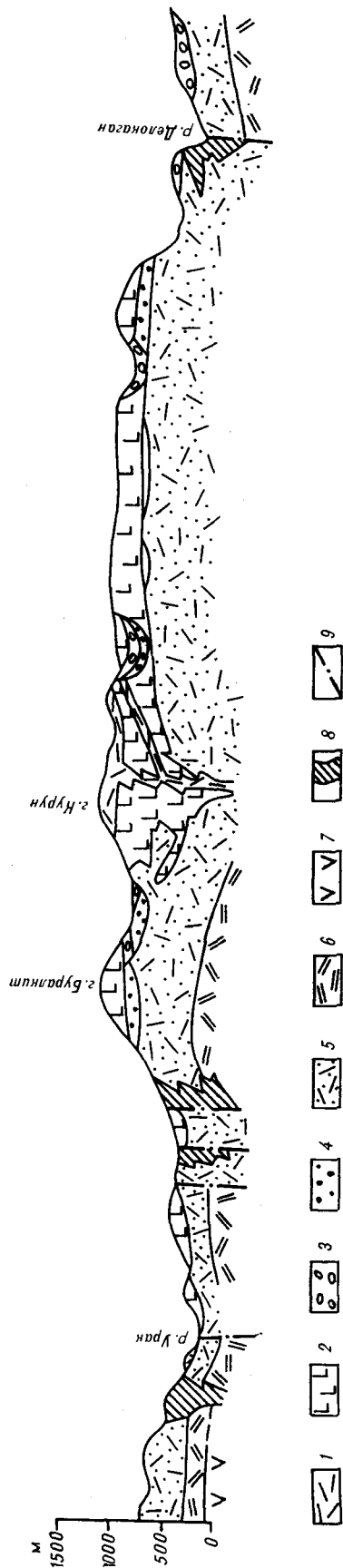


Рис. 2. Разрез Верхне-Хакаринской вулканотектонической депрессии.

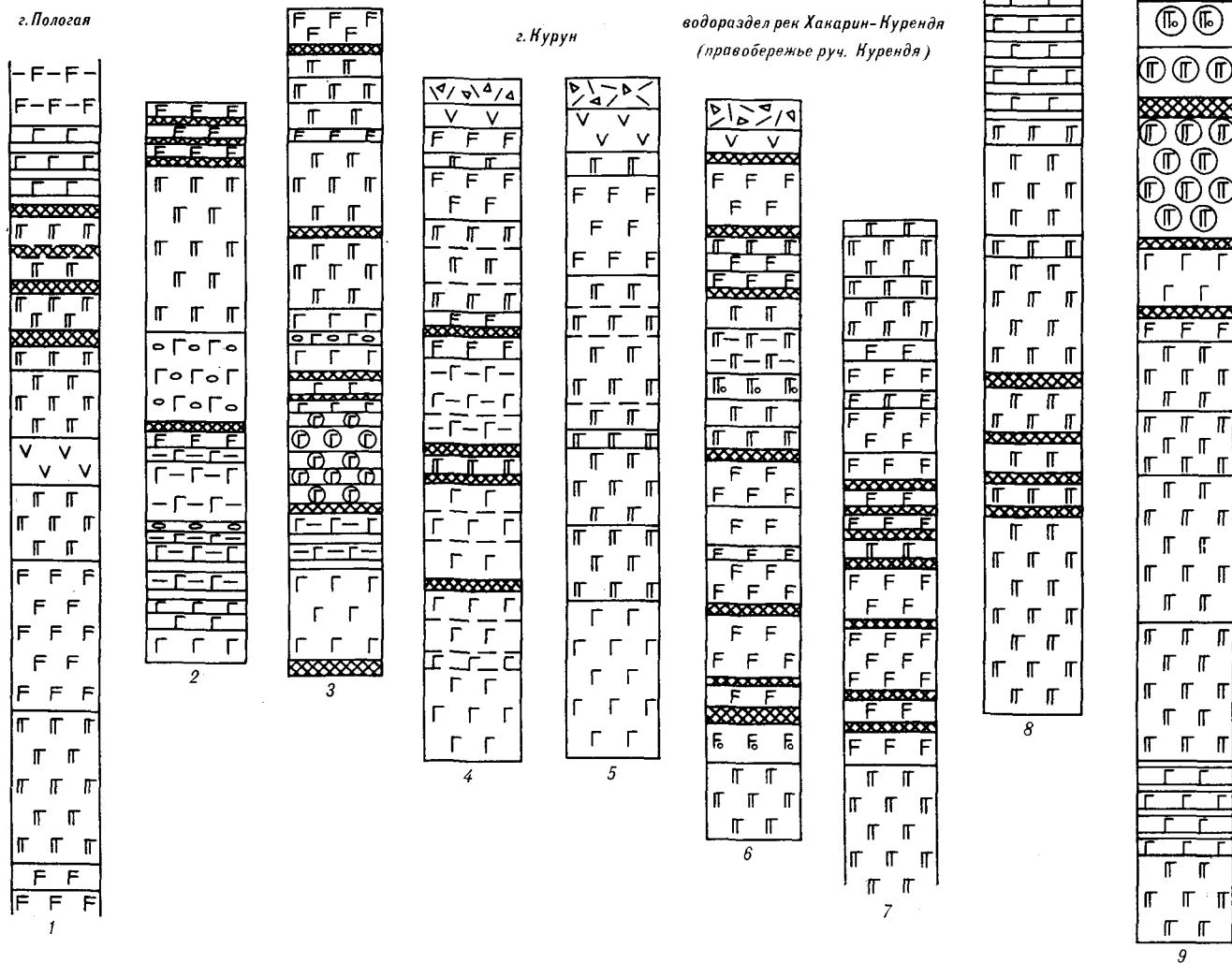
1—3 — хакаринская свита: 1 — кварцевые лагаты, 2 — пошониты, 3 — отложения лахаровых, пирокластических потоков и лаваагломератов; 4 — грубосернистые осадки дилгаранской толщи; 5, 6 — амгинская серия К₁-2: 5 — интимбриты и вулканогенно-осадочные породы амгинской свиты, 6 — интимбриты и дациты амарин-ской свиты; 7 — средние — основные породы учуликанской свиты К₁; 8 — субвулканические и экструзивные тела кислого состава; 9 — тектонические нарушения.

г. Курендя

г. Буралкит

г. Пологая

г. Нурун

водораздел рек Хакарин-Курендя
(правобережье руч. Курендя)

1 — латиты; 2 — кварцевые латиты (а) и их кластолавы (б); 3 — авгитофировые шшониты: а — массивные, б — пористые и миндалекаменные; 4 — плагиофировые шшониты: а — массивные, б — тонкоплитчатые флюициальные, в — пористые и миндалекаменные; 5 — авгитофировые шшониты с шаровой отдельностью: а — массивные, б — миндалекаменные; 6 — афириновые шшониты: а — массивные, б — флюициальные; 7 — границы потоков: а — установленные, б — отщепифированные по аэрофотоснимкам; 8 — шлаки, пористые лавы; 9 — потоки пузыристых и миндалекаменных шшонитов.

Рис. 3. Разрезы шшонитового покрова Уралского лавового поля.

1 — латиты; 2 — кварцевые латиты (а) и их кластолавы (б); 3 — авгитофировые шшониты: а — массивные, б — пористые и миндалекаменные; 4 — плагиофировые шшониты: а — массивные, б — тонкоплитчатые флюициальные, в — пористые и миндалекаменные; 5 — авгитофировые шшониты с шаровой отдельностью: а — массивные, б — миндалекаменные; 6 — афириновые шшониты: а — массивные, б — флюициальные; 7 — границы потоков: а — установленные, б — отщепифированные по аэрофотоснимкам; 8 — шлаки, пористые лавы; 9 — потоки пузыристых и миндалекаменных шшонитов.

душечные лавы, лаваагломераты, лавааглютинаты, образования пирокластических и лохаровых потоков. Они заполнили западины, неровности рельефа и разрозненные мелкие бассейны, сnivelировав палеорельеф. Грубозернистые, слаблитофицированные осадки кальдерных озер и мелких бассейнов той эпохи, обнажающиеся вдоль периферии вулкана и в бортах глубоко врезанных речных долин,

изобилуют обломками крупных кристаллов авгита и магнетита — ингредиентами легко разрушающихся в водной среде продуктов инициального этапа вулканизма. Во второй этап излились шшониты, сформировавшие 350—450-метровую толщу, состоящую из 15—20 потоков мощностью от 4 до 30 м. По данным предшественников и нашим собственным наблюдениям, шшониты перекрывают нижележащие

кислые породы без несогласия и перерыва. Имеются даже сведения о переслаивании на сопредельных территориях кислых и основных пород в маломощной (первые десятки метров) зоне подошвы шошонитовых покровов [4].

На рис. 3 приведены разрезы шошонитовой толщи, номера которых привязаны к схематической карте рис. 1. Характерно резкое преобладание в нижней части разреза авгитофировых разностей, на которые приходится до 2/3 объема излившегося материала. В верхней трети преобладают плагиофировые породы. В разрезе спорадически отмечаются отдельные потоки и целые пачки макроскопически афировых массивных и флюидальных тонкоплитчатых оливиновых шошонитов. Под микроскопом эти породы также изобилуют клинопироксеном в основной массе и в редких мелких фенокристаллах. В кровле большинства потоков отмечаются зоны шлаков, пористых и миндалекаменных лав, слагающих иногда отдельные самостоятельные горизонты мощностью в первые метры. Вообще рассматриваемая толща изобилует пористыми и миндалекаменными раз-

стями, особенно вблизи жерловин и на периферии вулкана. Венчают разрез покрова два 15—25-метровых потока, нижний из которых сложен латитами, а верхний — кварцевыми латитами (см. рис. 2). Породы верхнего потока изобилуют угловатыми обломками шошонитов и латитов. Порой они так насыщены этими обломками, что представляют собой кластолаву. На северном скате вулкана, в верховьях руч. Дялгаран, отмечены два довольно обширных, но весьма маломощных (10—15 м) потока кластолав. Эруптивный центр, который, по-видимому, продуцировал кислые лавы, располагается вблизи юго-западной кромки вулкана, в устье руч. Поднебесного. В плане он имеет изометрическую форму. Периферические части его сложены тонкофлюидальными кварцевыми латитами с варьирующими от 20° (вблизи края) до 55° (ближе к центру) углами наклона флюидальности. Центральную часть жерловины слагают грубообломочные и агломеративные эруптивные брекчии с обломками и глыбами кислых, основных лав и реже — пород субстрата.

Таблица 1

Химические анализы пород шошонит-латитовой серии Уракского плато

№ п/п	Номер образца	Породообразующие окислы, вес. %													Сумма
		Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	
1	524 *	Шошонит-авгитофировая	49,41	0,83	17,21	5,99	3,59	0,16	5,29	9,25	2,83	2,72	0,20	2,16	
2	549 **	»	50,57	0,83	17,18	5,03	3,76	0,16	4,86	8,19	2,93	3,44	0,62	2,34	
3	564	»	50,00	0,83	16,84	4,08	4,67	0,16	5,69	8,38	2,78	3,54	0,62	2,57	100,49
4	565	»	50,46	0,84	16,85	5,04	3,97	0,16	5,20	8,43	2,86	3,39	0,62	2,14	99,95
5	589	»	49,94	0,85	17,17	5,12	3,90	0,22	5,22	8,17	2,84	3,47	0,64	2,67	100,21
6	5186-1	»	49,79	0,79	17,41	5,66	3,39	0,16	5,55	9,14	2,84	2,56	0,48	2,28	100,05
7	5188	»	49,09	0,82	17,37	5,22	3,90	0,17	6,14	8,83	2,77	2,56	0,47	2,14	99,47
8	5192	»	49,19	0,82	18,73	4,68	4,16	0,16	4,28	7,65	3,25	3,07	0,58	3,38	99,94
9	5262-1	»	49,15	0,85	18,38	6,97	2,56	0,18	4,58	8,65	2,88	2,68	0,50	2,63	100,01
10	563	Шошонит-плагиофировая	50,55	0,81	20,54	4,33	3,33	0,15	3,31	8,19	3,09	3,13	0,65	2,01	100,09
11	566	»	49,72	0,87	16,92	5,26	3,94	0,18	5,43	8,24	2,86	3,44	0,62	2,22	99,68
12	588	»	50,05	0,82	20,50	4,88	3,01	0,16	3,47	8,08	3,22	3,18	0,64	2,45	100,46
13	5183	»	54,66	0,66	19,85	3,34	2,24	0,13	2,46	6,63	3,64	3,58	0,88	1,81	99,87
14	5189	»	54,82	0,67	18,72	5,23	1,73	0,16	2,53	6,32	3,54	3,23	0,78	1,90	99,63
15	5211-1	»	50,16	0,80	19,89	6,62	1,15	0,14	2,70	8,82	2,69	3,49	0,63	3,75	100,24
16	5210-2	»	50,57	0,84	18,58	6,40	2,43	0,17	3,94	8,07	3,17	2,86	0,51	2,12	99,66
17	5261	»	50,75	0,82	20,08	6,24	1,60	0,15	3,13	7,66	3,43	3,50	0,65	1,84	99,85
18	5264	»	50,91	0,81	17,87	6,45	2,82	0,16	4,30	8,29	2,96	2,93	0,43	2,00	99,94
19	555	Латиты	54,05	0,85	18,26	5,57	1,22	0,14	2,49	4,93	3,59	4,64	1,05	2,79	99,59
20	581	»	53,86	0,95	18,25	7,33	1,15	0,19	2,06	5,25	3,76	4,68	0,60	2,22	100,35
21	586	»	55,25	0,70	20,17	4,08	1,54	0,08	1,90	5,85	3,78	3,88	0,86	1,55	99,64
22	21479	»	56,16	0,70	21,28	4,80	0,40	0,18	2,01	2,54	3,80	4,30	0,32	2,44	98,93
23	560	Кварцевые латиты	60,29	0,69	18,53	3,88	0,21	0,15	1,46	2,65	4,21	5,53	0,53	1,73	100,09
24	5244/8	»	60,76	0,58	18,65	3,25	0,82	0,14	1,49	3,70	3,75	5,15	0,46	1,74	100,49
25	5276	»	60,91	0,38	18,85	4,13	0,21	0,15	1,43	3,66	4,00	4,34	0,48	1,90	100,43
26	5319д	»	58,80	0,61	18,50	3,77	0,69	0,12	1,45	4,17	4,31	5,23	0,49	1,99	100,14
27	22091	»	59,49	0,70	18,22	4,91	0,46	0,15	2,16	3,00	3,50	5,38	0,34	1,46	99,66
28	22137	»	60,44	0,40	19,38	4,56	0,37	0,14	1,84	3,65	3,50	3,76	0,28	2,64	100,96
29	22180д	»	58,86	0,70	19,52	4,62	1,25	0,08	1,56	3,19	4,10	4,50	0,29	2,02	100,69
30	22202д	»	59,74	0,72	18,77	4,72	1,67	0,10	1,92	2,26	4,30	5,30	0,28	0,94	100,72

Примечание. 1—9 — шошониты авгитофировые. 10—18 — шошониты плагиофировые, 19—22 — латиты, 23—30 — кварцевые латиты.

* Один поток, среднее из 6 анализов.

** Один поток, среднее из 14 анализов.

Средние содержания и вариации породообразующих окислов в породах шошонит-латитовой серии Уракского плато

Порода	Количество образцов	Среднее, дисперсия, min и max значения	Породообразующие окислы, вес. %											K ₂ O/Na ₂ O	Fe ²⁺ Fe ³⁺ +Fe ²⁺	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			П. п. п.
Шошониты авгитовые	48	\bar{X}	49,69	0,85	17,81	6,40	3,46	0,16	5,15	8,40	3,06	3,06	0,54	2,32	1,0	0,38
		S	1,24	0,78	1,20	1,91	0,87	0,21	1,04	0,83	0,18	0,51	0,11	0,48		
		min	46,10	0,68	16,32	4,04	0,17	0,12	1,54	5,66	2,50	2,04	0,36	1,38		
		max	53,55	1,29	22,12	10,20	5,13	0,22	7,74	9,93	3,30	3,58	0,82	3,58		
Шошониты плаггиофи- ровые	17	\bar{X}	50,52	0,78	20,01	6,29	2,51	0,16	3,91	7,55	3,28	3,16	0,64	2,27	0,96	0,31
		S	2,55	0,68	1,65	1,64	1,02	0,21	1,40	0,99	0,49	0,50	0,14	0,46		
		min	45,56	0,65	16,92	3,34	0,80	0,13	2,13	5,39	2,50	1,68	0,42	1,81		
		max	54,82	0,87	22,84	9,87	4,31	0,22	8,05	9,63	4,70	3,80	0,96	3,75		
Все шошо- ниты	72	\bar{X}	50,16	0,85	18,29	6,27	3,21	0,16	4,73	8,08	3,06	3,06	0,59	2,29	1,0	0,36
		S	1,86	0,13	1,59	1,77	0,97	0,03	1,25	0,98	0,35	0,53	0,15	0,45		
		min	45,56	0,65	16,32	3,34	0,17	0,12	1,54	5,39	2,50	1,68	0,36	1,38		
		max	54,82	1,29	22,84	10,20	5,13	0,22	8,05	9,93	4,70	3,80	0,96	3,75		
Латиты	4	\bar{X}	54,83	0,80	19,49	5,45	1,08	0,15	2,12	4,64	3,73	4,38	0,71	2,25	1,17	0,18
		S	1,08	0,12	1,50	1,40	0,48	0,05	0,26	1,45	0,10	0,37	0,32	0,52		
		min	54,05	0,70	18,25	4,08	0,40	0,08	1,90	2,54	3,59	3,88	0,32	1,55		
		max	56,16	0,95	21,28	7,33	1,54	0,19	2,49	5,85	3,80	4,68	1,05	2,79		
Кварцевые латиты	8	\bar{X}	59,91	0,60	18,80	4,23	0,71	0,13	1,66	3,28	3,96	4,90	0,39	1,80	1,24	0,16
		S	0,82	0,14	0,44	0,57	0,52	0,26	0,27	0,63	0,34	0,62	0,11	0,49		
		min	58,80	0,38	18,22	3,25	0,21	0,08	1,43	2,26	3,50	3,76	0,28	0,94		
		max	60,91	0,72	19,52	4,91	1,67	0,15	2,16	4,17	4,31	5,53	0,53	2,64		

Как уже указывалось, свыше 60 % объема толщи составляют авгитофировые шошониты. Эти плотные, тяжелые породы черного цвета содержат в себе крупные (от 8 до 25 мм) фенокристаллы авгита, особенно хорошо видимые на выветрелых поверхностях. Под микроскопом в них устанавливаются порфиновая и гломеропорфиновая структуры. Количество вкрапленников 10—35 %. Представлены они авгитом (3—20 %), лабрадор-битовнитом An_{78-83} (8—25 %), оливином (Fe_{28} 1—2 %) и титаномагнетитом (0,5—2,0 %). Плаггиофировые шошониты изобилуют легковидными порфирами выделениями лабрадор-битовнита (An_{72-83}), особенно хорошо заметного на выветрелых поверхностях, где он утрачивает свою темную зеленовато-серую окраску, становится фарфоровидным и образует своеобразный «паркетно-флюидальный» рисунок. Существуют различия, переходные от чисто плаггиофировых к авгитовым с переменным количеством мелких фенокристаллов клинопироксена. В плаггиофировых различиях шошонитов под микроскопом устанавливается присутствие среди порфирированных вкрапленников небольшого количества оливина и практически полное отсутствие пироксена. Структура основной массы шошонитов обеих разновидностей специфическая интерсертальная, схожая с микропризматически-зернистой, обусловлена высоким или равным идиоморфизмом плаггиоклаза и клинопироксена. В отдельных случаях она несет в себе элементы микроделеритовой и пилотакситовой. Текстура авгитовых шошонитов чаще всего массивная, плаггиофировых — флюидальная, с характерным паркетным рисунком. Практически во всех образцах в переменных количествах — от 5 до 30 % (в авгитофировых больше, в плаггиофировых меньше) — присутствует вулканическое стекло. Особенностью рассматриваемых пород является наличие в основной массе калинатрового полевого шпата, мельчайшие изометричные зерна которого обуславливают специфический микрофелизитовый, участками даже микропиклитовый, «фон». В составе полевого шпата микронзондовым анализом устанавливаются $Na_2O = 4,2-6,5$ %, $K_2O = 4,6-9,0$ %, $CaO = 1,0-5,6$ %. Не совсем обычен и состав рудного минерала, в большом количестве (6—12 %) в виде сыпи мелких и мельчайших непрозрачных зерен равномерно распределенного в основной массе породы. Это — титаномагнетит с содержанием $Ti_2O = 2-18$ %, $MgO = 2-6$ %, $Al_2O_3 = 2-7$ %. В породе часто встречается мелкие чешуйки биотита. Иногда в основной массе шошонитов отмечаются мельчайшие, в значительной мере замещенные идингситом зерна оливина, значительно более железистого, чем в фенокристаллах, отвечающего по составу гиалосидериту.

Латиты — плотные серые и темно-серые порфирированные породы с флюидальной текстурой. Фенокристаллы в них представлены базальтической роговой обманкой (6—8 %) и плаггиоклазом An_{30-35} (4—6 %). Основная масса пород, имеющая гиалопилитовую структуру, состоит

Таблица 3

Содержания малых элементов в породах шошонит-латитовой серии Уракского плато (г/т) и соотношение их с кларками для основных пород [1]

№ п/п	Элемент	\bar{X}	K	KK
1	Sc	3,0	24,0	-8
2	V	133,8	200,0	-1,5
3	Cr	42,5	200,0	-4,7
4	Co	27,3	45,0	-1,7
5	Ni	17,4	160,0	-9
6	Cu	307,7	100,0	+3
7	Zn	68,8	130,0	-2
8	Ga	20,3	18,0	+1,1
9	Yb	1,2	2,0	-1,7
10	Y	3,1	20,0	-6,4
11	Zr	65,2	100,0	-1,5
12	Mo	2,4	1,4	+1,7
13	Ag	0,05	0,1	-2
14	Sn	6,4	1,5	+4,3
15	Ba	513,8	300,0	+1,7
16	Sr	900,9	440,0	+2,1
17	Pb	10,5	8,0	+1,3
18	Th	4,65	3,0	+1,6
19	U	2,55	0,5	+5,1
20	Li	4,2	15,0	-3,6
21	Rb	81,55	45,0	+1,8
22	Cl	160,0	50,0	+3,5
23	F	880,0	370,0	+24
24	B	22,0	5,0	+4

Примечание. \bar{X} — средние содержания; K — кларк основных пород; KK — кларк концентрации; элементы определялись: 1—15 — приближенно-количественным спектральным методом в Центральной химической лаборатории ИГО Камчатскгеология; 16—19 — рентгеноспектральным методом в химической лаборатории отделения спецметаллогении ВСЕГЕИ; 20—21 — пламенно-фотометрическим методом в химической лаборатории ВСЕГЕИ; 22—24 — ионометрическим методом в химической лаборатории ВСЕГЕИ.

из «войлока» узких лейстовидных микролитов плагноклаза, нацело опациitized амфибола, мелких изометричных зерен рудного минерала и заметного количества (20—25 %) серого вулканического стекла.

Кварцевые латиты — флюидальные породы буроватого или вишнево-красного цвета с переменным количеством угловатых обломков шошонитов и латитов. Многочисленные порфиновые вкрапленники (15—40 %) представлены таблицами An_{33-41} (15—20 %), биотитом (6—10 %), клинопироксеном (1—2 %) и титаномагнетитом, аналогичным таковому в основных породах. Клинопироксен, как и в более основных разностях, представлен субкальциевым авгитом. Основная масса пород — струйчато- и турбулентно-флюидальная — сложена красновато-буром, оранжево-буром и серовато-буром кислым вулканическим стеклом ($N = 1,520—1,540$), изотропным или с микроагрегатной, аксиолитовой и сферолитовой раскristализацией.

Рассматриваемая серия пород — и шошониты, и латиты, и кварцевые латиты — обладает рядом общих особенностей химического состава,

которые, с одной стороны, указывают на их безусловную принадлежность к единому ряду, а с другой — отличают их от всех остальных пород (табл. 1 и 2): Во-первых, это высокое содержание K_2O , соизмеримое, а зачастую, особенно в кислых разностях, превышающее содержание Na_2O , так что отношение K_2O/Na_2O возрастает в ряду плагнофириковой шошонит — кварцевый латит от 0,96 до 1,24. Концентрациями K_2O в породах серии являются присутствующие в основной массе пород калинатровый полевой шпат и также биотит. В связи с высокой калиевоcтью все породы данной серии являются ортоклаз-нормативными. Высокая глиноземистость — второе отличительное свойство описываемых пород. Содержание Al_2O_3 в них колеблется от 17 до 22 %, так что в их нормативном составе обычно присутствует свободный глинозем. Это объясняется, на наш взгляд, вхождением Al_2O_3 в состав рудного минерала. В то же время все члены серии обеднены TiO_2 , MgO и Fe. Характерна высокая окисленность железа, возрастающая по мере роста кремнекислотности пород, так что отношение $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}, \text{ ат. \%})$ уменьшается в рассматриваемом ряду от 0,38 до 0,16 (см. табл. 2). Корреляционный анализ позволяет выявить сильные положительные связи в группе фемафильных элементов: Ca связан с Mg коэффициентом корреляции +0,6, Fe с Mg и Fe с Ca — +0,5 и +0,7 соответственно. В группе фельсифильных элементов значимые положительные корреляционные связи отмечаются у Si с Na и P (+0,6) и у Na с Al (+0,4).

Для геохимической характеристики пород серии содержания некоторых элементов определены спектральным, рентгеноспектральным пламенно-фотометрическим и ионометрическим анализами в химических лабораториях ВСЕГЕИ (табл. 3). При соотношении содержания малых элементов с кларками для основных пород [1] выявляются особенности латитовой серии. Так, V, Ga, Co, Yb, Zr, Mo, Ba, Pb и Th в рассматриваемых породах содержатся в количествах, близких к кларковым; концентрации Sc, Cr, Ni, Zn и Y заметно меньше кларковых, а содержания Cu, Sr, Sn, U и Rb повышены. Таким образом, характерной особенностью пород шошонит-латитовой серии является, с одной стороны, повышенное в 3—4 раза по сравнению с кларком для основных пород содержание в них летучих (B, F, Cl) и неогерентных элементов и, с другой — низкое содержание элементов группы Fe, а также Ti. Корреляционный анализ обнаруживает сильную положительную корреляцию в группе фемафильных элементов, где Ti, V, Co, Ni, Cr, Sr и Zr связаны между собой коэффициентами корреляции от +0,6 до +0,8. В группе фельсифилов коэффициенты корреляции +0,7 и +0,8

отмечаются между Cu, Pb, Mo и Sn. Все перечисленные особенности химизма резко отличаются описываемую серию от широко распространенных в пределах ОЧВП субщелочных оливиновых базальтов и пород известково-щелочной серии и подтверждают принадлежность ее к серии шошонитов — латитов.

Таким образом, в Ульинском прогибе в составе хакаринской свиты впервые устанавливается наличие шошонит-латитовой серии пород. Возникнув на активной окраине Азиатского палеоконтинента энсиалического типа, ОЧВП содержит в своем субстрате гранитно-метаморфический слой новообразованной континентальной коры. Это положение подтверждается данными сейсмического зондирования [2, 3]. Появление латитовых серий в такой ситуации, как это показано в многочисленных исследованиях, вполне закономерно. Значи-

тельные глубины генерации и дифференциации K — Na-субщелочных базальтовых магм [5], широко распространенных в пределах ОЧВП, отчасти объясняют их повышенную щелочность и глиноземистость. В результате проведенного исследования изотопного состава стронция установлено, что JR_{Sr} изменяется в диапазоне 0,7046—0,7051 для шошонитов и 0,7027—0,7034 для латитов и кварцевых латитов. Полученные данные свидетельствуют в пользу мантийного происхождения основных членов ряда, кислые же могли возникнуть в результате контаминации мантийных шошонитов коровым материалом. Представляется, что породы шошонит-латитовой серии пользуются гораздо большим распространением на Северо-Востоке СССР, чем считается в настоящее время, а дефицит сведений по этому вопросу связан с недостатком внимания к нему со стороны петрологов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.
2. Косминская И. П., Зверев С. М. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана, по данным глубинного сейсмического зондирования // Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1963.— № 1.
3. Ставцев А. Л., Богов Л. В. Новые данные о глубинном строении юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Экспресс-информация. Серия общая и регион. геология, геол. карт.— 1975.— № 9.
4. Ставцев А. Л., Громов В. В., Лебедев Е. Л. Геологическое строение Ульинского прогиба (Приохотье) // Сов. геология.— 1980.— № 3.
5. Синдеев А. С., Шарков Е. В. Условия глубинной дифференциации высокоглиноземистой кварц-толеитовой серии Северного Прихотья (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 229, № 4.
6. Таусон Л. В., Англин В. С. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья.— Новосибирск: Наука, 1984.
7. Цветков А. А. Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 3.
8. Чертовских Г. Н. Ульинский наложенный прогиб // Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР.— Магадан, 1964.— Вып. 17.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
27 октября 1986 г.

УДК 550.348.43+551.248.2(571.2(571.61/62))

Ю. К. Ивашильников, Ф. С. Онухов, А. М. Сазыкин,
В. Н. Ставров

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Приводятся характеристика Омотского и Амурского скальных обвалов и доказательства их сейсмогравитационной природы в результате землетрясений силой не менее 7—8 баллов, произошедших в историческое время (300—500 лет назад). Сделан вывод об их двухэтапном формировании. Показана связь

этих палеосейсмодислокаций с неотектоникой северо-восточного фланга Буреинского массива, и в частности с Мяочанской и Гербинской купольными структурами. Высказывается предположение о разрядке сейсмических напряжений при короблении сводов и их блоковой дифференциации.

Юг Дальнего Востока является частью подвижной области между эпиплатформенными и эпигеосинклинальными структурами Востока Азии [3]. Здесь отмечается нарастание контрастности геологических и геоморфологических процессов с запада на восток [4]. Современная активность материковой части региона изучается геофизическими, структурно-геоморфологическими и другими методами. Эффективные результаты дают повторные нивелировки [12] и сейсмогеологические исследования [6—9, 11], проводимые в зоне Байкало-Амурской магистрали. Установлена высокая сейсмичность хр. Тукурингра-Джагды, где в 1973 г. произошло 8-балльное Зейское землетрясение, а позднее были выявлены палеосейсмогравитационные структуры Ирмакит и Нел, приуроченные к активизированным разломам [5, 6].

Хребтами Тукурингра и Джагды не исчерпывается вероятность сильных землетрясений на юге Дальнего Востока. Сейсмогеологические исследования, проведенные в зоне БАМ, указывают на высокую сейсмичность (7—8 баллов) Буреинского нагорья, особенно орографических узлов сопряжения хребтов Тайканского, Селитканского, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Эзоп, Баджальского, Буреинского и др. Вывод о высокой сейсмичности также подтверждается данными изучения сейсмогравитационных структур Омот и Амур, на характеристике которых остановимся ниже.

Структура Омот расположена в приводораздельной части западного макросклона Баджальского хребта, в левобережье верховья р. Герби (рис. 1). Некоторые особенности ее строения приводятся в [6]. Она представляет собой скальный обвал-оползень, перегородивший р. Омот-Макит. Обвал протяженностью до

1000 м простирается по днищу долины при максимальной ширине около 500 м и высоте 65—67 м в плотинной части в месте подпруживания реки. Стенка отрыва с реликтами 20-метрового аккумулятивного покрова сейсмообвала-оползня прослеживается в левобережной части склона на протяжении 300 м и имеет высоту до 400 м (рис. 2, А). Строение обвала свидетельствует о двух генерациях его формирования (см. рис. 2, Б, В), приведших к созданию озера длиной 1100 и шириной 400—500 м с максимальной глубиной 30 м. Первое землетрясение предположительно силой 8 баллов явилось причиной образования обвала в объеме до 1,5 млн м³. Повторное землетрясение было слабее и привело к увеличению первоначальной массы обвала еще на 1,0 млн м³.

Сейсмообвальная масса структуры Омот сложена глыбами и щебнем вулканогенных пород кислого и среднего состава верхнемелового возраста: игнимбритами и туфами лигаригов, дацитов, андезитов. Хотя она по геоморфологическому облику напоминает образование типа конечной морены, однако наши полевые наблюдения, а также данные [6] убеждают в сейсмогравитационной природе аккумулятивной массы, образовавшей оз. Омот. Против ледникового генезиса сейсмообвала свидетельствуют следующие факты: 1 — наличие стенки отрыва, 2 — преобладание крупноглыбового материала (размер глыб до 15 м в поперечнике) вблизи левого борта долины, где расположена стенка отрыва, 3 — наличие рва шириной 10—20 м вдоль левого борта, 4 — смещение водораздельной части обвала к стенке отрыва, 5 — содержание псаммитовой фракции в количестве менее 10 % даже в наиболее удаленной части обвала.

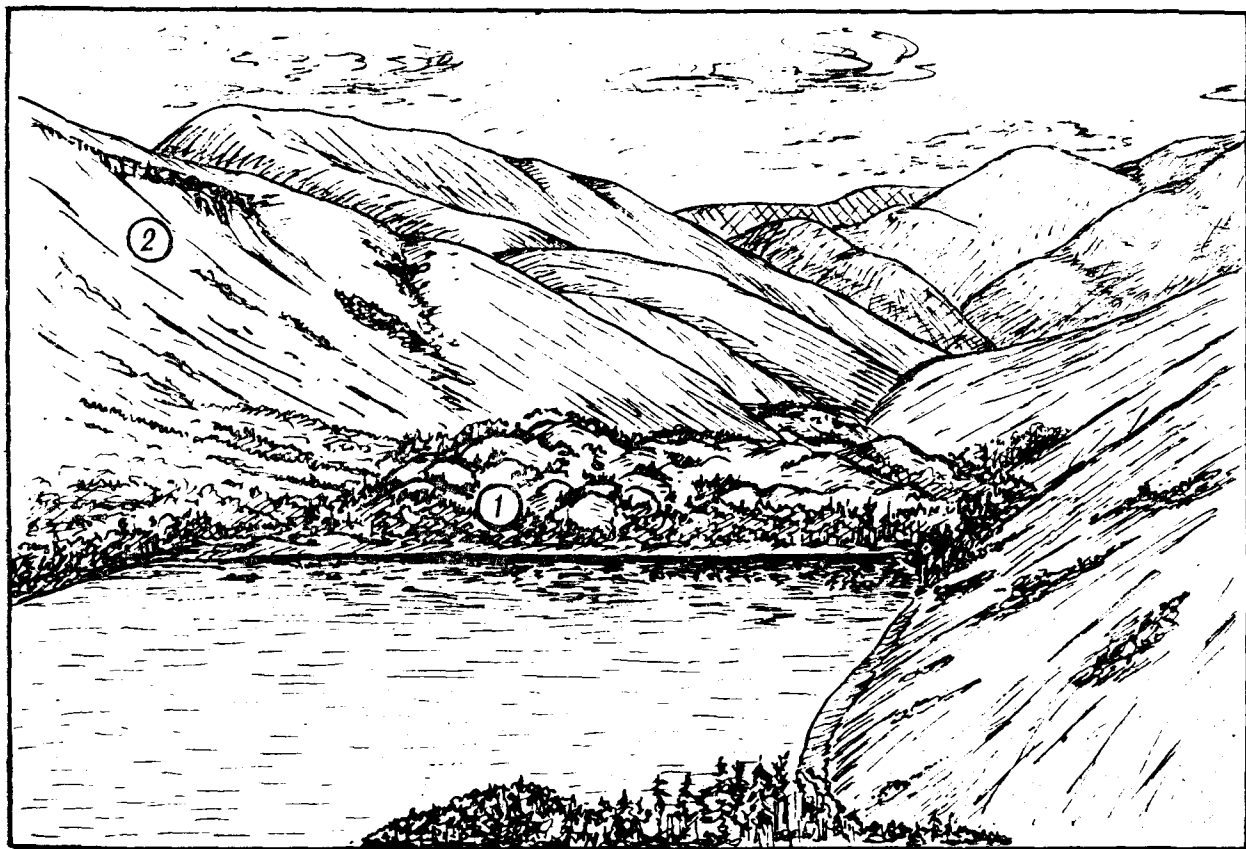


Рис. 1. Вид с юго-запада на сейсмогравитационный обвал Омот (рисунок с фото Ю. К. Ивашишникова).
1 — аккумулятивное тело обвала; 2 — стенка отрыва.

Образование структуры Омот обусловлено импульсной активизацией тектонических движений в узле пересечения разломов. Одна из крупных зон разломов, по-видимому основная, имеет северо-восточное простирание и в пределах долины р. Омот-Макиг представлена грабеном шириной 250—300 м. Она пересекает на протяжении 25 км серию параллельных дуговых разломов, ограничивающих Гербинскую концентрическую вулканотектоническую структуру купольного типа [4] и продолжается за ее пределы. В пределах этой зоны В. В. Николаевым и др. [6] выделяется северо-восточный взбросо-сдвиг с левосторонней сдвиговой составляющей и с признаками сейсмогенного испарывания. Он пересекается с северо-западным разрывным нарушением, геоморфологически выраженным рвом глубиной 1,5, шириной 2—3 м и длиной около 1 км, который указанными авторами относится к типу раздвигов.

Вдоль подпрудного оз. Омот нами выделяется дуговой разлом, имеющий признаки правостороннего сдвига с амплитудой перемещений 150 м. Сдвиг отмечен резким изгибом р. Омот-Макиг в месте ее истока из озера, а вдоль его зоны на водоразделе отмечены высыпки «сейсмической муки».

Возраст сейсмодислокации Омот точно не определен. По косвенным признакам (слабое выветривание поверхности глыб, зрелый лиственный лес на обвале, порожистость и крутизна эрозионных врезов) он, вероятно, не превышает 300—500 лет. Сходная датировка делается в работе [6] на основании анализа обновленных землетрясением разрывных нарушений.

Поверхность сейсмообвала первой генерации покрыта куртинами кедрового стланника с мхово-багульниковым сообществом. В понижениях и на склонах обвального тела произрастает редкоствольная лиственница высотой до 10 м. На поверхности обвала второй генерации наблюдается поросль лиственницы даурской с редкими кустами кедрового стланника. Такая зональность растительности указывает на полихронность образования обвальных масс.

Структура Амут располагается в пределах Мячанского купольного поднятия и выделяется в истоках р. Лев. Силинка. Эта структура представляет собой сбросообвал, геоморфологически выраженный поперечной глыбовой плотной в долине р. Амут (верховье р. Лев. Силинки), и образует одноименное подпрудное озеро (рис. 3). Восточная часть котловины

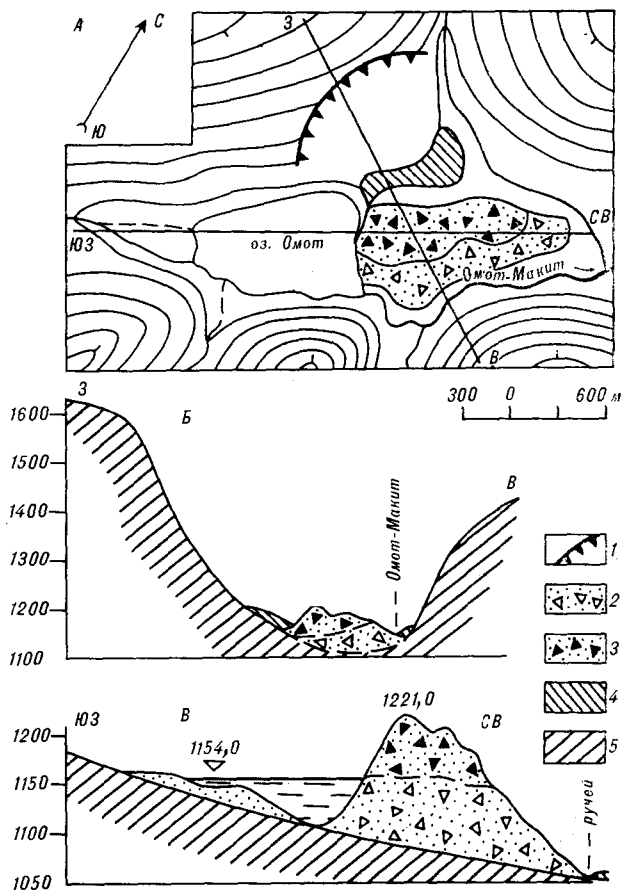


Рис. 2. Плановая схема сейсмогравитационной структуры Омут (А) и разрезы по профилям (Б, Б') (составили Ю. К. Иващинников и А. М. Сазыкин). 1 — стенка отрыва обвала; 2 — смещенный материал генерации первого землетрясения; 3 — то же, генерации повторного землетрясения; 4 — щебнисто-глыбовый материал в стадии смещения; 5 — коренные породы верхнемелового возраста: туфы липаритов и дацитов.

озера мелководная (глубина от 0,5 до 4 м) и имеет вид пологой ступени, резко сменяющейся углублением до 14 м в приплотинной части, дно которой покрыто илистыми отложениями. Западный борт озерной впадины, отвечающий подводной части обвального тела, выпуклый, с крутизной около 40°. В поперечном профиле ложе озера резко асимметрично, с крутым северо-восточным и относительно пологим юго-западными склонами, что обусловлено преимущественным движением обвальных масс со стороны южного борта долины.

Стенка отрыва обвала располагается на юго-западном склоне долины, имеет крутизну 32—35° и вогнутый профиль, который в нижней части за счет глыбового чехла выражен как прямой. Поверхность стенки осложнена пост-обвальными оползнями, оконтуренными дугообразными и прямолинейными трещинами с уступами высотой до 1,5 м. В верхней части стенки отрыва, приобретающей ступенчатый

облик, наблюдаются трещины и тектонические рвы вдольсклонового простириания (рис. 4. А).

Восточный фланг стенки отрыва ограничен клиновидным, в поперечном профиле односторонним грабеном юго-восточного простириания. Этот грабен имеет асимметричное строение. С северо-востока он обрамлен крутым прямым эрозионно-тектоническим уступом, противоположный борт, ограничивающий стенку отрыва, ступенчатый с развалом крупных глыб, с многочисленными продольными трещинами и отдельными тектоническими рвами. Днище грабена полого наклонено к северо-западному борту, вблизи него выполненного крупноглыбовыми обломками порфиритов и базальтоидов. В целом днище грабена занимает «висячее» положение по отношению к подножию склона Амутской долины.

На поверхности юго-восточного борта грабена наблюдается сеть пересекающихся радиальных трещин растяжения. В узлах их пересечения располагаются изометричные овалово-кольцевые образования поперечником до 10 м, которые связаны с проседанием и засасыванием глыбового материала. На это указывает изменение наклона плитчатых обломков от слабого уклона вдоль обрамления до вертикального положения в центральной части. В ряде случаев эти просадочные структуры ограничены дуговыми и ломанными уступами высотой до 50 см.

Аккумулятивное тело обвала в общем виде образует крупный вал северо-западного простириания с превышением в 60 м относительно уровня воды в оз. Амут, осложненный валами второго порядка и изометричными куполами (см. рис. 3, 4). От стенки отрыва оно отделяется продольным понижением шириной до 50 м и относительной глубиной до 15 м, в пределах которого наблюдаются глыбы объемом до 10 м³ и небольшие слабовыраженные купола. Обвальная масса представлена обломочным материалом мезо-кайнозойских порфиритов, андезитов, базальтов и других разновидностей, среди которых обращают на себя внимание грубообломочные брекчии, включающие базальты. Размеры глыб колеблются в широких пределах: от гигантских (десять кубометров) до мелких фракций. Судя по угловатому облику отдельных купольных форм, в вершинной части обвального тела со сравнительно мелкими глыбами и обломками захоронены скальные блоки объемом до 100 м³. На поверхности некоторых глыб сохранились зеркала скольжения по примазкам кальцита и гидроокислов железа со следами более поздних грубых штрихов и борозд.

Тело обвала отнесяет русло р. Амут к северному борту долины (см. рис. 4). Тальвег реки по направлению от озера вдоль обвала представляет целый каскад водопадов высотой

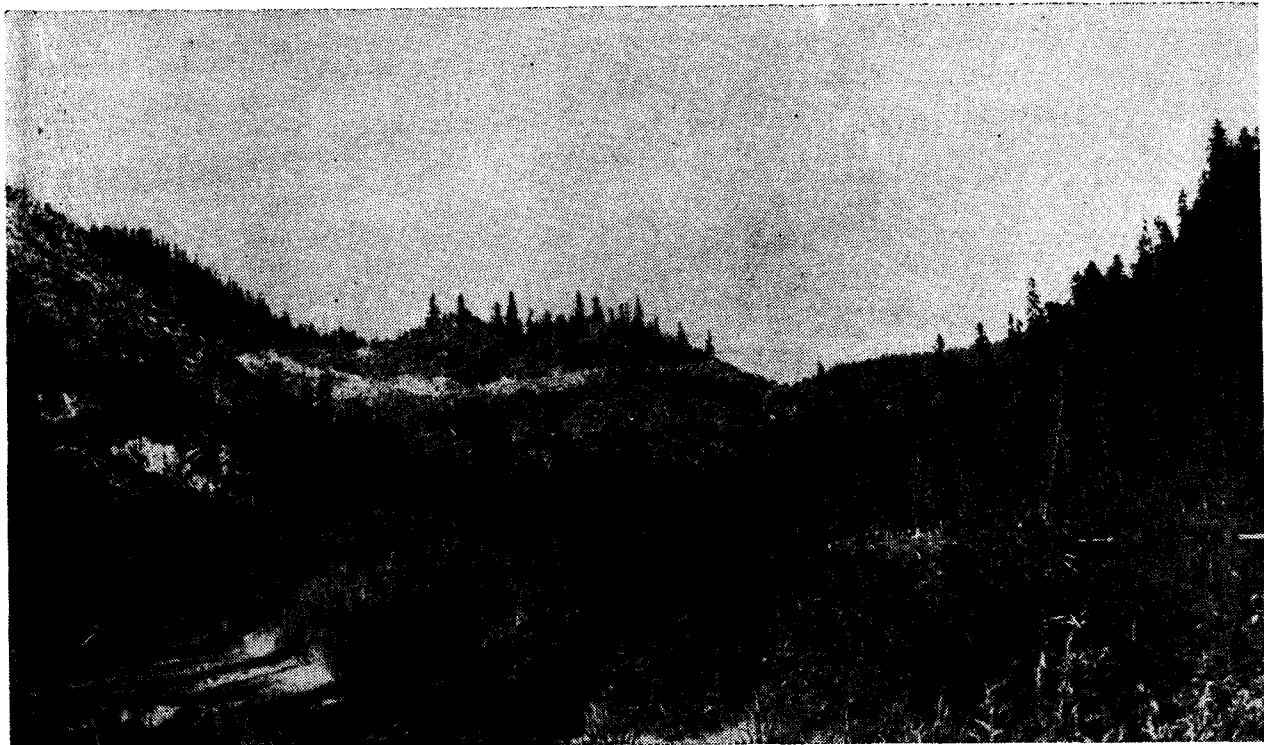


Рис. 3. Вид с востока на Амутский обвал. Слева располагается стенка отрыва. В центральной части — ударные купола и валы глыбового материала второй генерации (фото Ф. С. Онухова).

до 2 м, общим числом свыше трех десятков. Перепад высоты вдоль обвала на расстоянии примерно одного километра составляет около 70 м.

Морфология поверхности обвального тела купольно-ярусная (см. рис. 4, Б). Купола с относительной высотой до 6—8 м группируются в напорные валы, образующие последовательно расположенные по высоте три яруса, под острым углом примыкающие к стенке отрыва на восточном фланге обвала. Ширина аккумулятивного тела нарастает в северо-западном направлении и в среднем составляет около 250 м. В этом же направлении изменяется характер его поверхности — купола уменьшаются в размерах, выколаживаются и сменяются ступенью, интенсивно раздробленной трещинами растяжения. Трещины имеют преимущественно западно-юго-западное простирание и сопровождаются рвами и сбросовыми уступами, которые наиболее развиты на склоне, обращенном к руслу р. Амут. Здесь наблюдается сдвиг плитчатых глыб относительно друг друга, их веерное залегание на склоне. В целом этот блок сохраняет свое структурное единство, т. е. сейсмогенное сотрясение не привело к его глыбовому развалу. Размеры блока составляют по длине около 600 м при ширине 400—450 м. Его пологая поверхность примыкает к крутому юго-восточному склону, поросшему зрелым лесом.

Эта поверхность в целом сформировалась в результате неотектонических движений, а молодые дислокации связаны с зоной трещин, рвов и частных разломов в пределах упомянутого блока, охватывающих его по всей ширине и отражающих положение региональной зоны нарушений северо-восточного простирания (рис. 5). Она контролирует положение Амутской долины и частично перекрыта обвальными массами. Местоположение зоны под обвалом устанавливается по закономерным группирующимся куполам в виде цепи, ограниченной глубокими западинами, часто имеющими вид ущелий и рвов (см. рис. 4, А). По ней преобладали молодые сбросовые смещения, вызвавшие формирование обвала. Вместе с тем существуют признаки сдвиговой составляющей по типу левостороннего сдвига. На это указывает некоторый «S»-образный изгиб поперечно-диагонального разлома северо-западного простирания при пересечении с рассматриваемой зоной, который также трассируется в пределах обвала положением межкупольных понижений, частных уступов и рвов.

Таким образом, Амутский обвал сформировался в узле пересечения разнонаправленных тектонических нарушений в результате импульсных сбросово-сдвиговых движений. На импульсный характер указывают морфологические особенности аккумулятивного тела обва-

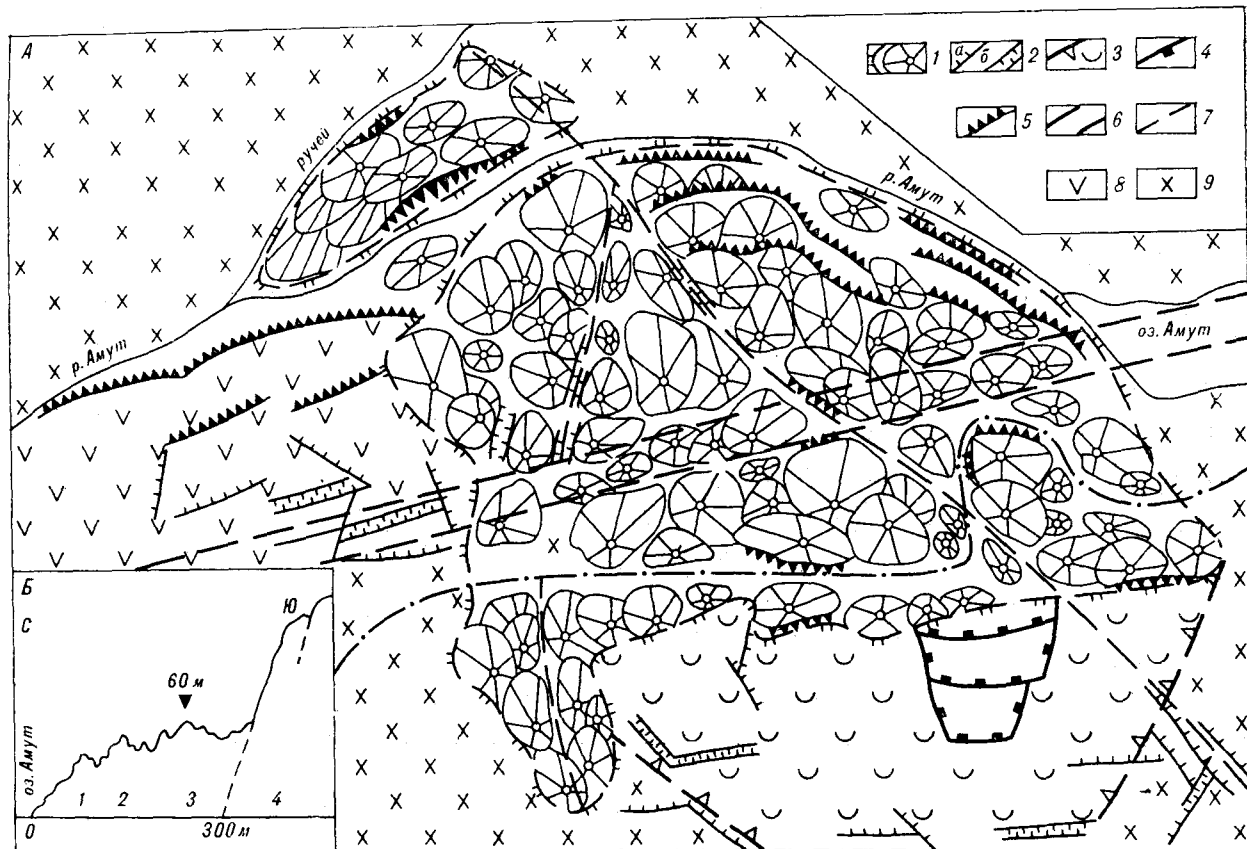


Рис. 4. Плановая схема Амурской сейсмогравитационной структуры. А: 1— граница аккумулятивного тела обвала и отдельные купола на нем; 2— тектонические уступы (а) и рвы (б); 3— стенка отрыва; 4— экзогенные уступы, ограничивающие оползни; 5— эрозионно-тектонические уступы; 6— Амурская зона разломов; 7— поперечные разломы; 8— блок пород, вовлеченный в опускание, но сохранивший первоначальную структуру; 9— склоны Амурской долины. Штрихпунктиром показано положение грунтовой дороги в пределах обвала. Б— обобщенный профиль через Амурский обвал: 1, 2— валы аккумулятивного тела первой генерации; 3— вал второй генерации; 4— стенка отрыва (составил Ф. С. Онухов).

ла — наличие ударных куполов и напорных валов, молодые сбросовые трещины и тектонические рвы, признаки хрупкого разрушения отдельных глыб в результате удара (например, одна из глыб объемом около 50 м^3 , венчающая обвальное тело, разбита в виде чешуйчатых сколов, другие — расчленены угловатыми расколами). Подтверждением этому является также большой путь (900 м) перемещения глыбового материала в северо-западном направлении, несколько диагональном по отношению к долине. Северо-западная оконечность обвального тела образует вал с куполами в осевой части, располагающийся между руслами р. Амур и его правого притока в месте их слияния. Этот вал имеет протяженность около 260 м и высоту до 12 м.

Относительно возраста обвала можно судить по дендрохронологическим данным. По характеру распределения залесенности создается впечатление о полихронности Амурской сейсмогравитационной структуры. Наиболее крупные обрушения, сформировавшие ее северо-

западный фланг и, вероятно, основную часть восточной оконечности, представленную двумя нижними валами, произошли не позднее чем ~300 лет назад. Об этом свидетельствует зрелый пихтово-лиственничный лес с диаметром стволов до 43 см, произрастающий на упомянутых частях обвального тела, а также на эрозионно-тектоническом уступе, сопряженном со стенкой отрыва на западном фланге. Судя по количеству годовых колец на спиле пихты диаметром 12 см, ее возраст достигает 60 лет. Основываясь на медленном приросте объема древесины в условиях северной тайги, возраст зрелого леса превышает 200 лет. С учетом времени, необходимого для заселения обвальной пустоши, мы принимаем датировку в 300 лет.

Лес сопровождается багульниково-моховым покровом, разорванным лишь в районе трещин и уступов вдоль прируслового склона обвала. Верхняя часть обвального тела на его юго-восточном фланге имеет разреженный покров кедрового стланника диаметром стволов до 10 см и отдельные малорослые лиственницы

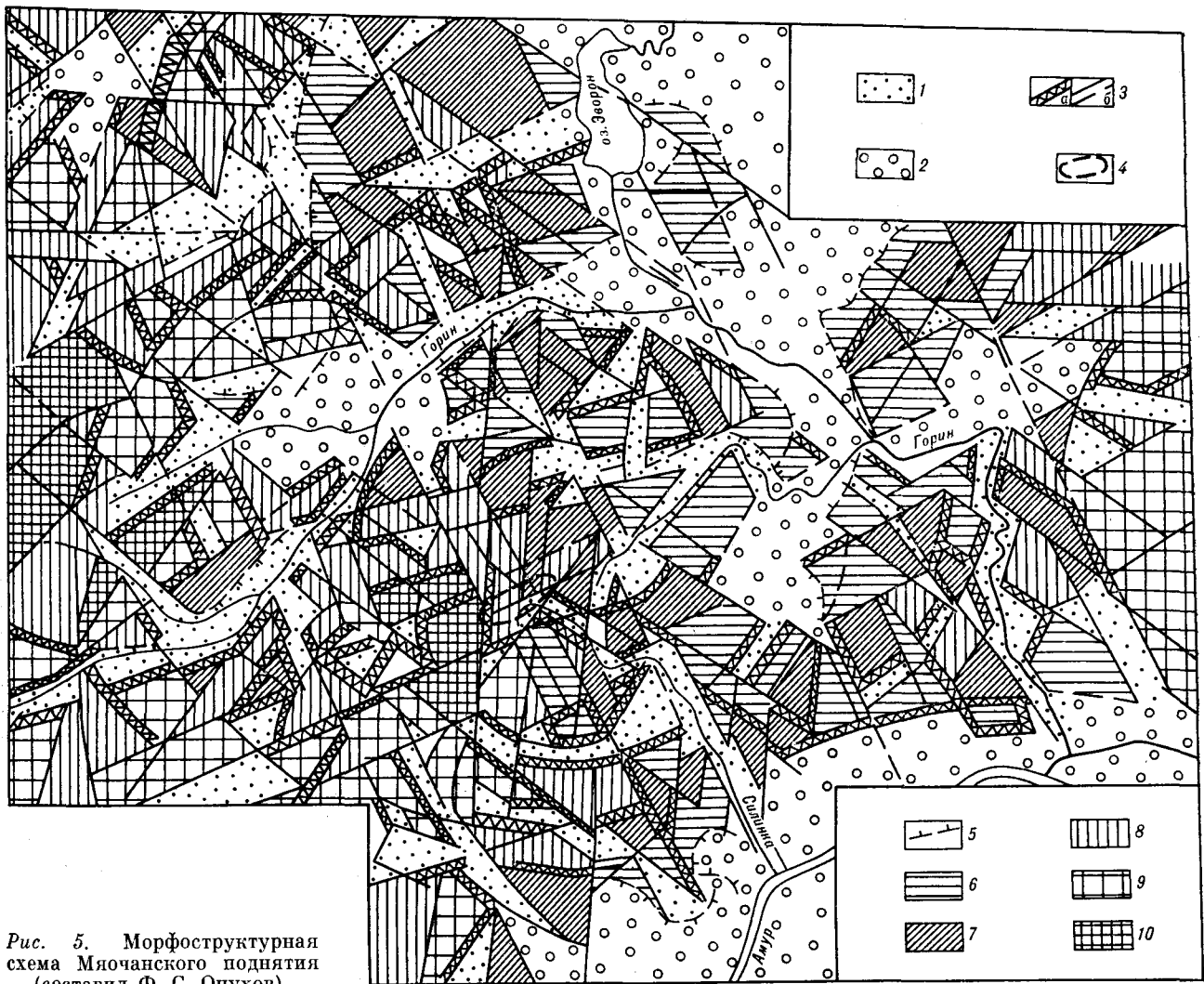


Рис. 5. Морфоструктурная схема Мячанского поднятия (составил Ф. С. Онухов).

1 — долины-грабены; 2 — изометрические впадины с предгорьем; 3 — тектонические уступы (а) и разломы (б); 4 — Амурская плейстоценовая область; 5 — границы сочленения грабены; 6—10 — ступени рельефа: 6 — 100—200 м, 7 — 300—500, 8 — 600—800, 9 — 900—1000, 10 — выше 1000 м.

с количеством годовых колец на спиле около 50. Большинство куполов здесь вообще лишено древесной растительности.

Таким образом, с учетом времени, необходимого для расселения растительных сообществ, период между двумя сейсмическими событиями, сформировавшими Амурскую структуру в ее современном виде, составляет, по-видимому, около 100 лет.

Объем скальных масс, вовлеченных в обрушение (при средних размерах аккумулятивного тела: длине — 900, ширине — 250, высоте — 35 м), составляет около 7 млн м³. Из них на позднее событие приходится менее трети общего объема. Это может быть результатом как более слабого по силе вторичного сотрясения, так и более «выгодного» энергетического состояния склона на втором этапе, т. е. его меньшей крутизной.

Встречающиеся в глыбах обвала конгломераты, содержащие обломки пористых базальтов, поля которых в виде лавовых потоков широко развиты вблизи пос. Солнечный и датируются N₂ — Q₁-временем, позволяют предполагать возможность более ранних (очевидно, произошедших позднее раннечетвертичного времени) сейсмогенных событий, пространственно близких Амурской сейсмогенной структуре, хотя границы их пока не определены.

Зона влияния землетрясения, сформировавшего обвал, не ограничивается только местоположением Амурской структуры. Ниже по течению р. Амур склоны долины осложнены пологими ступенями, примаикающими к уступам через ложковые понижения и западины, отвечающие вдольдолинным трещинам растяжения в Амурской разломной зоне. Здесь же, по одному из правых притоков р. Амур, имеются

небольшие по размерам глыбовые обрушения. В верховьях Амута, вблизи г. Чалба, сложенной гранитами, также наблюдаются тектонические рвы и сбросовые уступы с признаками недавних смещений в виде грубых борозд и срывов, слабо затронутых выветриванием. По совокупности признаков нами выделяется плейстоценовая зона северо-восточного простирания (см. рис. 5).

Приведенные характеристики Омотской и Амутской сейсмогравитационных структур показывают их большое морфологическое сходство. Оно определяется также структурным положением этих образований по отношению к неотектоническим дислокациям. На рис. 5 приведена морфоструктурная схема Мяочанского поднятия, имеющего купольную природу [7, 14, 15], в пределах которого располагается Амутская сейсмогравитационная структура.

В плане это поднятие имеет округлую форму и околонуно кольцевой системой узких дугообразных грабен, освоенных речной сетью (долин-грабен). Главными из них являются Эльгинский, Горинский, Циркульский (по наименованию одноименных рек). Эта система включает также ряд изометричных впадин (Хогдинская, Харпинская, Хурмулинская). Впадины и грабены выполнены неоген-четвертичными песчано-глинистыми угленосными отложениями мощностью 100—300 м, в отдельных случаях (Харпинская впадина) — до 700 м.

Периферийные долины-грабены асимметричны и в ряде случаев имеют характер односторонних грабен — их более крутые борта прилегают к купольным поднятиям. На примере Горинского грабена выявлены признаки активного неотектонического воздымания Мяочанского купола. Здесь, на правом берегу верховьев р. Горин, наблюдаются складчатые и разрывные деформации миоценовых прослоев угля и углистых глин в доколе надпойменной террасы. В пределах этого участка проходит неотектонический сброс.

В Мяочанском поднятии с различной степенью четкости выражен сводовый изгиб его поверхности, осложненной ступенчатыми деформациями. Наиболее хорошо он виден на северо-восточном фланге, а на юго-восточном преобладает ступенчатость, иногда с обратным уклоном к центру свода [15]. Этим обусловлена асимметрия поднятия в целом — юго-восточная часть приподнята по отношению к северо-западной.

Наибольшие амплитуды неотектонических движений, рассчитанные путем вычета из современного высотного положения вершинной поверхности поправки в 500 м за исходный рельеф, достигают, по нашим данным, 1000 м и связаны с юго-восточной частью поднятия,

к которой тяготеет Амутская плейстоценовая зона.

Среди зон разломов, пересекающих свод и имеющих сквозной характер, основными являются северо-восточные и северо-западные, с элементами которых связано формирование Амутской структуры. При этом главная роль принадлежит первым, которые в региональном плане являются продолжением Курской разломной системы, тянущейся вдоль долины р. Кур и обрамляющей западный борт Среднеамурской впадины. Северо-западным разломом принадлежит важная структурная роль по отношению к Буреинскому мегаподнятию и его отдельным дислокациям на границе с Эврон-Чукчагирской системой впадин.

Гербинское поднятие, к которому приурочена Омотская сейсмогравитационная структура, располагается в центральной части Баджальского полусвода [15] и также относится к купольному типу [4]. Наблюдается большое морфоструктурное сходство Мяочанского и Гербинского поднятий, в развитии которых определенную роль сыграли магматогенные процессы [4, 13, 15], что позволяет рассматривать их как тектономагматические образования. Наряду со сквозными, пересекающими их неотектоническими разломами большая роль принадлежит концентрическим элементам структуры. Наибольшие амплитуды новейших движений, достигающие 1900 м, связаны с присводовыми блоками, которые контролируются дугowymi и северо-восточными разломами. Движения по ним происходили не только в период неотектонической активизации, но и на современном этапе. На это указывают признаки молодых движений в пределах Талиджакской дуговой разломной зоны. Здесь, при выходе р. Талиджак из предгорья Баджальского хребта в Амгуньскую грабенную впадину, наблюдается геоморфологически хорошо выраженный тектонический ров, расчленяющий привершинную часть склона. Он сопровождается многочисленными сбросовыми уступами и трещинами растяжения с поверхностями, слабо подверженными выветриванию. На сбросовых уступах, а также на поверхности крупных факоидов в разломных зонах наблюдаются грубые штрихи и борозды. Чаще они ориентированы по падению сместителей, но в отдельных случаях имеют наклон, указывающий на сдвиговую составляющую дислокаций. Молодые движения, связанные с Талиджакской зоной, по-видимому, синхронны образованию Омотской сейсмогравитационной структуры.

Характерно, что как Омотский, так и Амутский обвалы тяготеют к осевым присводовым блокам купольных морфоструктур. Это позволяет предполагать определенную роль в сейсмичности рассматриваемого региона процессов

импульсной разрядки напряжений, возникающих при короблении и растрескивании сводов. Накопление напряжений внутри сводовых поднятий может быть связано определенным образом с гравитационной неуровновешенностью более легких по отношению к обрамлению гранитоидных масс, участвующих в строении этих поднятий [2, 3], или их выжиманием под действием сил сжатия. Разрядка напряжений, реализующаяся в узлах пересечения региональных разломов, сопровождается сейсмическими

событиями, интенсивность которых, судя по обвальным образованиям Амурской и Омотской структур, достигает 7—8 баллов.

В связи с этим при дальнейших поисках следов былых землетрясений на основании палеосейсмогеологического метода [10] следует уделять внимание подобным морфоструктурам в мало исследованных в этом отношении районах Нижнего Приамурья и центральной части Буреинского нагорья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красный Л. П. Геология региона Байкало-Амурской магистрали.— М.: Недра, 1980.
2. Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф. и др. Эффект выталкивания геологических тел в неотектонике по данным гравиметрии и плотностных характеристик горных пород // Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 249, № 5.
3. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Войнова И. П. и др. Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция советского Дальнего Востока // Тектоника территории СССР.— М.: Наука, 1979.
4. Майборода А. Ф. Структуры центрального типа Баджальского рудного района и их роль в размещении оруденения // Геология и металлогения Приамурья.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
5. Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеймента (восточный фланг).— Новосибирск: Наука, 1979.
6. Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П. О предельной силе землетрясений и проблеме сейсмического районирования Дальнего Востока (зона БАМ) // Вулканология и сейсмология.— 1987.— № 1.
7. Онухов Ф. С., Ставров В. Н., Корчагин Ф. Г. Новейшая структура и сеймотектоника Мяочанского поднятия (Нижнее Приамурье) // Сейсмическое районирование территории СССР и изучение сильных землетрясений: Тез. докл. Всесоюз. совещания.— Кишинев: ИГиГ АН Молд. ССР, 1984.
8. Семенов Р. М., Николаев В. В. О связи сейсмичности с неотектоникой Тукурингра-Джагдинского поднятия // Геология и геофизика.— 1977.— № 4.
9. Семенов Р. М., Николаев В. В. Историко-структурное обоснование сейсмичности на восточном участке БАМ // Количественная сейсмология и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке.— Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1985.
10. Солоненко В. П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1973.— № 9.
11. Солоненко В. П. Сейсмогеология и сейсмическое районирование трассы БАМ и зоны ее экономического влияния.— Новосибирск: Наука, 1979.
12. Ставров В. Н., Золотарская С. Б. Современные вертикальные движения Приамурья (по данным повторного нивелирования) // Современные движения земной коры: Тез. докл. Всесоюз. совещания.— Кишинев: Штиинца, 1982.
13. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока.— М.: Недра, 1975.
14. Фаворская М. А., Кушев В. Б., Сапожников Е. Н. Особенности формирования и развития Мяочанской купольной структуры // Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР.— М.: Наука, 1972.
15. Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР).— Новосибирск: Наука, 1984.

ИГиГ ДВО АН СССР.
Предприятие № 2 ГУГК
Хабаровск
ДВГУ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
27 января 1987 г.

УДК 550.24:550.34(571.56)

В. С. Имаев

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ НАРУШЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Изучена тектоническая нарушенность земной коры северо-востока Якутии на основе пространственного размещения позднемезозойских разломов. Показано, что распределение плотности разломов, наледей и их связь с сейсмической активностью находятся в определенной взаимосвязи друг с другом. Районы с пониженной плотностью разломов характеризуются

высоким уровнем сейсмической активности, но при этом оказываются слабо затронутыми процессами наледообразования, и, наоборот, там, где количество удельной нарушенности земной коры возрастает, наблюдается его прямая корреляция с увеличением числа наледей.

При проведении сеймотектонических исследований на северо-востоке Якутии нами впервые для этой территории рассматривался критерий — величина плотности разломов. На возможность применения такого количественного показателя для выявления зон возможных очагов сильных землетрясений указывает в своей работе С. И. Шерман [24], где отмечена прямая зависимость количества эпицентров землетрясений от увеличения плотности разломов в Байкальской рифтовой зоне. В. В. Ружич с соавторами [19] ввел для этой же территории другой показатель, высокого уровня сейсмической активности — так называемый концентрационный критерий (K -критерий), который также базируется на величине плотности разломов. Несомненно, что плотность разломов является не единственным признаком, связанным с высокой сейсмичностью. В настоящее время достаточно подробно изучен ряд геолого-геофизических критериев сейсмической опасности, выявленных в отдельных сейсмоактивных районах СССР: историко-структурные [2, 18], сеймотектонические [6], палеосейсмогеологические [9, 24], тектонофизические [3], неотектонические [4], морфоструктурные [22], геофизические [25]. Однако ввиду отсутствия данных по перечисленным критериям для рассматриваемой территории мы остановимся лишь на анализе взаимосвязи сейсмичности с плотностью разломов. В работе проанализированы сеймотектонические особенности Верхояно-Колымской складчатой зоны на основе сопоставления построенной карты плотности разломов с уровнем сейсмической активности. Хотя степень изученности разломной тектоники исследуемой области довольно высокая

[7], такие карты для нее не составлялись за исключением территории Охотского массива и Южного Верхоянья [23] и зоны разлома Улахан в хр. Черского [20].

В качестве исходных данных использовалась карта разломов Якутской АССР, построенная Л. М. Парфеновым в масштабе 1:1 000 000 на основе материалов среднемасштабной геологической съемки, а также материалы специальных тематических исследований. Методика построения карты плотности разломов сводилась к следующим операциям. Вся территория была разбита на ряд элементарных ячеек-квадратов, рассчитанных по правилам математической статистики [15]. Затем подсчитывалось количество разломов, попавших в эти ячейки, а полученные величины плотности относились к их центрам. На основе полученного таким образом распределения плотности разломов была создана карта, где едиными изолиниями соединялись центры квадратов с одинаковыми значениями плотности. При определении показателя плотности учитывались все разломы мезозойского возраста заложения, независимо от их размеров. Общее число учтенных разрывов для Северо-Восточной Якутии составило 1692, а размеры элементарной ячейки равнялись 60×60 км. Выбор палетки такого размера связан с возможностью учета разломов, протяженность которых соизмерима с длиной очаговых зон сильных землетрясений [19].

На карте плотности разломов или тектонической нарушенности земной коры Северо-Восточной Якутии достаточно хорошо выявляется ряд максимумов и минимумов, которые образуют несколько изометричных групп. Значения плотности выявленных разломов изме-

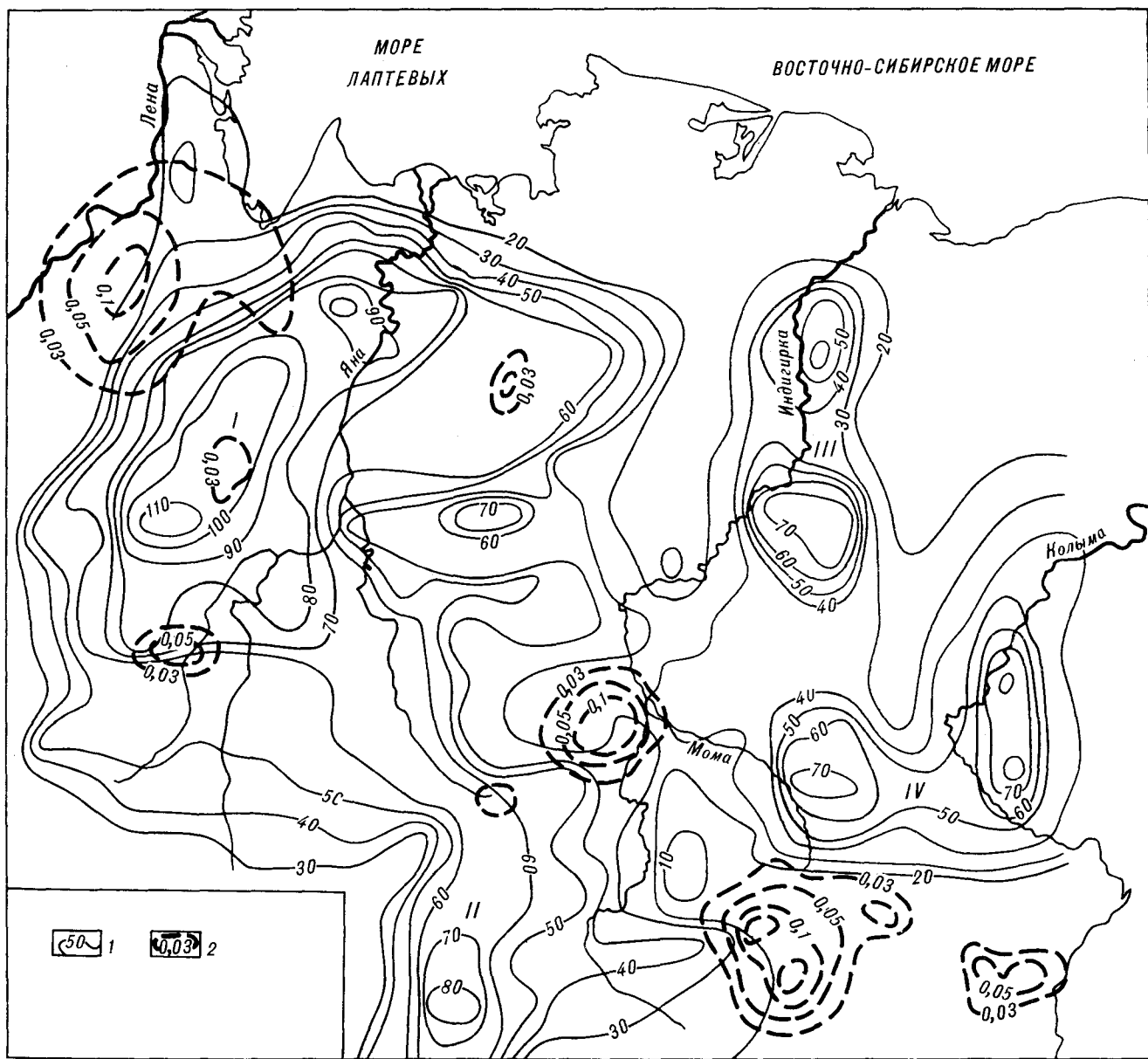


Рис. 1. Схема плотности разломов Северо-Восточной Якутии. 1 — изолинии плотности разломов (количество разломов на единицу площади); 2 — изолинии сейсмической активности A_{10} [13].

няются в широких пределах — от минимальных (0—30) по периферии карты до максимальных (≥ 110 —115) в ее центре. В целом изолинии подчеркивают главные структурные элементы Верхояно-Колымской складчатой области (рис. 1). Наибольшие значения плотности разломов при этом фиксируются в пределах Западно-Верхоянского мегаантиклинория (более 115). Верхоянский максимум (I, см. рис. 1) на севере не совпадает с простиранием названного мегаантиклинория и имеет северо-восточную ориентировку. Он охватывает также Куларское складчато-глыбовое подяние.

Второй большой максимум, располагающийся в нижней части карты (II, см. рис. 1), пространственно тяготеет к Сетте-Дабанскому горст-антиклинорию. Как и последний, он линейно вытянут с юга на север в виде узкой полосы и на северо-западе соединяется с Верхоянским максимумом. Два других максимума имеют субдолготное простирание и приурочены к Улахан-Тасскому (III) и Приколымскому (IV) горст-антиклинориям (см. рис. 1).

В центральной части карты располагается крестообразная область минимальных значений плотности разломов, которая продолжает-

ся в направлении север — юг и запад — восток. При этом часть минимумов пространственно совпадает с кайнозойскими впадинами. Так, например, северный минимум приурочен к Абыйской низменности, а западный — к Селенняхской депрессии.

Приуроченность минимальной плотности разрывов к впадинам, вероятно, связана с трудностью выявления зон разломов в областях развития кайнозойских осадков. Как известно, возникающие при сильных землетрясениях разрывы часто вскрываются на земной поверхности. В нашем случае в связи с небольшой повторяемостью крупных местных сейсмических событий отмечены лишь редкие их поверхностные проявления. Другой возможной причиной такого эффекта может являться то, что при деформациях кайнозойских отложений вследствие их слабой литифицированности появление на их поверхности сгущения зон разломов маловероятно.

На карту тектонической нарушенности земной коры северо-востока ЯАССР для удобства сравнения были нанесены также значения сейсмической активности A_{10} (число сейсмических событий с определенного энергетического уровня, отнесенное к единице площади в единицу времени) [13].

При выполнении корреляционного анализа была проведена условная градуировка сравниваемых признаков для определения их значимости и веса в отношении друг к другу [1]. В соответствии с этой шкалой сейсмическая активность и плотность разломов оценивались четырьмя градациями с номерами от 0 до 3, при этом их номера распределились для каждого из этих параметров следующим образом: P — плотность разломов (количество разломов, приходящихся на единицу условной площади): 0 — 0; от 1 до 30 — 1; от 30 до 60 — 2; свыше 60 — 3; S — сейсмическая активность (уровень сейсмической активности, приходящийся на единицу условной площади): 0 — 0; от 0,01 до 0,03 — 1; от 0,03 до 0,1 — 2; от 0,1 и выше — 3. Количество сравниваемых значений каждого из параметров составило 423.

Корреляционный анализ между плотностью разломов и сейсмической активностью, выполненный по методическим указаниям, приведенным в [14], показал наличие четкой отрицательной связи между ними. При этом обнаружилось, что максимумы сейсмической активности ($S \geq 0,1$) совпадают с областями минимальных значений плотности разломов ($P \leq 30$). Коэффициент корреляции $r = -0,75$, а уравнение регрессии имеет вид: $y = 3,63 - 0,96x$.

Результаты корреляции свидетельствуют о том, что вероятность обнаружения повышен-

ного уровня сейсмической активности в областях с минимальной плотностью разломов достаточно высока и составляет 75%. Установленная закономерность в пространственном распределении сейсмичности Северо-Восточной Якутии может быть объяснена тем, что горные породы в районах с максимальной плотностью разломов (см. рис. 1) наиболее раздроблены и, по-видимому, не могут накапливать значительные тектонические напряжения, способные вызвать сильные землетрясения. Можно предположить также, что именно в таких районах в силу большой проницаемости земной коры для водных растворов оказывается существенно пониженной прочность горных пород, поэтому деформация в зонах разломов будет происходить здесь, скорее всего, в виде кришпа.

Кроме того, районы с повышенной раздробленностью (проницаемостью) земной коры должны характеризоваться не только высокой плотностью, но и дифференцированным рельефом, наличием тектонитов, присутствием водонасыщенных горных масс и т. д.

Действительно, составленная нами по тем же методическим приемам карта плотности наледей Северо-Восточной Якутии, в основу построения которой положен фактический материал, заимствованный из [10], показывает наличие положительной связи между плотностью наледей (рис. 2) и плотностью разломов (см. рис. 1).

На карте плотности наледей выявилось несколько максимумов, разделенных зонами, в которых наледей практически нет. Наиболее крупный из них — Верхоянский максимум в междуречье Яны и Лены — совпадает с одноименным максимумом плотности разломов ($P \geq 115$) и ориентирован субдолготно, как и тектонические структуры этого района. Второй максимум, выявленный в бассейне среднего течения р. Индигирки (см. рис. 2), пространственно совпадает с системой кайнозойских Момо-Селенняхских впадин северо-западного простирания и обрамляющих ее горных хребтов, известной как Момская рифтовая зона [5]. Данная крупная область проявления наледей объединяет несколько небольших максимумов со значениями плотности наледей 4—6. Некоторые из них совпадают с участками повышенной плотности разрывных нарушений (60—70) в верховьях р. Момы и северо-западнее ее устья (см. рис. 1).

Наледи Момской зоны отделены от аналогичных проявлений в хребтах Сунтар-Хаята (плотность 6—8) и Сетте-Дабан (4—6) субширотной полосой, свободной от наледных процессов. Легко заметить также (см. рис. 2), что в зонах концентрации наледей фиксируется повышенный тепловой поток. На карту на-

несены его значения, приведенные в «Каталоге данных по тепловому потоку Сибири» [12]. Наибольший тепловой поток зарегистрирован в пределах Момского (88 мВт/м²) и Сунтар-Хаятинского (100 мВт/м²) максимумов плотности наледей.

В районе Верхоянского максимума таких измерений теплового потока не проводилось.

Была изучена корреляционная зависимость между распределением плотностей наледных явлений и разрывных нарушений в Северо-Восточной Якутии. Оказалось, что коэффици-

ент корреляции этих двух переменных положителен и равен 0,61, а уравнение регрессии соответствует виду: $y = 0,352 + 0,618x$. Установление отчетливой связи этих переменных между собой можно объяснить тем, что густая сеть разломов, выполняющая роль теплопроводящих каналов, создает благоприятные условия для развития многочисленных наледей. Напротив, в областях с ненарушенной сплошностью земной коры, не имеющей развитой сети водопитающих тектонических трещин, появление наледей маловероятно (разломы заперты для циркулирующих растворов в силу, например, значительной концентрации тектонических напряжений).

Выводы. Полученные закономерности по распределению позднемезозойских разломов Северо-Восточной Якутии в сравнении с проявлениями сейсмичности позволяют обосновать дополнительный тектонический кри-

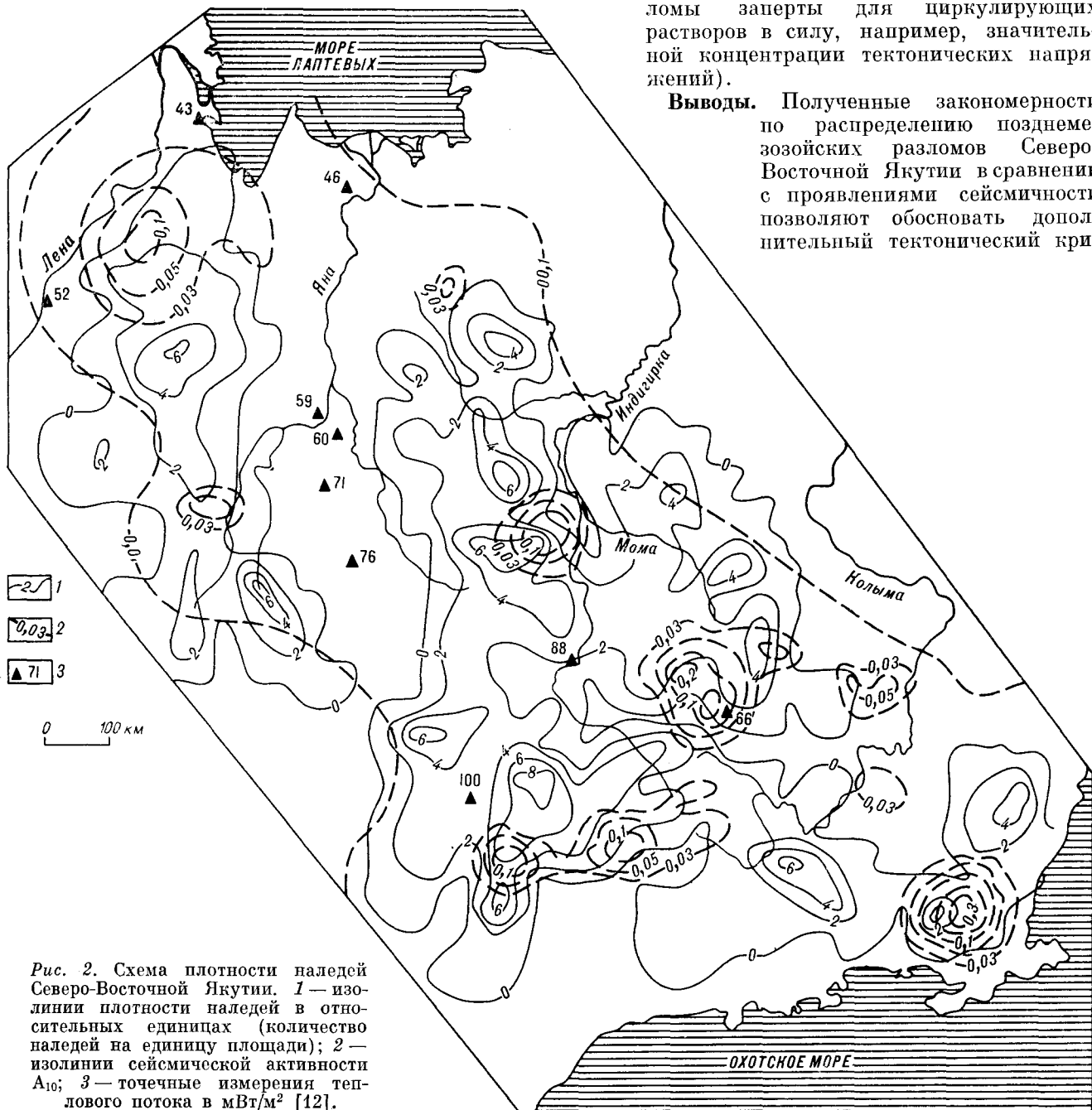


Рис. 2. Схема плотности наледей Северо-Восточной Якутии. 1 — изолинии плотности наледей в относительных единицах (количество наледей на единицу площади); 2 — изолинии сейсмической активности A_{10} ; 3 — точечные измерения теплового потока в мВт/м² [12].

терий сейсмической опасности, отражающий свойство земной коры, имеющей слабую раздробленность, аккумулировать тектонические напряжения, способные вызвать сильное землетрясение. Объяснение этого явления следует искать в изменении физико-механических свойств деформируемой среды, обусловленной степенью ее раздробленности. Увеличение удельной нарушенности земной коры существенно уменьшает ее прочность [8, 11], не позволяя накопить упругую энергию, достаточную для крупного сейсмического события. Этому способствует также наличие здесь циркулирующих растворов (наледные проявления), уменьшающих прочностные свойства деформируемой среды. Поэтому разрядка упругих напряжений в таких районах должна происходить лишь в виде землетрясений средней и слабой силы, что и подтверждается инструментальными сейсмологическими данными.

Напротив, участки Верхояно-Колымской складчатой области, имеющие небольшую удельную поврежденность земной коры, будут наиболее сейсмоопасными, так как могут представлять собой области подготовки сильных землетрясений. Противоположный результат, полученный в настоящей работе, в сравнении с данными исследований в Байкальской рифтовой зоне [19], возможно, обусловлен различной геодинамической обстановкой, существующей в Байкальском и Момском рифтах. Сейсмический пояс Черского, с которым связывается сейсмическая активность Северо-Востока Якутии, возник при сближении Евразийской и Северо-Американской плит в условиях горизонтального сжатия [17] в отличие от Байкальской рифтовой зоны, где, как известно, фиксируется растяжение земной коры [16].

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолом В. Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области.— М.: Наука, 1975.
2. Белоусов В. В. К вопросу о методах сейсмического районирования // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1954.— № 3.
3. Гзовский М. В. Основы тектонофизики.— М.: Наука, 1975.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника.— Новосибирск: Наука, 1984.
5. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли.— Л.: Недра, 1977.
6. Губин И. Е. Сеймотектонический метод сейсмического районирования.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950.
7. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой.— М.: Наука, 1979.
8. Джеггер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения.— М.: Мир, 1971.
9. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья.— М.: Наука, 1966.
10. Карта мерзлотно-геологического районирования Восточной Сибири. М-б 1:2 500 000.— Главное упр. геод. и картограф. при Сов. Мин. СССР.— М.: ГУГК, 1984.
11. Касахара К. Механика землетрясений.— М.: Мир, 1985.
12. Каталог данных по тепловому потоку Сибири/А. Д. Дучков.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.
13. Козьмин Б. М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений.— М.: Наука, 1984.
14. Крамбейн У., Кауфман М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов.— М.: Мир, 1973.
15. Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках.— М.: Мир, 1965.
16. Мишарина А. Ф. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах.— М.: Наука, 1967.
17. Парфенов Л. М., Козьмин Б. М. и др. Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири // Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности.— М., 1986.
18. Петрушевский Б. А. О новых направлениях в сейсмогеологии в связи с сейсмическим районированием // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1967.— № 5.
19. Ружич В. В., Мансуров В. А., Бабичев А. А. О сеймотектоническом критерии деструкции земной коры Прибайкалья при рифтогенезе.— Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 281, № 3.
20. Семинский К. Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика.— 1986.— № 10.
21. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы.— Новосибирск: Наука, 1977.
22. Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР).— Новосибирск: Наука, 1984.
23. Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива.— М.: Наука, 1970.
24. Шерман С. И. Новая карта плотности разломов Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 220, № 1.
25. Щукин Ю. К. Геофизические исследования в проблемах геодинамики и сейсмичности // Проблемы современной сейсмологии.— М.: Наука, 1985.

Институт геологии СО АН СССР
Якутск

Поступила в редакцию
9 февраля 1987 г.

УДК 553.43:551.733:552.313(571.56)

*В. И. Шпикерман, В. М. Мерзляков, П. П. Лычагин,
Н. Е. Савва, М. Х. Гагиев, В. Б. Ликман*

МЕДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ОРДОВИКСКИХ ВУЛКАНИТАХ НА ВОСТОКЕ ЯКУТСКОЙ АССР

Охарактеризованы геологическое строение, вещественный состав руд и метасоматически измененные породы рудопроявлений меди в верховьях р. Зырянки — левого притока р. Колымы. Оруденение приурочено к Рассошинской структурно-формационной зоне Омудевского поднятия на сочленении Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной и Яно-Колымской миогеосинкли-

нальной складчатых систем. Приведены новые данные по стратиграфии, магматизму и типам рудной минерализации рассматриваемого района. Делается вывод о связи медного оруденения с ордовикскими вулканитами и о его принадлежности к формации медно-цеолитовых (медно-эпидотовых) месторождений.

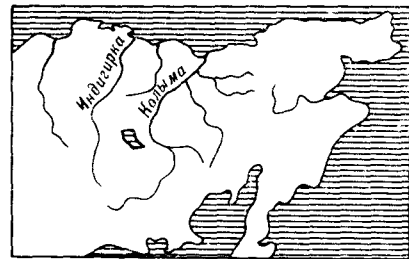
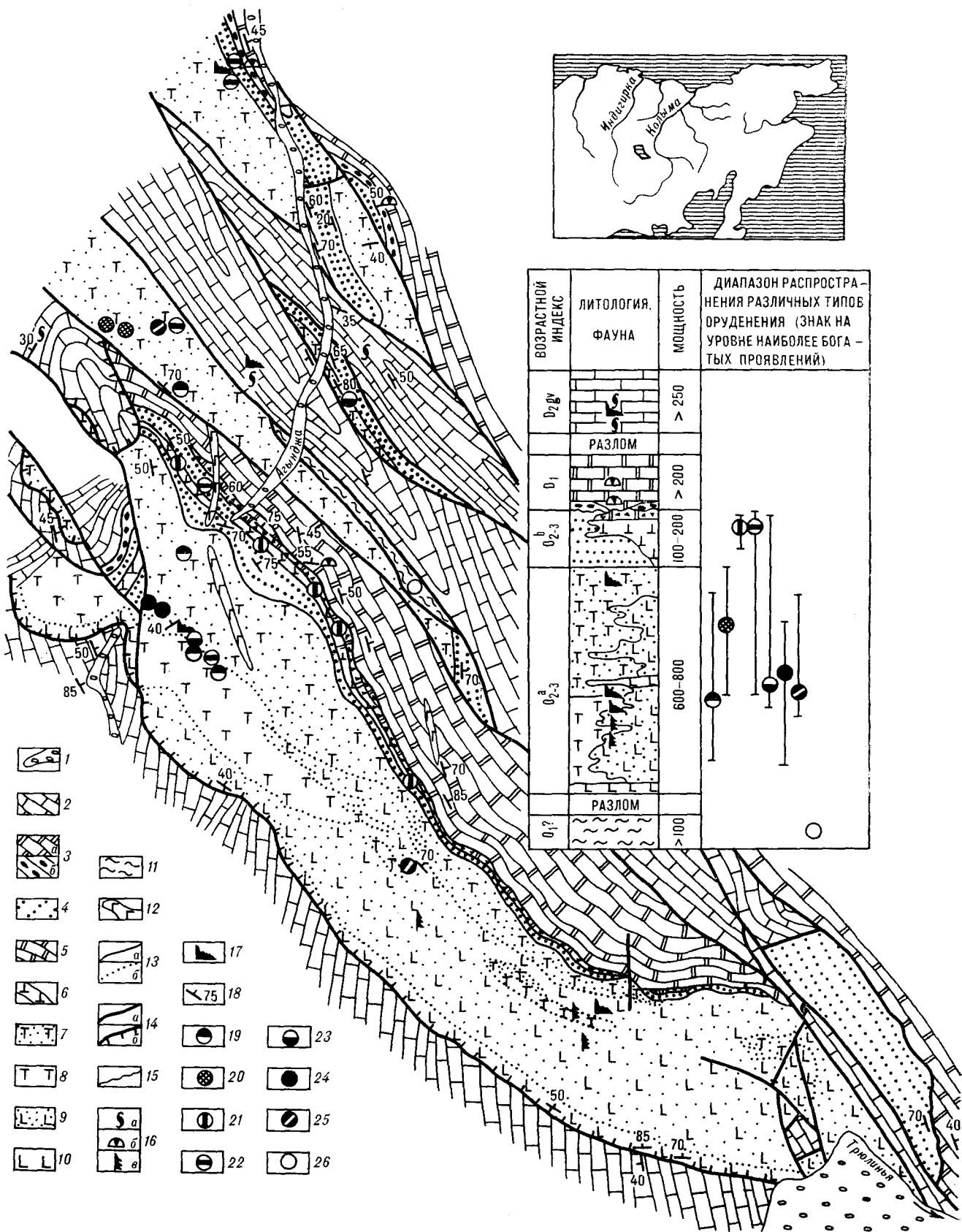
Рассматриваемое медное оруденение впервые было выявлено в 1974 г. Е. П. Сурмиловой и др. (НПО Аэрогеология). В 1977 и 1984 гг. оно изучалось авторами данной статьи, в 1985—1986 гг. — А. П. Кропачевым и др. (ВСЕГЕИ).

Характеризуемое оруденение находится в верховьях р. Зырянки — левого притока р. Колымы, в пределах Рассошинской структурно-формационной зоны Омудевского поднятия [7], на сочленении Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной и Яно-Колымской миогеосинклинальной складчатых систем [20]. Оно локализуется в осадочно-вулканогенной толще, наиболее полный разрез которой вскрывается в каньоне р. Агынджи (рис. 1). Здесь в его основании фиксируется покров зеленых трахибазальтов, выше которых залегают переслаивающиеся преимущественно красноцветные трахибазальты, реже трахиты и трахиандезиты, их туфы, а также вулканотерригенные песчаники и конгломераты с отдельными прослоями известняков и доломитов. Обломки в терригенных породах, количество которых возрастает вверх по колонке, идентичны названным эффузивам. Толща включает межпластовые субвулканические тела мощностью до 30 м, сходные с эффузивами по составу и структуре. Мощность толщи составляет 800—1000 м.

Юго-восточнее, на водоразделе рек Агынджи и Трюлиньи, среди осадочно-вулканогенных образований в возрастающем количестве появляются зеленые туфы и лавы афировых и порфировых трахибазальтов, вулканотерригенные песчаники и конгломераты с единичными прослоями глинистых и кремнисто-гли-

нистых сланцев до полного замещения красноцветных пород (см. рис. 1).

Возраст рассмотренных вулканогенных толщ до настоящего времени был неясен. А. И. Сидяченко и А. К. Савосина (1975 г.) на основании находок строматопороидей плохой сохранности и априорных представлений о согласном налегании на красноцветные породы отложений нижнего девона датировали их поздним силуром, хотя еще раньше в бассейне р. Серечен В. М. Мерзляков [7] установил крупное структурное несогласие между нижним девонem и ордовиком. Е. П. Сурмилова (1979 г.) и красноцветную, и фациально замещающую ее зеленоцветную толщу рассматривала в составе мирненской свиты верхнего силура, несмотря на то, что в этих породах уже к тому времени авторы данной работы обнаружили ордовикские граптолиты. Г. А. Гринберг с соавторами [16] объединили трахиандезитобазальты и трахибазальты в составе среднедевонского субвулканического тела, внедренного между красноцветными осадочно-вулканогенными образованиями верхнего силура — нижнего девона и зеленоцветными — среднего палеозоя. Никакого обоснования возраста толщ в названной работе не приводится. Создается впечатление, что ее авторы не заметили прекрасно обнаженного каньона р. Агынджи, где покровы трахибазальтов представлены в хрестоматийном виде со шлаковыми корками в кровле, с зонами закалки в подошве и т. п. Нами собран достаточно представительный материал для решения этого вопроса. Из образцов известняков, залегающих среди красноцветов, М. Х. Гагиевым были



ВОЗРАСТНОЙ ИНДЕКС	ЛИТОЛОГИЯ, ФАУНА	МОЩНОСТЬ	ДИАПАЗОН РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОРУДЕНЕНИЯ (ЗНАК НА УРОВНЕ НАИБОЛЕЕ БОГАТЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ)
0 ₂ ву		250	
РАЗЛОМ		>	
0 ₁		200	
0 ₂₋₃		100-200	
0 ₂₋₃		600-800	
РАЗЛОМ		>	100
0 _{1?}		>	100

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26

выделены и определены конодонты *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Periodon* sp. cf. *aculeatus* Hadding, *Drepanostodius suberectus* (Branson et Mehl) среднеордовикского и, возможно, верхнеордовикского возраста. Заметим, что конодонты обнаружены и в пачке, где А. И. Сидяченко и А. К. Савосина собрали упомянутые выше строматопоройдеи, и в «субвулканическом теле» Г. А. Гринберга и соавторов [16]. В зеленоцветной толще в нескольких точках (см. рис. 1) П. П. Лычагиным и В. Б. Ликманом собраны граптолиты: *Glossograptus hincksii* (Hopk.), *Glyptograptus* sp. indet., *Climacograptus* sp. indet., *Nemagraptus* sp., *Didymograptus* (*Expanograptus*) sp. indet. (определения Р. Ф. Соболевской). Подобный комплекс характерен для зоны *Nemagraptus gracilis* среднего — верхнего лландейло и костонских слоев карадока стратотипических разрезов ордовика Великобритании [2]. На Северо-Востоке СССР одноименная зона выделяется в нижних частях харкинджинского горизонता, сопоставляемого с верхним лландейло [14]. Кроме граптолитов здесь же содержатся конодонты *Periodon* cf. *aculeatus* Hadding, *Triangolodus* cf. *alatus* Dzik., *Panderodus* sp., характерные для позднего лланвирина — лландейло различных регионов мира [1]. Следует отметить также, что граптолитосодержащая толща и по литологическому составу, и по палеонтологически датированному возрасту сопоставима с булкупской и сереченской толщами средне-позднеордовикского возраста [7], стратотипы которых находятся всего в 30—35 км юго-восточнее района, изображенного на рис. 1.

Средне-верхнеордовикские осадочно-вулканические толщи со структурным несогласием (на рассматриваемой территории параллельным) перекрыты нижнедевонскими известняками и доломитами. Возраст последних в верховьях р. Агынджи подтверждается находками раннедевонских табулятоморфных кораллов *Favosites oblongus* Rukhin., *Squameofavosites* sp. (сборы В. М. Мерзлякова и В. И. Шпикермана, определения Л. В. Смирновой). В основании разреза девона здесь залегают красноватые песчаники и конгломераты, состоящие из обломков подстилающих пород. В 25 км к юго-востоку, на левобережье

р. Булкупт (урочище Гришкина Радость), структурное несогласие выражено особенно эффектно [9].

Ордовикские и девонские отложения в верховьях р. Агынджи образуют тектоническую пластину, надвинутую по довольно крутому разлому (40—60°) на средний девон (см. рис. 1). К северу от указанного разлома присутствуют многочисленные крутопадающие разрывные нарушения северо-западного прогибания, расчленившие район на ряд «клявишных» тектонических клиньев. Кроме рассмотренных выше толщ в этих клиньях обнажаются отложения живета и нижнего ордовика (?).

Основной разновидностью эффузивов ордовикской зеленоцветной толщи являются порфиновые лабрадор-авгитовые трахибазальты. Наряду с ними присутствуют и афировые разности, а также разновразмерные туфы этих пород. Плагифиоровым и мегаплагифиоровым трахиандезитобазальтам красноцветной толщи свойственны вкрапленники лабрадор-андезина размером до 8 мм, составляющие до 40—50 % объема пород, а трахиандезитам — единичные фенокристаллы такого же состава. Трахитам свойственны редкие мелкие вкрапленники шахматного альбита, пертит-антипертитового полевого шпата, а также оливина (?).

Несмотря на заметные петрографические различия рассмотренных вулканитов, они характеризуются общими особенностями химизма (табл. 1). Хотя его основные черты были описаны ранее [8], обсудим их на более представительном материале. Спецификой химического состава ордовикских вулканических пород района является низкое содержание двуокиси титана, высокое — глинозема, калия, пятиокиси фосфора и рубидия. Вместе с тем содержания и соотношения некоторых компонентов варьируют в значительных пределах. Так, лабрадор-авгитовые трахибазальты верховьев р. Агынджи характеризуются заметно большим количеством калия, рубидия и фосфора и меньше — магния, чем в стратотипическом разрезе близкой им по возрасту булкупской толщи на р. Серечен [8] (см. табл. 1, колонки 1 и 2). Эволюция состава вулканических пород выражена в повышении их кис-

Рис. 1. Схема геологического строения и стратиграфическая колонка района развития медного оруденения. 1 — четвертичные отложения; 2 — живетский ярус: известняки, доломиты, кремни; 3 — нижний девон: а — коралловые доломиты и известняки, б — конгломераты; 4—10 — средне-верхнеордовикские образования: 4—8 — существенно красноватые породы (4 — песчаники, гравелиты, конгломераты, 5 — горизонты песчаных доломитовых обломками трахитов, 6 — серые трахиты, 7 — трахиандезитобазальты, их туфы, тефроиды, горизонты известняков, доломитов, песчаников и алевритов, 8 — трахиандезитобазальты, трахибазальты); 9, 10 — существенно зеленоцветные породы (9 — туфы базальтов, тефроиды, кремнисто-глинистые сланцы, 10 — трахибазальты); 11 — нижнеордовикские (?) отложения: филлитовидные сланцы, доломиты; 12 — дайки позднепалеозойских (?) диабазов; 13 — границы (на схеме): а — толщ и пачек, б — литофаций; 14 — разрывные нарушения: а — недифференцированные, б — надвиги; 15 — структурное несогласие (на колонке); 16, 17 — фаунистические остатки: 16 — точки находок брахиопод (а), кораллов (б), граптолитов (в), 17 — то же, конодонтов; 18 — элементы залегания слоистости; 19—26 — проявления меди: 19 — вкрапленные руды в мидалекаменных трахибазальтоидах, 20 — прожилковая минерализация в брекчиевых лавках афировых трахитов, 21 — прожилково-вкрапленные руды в серых трахитах, 22 — медистые песчаники и гравелиты, 23 — прожилковые руды в известняках и доломитах, 24 — массивные руды в сильно измененных вулканитах, 25 — оруденелые карбонатные и кварц-карбонатные жилы в различных породах, 26 — тип не выяснен.

Средние содержания породообразующих окислов (вес. %) и малых элементов (г/т) и их среднеквадратические отклонения (знаменатель) и некоторые отношения в ордовикских вулканических породах Рассошинской зоны и других регионов (пересчитаны на сухой остаток)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	50,16 1,30	51,29 1,49	59,89 1,71	54,98 1,55	57,07	64,01 1,37	52,16	57,22	61,96	51,71	56,29	60,16	50,41
TiO ₂	0,77 0,09	1,09 0,35	0,99 0,21	1,07 0,11	0,89	0,57 0,16	0,80	0,70	0,66	0,85	0,94	1,06	0,88
Al ₂ O ₃	18,85 1,32	17,53 0,81	17,34 0,86	19,40 0,73	17,37	17,08 1,35	17,74	18,72	18,30	16,35	17,00	17,06	18,79
FeO _{общ.}	9,90 0,79	10,19 1,53	7,25 0,78	7,68 1,11	7,53	4,06 0,94	10,44	7,25	4,83	9,02	6,77	6,02	10,23
MgO	7,10 1,27	5,72 1,17	3,10 0,28	3,27 1,20	2,20	1,31 0,89	4,52	2,42	1,08	6,37	4,88	2,52	5,34
CaO	6,82 1,82	6,02 1,80	1,43 0,83	4,24 2,10	4,34	1,33 0,85	7,36	4,55	1,82	9,46	6,81	4,28	8,99
Na ₂ O	3,40 0,59	3,52 0,48	5,72 0,39	3,70 1,17	4,80	2,82 1,71	3,39	4,45	5,38	2,99	2,99	4,10	2,73
K ₂ O	2,88 0,72	4,22 0,60	3,98 1,13	5,62 2,23	5,23	8,20 3,39	2,74	4,35	5,88	2,80	3,71	4,42	2,30
P ₂ O ₅	0,22 0,08	0,62 0,34	0,39 0,17	0,53 0,12	0,57	0,16 0,08	0,84	0,34	Не опр.	0,45	0,61	0,38	0,33
n	11	8	4	10	2	4	46	43	11	42	22	10	11
Rb	28	Не опр.	43	82	75	Не опр.	46	Не опр.	Не опр.	59	63	199	37
Sr	472	»	321	140	158	»	910	»	»	943	956	642	426
Ba	633	»	600	410	455	»	607	»	»	683	567	658	702
Cr	74	104	28	31	26	39	Не опр.	»	»	156	141	37	71
Ni	103	51	12	15	8	8	»	»	»	50	53	22	41
Co	66	48	15	28	14	5	»	»	»	24	19	12	28
n	7	13	2	10	2	3	51	—	—	33	26	7	11
K/Rb	854	—	768	568	578	—	494	—	—	394	489	184	534
Ni/Co	1,6	1,1	0,8	0,5	0,6	1,6	—	—	—	2,1	2,8	1,8	1,5
Fe/Mg	1,8	2,3	3,0	3,0	4,4	4,0	3,0	3,9	5,8	1,8	1,8	3,1	2,5
Na/K	1,1	0,7	1,3	0,6	0,8	0,3	1,1	0,9	0,8	1,0	0,7	0,8	1,1

Примечание. 1—6 — Рассошинская зона Омuleвского поднятия: 1 — пироксеновые трахибазальты собственно Булуктской толщи, бассейн р. Серечен; 2 — то же, района фациального сопряжения верхней части зеленоцветной и нижней — красноцветной толщ, между речью Агынджи и Трюлины (см. рис. 1); 3 — трахиты Булуктской толщи; 4—6 — красноцветная толща в верховьях р. Агынджи (4 — трахиандезитобазальты, 5 — трахиандезиты, 6 — трахиты); 7—9 — соответственно трахибазальты, трахиандезиты и трахиты верхнеудловской — среднеудловской базальттрахитовой формации Тагильского антиклинария Урала [19]; 10—12 — соответственно трахибазальты, трахиандезитобазальты и трахиандезиты шшонитовой ассоциации [21]; 13 — шшонит Центральной Камчатской депрессии [12]. Содержания микроэлементов в колонке 7 приведены по данным В. Л. Масайтиса и др. [6]. Средние содержания окислов и микроэлементов пород Рассошинской зоны (колонки 1—6) рассчитаны по результатам анализа образцов коллекций авторов.

лотности вверх по разрезу (от трахибазальтов к трахиандезитобазальтам), увеличении в них содержания двуокиси титана и пятиокиси фосфора и уменьшении натрий-калиевого, калий-рубидиевого и никель-кобальтового отношений, что свидетельствует о возрастании щелочности расплавов в процессе вулканизма.

Количества и соотношения породообразующих окислов в средне-верхнеордовикских эффузивах подобны таковым в вулканических образованиях формации калиевых базальтов-трахитов, свойственных древним эвгеосинклинальным структурам [6] и шшонитовой

ассоциации, распространенной обычно в тыловых частях островных дуг и на активных окраинах континентов [18, 21] (см. табл. 1). Аналогичны также соотношения пород разного состава в сравниваемых ассоциациях, сопутствующие им осадочные образования и условия накопления в обстановке островного моря. Менее очевидны аналогии в содержаниях хрома и стронция, однако и среди достоверно выделяющихся шшонитовых ассоциаций известны примеры с близкими содержаниями этих элементов (см. табл. 1, колонка 13). Проведенное сопоставление позволяет поставить под сомнение априорное отнесение рас-

смотренных образований к типично рифтовому [16].

На основе количественных спектральных определений в сколковых геохимических пробах, выполненных по методике ЭКСА [13] в лаборатории геохимии рудных формаций СВКНИИ ДВО АН СССР, проведен анализ распределения меди в породах различного возраста. Установлено, что рассматриваемым средне-верхнеордовикским базальтоидам присущи аномально высокие содержания этого элемента. Так, среднее содержание меди по всему стратиграфическому разрезу Рассошневой зоны близко к кларку и составляет 46 г/т (по 350 пробам), тогда как красноцветная осадочно-вулканогенная толща выделяется резко повышенной меденосностью — 94 г/т (по 43 пробам). При этом содержание меди в осадочной составляющей данной толщи не отличается от общего фона (46 г/т), а в трахибазальтоидах оно достигает 132 г/т, что в 2—5 раз выше, чем в базальтах других магматических формаций Рассошинской зоны. Эти данные могут служить указанием на связь медной минерализации района со средне-позднеордовикским вулканизмом.

В распределении рудной минерализации большую роль играют текстурные особенности вмещающих пород (рис. 2). Минералы меди приурочены к миндалинам в базальтоидах, к элементам флюидальности лав, к цементу в обломочных породах (см. рис. 2, соответственно *a*, *b*, *e*) и др. Образование прожилковых руд происходило в результате заполнения сульфидными микротрещин в породах (см. рис. 2, *г*). Вместе с тем в меденосных песчаниках встречаются кластические зерна рудных минералов. Из всего разнообразия текстур руд наиболее распространенной является вкрапленная.

По текстурным особенностям руд и характеру вмещающих пород выделяются следующие типы сульфидного медного оруденения: 1) вкрапленные руды в миндалекаменных трахибазальтоидах; 2) прожилковые руды в брекчиевидных лавах афировых трахитов; 3) прожилково-вкрапленные руды в экстрезивно-покровном теле серых трахитов; 4) медистые песчаники и гравелиты; 5) прожилковые руды в известняках и доломитах; 6) массивные руды в сильно измененных вулканитах; 7) оруденелые карбонатные и кварц-карбонатные жилы в различных породах. Характер залегания руд двух последних типов пока не выяснен. Минерализация остальных типов подчинена напластованию вмещающих пород, имея стратиформный характер. Весьма типичны двучленные залежи (рис. 3), где оруденение локализуется в виде пластообразных тел, в которые включены кровля миндалекаменных

трахиандезитобазальтов с вкрапленной минерализацией и перекрывающие их меденосные осадочные породы (известняки и песчаники). Мощность последних в 2—3 раза больше, а содержание меди в 5—10 раз меньше тех же параметров в подстилающих эффузивах.

Вкрапленные руды в миндалекаменных трахибазальтоидах — самый распространенный тип оруденения. Они приурочены к покровам красноцветных трахиандезитобазальтов и трахитов низов осадочно-вулканогенной толщи. В покровах мощностью более 3 м рудная минерализация локализуется в их верхних, наиболее насыщенных порами частях. Такие минерализованные горизонты в кровле покровов имеют значительную протяженность при мощности 0,1—1,0 м и частых пережимах. При переходе от кровли к внутренним частям покровов оруденение исчезает. Покровы мощностью 0,5—1,5 м минерализованы, как правило, полностью. Рудная вкрапленность, представленная чаще всего борнитом, наблюдается в основной массе эффузивов или частично заполняет округлые миндалины. При исчезновении миндалин в минерализованных трахибазальтоидах оруденение приобретает прожилково-вкрапленный характер.

Прожилковая медная минерализация в брекчиевидных лавах афировых трахитов распространена в средней части красноцветной вулканогенно-осадочной толщи в виде оруденелых горизонтов большой (5—10 м) мощности. Рудные минералы в ассоциации с карбонатом выполняют разноориентированные трещины и цементируют обломки в брекчиях. Оруденение бедное.

Прожилково-вкрапленные руды в экстрезивно-покровном теле серых калиевых трахитов, импрегнированных пиритом, приурочены к верхней части разреза красноцветной толщи (см. рис. 1). Выходы минерализованных трахитов протягиваются в северо-западном направлении на несколько километров. Медная минерализация приурочена к участкам развития кальцитовых прожилков и присутствует как в самих прожилках, так и за их пределами.

Медистые песчаники и гравелиты развиты почти по всему разрезу красноцветной осадочно-вулканогенной толщи, однако наиболее обильны в ее верхах. Мощность пластов минерализованных вулканотерригенных песчаников и гравелитов колеблется от 1 до 28 м. Залегая среди красноцветных пород, медистые песчаники имеют обычно серый или бурый цвет. Сульфидная минерализация присутствует как в известковом или доломитовом цементе, так и в обломках. В некоторых случаях наблюдаются кластические зерна сульфидов меди. Не исключено, что сходная мед-

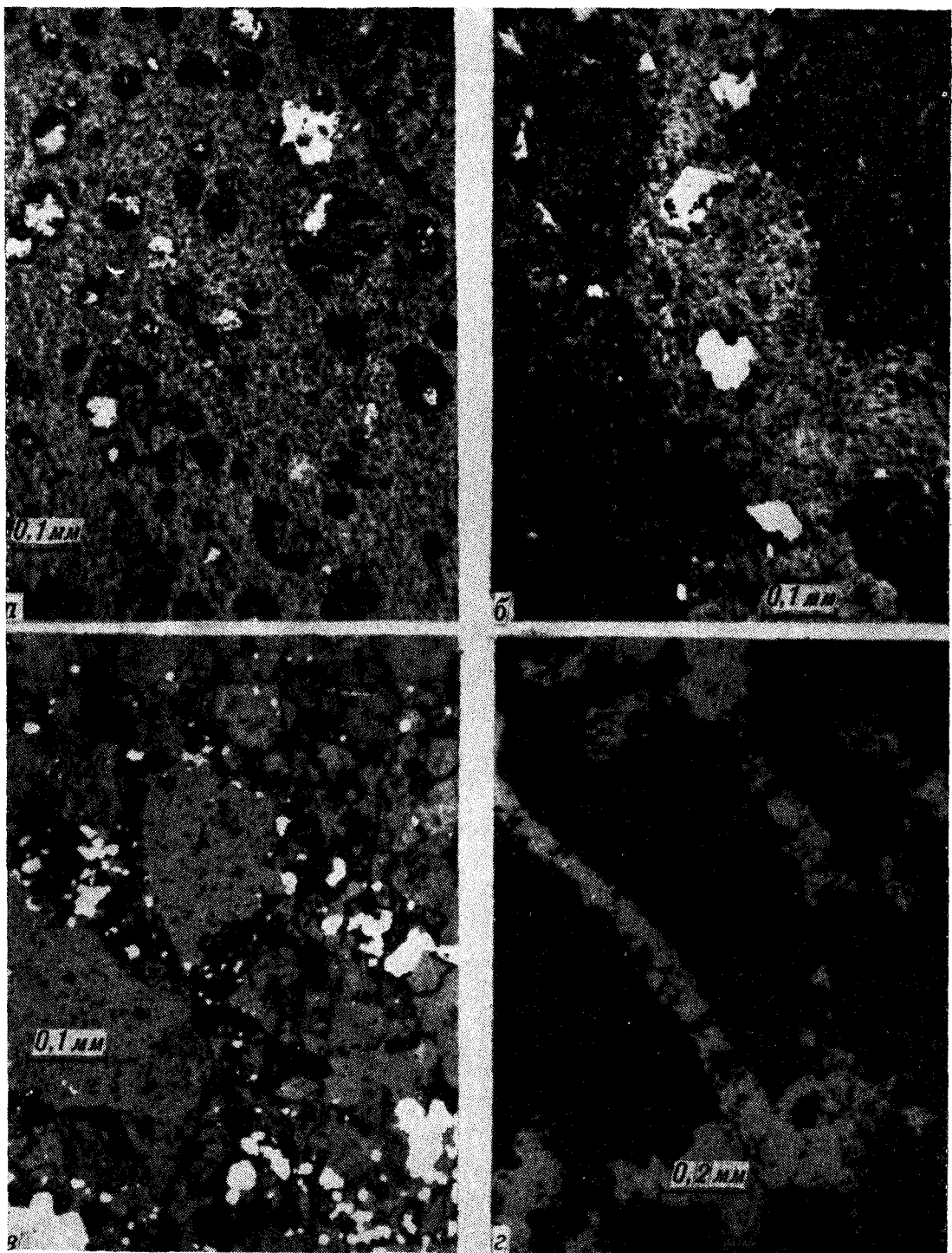


Рис. 2. Приуроченность рудной минерализации (белые зерна) к текстурным элементам вмещающих пород (полир. шлифы в отраженном свете): *а* — к миндалинам в миндалекаменном трахиандезитобазальте, *б* — к элементам флюидальности в трахитовой лаве, *в* — к цементу в медистом песчанике, *г* — к микротрещинам в афировом трахите.

ная минерализация может быть обнаружена и в конгломератах, широко распространенных в рассматриваемом районе.

Прожилковые руды в известняках и доломитах выявлены примерно в том же стратиграфическом интервале, что и медистые пес-

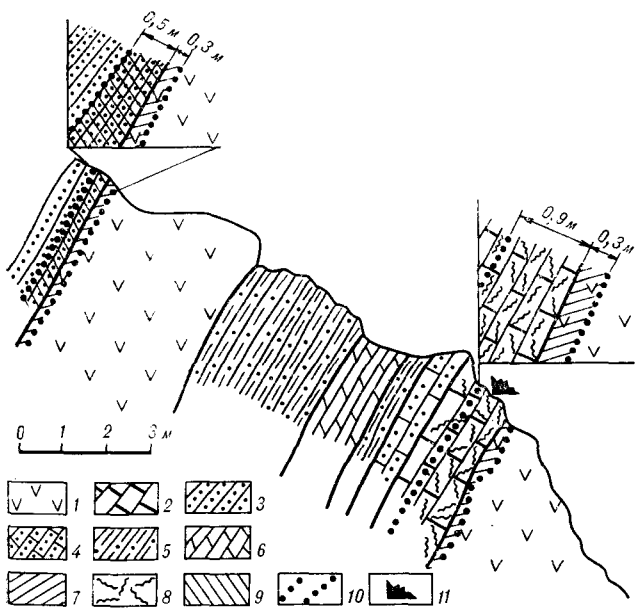


Рис. 3. Стростие меденосных пластов продуктивного горизонта в верховьях р. Агынджи.

1 — миндалекаменные трахиандезитобазальты; 2 — известняки; 3 — песчаники; 4 — известковые песчаники; 5 — красноцветные алевролиты; 6 — зеленоцветные мергели; 7—9 — типы сульфидной медной минерализации; 7 — вкрапленность в основной массе и в миндалинах трахиандезитобазальтов, 8 — прожилки и гнезда в известняках, 9 — медистые песчаники; 10 — границы меденосных пластов; 11 — место находки средне-верхнеордовикских конодонтов.

чаники, но более тяготеют к низам разреза. Часто карбонатные меденосные породы переслаиваются с медистыми песчаниками, образуя единые рудные залежи.

Массивные богатые руды в сильно измененных вулканах встречаются в нескольких пунктах в виде элювиально-делювиальных развалов. Детали строения рудных тел пока не выяснены. Во всех известных случаях они приурочены к нижней части разреза красноцветной толщи. Наряду с массивными установлены гнездовые, сетчатые, прожилковые и густовкрапленные текстуры. Оруденение сопровождается интенсивным окварцеванием и карбонизацией. При изучении реликтов слабо измененных вулканитов на одном из таких рудопроявлений установлено, что они представлены шлаками трахитов с обильной вкрапленностью пирита.

Оруденелые карбонатные и кварц-карбонатные жилы протяженностью до нескольких сот метров наблюдались в различных породах нижней части разреза красноцветной толщи. Простирание некоторых жил примерно совпадает с простиранием вмещающих пород.

Изучение вещественного состава руд рассматриваемых объектов проведено с применением рудной микроскопии, локального рентгеноспектрального (микроанализатор «Камебакс» СВКНИИ, аналитик Е. А. Горячева),

рентгеноструктурного (Центральная лаборатория СВПГО, аналитик Н. А. Филиппова) и спектрального количественного (СВКНИИ [13]) анализов. Всего установлено около 20 рудных минералов (табл. 2), не считая вторичных минералов зоны окисления.

Борнит — наиболее распространенный минерал в рудах. Формы его обособлений определяются характером заполняемого пространства — пор, миндалин, интерстиций, микротрещин. В серых трахитах, где борнит ассоциирует с пиритом и марказитом, он заполняет пространство между кристаллами пирита. Такой характер сростания однозначно свидетельствует о более позднем отложении борнита по отношению к пириту. В сростаниях борнита с халькопиритом отмечаются плавные округлые границы, указывающие на одновременное отложение этих минералов. Характерной особенностью борнита в рудах является повсеместное развитие структур распада твердого раствора с образованием халькопирита в виде ветретинообразных, пламенивидных и решетчатых включений. Наличие структур распада в сочетании с рентгеноструктурными характеристиками, показавшими, что все разновидности борнита кристаллизуются в кубической сингонии, свидетельствует о высокотемпературных условиях образования этого минерала (не ниже 280 °С).

Халькопирит большей частью распространен в богатых массивных борнит-халькопиритовых рудах, где его обособления достигают 12 мм в поперечнике. В серых трахитах он часто развивается по трещинкам катаклаза в метакристаллах пирита. В халькопирите развиваются прожилки халькозина.

Халькозин распространен широко и представлен ромбической модификацией. Особенно характерен для медистых песчаников и прожилковых руд в брекчиевидных лавах трахитов. Его вкрапленность приурочена к цементу

Таблица 2
Минеральный состав руд медных проявлений верховьев р. Зырянки по степени распространенности (гипогенные рудные минералы)

Главные	Второстепенные	Редкие
Борнит Халькопирит Халькозин Ковеллин Пирит	Дигенит Теннантит Кубанит Валлерит Галенит Сфалерит Марказит	Медь самородная Бетехтинит Реньерит (?) Бертонит Халькостибит Витнейт * Альгодонит *

* По данным А. А. Сурнина и др. [15].

в брекчиевидных лавах и медистых песчаниках.

Дигенит присутствует практически во всех типах руд, где образует изолированные зерна и тесные сростания с борнитом. Возможно, что часть его представлена джурлеитом.

Ковеллин наиболее распространен в медистых песчаниках, где он образует обособления в цементе размером 0,3—1,5 мм и находится в тесном сростании с халькозином; кристаллизуется в гексагональной сингонии.

Пирит образует вкрапленность практически во всех породах рудовмещающей красноцветной толщ. Минимальное его количество в известняках, максимальное в серых трахитах верхов толщ, где оно достигает 2—5%. В последнем случае пирит представлен кубическими кристаллами размером от сотых долей мм до 1 мм и является явно сингенетичным по отношению к вулканитам. Иной характер пирит имеет непосредственно в рудных телах. В прожилках он слагает приазальбандовые участки и образует крупные (до 2 мм) кристаллы зонального строения и почковидные зернистые агрегаты. Важной особенностью пирита в рудах является его пентагоннодекаэдрический габитус, что позволяет высказать предположение о незначительном эрозионном срезе изучаемых рудных тел [3]. Во всех типах руд пирит обнаруживает признаки более раннего происхождения по отношению к медной минерализации.

Теннантит встречается в сростаниях с халькопиритом и пиритом. Характеризуется содержаниями мышьяка от 20,5 до 22,7% и примесями цинка от 5,5 до 8,4%.

Бетехтинит, установленный в медистых песчаниках, образует сростания с галенитом и халькопиритом.

Марказит образует агрегатные сростания с пиритом. Минерал имеет более ранний характер по отношению к медному оруденению.

Самородная медь встречается в виде включений округлой формы размером 0,01—0,05 мм в халькозине. Кроме того, мышьяковистая медь (витнейт) и интерметаллическое соединение меди (альгодонит) были установлены А. А. Сурниным и др. [15] в трахизабазальтах. Жильные минералы рудных тел представлены хлоритом, эпидотом, кварцем, карбонатом. Последний наиболее обилен и представлен двумя генерациями: дорудной и пострудной.

Изложенные данные позволили установить следующую последовательность минералообразования в рудах: хлорит, эпидот, ранний карбонат, кварц — пирит, марказит — сульфиды меди — поздний карбонат.

Геохимические особенности руд изучены на основе количественного спектрального анализа, выполненного в СВКНИИ [13]. Во всех,

без исключения, типах оруденения устанавливается устойчивая геохимическая ассоциация меди с серебром. Коэффициент ранговой корреляции этих элементов в целом для района составляет 0,85 ($n = 20$). Во всех типах руд выявлены повышенные по сравнению с вмещающими породами количества марганца (в 3—6, изредка в 40 раз). С медью в рудах также ассоциируют As, Sb, Pb, Ge, Mo, Sn, Zn, Ni, Co, однако роль перечисленных элементов в различных типах неодинакова. По ассоциациям основных сопутствующих элементов можно выделить три главных геохимических типа руд меди: 1) никелево-серебряный, 2) мышьяково-германиевый, 3) сурьяно-мышьяковый (элементы названы в порядке увеличения коэффициента корреляции с медью).

Никелево-серебряный тип медных руд свойствен вкрапленному оруденению в миндалекаменных трахизабазальтоидах. Важным сопутствующим элементом здесь является также молибден, для которого устанавливается тесная положительная корреляция с медью и никелем.

Медные руды мышьяково-германиевого геохимического типа связаны исключительно с прожилково-вкрапленным оруденением в серых трахитах в верхней части красноцветной толщ. Германий является элементом-индикатором данного типа оруденения, где он тесно коррелируется с медью и мышьяком. Сопутствующими элементами меди здесь также являются свинец, молибден, никель, олово, кобальт, цинк.

Сурьяно-мышьяковый тип свойствен богатым (часто массивным) медным рудам в сильно измененных вулканитах. Кларки концентрации мышьяка и сурьмы в таких рудах часто значительно превышают кларк концентрации меди. С мышьяком и сурьмой отчетливую положительную корреляцию проявляет серебро. Содержания цинка достигают 2,5%. Минералами-носителями перечисленных элементов являются теннантит, бертонит, халькостибит, сфалерит. В борните данного типа руд отмечаются также свинец, молибден, а в халькопирите — никель и кобальт.

Между выделенными типами могут быть переходные разности.

Геохимические особенности руд в осадочных породах (медистые песчаники и гравелиты, прожилковые руды в известняках и доломитах) зависят в основном от типа руд в подстилающих вулканитах. Так, оруденение известняки, залегающие над покровом миндалекаменных трахиандезитобазальтов (см. рис. 3), отвечают никелево-серебряному типу. В медистых песчаниках, залегающих в верхах красноцветной осадочно-вулканогенной толщ, ус-

танавливаются черты никелево-серебряного и сурьмяно-мышьякового типа.

Завершая характеристику медного оруденения, рассмотрим изменения рудовмещающих пород. Они являются результатом пропилитизации и последующей березитизации.

Пропилитизация носит региональный характер. Она привела к образованию в вулканиках эпидота, хлорита, цоизита, карбоната, альбита, реже пумпеллита и пренита. Эпидот наблюдается главным образом в виде мельчайшей вкрапленности, рассеянной в основной массе эффузивов, а цоизит слагает микродрузовые агрегаты на стенках миндалин. В оруденелых трахиандезитобазальтах эпидот в ассоциации с хлоритом образует тончайшие (0,01—0,02 мм) прожилки. Хлорит, являющийся наиболее распространенным минералом пропилитизированных пород, образует с эпидотом микрозернистые агрегаты в стекловатой основной массе эффузивов. В миндалекаменных трахибазальтоидах чешуйчатыми агрегатами хлорита нацело замещаются порфиновые выделения темноцветных минералов и выполняются внешние части миндалин. Центральные части миндалин обычно заполнены карбонатом, который также присутствует в основной массе. В трахибазальтоидах, содержащих вкрапленные руды, хлорит тесно ассоциирует с борнитом, который в обилии присутствует как в миндалинах, так и в псевдоморфозах по темноцветным минералам.

Березитизация — исключительно околорудный процесс, проявившийся в породах среднего состава. Ее продуктами являются карбонатсодержащие березитизированные породы, ассоциирующиеся с богатыми массивными рудами сурьмяно-мышьякового геохимического типа. Кварц-карбонатный агрегат развивается как путем метасоматического замещения, так и в виде маломощных жил выполнения. С березитизацией связано появление серицита, мусковита, пирита. Кварц в березитизированных эффузивах слагает маломощные (0,1—0,2 мм) метасоматические прожилки, а также выполняет тонкие (0,1 мм) трещины и округлые пустоты (миндалины). Карбонат метасоматически развивается несколько позднее кварца. Он представлен зональными ромбоэдрическими кристаллообластами в основной массе и заполняет миндалины. Серицит также выполняет миндалины, но по отношению к кварцу и карбонату является более ранним минералом. Мусковит образовался за счет серицита на участках максимальной карбонатизации. Характернейшим минералом описываемых образований является пирит. Особенно он обилен в красных гематитсодержащих эффузивах, подвергнутых березитизации. Пирит тес-

но ассоциирует с кварцем и карбонатом. Таким образом, устанавливается следующая последовательность минералообразования в березитизированных породах: серицит — кварц — карбонат — мусковит — пирит.

Изменения рудовмещающих пород связаны с определенными геохимическими типами руд. В пропилитах наблюдаются медные руды никелево-серебряного типа, а березиты ассоциируют с мышьяковистыми рудами меди.

Определяя формационную принадлежность рассмотренных объектов, Е. П. Сурмилова и др. (1979 г.) отнесли их к формации медистых песчаников. Однако нами показано, что оруденелые эффузивы играют не меньшую роль, чем медная минерализация в осадочных породах. Медное оруденение верховьев р. Зырянки, на наш взгляд, очень сходно с месторождениями так называемого джалканского типа, выделенного Э. И. Кутыревым [5]. Это хорошо известная группа медно-цеолитовых (медно-эпидотовых, по В. Е. Попову [11]) месторождений. Весьма крупные по запасам представители этой группы находятся в Северной Америке (Верхнее озеро) [17]. Главный рудный минерал указанных месторождений — самородная медь (часто мышьяковистая), а руды верховьев р. Зырянки имеют существенно сульфидный состав. При ограниченном распространении самородной меди, витнеита и албодонита [15] по всем остальным особенностям сходство весьма определенное: стратиформный линзо- и пластообразный характер рудных тел, повышенный геохимический фон меди в рудоносных базальтоидах, вкрапленное оруденение в верхних миндалекаменных частях покровов и в интерстициях в брекчиевидных лавах, тесная геохимическая ассоциация в рудах меди с серебром, пространственная сближенность меденосных лав с медистыми песчаниками, широкое развитие измененных пород с эпидотом и хлоритом, близкие температуры минералообразования (около 300 °С) и др. Доминирующее значение в них сульфидной минерализации объясняется высоким содержанием серы в продуктах вулканизма (сингенетичный пирит). При определении формационного характера рассматриваемых проявлений следует учитывать, что к группе медно-цеолитовых (правильнее медно-эпидотовых) месторождений относятся объекты как с самородной, так и с сульфидной медной минерализацией [5, 11]. Такие сульфидные (халькопирит-борнит-халькозинные) руды развиты в верхних частях потоков миндалекаменных андезитов юрских и меловых вулканоплутонических поясов Перуано-Чилийской медно-рудной провинции. А. И. Кривцов считает, что эта медная минерализация (тип «мантос») «...может рассматри-

ваться как собственно вулканогенное проявление меденосности продуктивных вулканоплутонических ассоциаций, с интрузивными составляющими которых связано более важное в экономическом отношении оруденение...» [4, с. 30], под которым подразумеваются крупные медно-порфировые месторождения Перуано-Чилийской провинции. В этой связи важно изучить субвулканические фации ордовикских вулканитов Рассошинской зоны, в которых могут быть обнаружены медно-порфировые месторождения.

Вопрос о генезисе пластовых месторождений меди в покровах мицдалекаменных базальтоидов дискусионен. На наш взгляд, наиболее обоснованной является точка зрения В. Е. Попова [11] о их сингенетичном вулканогенном происхождении. Некоторые текстурные особенности руд, свидетельствующие о наложенном характере оруденения, вполне логично объясняются В. Е. Поповым деятель-

ностью рудоносных растворов уже после окончания фазы активного вулканизма. Данные по медному оруденению верховьев р. Зырянки вполне согласуются с этими представлениями. Рудоносность осадочных пород (песчаников, доломитов, известняков), по-видимому, обусловлена различными процессами: сингенетичным с вулканизмом вулканогенно-осадочным отложением меди, поствулканической деятельностью гидротермальных растворов, размывом рудоносных вулканитов. Последнее, в частности, подтверждается наличием кластических зерен борнита в медистых песчаниках.

Итак, изложенные данные вносят существенные коррективы в представления о доорогенной металлогении мезозойд Северо-Востока СССР. Твердо устанавливается связь охарактеризованного медного оруденения с ордовикскими вулканитами, о чем уже сообщалось ранее в [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. Вильямс А., Строн П. и др. Корреляция ордовикских отложений на Британских островах // Кембрий, ордовик и силур стратотипических разрезов.— М.: Мир, 1976.
2. Гагиев М. Х. Ордовикские конодонты Понтонейских гор // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984.
3. Евзикова Н. З. Практические следствия из зонального распределения в рудных телах кристаллов разной формы // Проблемы генетической информации в минералогии.— Сыктывкар: Коми-филиал АН СССР, 1976.
4. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений.— М.: Недра, 1983.
5. Кутырев Э. И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка.— Л.: Недра, 1984.
6. Магматические формации СССР. Т. 1/Масайтис В. Л.— Л.: Недра, 1979.
7. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия.— М.: Наука, 1971.
8. Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1973.
9. Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива // Геотектоника.— 1979.— № 1.
10. Мерзляков В. М., Шликерман В. И. Стратиформная рудоносность Омудевского поднятия // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 5.
11. Попов В. Е. Вулканогенно-осадочные месторождения.— Л.: Недра, 1979.
12. Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, 1981.
13. Пристаево В. А., Устюжин П. В. и др. Экспрессный количественный анализ геохимических проб на широкий круг элементов // Методы прикладной геохимии.— Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1981.— Ч. 2.
14. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР.— Магадан, 1974—1975 гг.— Магадан: СВТУУ, 1978.
15. Сурнин А. А., Округин А. В., Лескова Н. В. Сплавы меди и мышьяка в базальтах Момского горст-антиклинария // Самородные металлы в изверженных породах: Тез. докл. Всесоюз. конф. «Самородное элементообразование в эндогенных процессах». — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985.— Ч. 1.
16. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива/Г. А. Гринберг, К. Н. Рудич.— М.: Наука, 1981.
17. Уайт У. С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган // Рудные месторождения США. Т. 1.— М.: Мир, 1972.
18. Цветков А. А. Субщелочной базальтовый вулканизм активных зон перехода от океана к континенту // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 3.
19. Чурилин Н. С., Малахова Л. В. История формирования эффузивных и интрузивных членов базальттрахитовой ассоциации в Тагильском прогибе на Среднем Урале // Проблемы петрологии Урала.— Свердловск: 1973.— (Тр. ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 100).
20. Шило Н. А., Бабкин П. В. и др. Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока советской Азии // Тектоника и структурная геология. Планетология: Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК.— М.: Наука, 1976.
21. Morrison G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // Lithos, 1980.— V. 13, N 1.

УДК 549.251'76:550.4:551.24(571.651)

Б. А. Кулешов, В. А. Приставко, А. А. Пляшкевич

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВЕТЛОГО (Чукотка)

Кратко описаны геология и магматизм Северного рудного узла, приведены новые данные по минеральному составу и геохимии интрузивных пород олововольфрамового месторождения Светлого, более детально охарактеризованы структурно-морфологические

особенности рудного поля, минералогическая зональность месторождения, геохимические типы руд и информативности отдельных элементов. Предложена генетическая модель рудно-магматического процесса и формирования месторождения Светлого.

Месторождение Светлое находится в пределах Северного рудного узла, включающего ряд близких в морфогенетическом отношении месторождений и рудопоявлений олововольфрамовой кварцево-жильной рудной формации [3]. Месторождения этого узла (Светлое, Солнечное, Северное и др.) за более чем 40-летнюю историю со времени своего открытия в 1944 г. геологом Л. М. Шульц изучались многими исследователями, но в геологической литературе известны лишь очень краткие и схематичные их описания в немногочисленных работах [3, 10, 12 и др.]. В настоящей статье излагаются новые данные комплексных геолого-структурных и минералого-геохимических исследований, проведенных авторами на месторождении Светлом в 1982—1984 гг., которые значительно расширяют и уточняют существующие представления об условиях его формирования. Краткая геологическая характеристика Северного узла приводится по материалам XXX тома «Геологии СССР» с некоторыми дополнениями авторов.

Северный рудный узел занимает восточную часть Иультинского горст-антиклинория, сложенного верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими терригенными образованиями. Генеральное северо-восточное простирание складчатых структур в этой части антиклинория в значительной степени осложнено интенсивными проявлениями блоковой тектоники и разновозрастного магматизма.

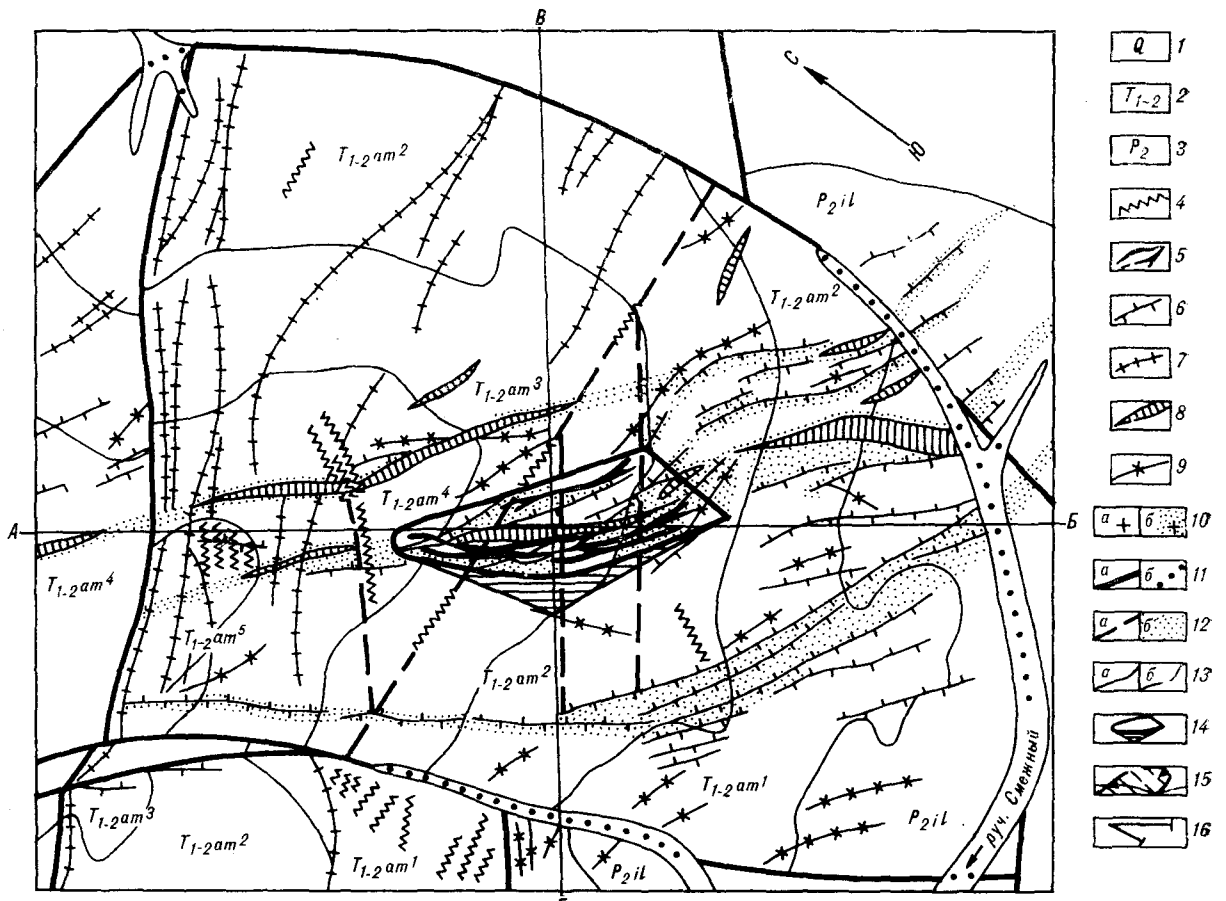
Рудное поле месторождения Светлого (рис. 1) расположено в пределах ограниченного со всех сторон разрывными нарушениями блока, несколько вытянутого в северо-западном направлении. В геологическом строении рудного поля участвуют терригенные образо-

вания иультинской (P_2) и амгуэмской (T_{1-2}) свит. Первые развиты в ядре Смежнинской антиклинали, имеющей северо-восточное простирание. Породы амгуэмской свиты занимают большую часть рудного поля, слагая Светлинскую брахисинклиналь, осложняющую северо-западное крыло Смежнинской антиклинальной структуры.

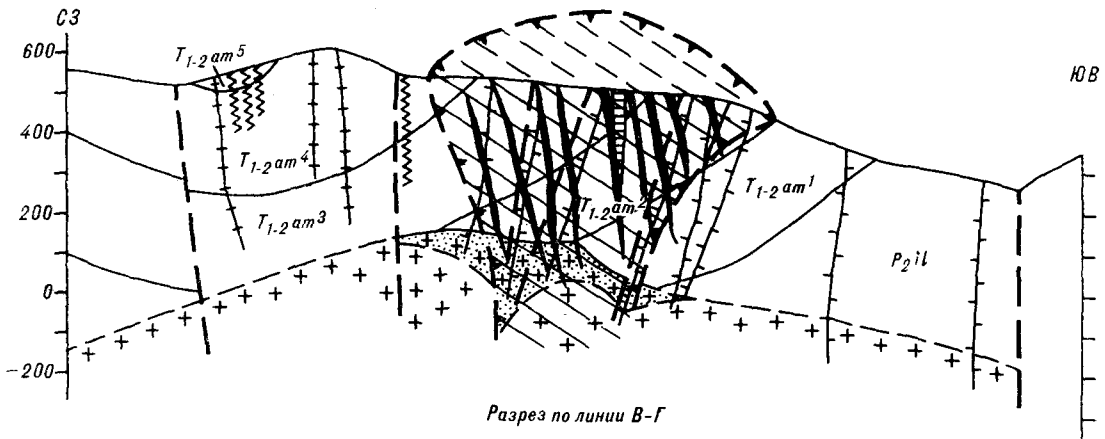
Для иультинской свиты характерны преобладание в различной степени филлитизированных глинистых сланцев и алевролитов, насыщенность их углистым веществом и пиритом. Мощность свиты порядка 500 м.

Амгуэмская свита по литологическим особенностям разделяется на пять пачек, мощность которых колеблется от 150 до 300 м, общая мощность свиты в пределах рудного поля составляет 1000 м. Отличительной чертой ее является преобладание песчаников, особенно в верхней половине разреза; в этом же направлении возрастает их известковистость. Границы свит и выделяемых в их составе пачек во многом условны в связи с их согласным залеганием, сходным типом переслаивания пород, наличием постепенных переходов, отсутствием перерывов и надежных, фаунистически охарактеризованных, маркирующих горизонтов.

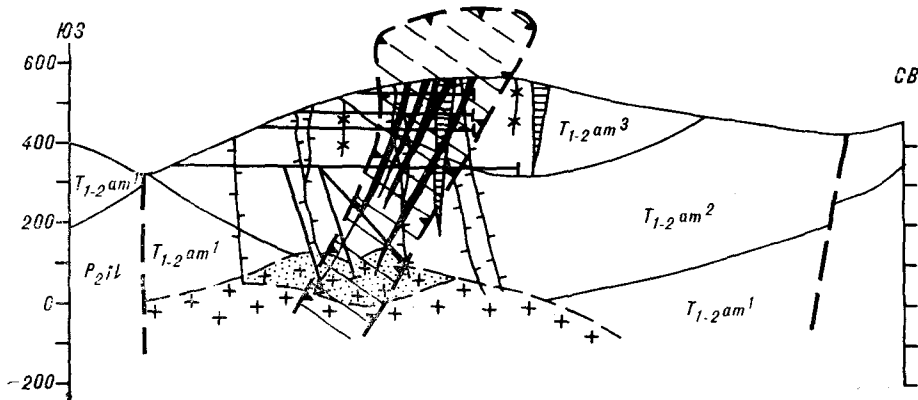
Светлинская брахисинклиналь имеет северо-западное ($300-320^\circ$) простирание и асимметричное строение: северо-восточное ее крыло пологое ($10-15^\circ$), юго-западное — более крутое ($30-40^\circ$). Осевая плоскость складки круто падает на юго-запад под углом $70-75^\circ$. Шарнир складки, полого погружаясь к северо-западу, резко воздымается в юго-восточном направлении, где происходит замыкание верхних песчаниковых пачек амгуэмской свиты. Складчатая структура осадочной толщи в пре-



Разрез по линии А-В



Разрез по линии В-Г



делах рудного поля значительно деформирована разрывными нарушениями, а также динамическим воздействием гранитного интрузива, залегающего на глубине 400—500 м от современной поверхности. С последним связывается формирование интрузивно-купольной структуры рудного поля, выделяющейся в рельефе в виде овального поднятия с абсолютными отметками более 600 м, а также контактовый метаморфизм вмещающей осадочной толщи.

В пределах рудного поля широко развиты разновозрастные дайки четырех петрографических разновидностей. Наиболее ранние дайки лампрофиров и секущие их дайки адамеллит-порфиров большим количеством исследователей связываются со становлением раннемелового тауреранского (вешкапского) гранодиорит-гранитного комплекса батолитоподобных интрузий, радиологический возраст которого 120 млн лет [10]. Наибольшая концентрация даек этого комплекса наблюдается в южной части рудного поля, где они контролируются тектоническими нарушениями северо-западного (300—330°) простирания, относимыми к категории левосторонних сдвигов небольшой амплитуды. Падение даек крутое (80—90°) к северо-востоку.

Дайки гранит-порфиров прослеживаются в виде пояса северо-восточного (40—50°) простирания в северо-западной части рудного поля. Контролируются они крутопадающими (70—90°) к юго-востоку разрывными нарушениями, представленными малоамплитудными сбросами, зонами дробления и трещиноватости. Гранит-порфиры секут дайки адамеллитов и лампрофиров и, в свою очередь, пересекаются дайками аплитовидных гранитов. Последние в пределах рудного поля образуют три пояса северо-западного простирания, наследующие разрывные нарушения раннемелового этапа, но для них характерны более пологие (60—70°) углы падения.

Дайки гранит-порфиров связываются с главной фазой поздне мелового иультинского гранит-лейкогранитного комплекса, а дайки аплитовидных гранитов — с его заключительной аляскитовой субфазой. Радиологический возраст иультинского комплекса 90—100 млн лет. Примерно этим же интервалом (84—100 млн лет) датируется абсолютный возраст грейзенов и гидротермальных кварцево-рудных жил

с олововольфрамовой минерализацией [10, 12].

Характеристика изученных нами гранитоидов Светлинского рудного поля по минеральному и химическому составу, а также по содержанию некоторых редких и рудных элементов приведена в табл. 1—3. По своему химизму рассматриваемые интрузивные образования близки соответствующим средним типам изверженных пород, по Р. Дэли. По классификации Э. П. Изоха [7, 8], гранитоиды рудного поля по классам содержаний кремнезема относятся к адамеллитам, кислым и ультракислым лейкократовым гранитам, а по содержанию и соотношению щелочей — к типам калиевых и повышенной щелочности пород (см. табл. 2).

При сравнении со средними данными для различных гранитоидных формаций [1, 11] адамеллиты рудного поля ближе к гранитовой формации, а гранит-порфиры, аплитовидные граниты даек и слепого штока занимают промежуточное положение между лейкогранитовой и аляскитовой [11] или аляскитовой и субщелочно-гранитовой [1] формациями. При этом адамеллиты близки геохимическому типу стандартных гранитов, гранит-порфиры и аплитовидные граниты даек практически идентичны редкометалльным плюмазитовым лейкогранитам, а аляскиты штока соответствуют литий-фтористой фации гранитов этого же геохимического типа [15].

Месторождение Светлое (см. рис. 1) расположено в центральной части рудного поля, в пределах юго-восточного замыкания Светлинской брахисинклинали, сложной терригенными образованиями амгузской свиты. Наиболее широко распространены в рудном поле вторая (алевролитовая) и третья (песчаниковая) пачки, мощность которых составляет соответственно 200 и около 300 м, т. е. они почти полностью слагают надынтрузивный разрез рудовмещающей толщи. Рудные тела, представленные кварцевыми жилами и прожилками, концентрируются в двух зонах, расходящихся в юго-восточном направлении под углом около 20°. Простирание основной зоны — СЗ 320°, восточной — СЗ 300°, что соответствует простиранию гребней залегающего на глубине гранитного купола, причем каждая зона имеет самостоятельную корневую область (рис. 2). Падение обеих зон крутое (70—75°) юго-западное, отдельных жил в зонах изменя-

Рис. 1. Геолого-структурная схема рудного поля месторождения Светлого.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — амгузская свита (T_{1-2}); 3 — иультинская свита (P_2); 4 — пострудные кварцевые и кварц-карбонатные жилы; 5 — кварцево-рудные жилы; 6 — дайки аплитовидных гранитов (K_2); 7 — дайки гранит-порфиров (K_1); 8 — дайки адамеллитов (K_1); 9 — дайки лампрофиров (K_1); 10 — поздне меловые лейкограниты (а) и их грейзенизированные варианты (б) на разрезах; 11 — главные блокоразделяющие разломы, установленные (а) и под четвертичными отложениями (б); 12 — магмородукоконтролирующие (а) и рудовмещающие (б) зоны разрывных нарушений; 13 — геологические границы между свитами и толщами (а) и контур слепого штока лейкогранитов на разрезах (б); 14 — граница месторождения на плане; 15 — границы рудных зон на разрезах; 16 — горные выработки и сваяжины на разрезах.

Таблица 1

Минеральный состав гранитоидов Светлинского рудного поля, об. %

Порода	Кварц	Калишпат	Плагио- клас	Биотит	Мусковит	Акцессо- рии
Адамеллит	$\frac{28}{20-30}$	$\frac{27}{20-35}$	$\frac{40}{25-54}$	$\frac{4}{2-8}$	$\frac{0,8}{0-3}$	$\frac{0,2}{0,1-1}$
Гранит-порфир	$\frac{35}{30-40}$	$\frac{35}{25-40}$	$\frac{25}{20-30}$	$\frac{3}{1-5}$	$\frac{1}{0-3}$	$\frac{1}{0,5-2}$
Аплит	$\frac{33}{30-37}$	$\frac{33}{28-43}$	$\frac{30}{25-35}$	$\frac{1}{0,5-2}$	$\frac{2}{1-3}$	$\frac{1}{0,5-2}$
Аляскит	$\frac{30}{28-35}$	$\frac{30}{25-35}$	$\frac{37}{30-42}$	$\frac{1}{0,5-3}$	$\frac{1}{0,5-3}$	$\frac{1}{0,5-2}$
Лейкогранитовая формация, по [11]	31	37	29	3	—	—
Субщелочно-гра- нитовая формация, по [1]	$\frac{36}{30-43}$	$\frac{34,5}{25-45}$	$\frac{23}{18-40}$	$\frac{1,0}{0-3}$	$\frac{4-5}{0,5-10}$	$\frac{1}{0,3-1,5}$

Примечание. В числителе — среднее значение; в знаменателе — пределы вариаций. Количественно-минералогические определения выполнены Б. А. Кулешовым по трем — пяти шлифам.

ется от 60 до 90°, реже отмечается обратное (северо-восточное) падение.

В 150—300 м к северо-востоку и в 400—500 м к юго-западу от месторождения выявлено еще несколько рудных зон сходного типа, приуроченных также к дайковым поясам северо-западного простираения, которые фиксируют выступы кровли нескрытого гранитного интрузива, что значительно расширяет перспективы Светлинского рудного узла.

Изучение структурно-морфологических особенностей месторождения проводилось в соответствии с методикой морфоструктурного анализа рудных полей [2, 6]. Были определены основные линейные и угловые характеристики отдельных рудных зон и тел, проведена взаимосвязка их на разных гипсометрических уровнях, выявлены элементы их внутреннего строения, в результате чего установлена объемная фигура рудного поля (см. рис. 2), приближенно определены глубины формирования структурно-морфологических зон (прикорневой, прифронтальной и др.), что позволяет провести типизацию рассматриваемого рудного поля.

В структурном отношении месторождение Светлое относится к сложному планпараллельному подтипу линейных полей, хотя ему также присущи некоторые черты веерообразно-линейного подтипа билатерального структурного типа [2]. Основными элементами структуры рудного поля являются: рудоконтролирующая зона веерообразно-линейных склоров северо-западного (300—320°) простираения, рудоопределяющая система разрывных нарушений северо-восточного (40—60°) простираения и корневые области рудных зон, расположенные в центральной части рудного поля в пределах гранитного купола. Рудные тела имеют

Таблица 2

Химический состав гранитоидов Светлинского рудного поля (вес. %)

Окислы и их соотношения	Дайки			Аляскиты штока n = 38	Формации, по [1]		
	Адамеллиты n = 12	Гранит-пор- фиры n = 1	Аплиты n = 14		Гранитовая	Аляскитовая	Субщелочно- гранитовая
SiO ₂	70,37(0,43)	74,91	74,74(0,41)	77,53(0,51)	71,71	75,24	75,03
TiO ₂	0,49(0,02)	0,17	0,09(0,01)	0,07(0,01)	0,30	0,14	0,08
Al ₂ O ₃	15,24(0,21)	13,11	14,63(0,14)	12,46(0,28)	14,22	13,01	13,09
Fe ₂ O ₃ + FeO	2,68(0,11)	1,56	0,98(0,21)	1,01(0,20)	2,73	1,70	1,36
MnO	0,07(0,01)	0,04	0,04(0,01)	0,04(0,01)	0,05	0,04	0,03
MgO	1,09(0,06)	1,14	0,05(0,04)	He обн.	0,68	0,26	0,15
CaO	1,95(0,15)	1,00	0,88(0,19)	0,52(0,09)	1,62	0,74	0,45
Na ₂ O	3,31(0,33)	3,29	4,37(0,33)	3,49(0,24)	3,59	3,68	4,30
K ₂ O	4,72(0,29)	5,27	4,19(0,43)	4,86(0,13)	4,20	4,63	4,71
P ₂ O ₅	0,13(0,01)	0,04	0,03(0,01)	0,01(0,006)	Нет данных		—
Na ₂ O + K ₂ O	8,03(0,14)	8,56	8,56(0,35)	8,35(0,25)	7,79	8,31	9,01
K ₂ O : Na ₂ O	1,44(0,23)	1,60	0,97(0,14)	1,40(0,11)	1,17	1,26	1,1
$\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$	0,52	0,65	0,59	0,67	0,55	0,64	0,7

Примечание. n — количество проб; в скобках — среднеквадратичное отклонение. Рентгенофлуоресцентный анализ проб выполнен на квантометре ARL-72000 в лаборатории геохимии рудных формаций СВНИИ ДВО АН СССР (коллекция авторов).

Содержание элементов-примесей в гранитоидах Светлинского рудного поля, г/т

Порода	n	Cu	Pb	Zn	Mo	W	Sn	Bi	Ag	As	B	Ba	Sr	Rb	K/Rb
Дайки															
Адамеллиты	12	19,6	37,3	222	0,66	5,38	23,3	6,3	0,20	649	112	664	248	322	147
		1,6	1,3	1,7	1,9	7,6	3,1	1,8	1,4	6,0	1,4	94	45	48	
Гранит-порфиры		31,4	41,0	3,7	0,53	11,3	11,8	6,1	0,16	343	119	103	345	272	194
Аплиты	1	25,5	51,0	89,5	0,24	4,30	33,3	10,0	0,21	293	122	125	76	344	122
	13	1,5	1,4	5,1	1,5	2,1	2,5	1,2	1,4	5,4	1,4	68	49	45	
Аляскиты штока	38	10,6	56,7	86,4	0,84	4,45	25,3	8,9	0,19	161	103	12	1,2	480	101
		2,4	1,5	2,8	3,5	3,4	3,4	1,2	2,7	7,7	1,3	45	4,5	27	
Пиомазитовые ред-кометалльные лейкограниты, по [16]		—	28	40	1,5	8,4	22	—	—	—	27	175	70	440	90

Примечание. n — количество проб; для Ba, Sr, Rb: в числителе — среднее содержание, в знаменателе — среднеквадратичное отклонение для нормального распределения; для остальных элементов: в числителе — среднее содержание, в знаменателе — стандартный множитель для логнормального распределения. Анализ проб на Ba, Sr, Rb выполнен на квантометре ARL-72000, на остальные элементы выполнен количественный спектральный анализ методом ЭКСА в лаборатории геохимии рудных формаций СВКНИИ ДВО АН СССР (коллекция авторов).

сложное кулисное строение и контролируются крутопадающими трещинами скола, сходящимися в северо-западном направлении, что обусловило склонение рудных тел в этом же направлении и некоторую асимметрию фигуры рудного поля.

По морфологическим особенностям месторождения Светлое относится к комбинированному типу рудных полей и состоит из двух рудных зон — основной и восточной. Каждая из них принадлежит к плоскоконическому морфологическому типу, так как коэффициент линейности (уплощенности), выражающий отношение максимальной длины зоны к ее характерной (средней) ширине, остается довольно постоянным на всех гипсометрических уровнях, изменяясь от 10 до 12, тогда как в целом для рудного поля он равен 3—5. По своим угловым характеристикам (рис. 3, 4) месторождение Светлое относится к категории крутонаклонных (падение зон ЮЗ < 70—75°), двусторонних слабоасимметричных полей, корневая область его расположена в центральной части, а линии, ограничивающие фигуру рудного поля на продольной проекции и частично совпадающие с разрывными нарушениями северо-восточного простирания, имеют различные углы наклона. Угол конусности фигуры рудного поля на северо-западном фланге около 80°, тогда как на юго-восточном изменяется от 70 до 60° по направлению от корневой области к поверхности.

Еще одной важной характеристикой рудного поля является коэффициент вертикальной протяженности (КВП), выражающий отношение максимальной длины рудного поля к его вертикальной протяженности. Обычно для гидротермальных рудных полей надынгузивной

зоны нижней границей оруденения принято считать кровлю материнского интрузива, однако определенные нами углы конусности фигуры рудного поля показывают, что нижнюю границу оруденения (корневую область) можно опустить примерно на 200 м ниже кровли гранитного купола, т. е. до нижней границы распространения грейзенов ореольного типа. Примерно такой же величиной (порядка 200 м) определяется нами эрозионный срез месторождения. В этом случае КВП = 1, что позволяет отнести месторождение Светлое к глубококорневым рудным полям.

Глубина формирования оруденения для месторождения Светлое может быть оценена приближенно исходя из сопоставления

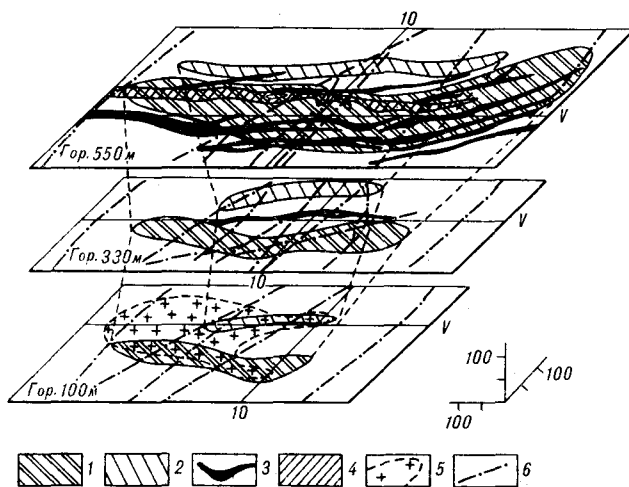


Рис. 2. Объемная фигура месторождения Светлого. 1, 2 — рудные зоны: 1 — Основная, 2 — Восточная; 3, 4 — дайки: 3 — аплитовидных гранитов, 4 — адамеллитов; 5 — контур слепого штока лейкогранитов; 6 — разрывные нарушения.

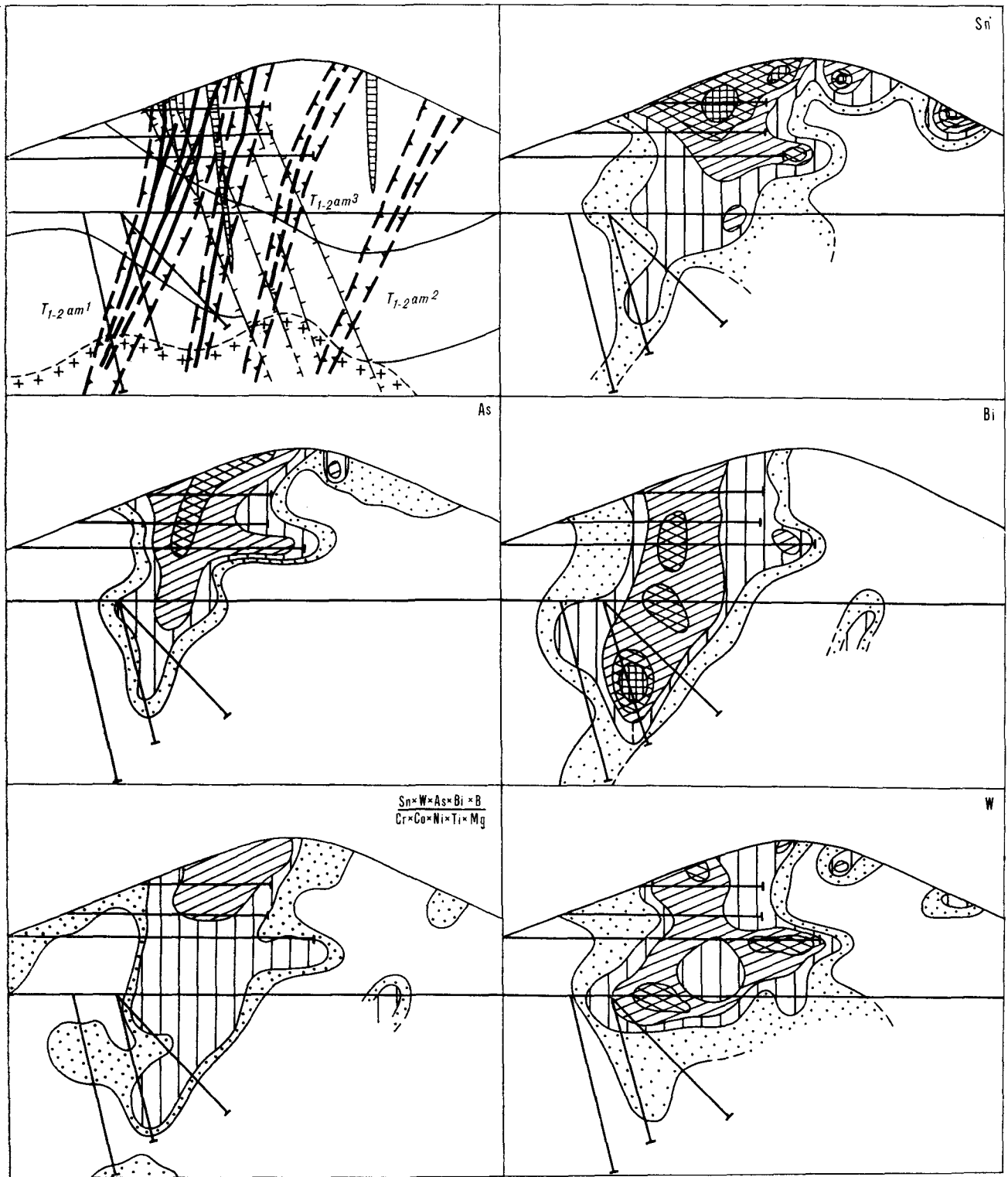


Рис. 3. Геологический разрез и геохимические ореолы вкост простирания рудных зон месторождения Светлого. Усл. обозн. к геологическому разрезу см. на рис. 1. Густота штриховки увеличивается с повышением концентраций элементов (или их отношений) в ореоле.

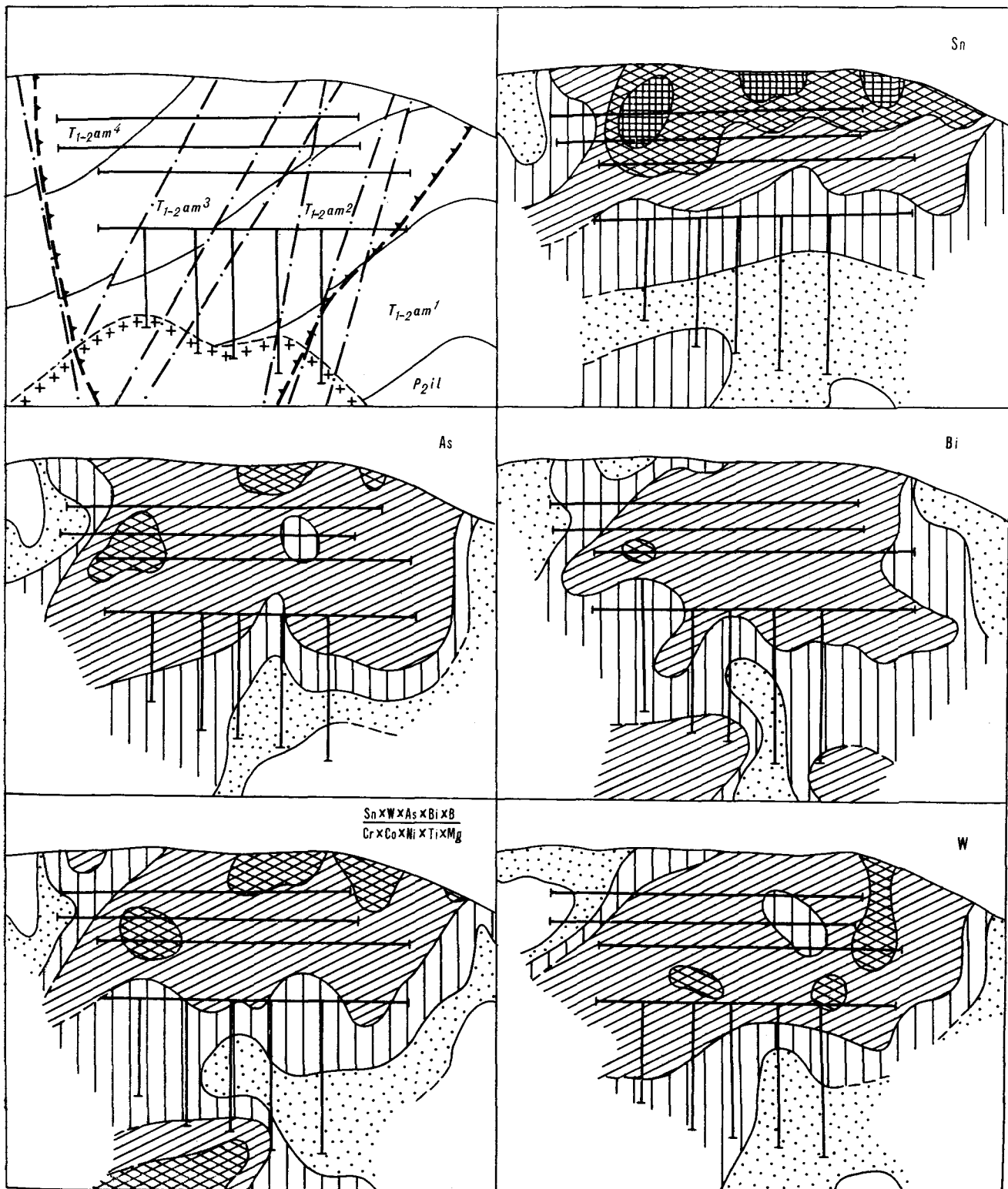


Рис. 4. Геологический разрез и геохимические ореолы на продольной вертикальной проекции месторождения Светлого. Усл. обозн. те же, что и к рис. 3.

максимальной (1700 м) мощности отложений амгуэмской свиты в районе и ее мощности в пределах рудного поля (1000 м). С учетом вертикальной протяженности рудных тел до кровли гранитов и величины эрозионного среза можно предполагать, что верхняя граница оруденения — фронтальная зона — находилась не более чем в 1000 м от палеоповерхности. Эти данные не противоречат общим представлениям и фактическим материалам по другим регионам, в которых указываются близкие глубины становления (2—2,5 км) рудогенерирующих интрузивов редкометалльных гранитов и формирования олововольфрамовых месторождений (Забайкалье, Казахстан, Рудные горы, МНР и др.). О слабой эродированности рудного поля свидетельствуют как его морфологические особенности, так и сравнительно небольшие по своим параметрам развитые здесь россыши.

Для рудных зон месторождения характерно кулисное строение рудных тел по простиранию и падению, а также ветвление и веерообразное расширение жильных пучков вверх по восстанию и в юго-восточном направлении. Линейные размеры отдельных крупных кулис составляют в среднем 80—90 м, реже — до 120 м. Максимальная их протяженность и мощность наблюдаются в центральной части рудных зон и постепенно уменьшаются к флангам. Кулисы имеют общую выпуклость к северо-востоку, крутое (70—75°) юго-западное падение в центре и более пологое (до 50—60°) — на флангах.

Каждая крупная кулиса состоит из двух-трех более мелких с линейными размерами 20—40 м, в среднем — порядка 30 м. Наиболее распространенные типы сочленения кулис — с перекрытием, с причленением, реже встык. Мелкие кулисы характеризуются в основном теми же чертами морфологии и элементами залегания, что и крупные, однако среди них встречаются иногда кулисы, обращенные выпуклостью к юго-западу и с падением на северо-восток, особенно на участках пересечения даек и зон трещиноватости северо-восточного простирания.

Мелкие кулисы сопровождаются многочисленными апофизами и субпараллельными жилами и прожилками мощностью до 10—12 см, образующими зоны линейных штокверков, сопровождающих крупные ствольные жилы. Прожилки, расположенные со стороны лежащего бока основной кулисы, имеют, как правило, более пологие (50—60°) углы падения, в то время как со стороны висячего бока падение их более крутое (80—90°), а иногда и обратное (северо-восточное). Во всех случаях они быстро причленяются к основной кулисе. Такое строение жильных тел в поперечном

разрезе подчеркивает пучковый, веерообразный характер развития гидротермального процесса на всех уровнях рудного поля, особенно на верхних горизонтах при переходе из прикорневой зоны в прифронтальную.

Фронтальная зона на месторождении Светлом, где величина эрозионного среза составляет порядка 200 м, не сохранилась. Прифронтальная зона прослеживается от современной поверхности до глубины 250—300 м. В этом интервале сконцентрировано максимальное количество рудных тел, крупные ствольные жилы часто разветвляются, давая многочисленные апофизы. Линейные размеры жил наиболее значительны, характерны раздувы мощностью до 3—4 м и более. Руды отличаются сложностью и большим разнообразием состава и текстур. Геохимические эндогенные ореолы широкие и контрастные.

При переходе границы прикорневой зоны отмечается сужение контура рудного поля месторождения примерно вдвое (см. рис. 3). Фигура его становится более компактной, линейные размеры рудных зон уменьшаются, количество жил и их мощности убывают. Сокращается также количество минеральных ассоциаций, и состав руд становится более простым. Протяженность этой зоны составляет 200—250 м. Корневая зона — это область выклинивания рудных тел на глубине. На месторождении Светлом она пока не вскрыта, но можно предполагать, что совпадает с нижней границей распространения грейзенов ореольного типа, т. е. находится примерно в 200 м ниже кровли купола гранитов.

На месторождении Светлом, как и на других месторождениях этого формационного типа, на фоне одностадийного формирования руд [12, 16] отчетливо проявлены минералогическая и геохимическая зональности, свидетельствующие о длительности и относительной стабильности условий процесса рудоотложения. Это подтверждают и структурно-текстурные особенности рудных тел, формировавшихся путем выполнения трещинных полостей. Для них наиболее характерны массивные и вкрапленные текстуры, в мощных жилах отмечаются полосчатые. Друзовые текстуры обычны для руд верхних горизонтов. Текстуры пересечения редки, в то же время в образованиях ранних минеральных ассоциаций обычны микротекстуры катаклаза. Структуры руд преимущественно от средне- до крупнозернистых, часты замещения поздними минералами более ранних, вплоть до появления реликтовых структур.

Наиболее ранней минеральной ассоциацией (рис. 5), развитой в призальбандовых оторочках маломощных жил и прожилков и в участках их выклинивания на верхних горизонтах,

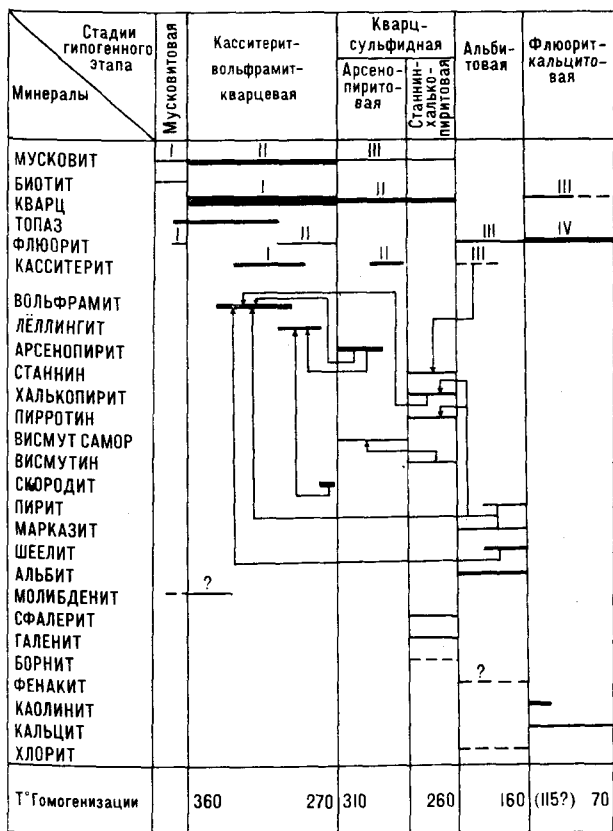


Рис. 5. Стадийность минералообразования на месторождении Светлом. Стрелками показано, за каких минералов ранних стадий происходило образование минералов поздних стадий.

является топаз-флюорит-мусковитовая. Топаз представлен мелкими бесцветными и желтоватыми кристаллами и их скоплениями, а мелкозернистые агрегаты и отдельные зерна фиолетового флюорита рассеяны среди мелкозернистого мусковита. Совместно с мусковитом отмечаются мелкие чешуйки молибденита. Эта ассоциация является, видимо, отражением грейзенового этапа кислотной стадии процесса рудообразования [4], более широко проявившегося в гранитах слепого купола. Мусковитовая оторочка обычна на контакте жил с вмещающими породами, причем мощность ее коррелирует с мощностью жилы, варьируя от 0,5—1 до 15—20 см, и более мощная оторочка развивается со стороны всячего зальбанда. Вмещающие породы на контакте с жилами грейзенизированы на расстояние до 20 см.

Основная продуктивная ассоциация — касситерит-вольфрамит-кварцевая, отвечающая кварцево-жильному этапу кислотной стадии процесса рудообразования [4]. Наиболее ранние минералы этой ассоциации — топаз и тонкопластинчатый вольфрамит. Основная масса вольфрамитов (таблитчатые, шестоватые, крупнокристаллические индивиды и их агрегаты)

отлагалась одновременно с касситеритом и позднее совместно с леллингитом и зеленым (реже полихромным) флюоритом. Температурный интервал отложения этой ассоциации составляет 360—270 °C [12], отложение минералов происходило из слабокислых растворов в окислительной обстановке. Такая последовательность кристаллизации минералов согласуется с данными И. Н. Говорова [4] и С. А. Коренбаума [9]: переход от грейзенового этапа к кварцево-жильному сопряжен с понижением кислотности растворов, высокая активность фтора и низкая серы (топаз и леллингит) в начальный период обусловили более раннее выделение вольфрамитов. Основная масса касситеритов и вольфрамитов отлагалась при снижении активности фтора и нейтрализации растворов. В целом грейзеновая и кварцево-жильная ассоциации могут рассматриваться в качестве первой (главной) продуктивной стадии формирования руд месторождения.

Отложение минералов арсенопирит-кварцевой и станнин-халькопиритовой ассоциаций происходило в интервале температур 310—260 °C вначале из слабокислых, а затем из слабощелочных растворов. Более ранняя арсенопирит-кварцевая ассоциация с мелкокристаллическим касситеритом, самородным висмутом и мелкозернистым мусковитом развита повсеместно, тогда как образования станнин-халькопиритовой минеральной ассоциации с небольшим количеством висмутин, сфалерита, галенита, пирротина и борнита встречаются преимущественно на верхних горизонтах месторождения. Шеелит-флюорит-альбитовая минеральная ассоциация представлена альбитом, зеленым флюоритом, хлоритом, шеелитом, пиритом, марказитом, тонкопризматическим касситеритом, выполняющими друзовые полости на верхних уровнях рудных тел. Отложение минералов происходило из слабощелочных растворов в окислительной обстановке при температурах 240—160 °C. Шеелит-флюорит-альбитовая ассоциация соответствует поздней щелочной стадии плутоногенного процесса рудообразования [4].

Минералы флюорит-кальцитовой ассоциации (мелкокристаллический хрусталевидный кварц, пластинчатый кальцит, мелкозернистый зеленоватый флюорит и каолинит) слагают мало мощные прожилки, секущие все более ранние образования, и выполняют друзовые полости. Их отложение происходило при температурах 160—70 °C из слабощелочных и нейтральных растворов в окислительной обстановке (заключительная нейтральная стадия процесса [4]).

Температурные интервалы стадий рудообразования на месторождении Светлом хорошо согласуются с приводимыми Л. Н. Овчинниковым [13] для плутоногенных гидротермальных

месторождений статистически установленными максимумами осаждения рудных компонентов (350, 270 и 160 °С). Рудоотложение на месторождении Светлом происходило из истинных растворов, концентрация которых составляла от 7 до 3 % вес., понижаясь к заключительной стадии до 0,5 % вес., в интервале давлений от 700 до 150 бар [12]. Это подтверждает наши данные о сравнительно небольшой (около 1 км) глубине формирования рудных тел от палеоповерхности и о прогрессивном развитии рудовмещающих трещинных полостей, что способствовало снижению давления в рудоносной гидротермальной системе на заключительных стадиях процесса рудообразования. Аналогичные выводы о генезисе Иультинского олововольфрамового месторождения сделал ранее С. Ф. Лугов с соавторами [10].

Как уже указывалось, несмотря на слабо проявленную стадийность, на месторождении Светлом отчетливо выражена минералогическая и геохимическая зональность (см. рис. 3, 4). В прифронтальной зоне до глубины 250—300 м от поверхности представлены все перечисленные выше минеральные ассоциации и сосредоточены наиболее разнообразные типы руд. В целом вертикальная зональность имеет прямой характер относительно залегающего на глубине купола гранитов. В прифронтальной зоне сосредоточены комплексные касситерит-вольфрамитовые руды с отношением $\text{Sn} : \text{WO}_3 = 1 : (2-4)$. При переходе в прикорневую зону руды становятся существенно вольфрамитовыми (отношение $\text{Sn} : \text{WO}_3 = 1 : 10$). В грейзенизированных гранитах слепого штока концентрации олова несколько возрастают при одновременном снижении содержания вольфрама, в кварцево-рудных жилах и грейзенах появляются молибденит, висмутит, пирит, галенит и другие сульфиды, руды снова становятся комплексными. Несколько необычное положение свинца в ряду вертикальной геохимической зональности элементов эндогенного ореола месторождения, по-видимому, обусловлено более широким распространением галенита в грейзенизированных гранитах по сравнению с жилами надынтрузивной зоны. Полученный нами ряд вертикальной геохимической зональности имеет вид (снизу вверх): $\text{Pb}-\text{Ni}-\text{Co}-(\text{Cr}, \text{Zn})-\text{Mo}-\text{Ge}-\text{Ti}-\text{Mg}-\text{B}-\text{Mn}-\text{Ca}-\text{Bi}-\text{W}-\text{Fe}-\text{As}-\text{Cu}-(\text{Sn}, \text{Ag})$.

Наибольшей контрастностью характеризуется мультипликативный показатель зональности вида
$$\frac{\text{Sn} \times \text{W} \times \text{As} \times \text{Bi} \times \text{B}}{\text{Cr} \times \text{Co} \times \text{Ni} \times \text{Ti} \times \text{Mo}}$$

Оценки информативности элементов по отношению к оруденению имеют следующие значения (%): $\text{W} - 100$, Bi , $\text{As} - 94$, $\text{Sn} - 61$, $\text{Mn} - 54$, $\text{Fe} - 53$, $\text{Ag} - 50$, $\text{Mo} - 40$, $\text{Ca} - 25$, $\text{Cu} - 23$. Высокая информативность висмута и

мышьяка объясняется сходной формой их геохимических ореолов и ореола вольфрама (см. рис. 3, 4). Геохимические ореолы олова, серебра и меди смещены несколько выше, а ореолы молибдена и кальция — ниже ореола вольфрама, что согласуется с вертикальной минералогической зональностью на месторождении Светлом. Сравнительно высокая информативность железа и марганца связана, по-видимому, с их минералообразующей ролью в вольфрамите.

По результатам обработки геохимических данных комбинированными методами кластер-анализа [5] на месторождении выделяются 12 геохимических типов руд и эндогенных ореолов. Оценка их по комплексному геохимическому показателю (КГП) [14] показывает, что 90 % рудной массы представлено семью геохимическими типами. Их распределение в объеме месторождения обуславливает зональность олововольфрамового оруденения от верхних горизонтов к нижним в следующем виде: 1. Зона устойчивых руд с ведущей ролью Sn и сопутствующими Ag , Cu , Zn , As . 2. Зона устойчивых богатых руд с ведущей ролью W и сопутствующими As , Bi , Ag , Mo . 3. Зона устойчивых среднебедных руд с некоторым преобладанием Sn и сопутствующим Mo . 4. Зона неустойчивого оруденения с заметным преобладанием Sn и сопутствующими Mo , Pb . 5. Безрудная область с повышенным содержанием Pb .

Выявленные закономерности распределения определенных геохимических типов руд и их количественная характеристика, выражаемая величиной КГП, имеют важное практическое значение, так как позволяют по ограниченной выборке (вплоть до трех — пяти проб) определить принадлежность любого опробованного интервала к соответствующему геохимическому типу руд, что, в свою очередь, позволяет своевременно вносить коррективы уже на стадии разведочных работ, ориентируя их на выявление наиболее перспективных типов оруденения.

Комплексный анализ геолого-структурных и минерало-геохимических особенностей позволяет предложить генетическую модель рудно-магматического процесса и формирования месторождения Светлого, выделив ряд основных этапов в их исторической последовательности.

1. Становление раннемелового интрузивного комплекса (массивы Тауреранский, Вепкапский, Метегинский и другие) способствовало развитию деформаций сжатия в Светлинском блоке, в результате чего в нем проявились тектонические нарушения северо-западного простирания типа левосторонних сдвигов, и в наиболее крупные трещины скола внедрили дайки лампрофиров и адамеллит-пор-

филов. Падение их крутое, близкое к вертикальному, преимущественно к северо-востоку.

2. Становление позднемелового интрузивного комплекса (массивы Иультинский, Северный, Солнечный и др.) сопровождалось деформацией растяжения в Светлинском блоке, в результате чего возникли трещины отрыва северо-восточного простирания, выраженные в виде зон дробления и малоамплитудных сбросов, которые контролировали пояса даек гранитпорфиров. Падение их также крутое к юго-востоку, простирание в целом соответствует направлению длинной оси Солнечного гранитного массива.

3. Внедрение поздней аляскитовой фазы позднемелового комплекса («следе штоки» Иультинский, Светлый и др.) привело к образованию Светлинской интрузивно-купольной структуры северо-западного простирания. При этом наряду с новообразованными трещинами отрыва подверглись раскрытию также сколовые нарушения раннемелового этапа. В связи с этим внедрившиеся в них дайки аплитовидных гранитов имеют весьма сложную морфологию, хотя в целом для них характерны северо-западное простирание, совпадающее с направлением удлинения купола аляскистов, и северо-восточное падение под углами 60—70°, т. е. более пологими, чем у раннемеловых даек. Последние при этом нередко играли роль своеобразных барьеров для даек аплитовидных гранитов. С этим этапом связана ранняя автопневматолитовая грейзенизация гранитных куполов и их даек.

4. Кристаллизация и усадка гранитного интрузива способствовали образованию не только пологих трещин отслоения, куда внедрялись остаточные порции гранитного расплава (бескорневые пологие дайки аплитов). Согласно данным С. М. Бескина с соавторами [1], коэффициент усадки для гранитов составляет 10,1, для аляскистов 11,5%, максимум усадки при-

ходится на интервал температур от 600 до 500 °С (переход α -кварца в β -кварц). Этот процесс мог привести к опусканию всей надинтрузивной толщи пород Светлинского рудного поля не менее чем на 100 м, что способствовало, в свою очередь, развитию сколовых систем трещин северо-западного простирания, совпадающих с вытянутостью гребня аляскитового купола и имеющих крутое юго-западное падение, что объясняется морфологией этого купола. По этим трещинам из более глубоких областей интрузива поднимались высокотемпературные гидротермы, формировавшие рудные тела месторождения Светлого. Как известно [4, 13], грейзеновый и кварцевожильный этапы кислотной стадии плутоногенного рудного процесса охватывают диапазон температур от 450 до 250 °С, а начало осаждения рудных компонентов соответствует 420—350 °С, т. е. пневматолито-гидротермальный процесс непосредственно продолжает и завершает процесс кристаллизации гранитов. В этом смысле месторождение является закономерным следствием развития единой эволюционирующей во времени рудно-магматической системы.

5. Грейзеновые и кварцево-жильные месторождения олововольфрамовой рудной формации [3], типичным представителем которых является месторождение Светлое, обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с конкретными массивами аляскитовых гранитов, являющихся наиболее поздними, обогащенными летучими и рудными компонентами-дифференциатами палингенных коровых магм. Положение таких массивов определяется в основном сочетанием дизъюнктивных тектонических факторов. Задача выявления скрытых на глубине массивов рудоносных аляскитовых гранитов в пределах известных рудных районов и узлов имеет важное практическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации.— Л.: Недра, 1979.
2. Ведерников П. Г., Пельцман И. С. Основы морфоструктурного анализа оловорудных полей.— М.: Наука, 1980.
3. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки/Апельцин Ф. Р.— М.: Недра, 1980.
4. Говоров И. Н. Стадийность плутоногенного рудного процесса // Рудообразование и его связь с магматизмом.— М.: Наука, 1972.
5. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных.— М.: Мир, 1977.
6. Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей.— М.: Недра, 1970.
7. Изол. Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования.— М.: Недра, 1978.
8. Изол Э. П., Налетов Б. Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1974.— Ч. 103, вып. 2.
9. Коренбаум С. А. Некоторые вопросы формирования

- ния оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализации в грейзенах и грейзенизированных породах // Проблемы метасоматоза.— М.: Недра, 1970.
10. *Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М.* Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР.— М.: Недра, 1972.
11. *Магматические формации СССР/В. Л. Масайтис.*— Т. 2.— Л.: Недра, 1979.
12. *Наумов В. Б., Науменко Б. Н.* Условия формирования олововольфрамового месторождения Светлое (Чукотка) // Геол. рудн. месторождений.— 1979.— № 5.
13. *Овчинников Л. Н., Масалович А. М.* Состав, внутреннее строение и некоторые свойства рудообразующего раствора // Проблемы метасоматизма.— М.: Недра, 1970.
14. *Приставко В. А.* Картирование эндогенных ореолов оловорудных тел на основе информационных мер // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Ч. 1.— Хабаровск, 1979.
15. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.
16. *Трофимов Н. Н., Науменко Б. Н.* Соотношение зональности эндогенных ореолов и минералого-геохимической зональности оруденения // Геология и разработка твердых полезных ископаемых.— М., 1980.

СВКНИИ ДВО АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
27 января 1987 г.

УДК 553.41:550.42:552.5(571.6)

С. Г. Парада, Л. Ф. Парада

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ПРИАМУРЬЯ

Изучены литолого-стратиграфические разрезы и химические составы черносланцевых пород, вмещающих месторождения кварцевожилыного и сульфидновкрапленного типов одного из золоторудных районов Приамурья. Установлено, что кварцевожилыное оруденение приурочено к участкам черносланцевой толщи с вулканогенно-терригенным типом разреза. Суль-

фидновкрапленное оруденение приурочено к участкам черносланцевой толщи с вулканогенно-терригенно-хемогенным типом разреза. Рудные тела локализуются в различных по литологическому и химическому составу породах, для которых в случае кварцевожилыного оруденения характерен натриевый тип щелочности, а в случае сульфидновкрапленного — калиевый.

Золотое оруденение, развитое в черносланцевых толщах Приамурья, представлено двумя основными минерально-морфологическими типами — кварцевожилыным и сульфидновкрапленным. К первому относятся широко распространенные в районе малосульфидные кварцевые жилы и жилыно-прожилковые зоны. Золото в них относительно крупное, высокопробное. Поэтому коренные месторождения сопровождаются широкими ареалами россыпной золотоносности, что существенно облегчает их поиски. Месторождения второго типа представлены относительно редкими мощными зонами прожилково-вкрапленной сульфидной (пиритовой) минерализации. Золото в них обычно субмикроскопическое, заключено в сульфидах и поэтому плохо накапливается в россыпях. Это затрудняет поиски коренных месторождений традиционными методами.

Для более успешных поисков золотого оруденения в черносланцевых толщах (особенно сульфидновкрапленного типа) необходимо расширение знаний о геологических (прежде всего литолого-геохимических) условиях его локализации.

Как показали проведенные нами исследования, кварцевожилыные и сульфидновкрапленные месторождения хотя и приурочены к однотипным геологическим структурам, но локализуются в существенно разных по литологическому и химическому составу черносланцевых породах. Разберем это на примере месторождений кварцевожилыного и сульфидновкрапленного типа одного из золотоносных районов Приамурья.

ПОРОДЫ, ВМЕЩАЮЩИЕ КВАРЦЕВОЖИЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Месторождение приурочено к северному склону Эльгоканского купола [7], сложенного протерозойско-палеозойскими (?) метаморфическими сланцами афанасьевской и тальминской свит и метадиабазами эльгинского горизонта. Простираение слоев близширотное, падение на север под углом 30—40°. Метаморфизм пород неоднородный, усиливающийся вниз по разрезу, в целом отвечает условиям фации зеленых сланцев. Изверженные породы представлены рассланцованными метагаббро палеозойского возраста и позднемеловыми дайками диоритовых порфиритов и кварцевых порфиритов. Последние являются пострудными образованиями, так как пересекают рудные жилы и содержат ксенолиты золотоносного кварца [5].

Золотоносные кварцевые жилы относятся к малосульфидной формации. Количество сульфидов не превышает 5%. Резко преобладающим среди них является арсениопирит.

Большая часть рудных жил имеет такое же, как и вмещающие породы, близширотное простираение, но, в отличие от последних, южное падение под углом 20—80°. Они отмечаются почти на всех стратиграфических уровнях разреза и в различных по литологии породах (рис. 1, А). Наиболее продуктивные жилы локализованы в углеродистых филлитовидных сланцах вблизи подошвы метадиабазов эльгинского горизонта, а также в самих метадиабазов.

Средние химические составы рудовмещающих пород приведены в табл. 1 и на диаграмме А. Н. Неелова [6] (рис. 2). Там же показаны результаты частных химических анализов (относительно мелкие знаки). Графитсо-

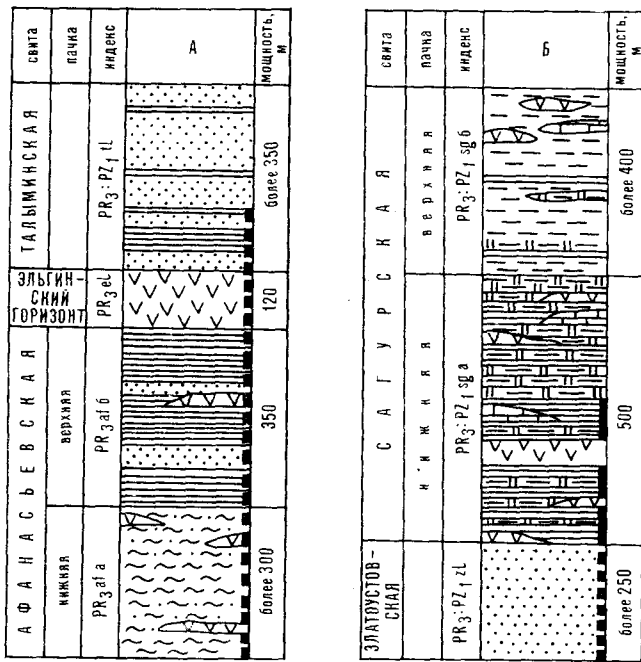


Рис. 1. Литолого-стратиграфические колонки вмещающих пород для золоторудных месторождений кварцевожильного (А) и сульфидовкрапленного (Б) типов.

1 — рассланцованные углеродсодержащие метапесчаники; 2 — черные углеродистые филлитовидные сланцы; 3 — зеленые сланцы и зеленокаменные породы (метадиабазы); 4 — зеленовато-серые филлиты; 5 — серицит-кварцевые сланцы, кварциты и пачки их тонкого переслаивания с углеродистыми филлитовидными сланцами; 6 — мраморизованные известняки и пачки их тонкого переслаивания с углеродистыми филлитовидными сланцами; 7 — графитистые кварц-сланцевые кристаллосланцы (метапелиты); 8 — графитосодержащие слюдяно-кварц-альбитовые сланцы (метасаммиты); 9 — положение оруденения кварцевожильного (а) и сульфидовкрапленного (б) типов в стратиграфическом разрезе.

держащие слюдяно-кварц-альбитовые кристаллосланцы располагаются на диаграмме в диагностических полях IIIa и IIIб, что позволяет считать их продуктами метаморфизма псаммитов. Среди щелочей заметно преобладает Na_2O , что отражено левым наклоном векторов. Графитистые кварц-сланцевые сланцы отличаются несколько пониженными содержаниями SiO_2 , TiO_2 , FeO , CaO и Na_2O (см. табл. 1). На диаграмме они располагаются в поле IVa и IVб, что отвечает полимиктовым и граувакковым алевролитам. Характерны стабильность величины отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и довольно широкий разброс отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, что нашло отражение в широких вариациях угла наклона векторов на диаграмме (см. рис. 2). Углеродистые филлитовидные сланцы также характеризуются натриевым типом щелочности. Показательно высокое содержание $\text{C}_{\text{орг}}$

(1,13 %). Положение этих пород на диаграмме отвечает пелитам.

Филлитовидные сланцы и метапесчаники талыминской свиты отличаются от перечисленных выше пород повышенной кремнистостью. Судя по диаграмме, они соответствуют слабожелезистым силицитам и аркозам. Из щелочей заметно преобладает натрия, что отражено на диаграмме левым наклоном векторов.

Таким образом, золотоносные кварцевые жилы месторождения локализованы в различных по исходному субстрату и химическому составу метаморфических сланцах. Общим для всех них является преобладание натрия в сумме щелочей, т. е. натриевый тип щелочности.

ПОРОДЫ, ВМЕЩАЮЩИЕ СУЛЬФИДОВКРАПЛЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Месторождение приурочено к южному крылу Маломирской антиклинали, сложенной протерозойско-палеозойскими (?) метаморфическими сланцами златоустовской и сагурской свит. Простираение слоев близширотное, падение на юг под углом 10—30°. Метаморфизм относительно слабый, не превышающий фации

Таблица 1
Средний химический состав вмещающих пород золоторудного месторождения кварцевожильного типа

Компонент	1(3)	2(3)	3(2)	4(4)	5(2)
SiO_2	71,41	69,16	62,63	76,99	65,93
TiO_2	0,62	0,58	0,93	0,49	0,77
Al_2O_3	12,64	14,25	17,67	10,93	14,00
Fe_2O_3	1,65	1,76	1,60	0,76	0,79
FeO	3,24	2,73	5,23	2,80	4,75
MnO	0,05	0,05	0,07	0,04	0,10
MgO	0,88	1,18	1,33	1,16	2,34
CaO	0,99	0,79	0,50	0,99	2,09
Na_2O	2,93	2,62	3,24	2,12	2,84
K_2O	2,44	2,96	2,62	1,96	2,48
P_2O_5	0,04	0,15	0,21	0,07	0,14
S	Сл.	0,23	Не обн.	Не обн.	0,04
CO_2	1,62	1,73	0,43	0,32	1,00
H_2O^+	1,11	1,82	2,78	1,08	2,17
Сумма	99,80	100,36	99,44	100,03	99,77
H_2O^-	0,10	0,08	0,27	0,09	0,23
П. п. п.	2,85	3,77	3,90	1,59	3,66
$\text{C}_{\text{орг}}$	0,18	0,35	1,13	0,32	0,33
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1,20	0,88	1,24	1,08	1,15

Примечание. 1, 2 — нижняя, 3 — верхняя пачки афанасьевской свиты: 1 — графитосодержащие слюдяно-кварц-альбитовые сланцы (метасаммиты), 2 — графитистые кварц-сланцевые сланцы (метапелиты), 3 — углеродистые филлитовидные сланцы; 4, 5 — талыминская свита: 4 — углеродистые метапесчаники, 5 — углеродистые филлитовидные сланцы. В скобках — количество проб.

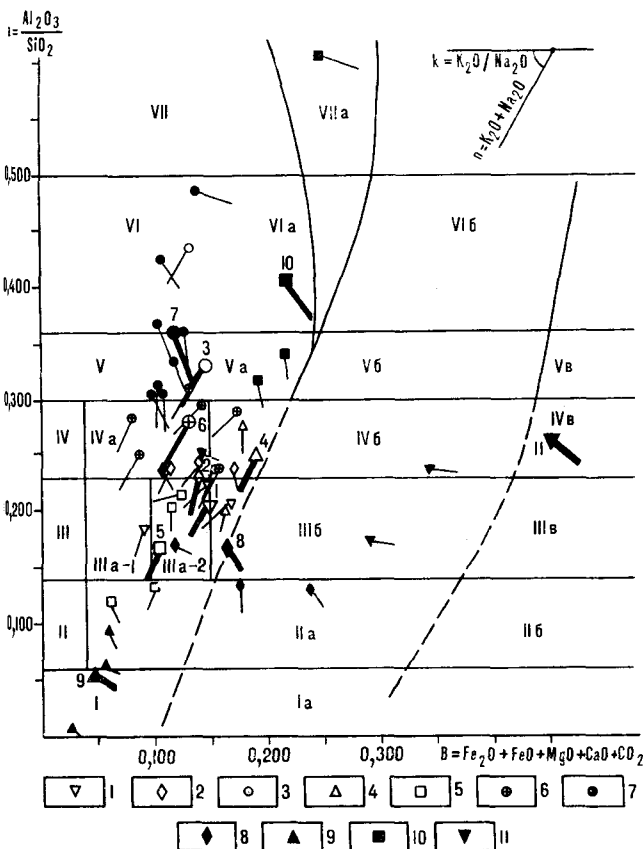


Рис. 2. Сравнение химических составов вмещающих пород на золоторудных месторождениях кварцево-жильного (1—5) и сульфидовкрапленного (6—11) типов на диаграмме А. Н. Неелова.

1, 2 — нижняя, 3 — верхняя пачки афанасьевской свиты: 1 — графитосодержащие слюдяно-кварц-альбитовые сланцы (метасаммиты), 2 — графитистые кварц-слюдяные сланцы (метапелиты), 3 — углеродистые филлитовидные сланцы; 4, 5 — талыминская свита: 4 — углеродистые метапесчаники, 5 — углеродистые филлитовидные сланцы; 6 — златоустовская свита, углеродосодержащие метапесчаники; 7—10 — нижняя, 11 — верхняя пачки сагурской свиты: 7 — углеродистые филлитовидные сланцы, 8 — тонкое переслаивание серицит-кварцевых и углеродистых филлитовидных сланцев, 9 — серицит-кварцевые сланцы и кварциты, 10 — тонкое переслаивание мраморизованных известняков и углеродистых филлитовидных сланцев, 11 — зеленовато-серые филлиты. Крупные знаки соответствуют средним значениям, приведенным в табл. 1 и 2; цифры у знаков отвечают их порядковым номерам. Мелкие знаки соответствуют частным химическим анализам.

зеленых сланцев. Изверженные породы представлены небольшими массивами рассланцованных метагранитов палеозойского возраста и позднемеловыми дайками диоритовых порфиритов.

Осадочно-метаморфические породы рудного поля характеризуются резкой вертикальной и латеральной фациальной изменчивостью (см. рис. 1, Б). Специфическим является наличие кремнистых и особенно карбонатных литофаций, а также пачек их тонкого переслаивания с метатерригенными породами.

Рудные тела представлены зонами золотоносной сульфидной вкрапленности. Основным рудным минералом является пирит, значи-

тельно реже отмечается арсенопирит. Характерно наличие карбонатов анкерит-сидеритового ряда. Самородное золото диспергировано в пирите.

Продуктивная сульфидновкрапленная минерализация имеет четкий литолого-стратиграфический контроль (см. рис. 1, Б). Она развита в различных метаосадочных породах нижней пачки сагурской свиты и не распространяется в метадиабазы. Преимущественное ее развитие отмечается в филлитовидных углеродистых сланцах и в пачках их тонкого переслаивания с серицит-кварцевыми сланцами. Контакты этих пачек с метадиабазами служат естественными границами рудных тел.

Кварцевожильная минерализация на месторождении практически неизвестна. Единичные кварцевые жилы установлены за пределами сульфидновкрапленных зон среди метапесчаников златоустовской свиты.

Средние химические составы рудовмещающих пород приведены на диаграмме (см. рис. 2). Углеродсодержащие метапесчаники златоустовской свиты, в которых локализованы кварцевые жилы, концентрируются на диаграмме в диагностических полях IVa и IVб, что указывает на их полимиктовый и грауваковский первично-осадочный состав. В сумме щелочей резко преобладает натрий. По этому признаку они сопоставимы с рудовмещающими породами месторождения Верхней Селемджи.

Углеродистые филлитовидные сланцы нижней пачки сагурской свиты, в которых локализуется основная сульфидновкрапленная минерализация, обнаруживают на диаграмме довольно большой разброс фигуративных точек по вертикали, что отвечает широкому вариациям их первичного состава от алевритов до пеллитов. Важной особенностью химизма этих пород является значительное преобладание K_2O над Na_2O , т. е. калиевый тип щелочности, что принципиально отличает их от пород с кварцевожильным оруденением, имеющих натриевый тип щелочности. Эта особенность калиевых пород отражена на диаграмме правым наклоном векторов.

Серицит-кварцевые сланцы и кварциты отличаются высокой кремнистостью и относительно низкой общей щелочностью (табл. 2). Однако тип щелочности, как и в филлитовидных сланцах, существенно калиевый. Аналогичной особенностью характеризуются и пачки тонкого переслаивания этих пород с углеродистыми филлитовидными сланцами.

Карбонатные породы (пачки тонкого переслаивания известняков и филлитовидных сланцев) обнаруживают на диаграмме широкий разброс фигуративных точек как по вертикали, так и по горизонтали. Это отвечает значительным вариациям химизма первично-осадоч-

Таблица 2

Средний химический состав вмещающих пород золоторудного месторождения сульфидновкрапленного типа

Компонент	6(6)	7(8)	8(4)	9(3)	10(5)	11(3)
SiO ₂	66,51	61,33	71,56	89,96	56,32	56,62
TiO ₂	0,69	0,69	0,62	0,17	0,69	1,01
Al ₂ O ₃	15,82	18,67	10,30	3,99	12,82	19,49
Fe ₂ O ₃	1,42	4,93	5,17	1,13	0,26	2,49
FeO	3,14	1,13	2,39	1,23	5,04	5,25
MnO	0,10	0,07	0,26	0,12	0,13	0,05
MgO	1,63	1,08	2,10	0,23	4,44	3,82
CaO	0,81	0,42	0,61	0,41	4,89	0,85
Na ₂ O	3,95	2,09	0,67	0,26	0,69	1,41
K ₂ O	2,85	5,11	2,41	1,12	3,49	4,98
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,49	0,19	0,16	0,24
CO ₂	0,70	0,31	0,29	0,25	8,20	0,36
H ₂ O ⁺	1,80	2,39	2,98	0,74	2,32	3,40
H ₂ O ⁻	0,28	0,47	0,65	0,22	0,15	0,36
C _{орг}	0,31	0,51	Не анал.	0,02	0,15	Не анал.
S	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	Не обн.
С у м м а	100,21	99,43	100,50	100,04	99,80	100,33
П. п. и.	3,27	3,82	4,05	1,20	11,16	4,80
Na ₂ O/K ₂ O	1,39	0,41	0,28	0,23	0,20	0,28

Примечание. 6 — златоустовская свита, углеродсодержащие метапесчаники, 7—10 — нижняя, 11 — верхняя пачки сагурской свиты: 7 — углеродистые филлитовидные сланцы, 8 — тонкое переслаивание серицит-кварцевых и углеродистых филлитовидных сланцев, 9 — серицит-кварцевые сланцы и кварциты, 10 — тонкое переслаивание мраморизованных известняков и углеродистых филлитовидных сланцев, 11 — зеленовато-серые филлиты. В скобках — количество проб.

ных пород — карбонатных и карбонатистых алевролитов и аргиллитов. В породах расчетным путем устанавливаются помимо карбоната кальция железомagneвые карбонаты. Эти породы, как и вышеуказанные кремнистые и терригенные, характеризуются значительной долей калия в сумме щелочей.

Зеленовато-серые филлиты верхней пачки сагурской свиты по своим литолого-геохимическим особенностям подобны рудовмещающим углеродистым филлитовидным сланцам. Отличаются они несколько повышенными содержаниями MgO, TiO₂ и отсутствием заметных количеств углеродистого вещества. Вероятно, по этой причине золотоносная минерализация в них не установлена.

Таким образом, породы, вмещающие сульфидновкрапленное оруденение, довольно разнообразны по химическому составу и исходному субстрату. Это метаморфизованные пелитовые, алевролитовые, кремнистые и карбонатистые отложения. Вместе с тем все они характеризуются единой общей особенностью — существенным преобладанием K₂O над Na₂O, т. е. калиевым типом щелочности. Этим они принципиально отличаются от пород, вмещающих оруденение кварцевожильного типа.

Установленная зависимость минерально-морфологических типов золотого оруденения Приамурья от характера щелочности углеродистых парасланцев хорошо согласуется с полученными нами ранее данными по другим регионам СССР [3]. На наличие двух типов щелочности парасланцев указывал А. А. Беус [2]. Первый из них — калиевый — является обычным аналогом неметаморфизованных осадочных образований, второй — натриевый — по высокому содержанию этого элемента не находит среди них аналогий и характерен только для метаморфических пород. Объяснение этому он находит у Т. Ф. Барта [1], который показал, что обогащение пород натрием происходит в субмаринных условиях за счет метаморфогенной активизации хлоридно-натриевых поровых вод. Сохранение в этих условиях пород с первично-осадочной калиевой специализацией требует специального объяснения. Учитывая тесную ассоциацию калиевых парасланцев с карбонатными отложениями и отсутствие последних в разрезах натриевых пород, можно предположить вслед за Н. Л. Добрецовым и др. [4] существенное влияние потенциала Са на процессы разделения щелочей.

В настоящее время причины избирательной локализации золотого оруденения сульфидновкрапленного типа в калиевых, а кварцевожильного в натриевых углеродистых сланцах не изучены. Здесь необходимы специальные исследования. Тем не менее нам представляется, что полученные данные могут позволить более обоснованно и целенаправленно проводить поисковые работы.

ВЫВОДЫ

1. Минерально-морфологический тип золотого оруденения в черносланцевых толщах Приамурья определяется литологическими особенностями и характером щелочности рудовмещающих пород.

2. Оруденение кварцевожильного типа располагается в участках черносланцевых толщ с вулканогенно-терригенным разрезом. Оно локализуется в различных по исходному субстрату породах, общей особенностью которых является натриевый тип щелочности. Четкого литологического контроля в размещении рудных жил не наблюдается. Наиболее богатые из них чаще всего развиваются в алевролитовых

и пелитовых разностях, обогащенных углеродистым веществом.

3. Оруденение сульфидновкрапленного типа приурочено к черносланцевым толщам с вулканогенно-терригенно-хемогенным разрезом, отличающимся широким развитием кремнистых и особенно карбонатных литофаций и резкой вертикальной и фациальной изменчивостью. Оно локализовано в различных по исходному субстрату породах, общей особенностью которых является калиевый тип щелочности.

В вулканогенные породы основного состава сульфидновкрапленная минерализация не распространяется.

4. Полученные данные позволяют прогнозировать конкретный минерально-морфологический тип золотого оруденения в зависимости от литолого-геохимических особенностей черносланцевых толщ, что дает возможность более обоснованно выбирать методику поисковых и геолого-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барт Т. Ф. Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах // Проблемы геохимии, посвящ. А. П. Виноградову.— М.: Наука, 1965.
2. Беус А. А. Геохимия литосферы.— М.: Недра, 1972.
3. Буряк В. А., Парада С. Г. Литолого-геохимическая основа классификации метаморфогенно-гидротермального золотого оруденения // Проблемы петрологии Дальнего Востока: Тез. докл. Дальневост. регион. петрограф. совещ. Т. 1.— Хабаровск: ПГО Дальгеология, 1981.
4. Добрецов Н. Л. и др. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.— М.: Недра, 1972.
5. Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.
6. Неелов А. Н. Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия // Литология и геохимия раннего докембрия.— Апатиты, 1977.
7. Эйриш Л. В. Куполовидные структуры Селемджинско-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения (Дальний Восток): Автореф. канд. дис. ...— Владивосток, 1972.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
1 сентября 1986 г.

УДК 551.734(571.56—11)

В. В. Баранов

БИОСТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНА ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Разработана новая биостратиграфическая схема расчленения девонских отложений Восточной Якутии. Выделены в нижнем девоне — нелюдимский, сагырский и неличенский, в среднем — криворучьевский и бурхалинский и в верхнем — сегенняхский, маучанский, коралловый и турахский биостратиграфические

горизонты. Установлено 15 местных зон (лон) и подлон, из них семь — новые. Рассматривается проблема границы нижнего и среднего девона. Данные по брахиоподам свидетельствуют в пользу проведения этой границы в основании криворучьевского горизонта.

Первые биостратиграфические схемы расчленения девонских отложений Восточной Якутии разработаны А. А. Николаевым и М. А. Ржонницкой [23], Р. Е. Алексеевой [4, 2] и В. Н. Дубатовым [7]. В 1974 г. на Магаданском стратиграфическом совещании была принята схема структурно-фациального районирования Северо-Востока СССР для девона [8]. На территории Восточной Якутии выделены Сеттедабанская, Омuleвская и Приколымская структурно-фациальные области и для каждой разработана региональная стратиграфическая схема [13]. В 1986 г. Т. С. Альховик [3] опубликовала первую зональную схему расчленения нижнего и среднего девона Восточной Якутии по табулятам. Общность этапов развития табулят и брахиопод, установленная для всех структурно-фациальных областей, позволяет выделить единые биостратиграфические горизонты: в нижнем девоне — нелюдимский, сагырский и неличенский, в среднем — криворучьевский и бурхалинский и в верхнем — сегенняхский. Верхние горизонты девона Восточной Якутии изучены еще очень слабо. Это связано с бедной фаунистической характеристикой и неполнотой разреза. Исключения составляют разрезы верхнего девона Южного Верхоянья, которые, несмотря на полифациальный состав отложений, можно выбрать в качестве опорных. Здесь выделены маучанский, коралловый и турахский горизонты.

Девонские отложения представлены морскими карбонатными, терригенными, эвапоритовыми и вулканогенными образованиями мощностью 1800—3200 м. Из органических остатков встречаются: табуляты, ругозы, строматопоридеи, мшанки, брахиоподы, криноидеи, гастроподы, пелециподы, наутилоидеи, агониаты, тентакулиты, трилобиты, телодонты и коподоты. Нижняя граница девонской системы

проводится по появлению брахиопод: *Morinorhynchus attenuatus* (Amsden), *Mesodouvillina costatula* (Barr.), *Gypidula pelagica* (Barr.), *Cholbotchonia nikolaevi* sp. nov., *Atrypinella delicata* M. et I. Breiv., *Atrypa nieczlaviensis tichiensis* Rzon., *Howellella laeviplicata* Kozl., *H. pauciplicata* (Waite), *Protathyris* sp. и конодонтов: *Ozarkodina remscheidensis* (Zieg.), *Pelekysgnatus fedotovi* Sobolev. Верхняя граница девонской системы в изученных разрезах не наблюдается.

НИЖНИЙ ДЕВОН

Нелюдимский горизонт. Стратотип — пачки А — F нелюдимской свиты в Омuleвских горах [12]. В состав горизонта входят датнинская свита в хребтах Чималгинском, Тас-Хаяхтах и Улахан-Сис и Селенияхском кряже, нижне-сеттедабанская подсвита в пределах хр. Сетте-Дабан. В объеме горизонта выделяются две лоны: *Cholbotchonia nikolaevi*, *Protathyris sibirica* (рис. 1).

Лона Cholbotchonia nikolaevi. Стратотипическая местность — хр. Тас-Хаяхта, верхнее течение р. Куранах-Юрэх. Отложения лоны известны в хр. Тас-Хаяхтах — в верховьях рек Куранах-Юрэх, Холбочон, Правый Солончан и Рябины; в Селенияхском кряже — на правом берегу р. Талынджи, на водоразделе ручьев Самыра и Пологого; в хр. Сетте-Дабан — на правом берегу р. Восточной Хапдыги, по руч. Тихому. Отложения лоны представлены известняками, доломитистыми известняками и доломитами. Мощность лоны 20—80 м.

Лональный комплекс приведен выше, при описании нижней границы девона. Виды *Mesodouvillina costatula* и *Gypidula pelagica*

встречаются в лохковском ярусе Средней Чехии и борщовском горизонте Подолии. Кроме того, первый вид известен еще в силуре Прибалтики (пагегайский горизонт) и Подолии (малиновецкий и скальский горизонты), нижнем девоне Урала (маргиналиевый горизонт), Средней Азии (кунжакский горизонт) и Северо-Восточного Салаира (томьчумышский горизонт). Вид *Atrypinella delicata* установлен в сарайнинском и низах саумского горизонта восточного склона Урала. Вид *Howellella laeviplicata* встречается в малиновцеком и борщовском горизонтах Подолии. Подвид *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis** присутствует в зоне *Icriodus woschmidti* Рейнских сланцевых гор, Карнийских Альп и Аляски. Вид *Pelekysgnatus fedotovi* является видом-индексом нижней конодонтовой зоны девона Новой Земли. Таким образом, появление в лональном комплексе наряду с силурийскими видами видов, широко распространенных в раннем девоне, позволяет датировать его возраст ранним лохковым.

Лона *Protathyris sibirica*. Стратотипический разрез лоны расположен в хр. Тас-Хаяхта по р. Хобочало. Отложения лоны установлены в хр. Тас-Хаяхта — в бассейне рек Догдо, Болдымба, Холбочон, Куранах-Юрэх, Берелех, Нахатта, Умба; в Чималгинском хребте — на левобережье р. Чибагалаха; в Селенняхском крыже — по ручьям Гон, Первому и Кривому; в хребте Улахан-Сис — на левобережье р. Кресты и по р. Кусаган-Юрэх; в хр. Сетте-Дабан — по ручьям Тихому и Хурат, в бассейнах рек Тыра и Халыя. Отложения лоны сложены органогенно-детритовыми, коралловыми известняками, доломитистыми известняками и доломитами. Мощность лоны 176—370 м.

Лональный комплекс представлен следующими видами брахиопод: *Victorirhynchus settedabanicus* sp. nov., *Gypidula* sp., *Dubovikvirhynchus settedabanicus* (Rzon.), *Vladimirrhynchus lezhoevi* Bar., *Pygmaella pygmaea* Bar., *Atrypa nieczlaviensis tichiensis* Rzon., *Howellella prima* Aleks., *Cyrtina praecedens* Kozl., *Protathyris sibirica* Zintch.; из табулят — *Favosites socialis* Sok. et Tes.

Присутствие в лональном комплексе *Protathyris sibirica*, распространенного в раннем девоне Горного Алтая (ремневские слои), Северо-Восточного Салаира (томьчумышский горизонт), Таймыра (урумский подгоризонт), и *Cyrtina praecedens*, установленного в раннем девоне Австралии (Mandagery Park Formation) и Подолии (борщовский горизонт), позволяет датировать его возраст лохковым.

* Определения табулят выполнены Т. С. Альховик, конодонтов — В. П. Тарабукиным.

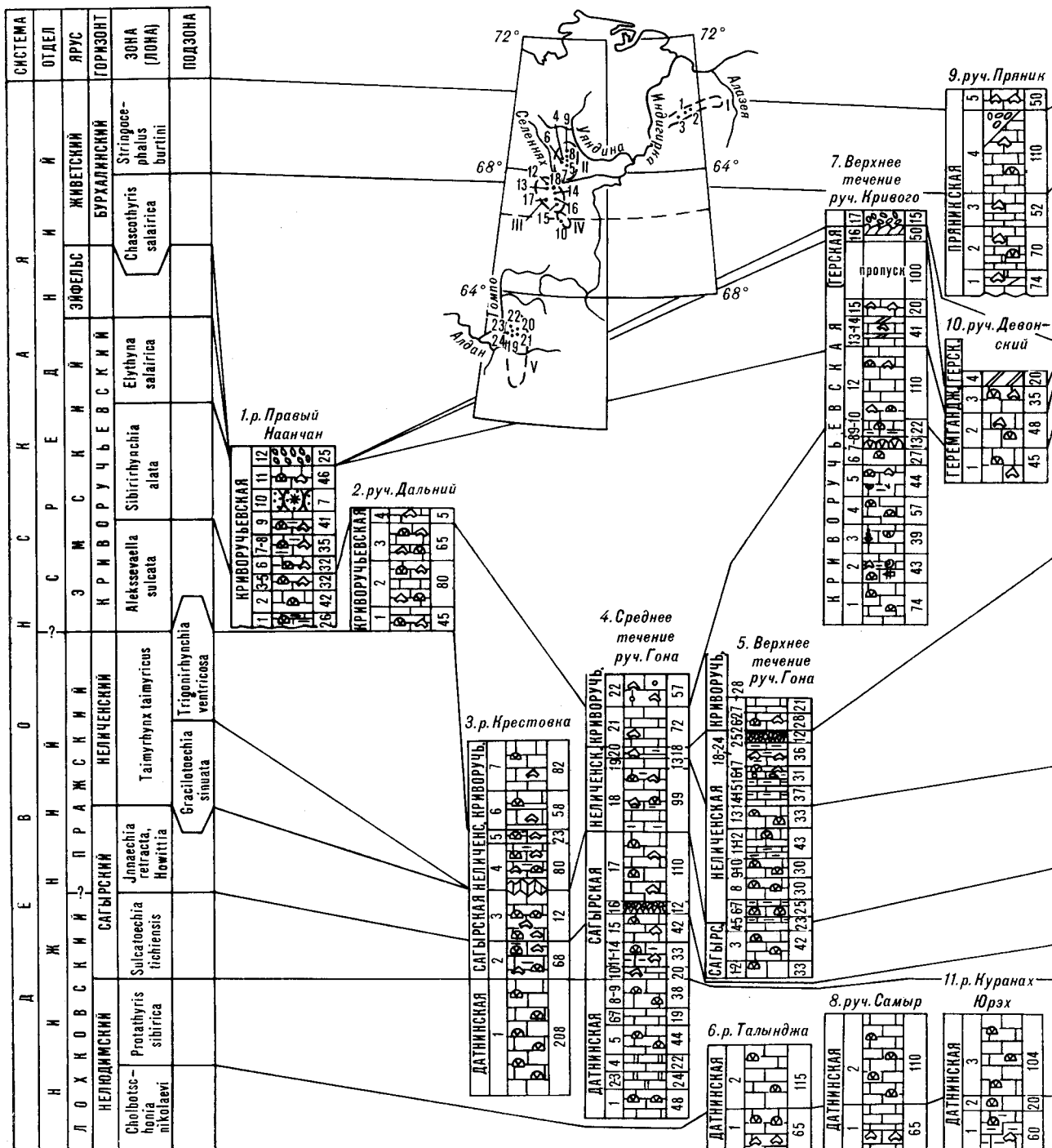
Сагырский горизонт. Стратотип — сагырская свита в Селенняхском крыже [4, 6]. В состав горизонта входят сагырская свита (хр. Улахан-Сис), средняя и верхняя части датинской и нижняя часть хобочалинской свиты (хребты Тас-Хаяхта и Чималгинский), нижняя часть среднесеттедабанской подсвиты (хр. Сетте-Дабан). В объеме горизонта выделены две лоны: *Sulcatoechia tichiensis* и *Innaechia retracta*, Howittia.

Лона *Sulcatoechia tichiensis*. Стратотипическая местность — хр. Тас-Хаяхта, среднее течение р. Хобочало. Отложения лоны встречаются в хр. Тас-Хаяхта — по рекам Хобочало, Халим, Датна-2, Сечебан, Плаи; в Селенняхском крыже — по ручьям Гон, Первому, Кривому, и Медвежьему; в хр. Улахан-Сис — в верховьях р. Кусаган-Юрэх и руч. Крестовки; в хр. Сетте-Дабан — по руч. Тихому. Отложения лоны сложены известняками, глинистыми известняками с прослоями аргиллитов. Мощность лоны 30—90 м.

В лональном комплексе встречаются следующие виды брахиопод: *Strophochonetes indigiricus* Aleks., *Gypidula pelagica* (Barr.), *G. dogdensis* Aleks., *Cholbotchonia pygmaea* (Aleks.), *Dubovikvirhynchus settedabanicus* (Rzon.), *Lapraderella definita* sp. nov., *Dogdoa chalimensis* Bar., *Sulcatoechia tichiensis* (Aleks.), *Vladimirrhynchus lezhoevi* Bar., *Pygmaella pygmaea* Bar., *Sibiritoechia lata* Aleks., *Atrypa nieczlaviensis tichiensis* Rzon., *Spinatrypa lapidosa* sp. nov., *Howellella prima* Aleks., *H. ex gr. mercurii* (Gos.), *Eoreticularia serpens* sp. nov., *Cyrtina praecedens* Kozl., *Nucleospira ventricosa* (Hall). Из конодонтов встречен *Eognatodus sulcatus* Phillip. Возраст комплекса датируется лохковым.

Лона *Innaechia retracta*, Howittia. Стратотип — разрез по правобережью р. Талынджи, в среднем течении руч. Гона (Селенняхский крыж). Отложения лоны установлены в Селенняхском крыже — по ручьям Гону, Прямому и Кривому; в хр. Улахан-Сис — по р. Кусаган-Юрэх и руч. Крестовки; в хр. Тас-Хаяхта — по рекам Халим и Хобочало; в хр. Сетте-Дабан — по руч. Тихому. В Селенняхском крыже и хр. Улахан-Сис отложения лоны представлены известняками с органогенными коралловыми прослоями, в хребтах Тас-Хаяхта и Сетте-Дабан — известняками, углистоглинистыми известняками и аргиллитами. Мощность лоны 43—124 м.

В отложениях лоны встречаются следующие виды брахиопод: *Gypidula dogdensis* Aleks., *Ivdelinia pseudoivdelensis* Andr., *Innaechia retracta* Bar., *Dogdoa chalimensis* Bar., *Gonopugnax galkini* sp. nov., *Astutorhyncha deplanata* Tjzh., *Sibiritoechia lata* Aleks., *Atrypinella de-*



licata M. et I. Brev., Spinatrypa lapidosa sp. nov., Desquamatia archaica sp. nov., Howellella lezhoevi sp. nov., Howittia kulkovi (Grats.), H. helenae Aleks., Emanuella subumbona (Hall), Helenathyris plana Aleks. В комплексе брахиопод появились виды Ivdelinia pseudoivdelensis, Howittia kulkovi, Emanuella subum-

bona, встречающиеся в аналогах пражского яруса других регионов Советского Союза. Возраст лоны датируется прагиеном.

Неличенский горизонт. Стратотип — неличенская свита Селенныхского кряжа [4, 6]. В состав горизонта входят неличенская свита Селенныхского кряжа и хр. Улахан-Сис, верх-

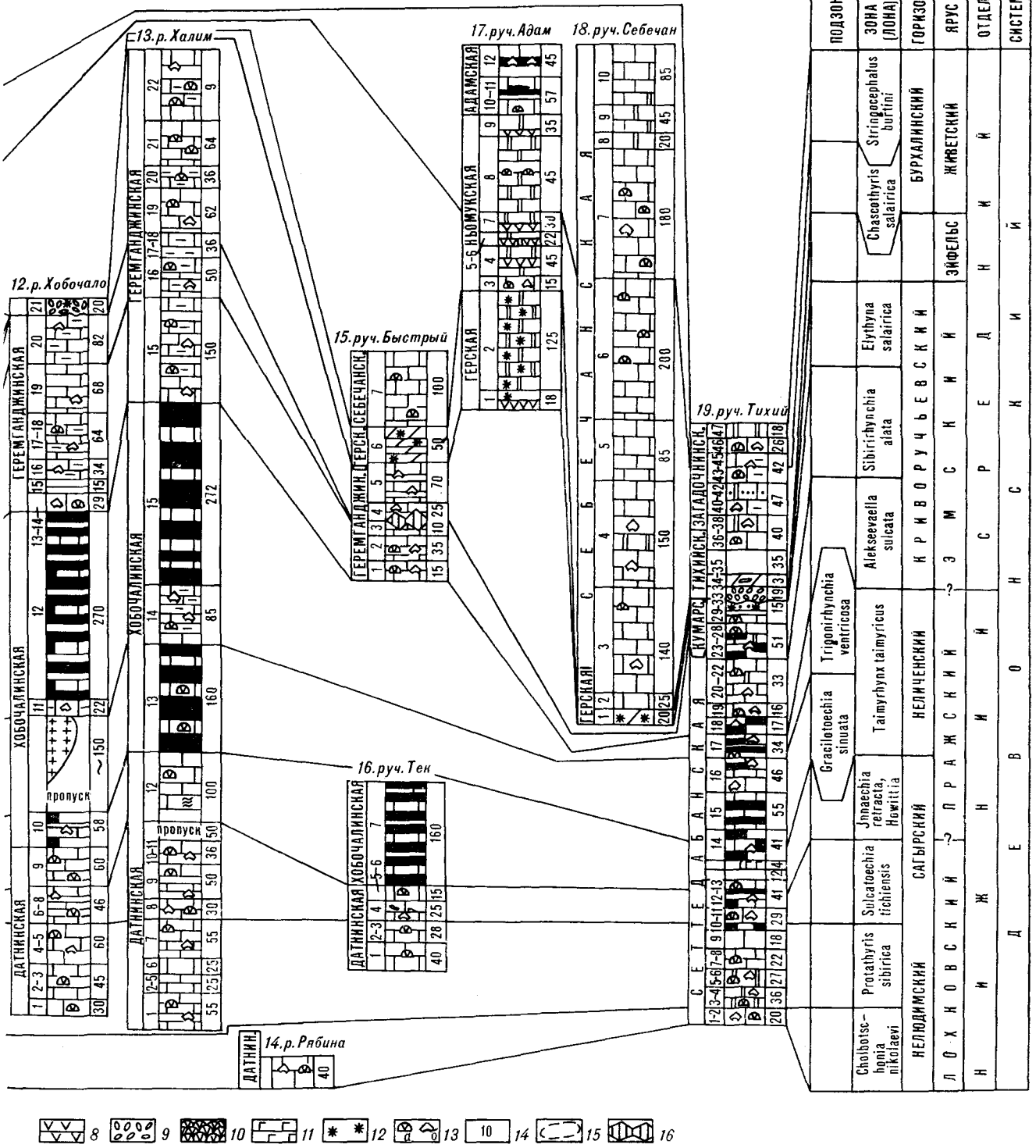


Рис. 1. Схема корреляции разрезов нижнего и среднего девона Восточной Якутии.

1 — известняки; 2 — глинистые; 3 — углисто-глинистые; 4 — песчаные известняки; 5 — доломиты; 6 — мергели; 7 — глинистые сланцы, аргиллиты; 8 — гипсы, ангидриты; 9 — конгломераты; 10 — биостромы; 11 — базальтовые порфириды; 12 — красноцветность; 13: а — табуляты, б — брахиоподы; 14 — местонахождение разрезов; 15 — хребты; 16 — разломы; римские цифры на карте-врезке: I — хр. Улахан-Сис, II — Селенныхский хребт, III — хр. Тас-Хаяхта, IV — Чималгинский хребт, V — хр. Сетге-Дабан; арабские цифры на карте-врезке соответствуют номерам разрезов.

Читай: система девонская.

няя половина хобочалинской свиты хребтов Тас-Хаяхта и Чималгинского, верхняя часть среднесеттедабанской подсвиты хр. Сетте-Дабан. В объеме горизонта выделяется лона *Taimyrhynch taimyricus* с двумя подлонами: *Gracilotoechia sinuata*, *Trigonirhynchia ventricosa*.

Подлона *Gracilotoechia sinuata*. Стратотип — разрез по правобережью р. Талынджа, водоразделу ручьев Гона и Первого в Селенняхском кряже (слои 7, 8). Отложения подлоны известны в Селенняхском кряже на правобережье р. Талынджа, по ручьям Гону, Первому и Кривому; в Приколымье — в разрезе «Известковый карьер» и в хр. Сетте-Дабан — по руч. Тихому. В хр. Тас-Хаяхта отложения подлоны выделены условно в бассейне рек Халим и Геремганджа. В хр. Улахан-Сис отложения подлоны пока не установлены. Отложения подлоны представлены органогенно-детритовыми коралловыми известняками с прослоями аргиллитов (ручьи Гон, Прямой и Кривой), аргиллитами с пластами известняков (р. Халим), глинистыми известняками (р. Геремганджа), известняками (разрез «Известковый карьер»), известняками с прослоями аргиллитов (руч. Тихий). Мощность подлоны 124—167 м.

В комплексе брахиопод подлоны встречаются: *Ivdelinia petropawlowskiensis* Andr., *Trigonirhynchia nordica* sp. nov., *Taimyrhynch taimyricus* (Nikif.), *Gracilotoechia sinuata* Bar., *Glossinulina vesca* sp. nov., *Ujandinella remisiformis* Bar., *Sibiritoechia lata* Aleks., *Carinata minuta comatoida* Aleks., *Fimbispirifer* (?) *pseudoconcinus* (Nikif.).

Вид *Ivdelinia petropawlowskiensis* известен из средней части петропавловской свиты восточного склона Урала, среднесиякских слоев Западного Урала, *Gracilotoechia sinuata* встречается в вальневском горизонте Новой Земли, *Carinata minuta comatoida* — в малобачатском горизонте Салаира, *Fimbispirifer* (?) *pseudoconcinus* — в злобинском горизонте Таймыра. Возраст комплекса датируется прагиеном.

Подлона *Trigonirhynchia ventricosa*. Стратотип — разрез по водоразделу ручьев Гона и Первого в Селенняхском кряже (слои 9, 10). Отложения подлоны известны в хр. Улахан-Сис — на левобережье р. Кресты; в Селенняхском кряже — на правобережье р. Талынджи, по ручьям Гону, Первому, Кривому и Серпу; в хр. Тас-Хаяхта — по рекам Хобочало, Халим и Геремганджа; в хр. Сетте-Дабан — в бассейне рек Куранах, Восточная Хандыга, Тыры и Накали. Отложения подлоны представлены органогенно-детритовыми, глинистыми известняками, в хр. Сетте-Дабан — с прослоями аргиллитов. Мощность подлоны 90—337 м.

Комплекс брахиопод подлоны представлен. *Schizophoria nevadadaensis* Merriam, *Cortezorthis cortezensis* Johnson et Talent, *C. chobotschalensis* (Aleks.), *Phragmastrophia merriami* Harper et al., *Strophochonetes indigiricus* Aleks., *Plicochonetes flexuosus* Aleks., *Gypidula bicostata* Khalf., *Ivdelinia procerula* (Barr.), *Iv. pseudoivdelensis* Andr., *Trigonirhynchia ventricosa* (Aleks.), *Taimyrhynch taimyricus* (Nikif.), *Glossinulina khodalevichi* Johnson, *Lezhoeviella protensa* Bar., *Pygmaella orbiculata* Bar., *Janius* (?) *irbitensis* (Tschern.), *Howellella yacutica* Aleks., *Fimbispirifer pseudoconcinus* (Nikif.), *Svetlania rara* Bar., *Nucleospira ventricosa* (Hall), *Rensselaerina* (?) *breviplicata* Grats. Из них виды *Schizophoria nevadadaensis*, *Cortezorthis cortezensis*, *Phragmastrophia merriami* описаны из зоны *Eurekaspirifer pinuensis* Большого бассейна Невады, *Glossinulina khodalevichi* встречается в свите Дисаппойнт-Бей Канадского Арктического архипелага, *Ivdelinia procerula* — в пражском ярусе Чехословакии. Виды *Ivdelinia pseudoivdelensis*, *Rensselaerina breviplicata* появляются в малобачатском горизонте Салаира. Виды *Taimyrhynch taimyricus*, *Howellella yacutica*, *Fimbispirifer pseudoconcinus* известны в злобинском горизонте Таймыра. Возраст подлоны определяется как пражский.

СРЕДНИЙ ДЕВОН

Лона *Alekseevaella sulcata*. Стратотипическая местность — хр. Тас-Хаяхта, р. Хобочало (слои 13—19 геремганджинской свиты). Отложения лоны установлены в хр. Тас-Хаяхта — по рекам Халим, Хобочало, Дагна-2 и Болдымба; в Чималгинском хребте — по руч. Девонскому; в Селенняхском кряже — на правобережье р. Талынджи, по ручьям Кривому и Гону; в хр. Улахан-Сис — в бассейне р. Правый Наанчан, на правом водоразделе руч. Кораллового и по руч. Дальнему; в хр. Сетте-Дабан — по руч. Тихому. Отложения лоны представлены известняками, глинистыми известняками, иногда с пластами известково-глинистых сланцев. Мощность лоны 49—160 м. Лональный комплекс характеризуется следующими видами брахиопод: *Schizophoria nevadadaensis* Merriam, *Phragmastrophia merriami* Harper et al., *Spinulicosta* sp., *Chalimochonetes attenuatus* Bar., *Gypidula prima* Khod., *Ivdelinia procerula* (Barr.), *Iv. pseudoivdelensis* Andr., *Alekseevaella sulcata* Bar., *Al. salagaensis* (Rzon.), *Linguopugnoides paulus* Tjajzh, *Abramovirhynchus pterouideus* sp. nov., *Tatjanina trigona* Barr., *Pseudocunulus pusillus* Bar., *Ps. selennjachensis* Bar., *Yanetechia exselsa* Bar.

Yakutijaella dubatolovi Bar., Ujandinella dubovikovi sp. nov., Atrypa nikolaevi Rzon., Spinatrypa (?) vallata sp. nov., S. exinata sp. nov., S. spinosaeformis (Khod.), Carinatinella alata sp. nov., Vagrana intermediafera (Khod.), Howellella yacutica Aleks., Fimbispirifer (?) pseudoconcinus (Nikif.), Svetlania rara Bar., Nucleospira ventricosa (Hall), Rensselaerina (?) breviplicata Grats. В отложениях лоны появляются конодонты *Polygnatus dehiscens* Philip et Jackson. На нижней границе лоны исчезают 6 видов брахиопод нижележащей лоны, появляются 15 видов, 10 видов являются общими. Возраст комплекса датируется эмсом. Обоснование границы нижний — средний девон будет дано в конце статьи.

Лона *Sibirirhynchia alata*. Стратотипический разрез лоны [23] не указан. В качестве типового мы предлагаем разрезы, расположенные в Селенняхском кряже — на правом берегу р. Талынджи, в бассейне ручьев Первого и Кривого. Отложения лоны известны в хр. Улахан-Сис — на правом водоразделе руч. Кораллового; в Селенняхском кряже — по ручьям Самыру, Гону, Первому и Кривому; в хр. Тас-Хаяхта — по рекам Халим, Хобочало и Тэбэтэй; в Чималгинском хребте — на левобережье р. Чибгалах, по руч. Девонскому; в Приколымье — в разрезе «Известкового карьера» и в хр. Сетте-Дабан — на правом берегу р. Восточной Хандыги, по руч. Тихому. Отложения лоны сложены известняками с органогенно-детритовыми, криноидными, коралловыми и брахиоподовыми прослоями, редко с прослоями аргиллитов. Мощность лоны 51—140 м.

Лональный комплекс представлен следующими видами брахиопод: *Clorindina dubovikovi* sp. nov., *Sieberella* ex gr. *sieberi* (Buch.), *Sibirirhynchia alata* (Khod.), *Selennjachia abaimovae* Bar., *Tebetjerhynchus abramovi* sp. nov., *Pseudouncinulus selennjachensis* Bar., *Ps. grossus* sp. nov., *Isopoma uralica* (Khod.), *Chalimia gracilis* Bar., *Atrypa kakwensis* (Khod.), *Desquamatia totaensis* (Khod.), *Munieriatrypa* (*Munieriatrypa*) *munieri* (Gruenw.), *Spinatrypa taskanensis* (Nal.), *Carinata arimaspa* (Eichw.), *Butkovia eximia* sp. nov., *Cyrtina* ex gr. *heteroclita* (Defr.), *Janius* (?) *irbitensis* (Tschern.), *Nucleospira ventricosa* (Hall.), *Rensselaerina* (?) *breviplicata* Grats. Встречены конодонты *Polygnatus dehiscens*, Philip et Jackson, *P. perbonus* (Philip), *Icriodus taimyricus* Kuzm. На нижней границе лоны исчезают 24 вида брахиопод, в том числе все пражские, 13 видов появляются и 4 являются общими. В комплексе брахиопод преобладают уральские виды, появляющиеся в тошемском горизонте (эмс). Возраст лоны датируется эмсом.

Лона *Elythyna salairica*. Стратотип лоны не указан [23]. В качестве лектостратотипа лоны предлагается разрез верхов криворучьевской свиты (слои 13—15), расположенный в Селенняхском кряже в истоках руч. Кривого. Отложения лоны известны в Селенняхском кряже — в верховьях руч. Кривого; в хр. Тас-Хаяхта в бассейне р. Догдо, по р. Датна-2, Халим и руч. Чинган; в Чималгинском хребте — на левобережье р. Чибгалах по ручьям Биному, Илеку и Девонскому и в Омудевских горах [23]. Они сложены брахиоподовыми ракушняками, иногда с прослоями черных аргиллитов. Мощность лоны 95—283 м. В хребтах Улахан-Сис, Сетте-Дабан и в Приколымье отложения лоны не установлены.

Для локального комплекса характерны следующие виды брахиопод: *Gypidula* ex gr. *birpicata* (Schnur), *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Howellella omulevskiensis* Rzon., *Elythyna salairica* Rzon., *Cyrtina* ex gr. *heteroclita* (Defr.). Из пяти видов брахиопод, известных в отложениях лоны, лишь один связывает ее с комплексом лоны *Sibirirhynchia alata*. Вид *Elythyna salairica* широко распространен в шандинском горизонте Салаира, близкие к нему *Elythyna* sp. встречаются в зоне *Elythyna* Центральной Невады. Возраст комплекса определяется как позднеэмский.

Все три лональные комплекса брахиопод тесно связаны и отражают крупный этап развития, что позволяет объединить их в новый биостратиграфический горизонт — криворучьевский. Стратотип — криворучьевская свита Селенняхского кряжа [6]. В состав горизонтов входит криворучьевская свита Селенняхского кряжа и хребта Улахан-Сис, геремганджинская свита хребтов Тас-Хаяхта и Чималгинского и верхнесеттедабанская подсвита хр. Сетте-Дабан. Ранее этот интервал разреза относился к вечернинскому (зона *Sibirirhynchia alata*) и урультунскому (зона *Elythyna salairica*) горизонтам [5]. На западном склоне Омудевских гор, в отложениях, подстилающих вечернинский горизонт, брахиоподы не найдены. Они отсутствуют и в нижней части стратотипа вечернинского горизонта. Нижняя половина урультунского горизонта вообще не охарактеризована палеонтологическими остатками. В настоящее время не опубликовано ни одного разреза, где бы встречался вид-индекс лоны — *Elythyna salairica*. На восточном склоне Омудевских гор [9] комплекс брахиопод лоны *Sibirirhynchia* встречается в нижней части гротовской, гипостратотипе вечернинской свиты и в верхней части верхнеурультунской подсвиты. Таким образом, объем и возраст вечернинского и урультунского горизонтов в Омудевских горах пока не установлены.

Фаунистически доказанные отложения эйфельского возраста на территории Восточной Якутии отсутствуют. Это связано с обширной регрессией морского бассейна, которая началась в эмском и закончилась в эйфельском веке. С ней связано накопление пестроцветных, в основном красноцветных, известняков, доломитов, мергелей с пластами гипса и ангидрита. В Селенняхском кряже, хребтах Тас-Хаяхта и Чималгинском на известняках лоны *Elythyna salairica* залегают пестроцветные, преимущественно вишнево-красные, мергели, иногда с прослоями гипса и ангидрита, мощностью от 18 до 220 м, относящиеся к герской свите.

В раннем живете глобальная трансгрессия захватила территорию Восточной Якутии. Базальные конгломераты живета известны в хребтах Тас-Хаяхта, Чималгинском, Улахан-Сис, Сетте-Дабан и в Селенняхском кряже.

Бурхалинский горизонт. Стратотип — бурхалинская серия хр. Сетте-Дабан [19]. В состав горизонта входят тихийская и загадочнинская свиты хр. Сетте-Дабан, нижние части себечанской свиты хребтов Тас-Хаяхта, Чималгинского и Улахан-Сис, пряникской свиты Селенняхского кряжа, ньомукская свита хр. Тас-Хаяхта. В объеме горизонта выделяются лоны *Chascothyris salairica* и *Stringocephalus burtini*.

Лона *Chascothyris salairica*. Название лоны предложено 2-м Магаданским стратиграфическим совещанием [13]. Стратотип лоны — леденинские слои Омолонского массива [18]. Лона соответствует нижней части зоны *Stringocephalus burtini*, *Emanuella takwanensis* [23]. Отложения лоны известны в Селенняхском кряже — на правом берегу р. Талынджи, по руч. Пряник; в хр. Тас-Хаяхта по р. Датна-2, ручьям Гер, Себечан, Чинган, Уклин, Быстроуму; в Чималгинском хребте — на левобережье р. Чибгалах, по руч. Девонскому; в хребте Сетте-Дабан — по ручьям Тихому, Крутому, Хурату; в хребте Улахан-Сис — в бассейне рек Кресты и Правый Наанчан. Отложения лоны представлены известняками и доломитами с базальными конгломератами в основании. В истоках руч. Быстрого и в бассейне р. Ньомук (хр. Тас-Хаяхта) отложения лоны без видимого углового несогласия залегают на вишнево-красных мергелях герской свиты. Здесь же, по руч. Адаму, левому притоку р. Ньомук, отложения лоны представлены доломитами с линзами вишнево-красных мергелей и гипсов. Мощность лоны 41—500 м.

В отложениях лоны собраны брахиоподы: *Schizophoria striatula* (Schloth.), *Striatoproduc-tus tungusensis* (Nal.), *Ladogia gigantea* sp. nov., *Emanuella takwanensis* Kayser, *Denckmanella demeisi* (Holzapf.), *Chascothyris salairica* Rzon.

В комплексе брахиопод преобладают виды, широко распространённые в живетских отложениях других регионов Советского Союза и Западной Европы. Возраст лоны датируется ранним живетом.

Лона *Stringocephalus burtini*. Название лоны предложено 2-м Магаданским стратиграфическим совещанием [13]. Стратотип лоны — нелкинские слои Омолонского массива [18]. Лона соответствует верхней части зоны *Stringocephalus burtini*, *Emanuella takwanensis* [23]. Отложения лоны распространены в Селенняхском кряже — на правом берегу р. Талынджи, по руч. Пряник; в хр. Улахан-Сис — в верховье руч. Крестовки; в хр. Тас-Хаяхта — по р. Кибиринье и в верхнем течении р. Догдо, по руч. Себечану; в хр. Сетте-Дабан — по ручьям Тихому, Хурату, Крутому и рекам Сегенняху и Халые. Отложения лоны представлены известняками, доломитами и пестроцветными мергелями. Мощность лоны 55—450 м.

В лональном комплексе встречены следующие брахиоподы: *Schizophoria striatula* (Schloth.), *Yunnanella hanburii* (Dav.), *Pugnax anisodonta* (Phill.), *Atrypa* sp., *Spinatrypa tubaecostata* (Paeck.), *Abramovispirifer adamensis* sp. nov., *Cyrtina multiplicata* Dav., *Denckmanella demeisi* (Holzapf.), *Stringocephalus burtini* Deifr. Присутствие в лональном комплексе космополитных живетских видов *Schizophoria striatula*, *Denckmanella demeisi*, *Stringocephalus burtini* позволяет датировать его возраст поздним живетом.

В конце позднего живета на территории Восточной Якутии произошло обмеление морского бассейна. Лагунные пестроцветные отложения этого возраста известны в Селенняхском кряже и хр. Сетте-Дабан. В этих же районах, а также в хр. Тас-Хаяхта, в основании верхнего девона отмечаются конгломераты.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Сегенняхский горизонт. Стратотип — сегенняхская свита хр. Сетте-Дабан [19]. В состав горизонта входят сегенняхская свита хр. Сетте-Дабан, верхняя часть себечанской свиты хребтов Тас-Хаяхта и Улахан-Сис, пряникской свиты Селенняхского кряжа и ньомукской свиты хр. Тас-Хаяхта. Горизонт соответствует лоне *Mucrospirifer novosibiricus*. Лона выделена М. А. Ржонсницкой [14]. Стратотип лоны не указан. В качестве лектостратотипа мы предлагаем стратотип сегенняхской свиты по р. Сегеннях (хр. Сетте-Дабан). Отложения лоны установлены в хр. Сетте-Дабан — в бассейне рек Восточной Хандыги и Тыры; в Селенняхском кряже — на правом берегу р. Талынджи, по руч. Кривому. Отло-

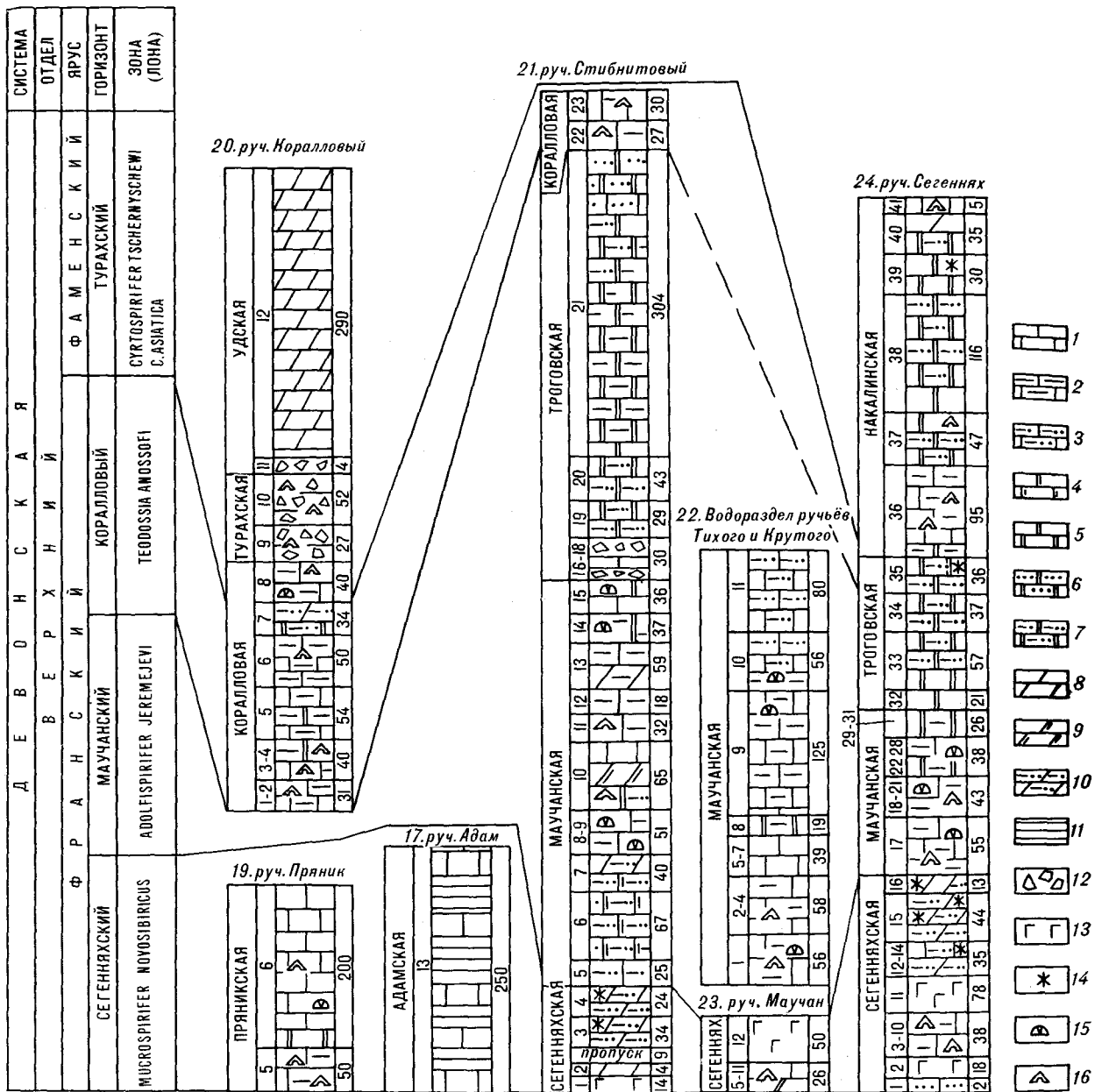


Рис. 2. Схема корреляции разрезов верхнего девона Восточной Якутии.

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — известняки алевроитистые; 4 — известняки доломитистые; 5 — доломиты; 6 — песчанистые; 7 — алевроитистые доломиты; 8 — мергели; 9 — мергели доломитистые; 10 — мергели алевроитистые; 11 — глинистые сланцы, аргиллиты; 12 — конгломератобрекчии; 13 — базальтовые порфириды; 14 — пестроцветные; 15 — табуляты; 16 — брахиоподы.

жения лоны представлены брахиоподовыми известняками и мергелями; в хр. Сетте-Дабан в нижней части лоны залегают покровы базальтовых порфиридов. Мощность лоны 50—187 м. В лональном комплексе в массовом количестве встречаются *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll), *Desquamatia tenuisulcata* (Wenjuk.) и единичные раковины *Ripidiorhynchus mutabilis* sp. nov. Первые два вида широко распространены в нижнефранских отложениях Новосибирских островов, Новой Земли, Салаи-

ра, Русской платформы и Тиманского кряжа. Возраст лоны определяется как раннефранский.

Маучанский горизонт. Стратотип — маучанская и троговская свиты хр. Сетте-Дабан [19]. Распространение горизонта ограничено территориями хр. Сетте-Дабан. Горизонт выделяется в объеме лоны *Adolfspiri fer jeremejevi*. Стратотип лоны — слои 5—21 маучанской и троговской свит в разрезе по руч. Стибнитовому, притоку р. Ньюкуни. Отложения лоны пред-

ставлены известняками и доломитами. Мощность лоны составляет 101—149 м. Из брахиопод встречены *Atrypa uralica* (Nal.), *Spinatrypa* sp., *Adolfspirifer jeremejevi* (Tschern.), из табулят — *Alveolitella polenowi* (Peetz), *Scoliopora arrecta* (Koksch.), *Thamnopora polyforata* (Schloth.), *Coenites ultima* Koksch., *C. pinniformis* Koksch. Вид *Adolfspirifer jeremejevi* широко распространен во франском ярусе Урала, Тимана, Русской и Сибирской платформ, Новой Земли и о. Вайгач. Возраст лоны датируется франом (рис. 2).

Коралловый горизонт. Стратотип — пачки 1—7 разреза коралловой свиты по ручью Коралловому, правому притоку р. Ньюкунни. Отложения горизонта установлены только в бассейне р. Восточной Хандыги. Горизонт выделяется в объеме лоны *Teodossia anossofi*. Отложения лоны установлены в бассейне ручьев Кораллового, Стибнитового и Трогового. Они представлены известняками, доломитами с пластами органогенно-детритовых, коралловых и брахиоподовых известняков и седиментационной брекчии. Мощность лоны 209 м. В отложениях лоны встречены табуляты *Thamnopora polyforata* (Schloth.) и в массовом количестве раковины *Teodossia anossofi* (Vern.), широко распространенного в верхнефранском подъярусе Сибирской платформы, Урала, Новой Земли и Омолонского массива.

Турахский горизонт. Стратотип — пачка 8 коралловой и пачки 9—10 турахской свит в разрезе по руч. Коралловому, правому притоку р. Ньюкунни. Горизонт выделяется в объеме лоны *Cyrtospirifer tschernyschewi*, *C. asiatica*. Лона распространена на всей территории хр. Сетте-Дабан, от р. Томпо на севере до р. Аллах-Юнь на юге. Отложения лоны представлены глинистыми известняками с органогенными коралловыми прослоями и пластами конгломератобрекчий (руч. Коралловый) или алевритистыми известняками с пластами органогенно-детритовых, брахиоподовых разностей, которые переслаиваются темно-серыми и бордовыми доломитами и зеленовато-серыми мергелями (р. Сегеннях). Мощность лоны 89—290 м. Нижняя граница лоны проводится по появлению лонального комплекса брахиопод *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *C. asiatica*

Brice, *Athyris tau* (Nal.), *Gastrodotoechia utachensis utachensis* (Kindle) и табулят *Lecomptia devonica* Koksch. Вышеприведенные брахиоподы широко распространены в аналогах нижнего и среднего фамена Казахстана, Западного Урала, Салаира, Канады и США. Турахский горизонт перекрывает удская свита, сложенная темно-серыми мергелями с волнисто-горизонтально-слоистыми и подводно-оползевыми текстурями. Она не содержит остатков макрофауны, и ее возраст определяется условно как позднедевонский (позднефаменский)-раннекаменноугольный.

Вопрос о границе между нижним и средним девоном широко дискутируется [9—11, 15—17, 20—22]. Большинство зарубежных геологов на Международной подкомиссии по стратиграфии девона в Париже (1980 г.) высказалось за проведение границы между нижним и средним девоном в основании конодонтовой зоны *partitus*. Стратиграфическое положение этой зоны в девоне территории СССР до сих пор не установлено. В разрезах Восточной Якутии граница нижнего и среднего девона проводится в основании вечеринского горизонта [13]. Изучение брахиопод из пограничных отложений нижнего и среднего девона Восточной Якутии показало, что на рубеже зон *Taimyrhynch* *taimyricus* и *Alekseevaella sulcata* происходит резкое обновление семейственного, подсемейственного и родового состава брахиопод. Появляются первые представители семейств *Productidae*, *Allorhynchidae*, подсемейств *Chalimochonetinae*, *Tatjaniinae* и *Hypothyridinae* и родов *Productella*, *Chalimochonetes*, *Alekseevaella*, *Linguopugnoides*, *Abramovirhynchus*, *Tatjania*, *Pseudouncinulus*, *Yanetchia* и *Yakutijaella*. У ринхонеллид наблюдается значительная морфофункциональная перестройка: у родов *Yanetchia*, *Tatjania* появляются префальциферовые круры, широко распространенные в позднем палеозое и мезозое. У бесцепальных ринхонеллид (*Pseudouncinulus*) возникают внутренняя замочная пластина и замочный отросток. Наши данные подтверждают мнение большинства советских стратиграфов о проведении границы нижний — средний девон в основании криворучьевского горизонта и его аналогов на территории СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева Р. Е. Брахиоподы и биостратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1967.
2. Алексеева Р. Е., Сидяченко А. И. Зональное расчленение нижнего и среднего девона Северо-Востока СССР: Рефераты докл. к 3-му Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона.— Л.: Наука, 1968.

3. Альховик Т. С. О биостратиграфическом расчленении нижней части девона Восточной Якутии // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.
4. Альховик Т. С., Баранов В. В. Девон хребтов Тас-Хаяхта и Селеннях // Палеозой Дальнего Востока.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974.
5. Альховик Т. С., Баранов В. В. Стратиграфия девонских отложений хребтов Селеннях и Тас-

- Хаяхтах // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР.— Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
6. Альтовик Т. С., Баранов В. В. Стратиграфия девонских отложений Селенняхского кряжа и хребта Улахап-Сис.— М.: ВИНТИ, № 904-84. Деш., 1984.
 7. Дубатов В. Н. Табуляты и биостратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1969.
 8. Дубатов В. Н., Симаков К. В. Основные проблемы геологии девона Северо-Востока СССР // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР.— Магадан, 1974.
 9. Дубатов В. Н., Тильман Л. С. О границе нижнего и среднего девона в Омудевских горах (Северо-Восток СССР) // Палеонтология и биостратиграфия палеозоя Сибири.— Новосибирск, 1984.
 10. Елкин Е. А., Грацианова Р. Т. и др. Основные биостратиграфические рубежи и подразделения нижнего и среднего девона на западе Алтае-Саянской области и их корреляция // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона.— Л.: Наука, 1982.
 11. Машкова Т. В., Апекина Л. С. Древнейшие полигнатусы Зеравшанского хребта — показатели границы нижнего — среднего девона // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 2.
 12. Николаев А. А. Главнейшие разрезы верхнего силура, нижнего и среднего девона Северо-Востока СССР и их корреляция // Стратиграфия нижнего и среднего девона.— Л.: Наука, 1973.
 13. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР.— Магадан, 1978.
 14. Ржонсницкая М. А. Девон Верхояно-Кольмской и Чукотской складчатых областей // Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского пояса.— М.: Недра, 1966.
 15. Ржонсницкая М. А. Граница нижнего и среднего девона на территории СССР // Сов. геология.— 1974.— № 6.
 16. Ржонсницкая М. А. Злиховский ярус нижнего девона Баррандиена и его аналоги на территории СССР // Стратиграфия и палеонтология девона и карбона.— М.: Наука, 1982.
 17. Ржонсницкая М. А. Корреляция нижнего яруса среднего девона СССР и типовых разрезов Западной Европы // Нижний ярус среднего девона на территории СССР.— М.: Наука, 1983.
 18. Симаков К. В. К стратиграфии верхнедевонских отложений северо-восточной части Омолонского массива // Ученые записки НИИГА. Вып. 8. Палеонтология и стратиграфия.— Л., 1965.
 19. Ян-жин-шин В. А. Рабочая стратиграфическая схема девонских отложений хребта Сетте-Дабан // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР.— Магадан, 1974.
 20. Сартенер П. Значение родов ринхонеллид для определения границ отделов девона // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона.— Л.: Наука, 1982.
 21. Chlupac I. The Bohemian Lower Devonian stages and remarks of the Lower/Middle Devonian boundary // Newsl. Stral., Berlin-Stuttgart.— 1976.— V. 5, N 2/3.
 22. Klapper G. Lower-Middle Devonian boundary conodont sequence in the Barrandian of Czechoslovakia // Cas. miner. a geol.— 1977.
 23. Nikolaev A. A., Rzhonsnitskaya M. A. Devonian of Northeastern USSR // Internat. Sympos. of the Devonian system.— Galgary, 1967.

УДК 551.782.21(571.63)

Б. И. Павлюткин, Т. И. Петренко, Н. И. Белянина

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ СУЙФУНСКОЙ И УСТЬ-СУЙФУНСКОЙ СВИТ (Западное Приморье)

На базе новых палеоботанических материалов показана необоснованность выделения плиоценовых галечников (суйфунская свита) в нижнем течении р. Раздольной и в восточном секторе Ханкайской котловины (урочище Гринталь). Распространенные здесь галечники, охарактеризованные исключительно флорой позднего миоцена, следует включать в состав усть-суйфунской свиты.

Сравнительным изучением галечников, слагающих наиболее высокий аккумулятивный уровень в бассейне р. Раздольной, доказана принадлежность их к разным стратоевням: в нижнем течении развиты галечники усть-суйфунской свиты (поздний миоцен), в среднем течении — суйфунской свиты. Возраст по-

следней, согласно оригинальным материалам по семенным и палинологическим флорам, оценивается в объеме: заключительный этап позднего плиоцена — ранний плейстоцен. Предложена новая палеогеографическая концепция формирования галечников суйфунской свиты.

Обоснована неправомерность корреляции туффиновой (тефроидной) толщи среднего течения р. Раздольной с усть-суйфунской свитой. Новые палеоботанические данные и абсолютные датировки позволяют считать, что первая отвечает ранне-среднемиоценовому этапу в развитии Западного Приморья, в то время как возраст усть-суйфунской свиты — поздний миоцен.

Как известно, суйфунская свита была выделена в начале 30-х гг. В. З. Скороходом в Западном Приморье*. В ее состав первоначально включался широкий спектр осадков, формирующих наиболее высокий аккумулятивный уровень в бассейне р. Раздольной (Суйфун). В нем можно выделить две составляющие: а) нижнюю — преимущественно тонкообломочные тефроидные отложения (туфопесчаники, туфоалевролиты, туффициты, туфы с редкими линзами лигнитов и бурых углей), широко развитые в среднем течении р. Раздольной; б) верхнюю — галечники, пески, туфы, туффициты, распространенные на всем протяжении долины р. Раздольной от границы с Китаем до акватории Амурского залива (рис. 1).

В. З. Скороход оценивал возраст суйфунской свиты в интервале плиоцен — постплиоцен и возражал против выводов А. Н. Криштофовича о более древнем, доплиоценовом, возрасте флоры из нижних слоев свиты. Позднее Г. М. Власов, изучая третичные отложения Южного Приморья, выделил нижнюю составляющую (а) в самостоятельную свиту, названную им усть-давыдовской. По его мнению, она отвечает ранне-среднемиоценовому этапу в геологической истории данного района**. Оставшаяся

часть суйфунской свиты (б) была позднее разделена на нижнюю, преимущественно туффитовую, и верхнюю, преимущественно галечниковую, толщи, переведенные затем в ранг самостоятельных свит: усть-суйфунскую и суйфунскую соответственно. Последнюю во избежание путаницы будем условно именовать пока собственно суйфунской свитой.

Возраст усть-суйфунской свиты (позднемиоценовый, по современным представлениям) получил достаточно надежное палеонтологическое обоснование, но только применительно к разрезам нижнего звена долины р. Раздольной [2, 6, 9]. В слоях собственно суйфунской свиты макропалеонтологические остатки не были обнаружены. Возраст ее (плиоценовый, согласно принятым стратиграфическим схемам) основывался на палинологических данных, полученных В. Ф. Морозовой при изучении опорного разреза свиты (карьер на южной окраине с. Раздольное) и кернового материала по скважинам, пробуренным в районе населенных пунктов Тимофеевка, Анненка и др. [3].

Схема расчленения суйфунской свиты (в ее первоначальном объеме) на три самостоятельные свиты была затем принята на Межведомственном Стратиграфическом совещании в г. Хабаровске в 1956 г. и не претерпела существенных изменений по итогам последующих Стратиграфических совещаний в 1965 и 1978 гг. [13—15]. Однако некоторые исследователи высказывали сомнения в отношении целесообраз-

* Скороход В. З. Геологический очерк правобережья р. Суйфун: Производственный отчет. 1933 г. (Хранится в фондах ИГО Приморгеология).

** Власов Г. М. Третичные отложения Сихотэ-Алиня: Диссертация. 1949 г. (Хранится в фондах ИГО Приморгеология).

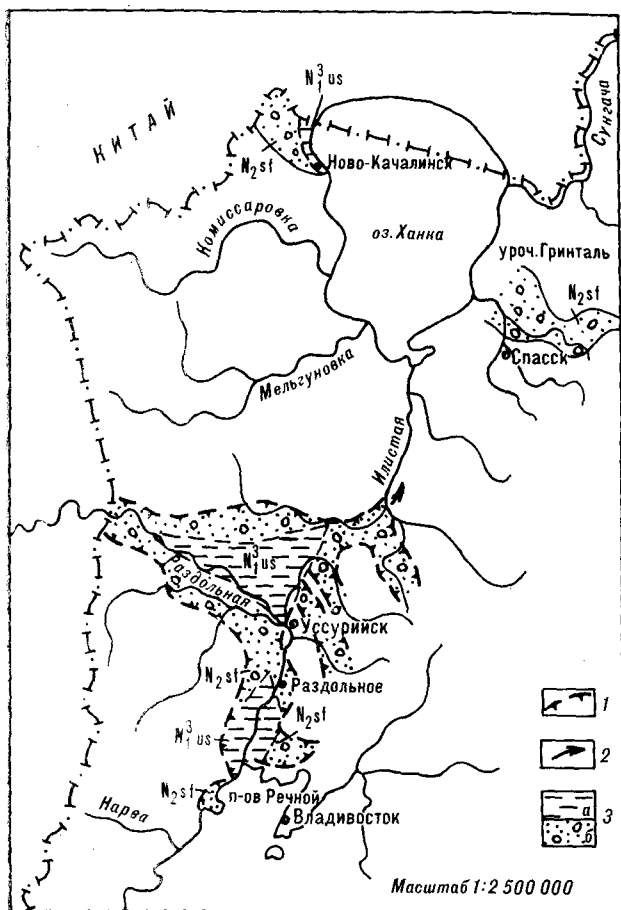


Рис. 1. Распространение осадков суйфунской свиты в Западном Приморье.

1 — контур распространения осадков суйфунской свиты в бассейне р. Раздольной (по В. З. Скороходу); 2 — «пролив», соединяющий Раздольненский и Приханкайский ареалы суйфунской свиты (по В. З. Скороходу); 3 — расчленение суйфунской свиты на изданных геологических картах м-ба 1:200 000: а — усть-суйфунская свита — преимущественно туфы, туффиты (верхний миоцен), б — суйфунская (собственно суйфунская) свита — преимущественно галечники (плиоцен).

ности и обоснованности выделения усть-суйфунской и собственно суйфунской свит, считая их одновозрастными, но фациально различными образованиями [4, 5, 10]. Это в первую очередь относится к разрезам нижнего течения р. Раздольной и урочища Гринталь (к северу от г. Спасска-Дальнего).

Первые местонахождения листовой флоры в слоях собственно суйфунской свиты в нижнем течении р. Раздольной подтвердили высказанные сомнения [12]. Новые палеоботанические материалы были получены и для северной части ареала собственно суйфунской свиты. В туфовых прослоях среди галечников, вскрытых карьерами на правобережье р. Одарки, к западу от автотрассы Хабаровск — Владивосток, обнаружены листовые отпечатки (рис. 2).

В ближнем к автотрассе карьере (обн. 1201) флороносный слой выявлен в нижней части

карьерного уступа. Среди собранных здесь растений определены: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney (30)*, *Taxodiaceae* sp. (2), *Pterocarya* cf. *asymmetrosa* Konno (2), *Pterocarya* sp. (2), *Juglandaceae* sp. (9), *Carpinus* cf. *subcordata* Nath. (1), *Betula* sp. (8), *Ulmus* cf. *protojaponica* Tanai et Onoe (1), *U.* cf. *drepanodonta* Grub. (2), *Ulmus* sp. (19), *Populus* sp. (9), *Acer* cf. *monoides* Shap. (3), *Acer* sp. (17), *Tilia* cf. *hommashinichii* Huzioka et Nishida (1), *Tilia* sp. (5), *Kalopanax* sp. (1), *Vitis* sp. (1), *Micromeles* sp. (1), *Poa* sp. (7), *Ziziphus* cf. *miojuzuba* Hu and Chaney (1).

Растения, установленные до вида или хотя бы со знаком «cf.», характерны для тафоценозов нижних слоев усть-суйфунской свиты бассейна р. Раздольной**.

Во втором карьере (обн. 4109) ископаемые растения обнаружены в слое туфа, приуроченном к кровле галечниковой толщи. Здесь определены следующие формы: *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney (1), *Taxus* cf. *sulcata* Baik. (1), *Carpinus* cf. *stenophylla* Nath. (1), *Betula palibinii* Akhmet. (2), *Ulmus* cf. *protojaponica* Tanai et Onoe (1), *Ulmus drepanodonta* Grub. (3), *Populus praemaximowiczii* Klim (1),

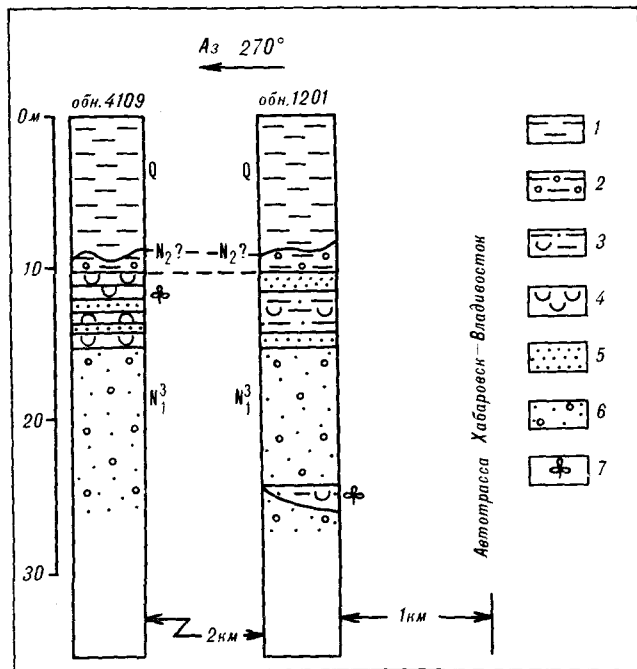


Рис. 2. Литологические колонки верхнемиоцен-четвертичных отложений (урочище Гринталь, обн. 1201, 4109).

1 — суглинки; 2 — глина с галькой; 3 — туфоалевролиты; 4 — туфы; 5 — песчаники; 6 — галечники; 7 — листовая флора.

* Здесь и далее цифра в скобках — количество экземпляров.

** Определения и выводы о возрасте флоры сделаны Р. С. Климовой (ПГО Приморгеология).

Populus cf. suaveolens Baik. (1), *Populus* sp. (4), *Zelkova elongata* Suzuki (1), *Micromelès* sp. (2).

Растения из этой коллекции также характерны для тафоценозов усть-суйфунской свиты бассейна р. Раздольной, причем наличие хвойных, а также специфических форм покрытосеменных, таких как *Zelkova elongata*, *Populus praemaximowiczii*, *Betula palibinii*, позволило сопоставить вмещающие отложения с нижними слоями усть-суйфунской свиты.

Таким образом, полученные палеоботанические материалы подтверждают необоснованность выделения в рассмотренных районах усть-суйфунской и собственно суйфунской свит. Это единый в литологическом и палеоботаническом отношении геологический объект, отвечающий позднемиоценовому этапу в развитии Западного Приморья. За ним целесообразно сохранить название усть-суйфунская свита. Необходимо отметить, что палеоботанические данные не противоречат результатам радиоизотопного датирования по трекам. Для нижних флюоронных слоев типового тафоценоза усть-суйфунской свиты (нижнее течение р. Раздольной) получены даты 10,8 и 11,8 млн лет [12].

Обратимся теперь к средней части бассейна р. Раздольной. Здесь в составе суйфунской свиты В. З. Скороходом выделены толща преимущественно тонкообломочных тефроидов со спорадическими линзами лигнитов, обнажающаяся в эрозионных окнах по правобережью р. Раздольной, и залегающая выше с эрозионным несогласием пачка косослоистых галечников. По мере трансформации взглядов на возраст и объем суйфунской свиты нижняя толща стала отождествляться с усть-суйфунской, а не с усть-давыдовской свитой, как это следовало бы из стратиграфических построений Г. М. Власова. Что касается залегающей выше пачки косослоистых галечников, то она была отнесена к собственно суйфунской свите. Можно предположить, что граница между названными стратонами, отчетливо выраженная именно в этом районе, послужила основанием для выделения усть-суйфунской и собственно суйфунской свит. Однако в нижнем течении р. Раздольной эта граница приобретает явно искусственный характер, а вернее, она просто теряется внутри монотонной толщи насыщенных пирокластикой пород (галечников, туфов, туффитов), охарактеризованной теперь практически повсеместно флорой позднего миоцена. Возникают принципиальные трудности с увязкой разрезов среднего и нижнего звеньев долины р. Раздольной. Это вынуждает нас критически оценить разработанные ранее стратиграфические концепции и предложить на основе анализа имеющихся материалов новую интерпретацию компонентов

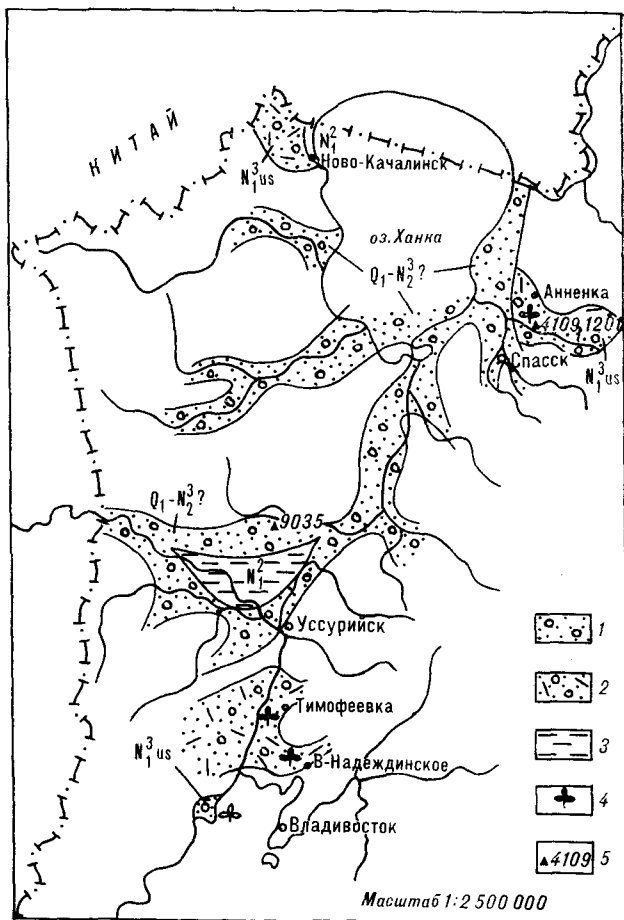


Рис. 3. Схема распространения составляющих суйфунской свиты (в ее первоначальном понимании). 1 — галечники, гравийники (суйфунская свита — нижний плейстоцен, частично верхний плиоцен); 2 — галечники, туфы, туффиты (усть-суйфунская свита — верхний миоцен); 3 — преимущественно тонкообломочные тефроидные лигнитосодержащие отложения (нижний — средний миоцен); 4 — новые местонахождения листовой флоры в опорных разрезах собственно суйфунской (усть-суйфунской, по схеме авторов) свиты; 5 — обнажения и их номера.

суйфунской свиты в ее первоначальном понимании (рис. 3).

Прежде всего следует подчеркнуть, что корреляция нижней (тефроидной) компоненты в разрезах среднего течения р. Раздольной с усть-суйфунской свитой (изданные геологические карты м-ба 1 : 200 000) долгое время основывалась в сущности на априорных суждениях. Лишь сравнительно недавно для этой толщи авторами был получен обширный палеонтологический материал. Детальное палинологическое изучение керн пробуренных в рассматриваемом районе многочисленных скважин (примерно 200 проб) позволило получить серию однотипных палинологических комплексов, характеризующихся преобладанием покрытосеменных растений (до 72 %). В их составе доминируют представители широколиственной теплоумеренной флоры: *Fagus* (7—35 %), *Ul-*

mus (8—31 %), *Carpinus* (6—23 %), *Juglans* (2—5 %), *Tilia* (1—6 %), *Carya* (6—10 %), *Quercus* (0,6—4 %). В незначительном количестве отмечена пыльца *Fagus grandifoliiformis* Pan., *Quercus cf. forestdalensis* Tr., *Pterocarya*, *Castanea*, *Ostrya*, *Zelkova*, *Celtis*, *Moraceae*, *Rhus*. Пыльца мелколиственных растений играет подчиненную роль. В этой группе преобладают представители семейства березовых: *Betula sect. Albae*, *Alnus*. Важным обстоятельством является присутствие (с оценкой единично) пыльцы субтропических растений: *Engelhardtia*, *Pasania*, *Planera*, *Parthenocissus*, *Namamelis*, *Sterculia*. Среди голосеменных доминирует пыльца сосновых: *Pinus s/g Naploxylon* (6—29 %), *Picea sect. Omorica* (0,4—16 %), *P. sect. Euripicea* (0,2—5 %). Присутствуют различные виды тсуг (до 10 % в сумме). Семейство таксодиевых представлено родами: *Glyptostrobus*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Cryptomeria*. Характерно присутствие, хотя и незначительное, пыльцы палеогеновых реликтов: *cf. Dacrydium*, *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Keteleeria*.

Данные палинокомплексы сходны с комплексами надугольных слоев Павловского бурого угольного месторождения, ранне-среднемиоценовый возраст которых подтверждается результатами анализа листовой флоры [1, 6] и карпологических остатков (П. И. Дорощев, письменное сообщение). С другой стороны, они существенно отличаются как по родовому составу, так и по процентному содержанию пыльцы различных растений от палинологического комплекса (10 проб), полученного непосредственно из флороносных слоев усть-суйфунской свиты (карьер на северной окраине с. Вольно-Надеждинского, см. рис. 3). Для этого комплекса характерны высокое содержание пыльцы голосеменных растений и их разнообразный состав. В нем доминируют пыльца ели (до 42 %), тсуги (до 15 %). В меньшем количестве представлены *Abies*, *Pinus s/g Naploxylon*; единично отмечена пыльца *Podocarpus*, *Sciadopitys*, *Glyptostrobus*, *Cedrus*.

Среди покрытосеменных заметную роль играют мелколиственные породы: *Betula*, *Alnus*, а из широколиственных — *Juglans*, *Carpinus*, *Ulmus*. В небольшом количестве или единично присутствует пыльца *Pterocarya*, *Carya*, *Fagus*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Tilia*. Из споровых растений доминируют представители семейства *Polypodiaceae*.

Полученный палинокомплекс имеет несомненное сходство с уже упоминавшимися спектрами, выделенными В. Ф. Морозовой из плиоценовых (позднемиоценовых, по последним данным) отложений. Все это придает дополнительную надежность нашим выводам о более древнем, ранне-среднемиоценовом, возрасте тефрой-

дидной толщи в среднем течении р. Раздольной. Выводы, основанные на палеоботанических данных, совпадают с результатами абсолютного датирования верхних слоев тефроидной толщи [11], подтвержденными в настоящее время контрольными датами по калий-аргоновому методу (табл. 1).

Таким образом, тефроидная толща, развитая в среднем течении р. Раздольной и сопоставляющаяся ранее с усть-суйфунской свитой, отражает более ранний (скорее всего, ранне-среднемиоценовый) этап в развитии данного района.

Залегающая выше пачка косослоистых галечников (назовем ее временно в целях удобства толщей II) считалась одновозрастной подбазальтовым галечникам нижнего течения р. Раздольной (условно толща I). Однако детальное комплексное изучение тех и других разрезов показало, что между ними нет ничего общего, кроме геоморфологического положения и взаимоотношения с покровными базальтами. В частности, различия в составе грубообломочной компоненты (рис. 4) и индекса окатанности настолько велики, что легко обнаруживаются уже при беглом осмотре обнажений. Они были замечены и ранее, но объяснялись неодинаковым геологическим строением области сноса и разной удаленностью от нее изученных разрезов [17], хотя еще в конце 40-х гг. Г. М. Власов указывал на их разновозрастность. В своих выводах он исходил из отсутствия в составе подбазальтовых галечников среднего течения р. Раздольной (толща II) пирокластического материала, играющего большую роль в галечниках нижнего течения (толща I), справедливо полагая, что вулканическая тефра, распространяющаяся при воздушном переносе на многие десятки и даже сотни километров, неизбежно присутствовала бы в обеих толщах, будь они одновозрастны. Имеющиеся в распоряжении авторов данные литологического анализа более чем 150 проб подтверждают полное отсутствие пирокластической компоненты во всех литоло-

Таблица 1

Результаты абсолютного датирования тефроидной толщи (бассейн р. Раздольной)*

Изученные разрезы	Возраст (млн лет)	
	Метод треков	Калий-аргоновый метод
Западная окраина с. Красный Яр (обн. 4127)	16,3±1,5	15,5±0,5
Окрестности с. Покровка (обн. 9014)	15,3±1,2	15,0±0,4
Северная окраина с. Струговка (обн. 9052)	12,0±1,2	12,0±0,5

* Расположение разрезов и их характеристика даны в [11]; датирование по трекам выполнено в ТИГ ДВО АН СССР, калий-аргоновые даты получены в Институте геохимии и физики минералов АН УССР.

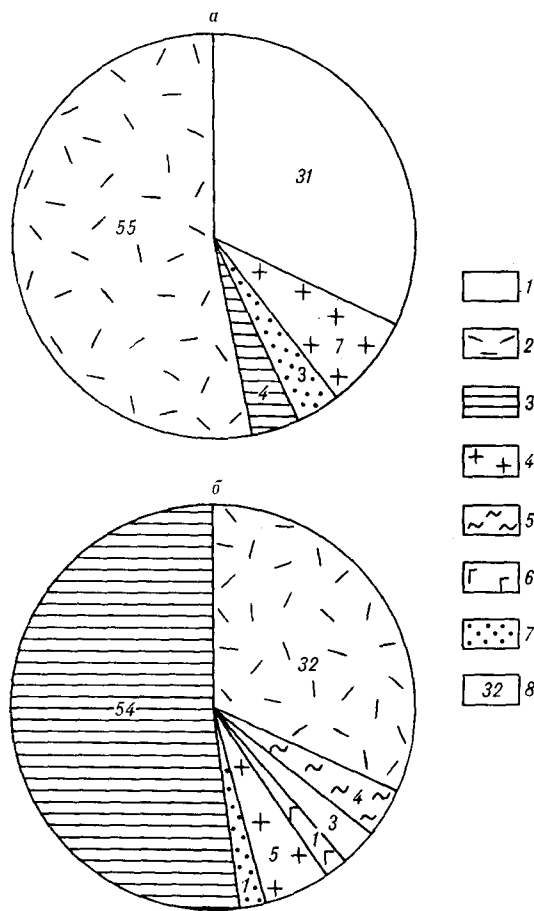


Рис. 4. Циклограммы среднего (30 анализов) петрографического состава галек в осадках: а — толщи II, б — толщи I.

1 — белый жильный кварц; 2 — кислые эффузивы; 3 — кремни; 4 — породы гранитоидного ряда; 5 — роговики; 6 — интрузивные породы среднего и основного состава; 7 — осадочные породы (песчаники, алевролиты); 8 — содержание галек в %.

го-фациальных разностях толщи II. Если принять во внимание различия по ряду других литологических признаков (табл. 2), установленные при изучении той и другой толщи, то выводы об их разновозрастности представляются весьма обоснованными.

Это мнение подтверждается при сопоставлении палеоботанических материалов. Галечники толщи I почти повсеместно содержат макро- и микрофитологические остатки, указывающие на позднемiocеновый возраст вмещающих слоев (усть-суйфунская свита). О листовой флоре и спорово-пыльцевых спектрах речь шла выше, здесь отметим лишь, что флороносные слои толщи I охарактеризованы богатой и разнообразной позднемiocеновой диатомовой флорой [12].

Что касается толщи II, то она до недавнего времени относилась к разряду «немых» в палеонтологическом отношении. Слагающие ее галечники прослеживаются по обнажениям и скважинам от границы с КНР до г. Уссурий-

ска, где их пространственная связь с современной долиной р. Раздольной несомненна (они формируют ее наиболее высокую надпойменную террасу), через Хорольский мелкосопочник, где эта связь утрачивается, до Ханкайской котловины, в пределах которой галечники вскрываются в погребенном состоянии под более молодыми песчано-глинистыми отложениями (рис. 5).

На существование своеобразного пролива (см. рис. 1), соединяющего поле галечников в бассейне р. Раздольной с галечниками Ханкайской котловины, указывали многие исследователи, начиная с В. З. Скорехода [16], но объяснялось это кратковременной переориентацией стока р. Раздольной на север.

По нашему мнению, четко прослеживаемая в плане полоса галечников, протягивающаяся с запада на восток вдоль долины р. Раздольной от границы с КНР до г. Уссурийска и поворачивающая далее на север, является продуктом аккумуляции высокопорядковой речной системы, ориентированной в бассейн палео-Амура и существовавшей достаточно длительное время. Судя по всему, ею могла быть палео-Раздольная с многочисленными притоками, к которым относились палео-Илистая, палео-Комиссаровка, палео-Мельгуновка и другие. Возникновение этой речной системы было связано с этапом становления молодой (раннечетвертичной) гидросети.

На раннечетвертичный возраст галечников толщи II указывают палеоботанические материалы по разрезу, вскрытому в буровом карьере «Павловский-2» (обн. 9035). Толща II залегает здесь с четким размывом и эрозионным несогласием на отложениях нижнего — среднего миоцена и перекрывается пачкой «бурых суглинков» (рис. 6). Разрез представляет собой серию седиментационных ритмов, в составе которых преобладают гравийники с мелкой галькой; тонкообломочные алевроито-песчаные породы играют подчиненную роль.

Таблица 2

Сравнительная характеристика галечников бассейна р. Раздольной

Литолого-петрографические критерии	Литостратиграфические подразделения	
	Толща I	Толща II
Состав гравийно-галечных обломков (преобладают)	Кремнистые породы	Кварц, кислые эффузивы, граниты
Состав глинистой фракции (преимущественно)	Монтмориллоновый	Гидрослюдисто-каолиновый
Вулканическое стекло в составе алевропесчаной фракции	до 80 %	Не установлено
Изменение древесных остатков	Окремнение	Лигнитизация

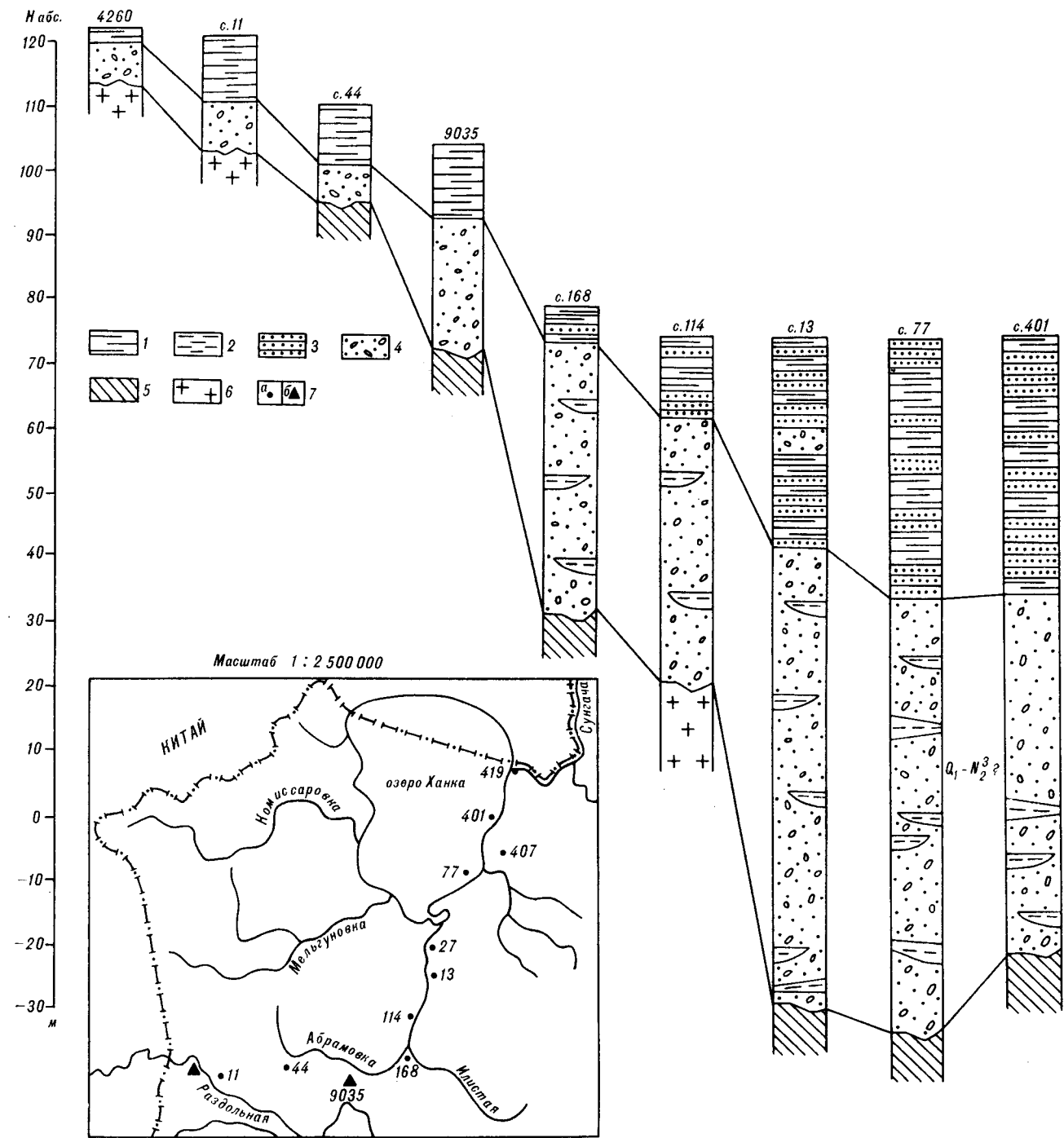


Рис. 5. Схема корреляции толщи II (суйфунская свита).

1 — суглинки; 2 — алевроиты; 3 — пески; 4 — галечники, гравийники; 5 — угленитосодержащие алевролиты, песчаники миоцена; 6 — докайнозойские образования; 7 — скважины (а), обнажения (б).

Из алевроитовых линз, приуроченных к границам ритмов, были отмыты многочисленные остатки плодов и семян, в составе которых П. И. Дорфеевым (Ботанический институт АН СССР) были определены представители 126 видов древесных, кустарниковых и травянистых растений. Часть из них либо вымерла, либо про-

израстает ныне в иных климатических условиях. В числе более требовательных к теплу форм обнаружены: *Azolla pseudopinnata* Nikit., *Pilularia pliocenica* Dorof., *Potamogeton* ex. gr. *perfoliatus* L., *Alisma gramineum* Lej., *Bunias cochlearoides* Murr., *Trappella ambigua* Dorof., *Cyperus* cf. *longus* L., *Scirpus* cf. *smithii* Gray.,

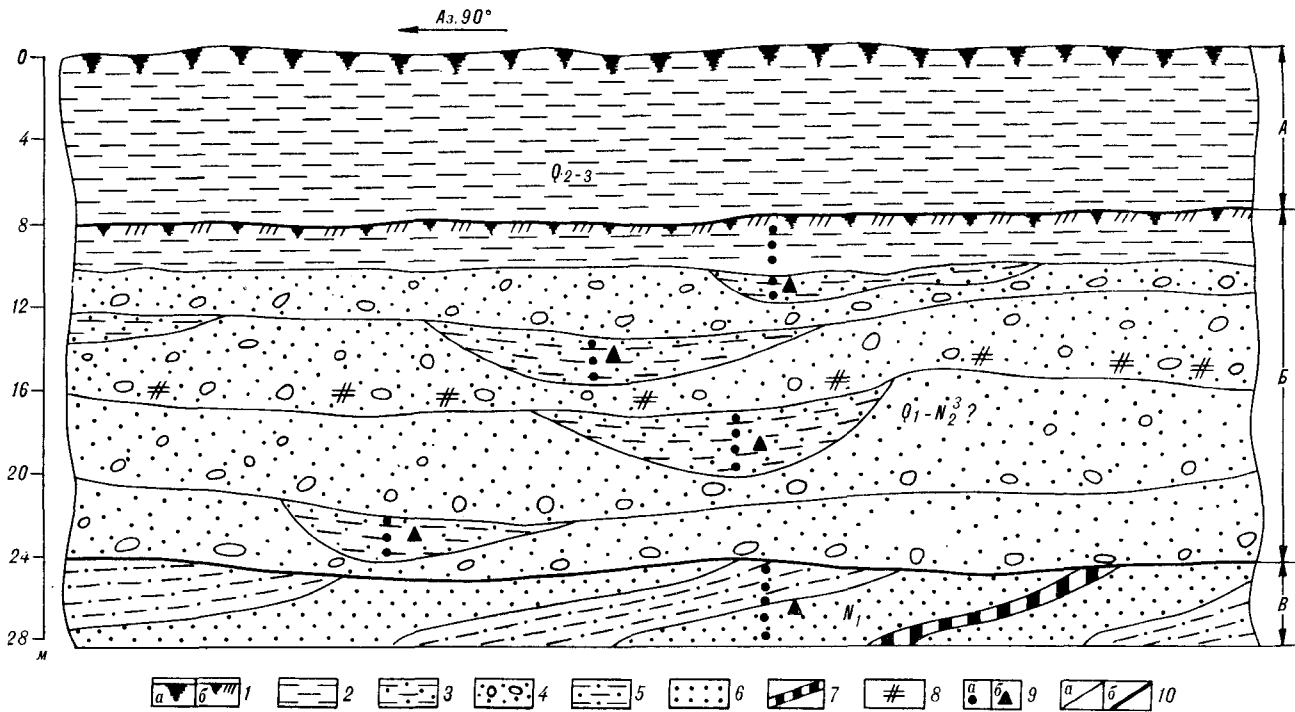


Рис. 6. Фрагмент южной стенки карьера «Павловский-2». А — «бурые суглинки», Б — толща II, В — угленосная толща.

1 — почвы: а — современная, б — погребенная; 2 — суглинки; 3 — алевроиты; 4 — галечники, гравийники; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — лигниты, бурые угли; 8 — ископаемая древесина; 9 — точки отбора проб: а — спорово-пыльцевых, б — палеокарпобиологических; 10 — границы: а — литологические, б — стратиграфических подразделений.

Lycopus cf. *lucidus* Turcz., *Swida* cf. *sanguinea* (L.) Opiz.

Кроме того, для изучения флоры характерны и так называемые «ледниковые» виды: *Potamogeton* cf. *filiformis* Pers., *P.* cf. *vaginatus* Turcz., произрастающие ныне в более северных районах. Появление их в Европе приходится на самый конец плиоцена. Остальные растения (88% от общего числа определенных видов) — современные, свойственные уссурийской флоре.

В составе изученной семенной флоры роль древесных и кустарниковых пород значительна. В пробах обнаружены хвоя и семена *Picea jezoensis* Carr., *Larix* cf. *gmelinii* Rupr., а также карпологиические остатки *Betula* sect. *Costatae*, *Radus asiatica* Kom., *P. maackii* Rupr., боярышника, таволги березолистной, шиповника, араллии, ивы, ольхи, бузины.

Полученные материалы позволили П. И. Дорфееву датировать возраст ископаемой флоры в объеме позднего апшерона или гюнц-минделя. Однако, учитывая богатство современной растительности Приморья, включающей многие реликтовые растения, не отрицается возможность того, что такая флора могла существовать здесь непосредственно в раннем плейстоцене*. В За-

* П. И. Дорфеевым в заключении о возрасте флоры оговорено, что нижняя граница плейстоцена проводится им по подошве миндельской морены и ее эквивалентов в европейской части СССР.

падной Европе к ней наиболее близки флоры кромержского типа.

Из алевроитовых линз изученного разреза получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором доминирует пыльца умеренно-термофильных широколиственных растений: *Quercus* (до 58,7%), *Ulmus* (до 14,4%), *Corylus* (до 4,2%), *Carpinus* (до 4,0%), *Tilia* (до 3%), *Juglans* (до 0,6%). Присутствуют экзотические виды рода *Fagus* (до 4,9%) и единично — *Carpinus* cf. *betulus* L., *Carya*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Celtis*, *Magnolia*.

Среди мелколиственных преобладают *Betula* sect. *Albae* (до 4%), *Betula manshurica* (до 4,7%), *Alnus* (до 7,6%), присутствует единичная пыльца кустарниковых берез. В составе голосеменных значительную роль играет пыльца хвойных пород: *Picea* sect. *Omorica* и *Eupicea* (до 31% в сумме), *Pinus* s/g *Harpoxylon* (до 11,4%), экзотических (северокорейских) сосен *Pinus* s/g *Diploxylon* (до 5,2%), *Cupressaceae-Taxodiaceae* (до 2,2%), *Tsuga* (1%). Пыльца травянистой растительности разнообразна: *Cyperaceae* (до 29,3%), *Cramineae* (до 11,3%), *Ranunculaceae* (до 13,2%), *Artemisia* (до 5,7%), *Compositae* (до 3,8%). Следует отметить наличие в спектрах пыльцы водных растений: *Nelumbo*, *Sparganium*, *Myriophyllum*. В составе споровых растений преобладают представители семейства *Polypodiaceae*,

интересна также находка спор рода *Hymenophyllum*, известных ныне только в локальных местообитаниях на крайнем юге Приморья.

В спектре из погребенной почвы, вепчающей разрез, отмечается существенное уменьшение содержания пыльцы широколиственных пород и возрастание роли хвойных; среди травянистых доминирующая роль принадлежит осоковым. Подобный спектр указывает на похолодание (скорее всего, раннечетвертичное) климата. Охарактеризованные спектры обнаруживают много общих черт со спектрами из нижнечетвертичных отложений Ханкайской котловины [8].

Результаты палеомагнитных измерений, проведенных А. Н. Сокаревым (ИГО Приморгеология), дают возможность уточнить время образования осадков данного разреза. Все образцы, отобранные из алевроитовых линз и песчаных прослоев, кроме самого нижнего, характеризуются прямой намагниченностью, что позволяет рассматривать время образования большей части толщи II в объеме палеомагнитной эпохи Брюнес. Образец из самого пиза разреза, имеющий обратную намагниченность, отвечает, вероятно, началу палеомагнитной эпохи Матуяма.

Далее на север осадки толщи II прослеживаются исключительно по данным бурения. Несмотря на это, полученные результаты можно рассматривать как вполне достоверные, учитывая густую сеть скважин и четкую литологическую обособленность толщи. Гипсометрические отметки ее кровли постепенно уменьшаются, и, начиная с района слияния рек Абрамовки и Илестой, она погружается под более молодые осадки озерно-аллювиального и озерного генезиса.

Мощность толщи II постепенно изменяется от 18—20 м в районе бурогольного карьера «Павловский-2» до 60 м в восточном секторе Ханкайской котловины, а абсолютные отметки ее подошвы варьируют от +70—80 м до -30 м соответственно. Причина этого, на наш взгляд, заключается в неотектонической активности Ханкайской котловины, в преобладании здесь нисходящих движений. Именно устойчивое погружение обусловило формирование в районе наиболее мощного (до 100 м) и полного разреза четвертичных отложений [7].

При изучении семенных флор, полученных из керна скважин, перебуривших толщу II в Ханкайской котловине, обнаружилось большое сходство их с флорой из разреза 9035. Признаки общности проявляются прежде всего по видам растений, не произрастающих ныне в Приморье. К ним относятся, с одной стороны, более требовательные к теплу формы: *Potamogeton ex. gr. maackianus* A. Benn., *P. ex. gr.*

perfoliatus L., *Potamogeton margaritae* Dorof., *Azolla pseudopinnata* Nikit., *Scirpus cf. pliocenicum* Szafer, *S. cf. smithii* Gray., *Caulinia sukaczewii* Dorof.; с другой — растения, современный ареал которых связан с более высокими широтами: *Potamogeton cf. filiformis* Pers., *P. cf. vaginatus* Turcz., *Sparganium hyperboreum* Laest. По заключению П. И. Дорофеева, изученные флоры однотипны с флорами разреза 9035 и, вероятно, одновозрастны им.

Отметим, что семенные флоры из осадков, перекрывающих толщу II в Ханкайской котловине, уже не содержат экзотических элементов и имеют вполне современный облик. Напротив, флоры, полученные из подстилающих толщу II отложений, характеризуются высокой степенью архаичности, свидетельствующей о значительном по продолжительности перерыве, предшествовавшем накоплению толщи II.

Аналогичные результаты получены при сопоставлении спорово-пыльцевых комплексов толщи II в районе бурогольного карьера «Павловский-2» и в Ханкайской котловине (скв. 114, 13, 27, 407). Те и другие характеризуются несомненной общностью и отличаются от комплексов из перекрывающих и подстилающих отложений. И хотя анализ палеоботанических материалов по подстилающим толщу II осадкам выходит за рамки данной статьи, отметим, что результаты палеокарпологических и палинологических исследований, а также материалы по листовым флорам подтверждают наличие значительного стратиграфического перерыва в основании толщи II.

Таким образом, новые материалы, полученные при комплексном изучении разрезов суйфунской и усть-суйфунской свит в их стратиграфическом районе, позволяют прийти к следующим выводам.

1. Ареал суйфунской свиты в Западном Приморье следует сократить за счет исключения из нее галечников нижнего течения р. Раздольной и урочища Гринталь, охарактеризованных теперь усть-суйфунской флорой (поздний миоцен).

2. В составе суйфунской свиты предлагается оставить галечники, гравийники, погребенные под более молодыми песчано-глинистыми отложениями в Ханкайской котловине, и галечники, слагающие уплотненные водоразделы в ее обрамлении (толща II). Возраст свиты, по данным палинологического и палеокарпологического анализов, дополненных палеомагнитными измерениями, соответствует раннему плейстоцену; самые нижние слои суйфунской свиты формировались, вероятно, в заключительную фазу позднего плиоцена (эоплейстоцена).

3. В нижнем течении р. Раздольной осадки суйфунской свиты (толща II) не установлены; вероятнее всего, они здесь отсутствуют.

4. Проводившаяся ранее корреляция тефроидной лигнитсодержащей толщи среднего течения р. Раздольной с усть-суйфунской свитой ее нижнего течения неправомерна. Первая отвеча-

ет ранне-среднемиоценовому этапу, тогда как возраст усть-суйфунской свиты — поздний миоцен.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А. Г.* Геология и история флор побережий Японского моря.— М.: Наука, 1978.
2. *Байковская Т. Н.* Верхнемиоценовая флора Южного Приморья.— Л.: Наука, 1974.
3. *Геология СССР.* Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание.— М.: Недра, 1969.
4. *Денисов Е. П.* К вопросу о стратиграфии верхнекайнозойских образований Юго-Западного Приморья // Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР. Вып. 12.— Владивосток, 1960.
5. *Карасев М. С.* Новые данные по палеогеографии Юго-Западного Приморья в верхнем миоцене — плиоцене // Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР. Вып. 20.— Владивосток, 1963.
6. *Климова Р. С.* Флора и фито­стратиграфия миоцена Приморья: Автореф. канд. дис. ...— Владивосток, 1981.
7. *Короткий А. М.* Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии.— Владивосток, 1970.
8. *Короткий А. М., Караулова Л. П.* Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока.— Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975.
9. *Криштофович А. Н.* Миоценовые растения из суйфунской свиты Уссурийского края // Ботан. журн.— 1946.— № 4.
10. *Малеев Е. Ф.* О суйфунской свите и возрасте базальтов Южного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1957.— № 8.
11. *Павлюткин Б. И., Ганзей С. С., Короткий А. М.* Возраст усть-суйфунской и усть-давыдовской свит (Южное Приморье) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 5.
12. *Павлюткин Б. И., Климова Р. С., Царько Е. И.* Новые данные по фито­стратиграфии и палеогеографии позднего миоцена Юго-Западного Приморья // Сов. геология.— 1985.— № 2.
13. *Решения* Межведомственного совещания по выработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.
14. *Решения* 2-го Межведомственного Стратиграфического совещания (Владивосток, 1965 г.).— Л., 1971.
15. *Решения* 3-го Межведомственного Стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978 г.).— Магадан, 1982.
16. *Скороход В. З.* Основные черты геологического строения южной части советского Дальнего Востока.— Владивосток, 1941.
17. *Юг Дальнего Востока: (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока).*— М.: Наука, 1972.

ПГО Приморгеология
Владивосток

Поступила в редакцию
6 марта 1986 г.

УДК [561:581.33]:551.77(571.63)

Т. Н. Болотникова

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНЫШЕВСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Южное Приморье)

Впервые палинологически исследованы отложения Чернышевского месторождения, располагающегося в Арсеньевской впадине Южного Приморья. В световом и сканирующем микроскопах изучен систематический состав спор и пыльцы, установлены некоторые закономерности в распределении их по разрезам скважин. Выделено два богатых по составу

спорново-пыльцевых комплексов, граница между которыми проведена по кровле II угольного пласта. Сопоставление с палинокомплексами сопредельных территорий позволило датировать отложения, вмещающие I палинокомплекс, концом среднего эоцена — поздним эоценом, содержащие II палинокомплекс — поздним эоценом — ранним олигоценом.

Месторождение расположено в бассейне р. Арсеньевки и приурочено к одноименной группе впадин Уссури-Даубихинской зоны [13, 20]. Первые сведения о геологическом строении района получены в 40-х гг. XX в. В. З. Скорородом. Позднее здесь проводились поисково-разведочные работы М. Т. Бибином, Ф. Н. Фишуком, В. Ф. Комаровым и другими исследователями. С 1984 г. их выполняет трест Дальвостокуглеразведка.

часть разреза. Граница комплексов проходит по кровле II пласта (см. рис. 1).

В обоих комплексах преобладает пыльца, споры находятся в подчиненном количестве.

На выветрелой поверхности отложений фундамента, сложенного среднепалеозойскими гранитами, в районе месторождения залегает песчано-алевролитовая угленосная толща мощностью от нескольких метров до 200 и более. Бурением зафиксировано шесть угольных пластов различной мощности. Скважинами 204, 241, 251, 255 Новопокровского и Рисового участков вскрыты четыре верхних пласта (рис. 1). Возраст осадочного чехла ранее условно датировался верхним эоценом — нижним миоценом.

В 80-х гг. из керна скважин Чернышевской впадины Г. М. Пименов выделил остатки хвойных и на основании полученных данных сопоставил угленосную толщу месторождения с верхним угленосным горизонтом (средний миоцен) Реттиховской впадины [19]. Палинологически угленосные отложения Чернышевского месторождения характеризуются впервые.

В угленосных отложениях автором выделено два спорново-пыльцевых комплекса, видовой состав и морфологические особенности спор и пыльцы которых изучены с помощью световой и электронной микроскопии. Первый комплекс охватывает интервалы IV, III и II угольных пластов, второй приходится на более высокую

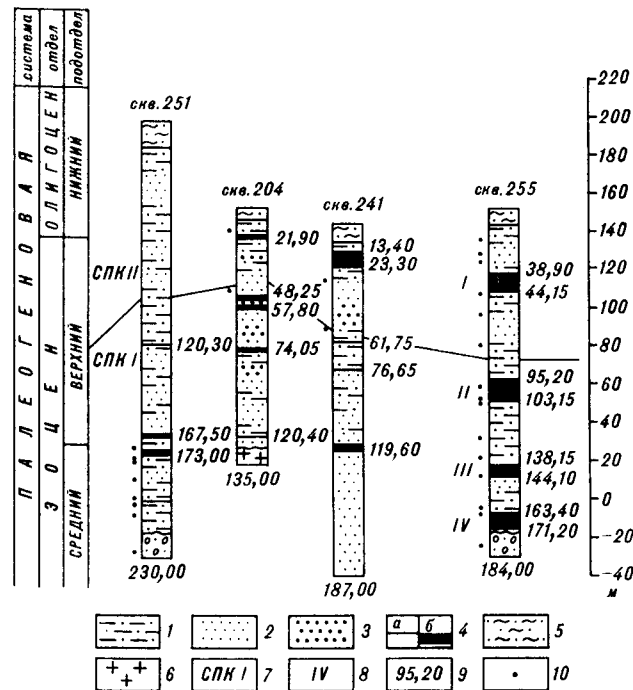


Рис. 1. Схема корреляции палеогеновых отложений Чернышевского бурогоугольного месторождения по палинологическим данным.

1 — алевролиты; 2 — мелкозернистые, 3 — крупнозернистые песчаники; 4 — пропластки (а) и пласты (б) бурых углей; 5 — отложения четвертичного возраста; 6 — граниты; 7 — спорново-пыльцевые комплексы; 8 — номера угольных пластов; 9 — глубины залегания угольных пластов от поверхности; 10 — точки палинологического опробования. Числа под колонками — глубины скважин.

Наиболее разнообразно сем. Polypodiaceae (Onoclea, Asplenium, Polypodium, P. serratum (Wild.) Fito. и др.) — 40—60 % от общего числа спор. В меньших количествах, единично или спорадически отмечены Sphagnum, Selaginella, Gleichenia, Osmunda, Lycopodium, Lygodium, Leiostrobus Naum. и др. Пыльца голосеменных по составу и разнообразию стоит на втором месте. Наиболее полно охарактеризованы сем. Taxodiaceae (Taxodium, Sequoia, Cryptomeria, Glyptostrobus и др.) и сем. Cupressaceae. Пыльца этих семейств, особенно Taxodiaceae, встречается в больших количествах (до 90 % от пыльцы голосеменных). Представители сем. Pinaceae (Picea, Pinus, Cedrus, Abies, Larix, Tsuga), Podocarpaceae и другие в спектрах единичны или спорадические. Количество мешковых хвойных увеличивается до 10—12 % в верхах разрезов.

По количеству, разнообразию родов и видов пыльца покрытосеменных занимает во всех спектрах ведущее положение. По систематическому составу, доминированию таксонов или группы таксонов, присутствию детерминантов выделено два палинокомплекса.

Первый палинокомплекс (скв. 251, гл. 210—172 м; скв. 255, гл. 178—90 м) характеризуется повсеместным доминированием пыльцы покрытосеменных растений (60—90 %). Во всех спектрах доминирует пыльца Fagaceae, представленная родами Quercus, Castanopsis, Castanea, а также трикольпатная и трикольпоратная пыльца, возможно, частично принадлежащая новым видам Quercus и Castanea (рис. 2). Пыльцы Fagus значительно меньше. Другой ведущей группой в спектрах является разнообразная в видовом отношении трипоратная пыльца (Triatriporopollenites Pfl., Triporopollenites Pfl. et Th. и Triporites Pfl.). Часть ее, вероятно, принадлежит древним видам Myrica, Comptonia, Platycarya и др. К субдоминантам отнесена пыльца сем. Myricaceae, Ulmaceae (Ulmoideipites) и Juglandaceae (Platycarya и Engelhardtia) [9]. Постоянно, хотя и в небольших количествах (от единичных зерен до 3—5 %), отмечена пыльца протейных, лорантовых, миртовых, магнолиевых, гаммелиевых, а также Rhus, Pteris, Bombacaceae, Sterculia, Onagraceae и многих других.

В целом для комплекса характерны мелкие размеры пыльцевых зерен, преобладание в спектрах пыльцы Quercus, Castanopsis, Castanea, среди которых, возможно, значительная часть принадлежит к вечнозеленым каштанам и каштанодубам. Комплекс отличает разнообразие пыльцы тропических и субтропических растений, спор теплолюбивых папоротников, преобладание Tricolporopollenites и Tricolporopollenites, присутствие таких таксонов, как Myrica vera Zaur, M. eocenica Kulk., Comptonia rotunda Kulk. [18], Carya minuta Bolot. [7], Engelhardtia quetus (R. Pot.) Elsie., Quercus conferta

Boitz., Q. gracilis Boitz. [5], Proteacidites bellus Samoil., P. paradoxus Kulk., Loranthus elegans Kulk. [17], Myrtacidites jacuticus Kulk. и др., а также Triatriporopollenites coryphaeus (R. Rot.) Pfl., T. cf. aroboratus Pfl., Triporopollenites robustus Pfl., Pleurospermapollenites tastachensis Kulk. и значительное количество Tricolporopollenites, Tricolporopollenites, известных из эоценовых отложений других регионов. Особенности систематического состава позволяют датировать вмещающие первый палинокомплекс отложения верхами среднего эоцена — верхним эоценом. В пользу такого заключения свидетельствует сопоставимость нашего палинокомплекса с комплексами смежных регионов из средней и верхней частей угловского горизонта Тавричанского, Шкотовского, Смоляниновского и Артемовского разрезов [2—4].

Следует также отметить сходство с комплексами райчихинской [12, 16] и тастахской свиты [17, 18], снатовской свиты Точилинского опорного разреза Западной Камчатки [1, 21], нижнеудейской свиты Александровского района Сахалина [14], с сонсацкими угленосными слоями свиты Хамен Притуманганья СВ Кореи [11], с рядом формаций островов Хоккайдо (Bibai, Wakkanabe, Ube), Хонсю (Noogata, Onge), Кюсю [22, 23, 25] и др.

Второй палинокомплекс выделен из отложений скв. 255 (гл. 92—18 м), скв. 241 (гл. 60—26 м), скв. 204 (гл. 40—15 м). В нем много общего с первым комплексом: доминирует пыльца различных видов и родов сем. Fagaceae, субдоминантная группа представлена сем. Juglandaceae и Hamamelidaceae, незначительную роль играют представители сем. Ulmaceae (Ulmus, Zelkova, Planera) — от 6 до 14 %, Myricaceae — 3—27 % и др.

Вместе с тем второму комплексу присущи и свои характерные особенности. В нем практически полностью выпадают из спектров протейные, лорантовые и миртовые, изменяется количественный и видовой состав сем. Fagaceae (доминирует род Fagus). Если в первом палинокомплексе среди пыльцы сем. Hamamelidaceae наиболее разнообразны Hamamelis и Fothergilla, то во втором — Corylopsis (C. compacta Lubom., C. mtchedlichviliae Lubom.), Liquidambar и Altingia. На первое место среди субдоминантов выходит сем. Juglandaceae с разнообразным видовым составом Juglans (J. orbiculata Bolot., J. jondonica Bolot., J. polyvarata Vojcel.) и Carya (C. spackmaniana Trav., C. ulmiformis Bolot. и др.), значительно уменьшается количество Platycarya и Engelhardtia [6—8, 10], появляются мешковые хвойные (9—16 %), исчезают раннепалеогеновые реликты (Gothanipollis, Pistilipollenites, Anacolodites и другие), а также многие виды Triatriporopollenites, Triporopollenites и Triporites.

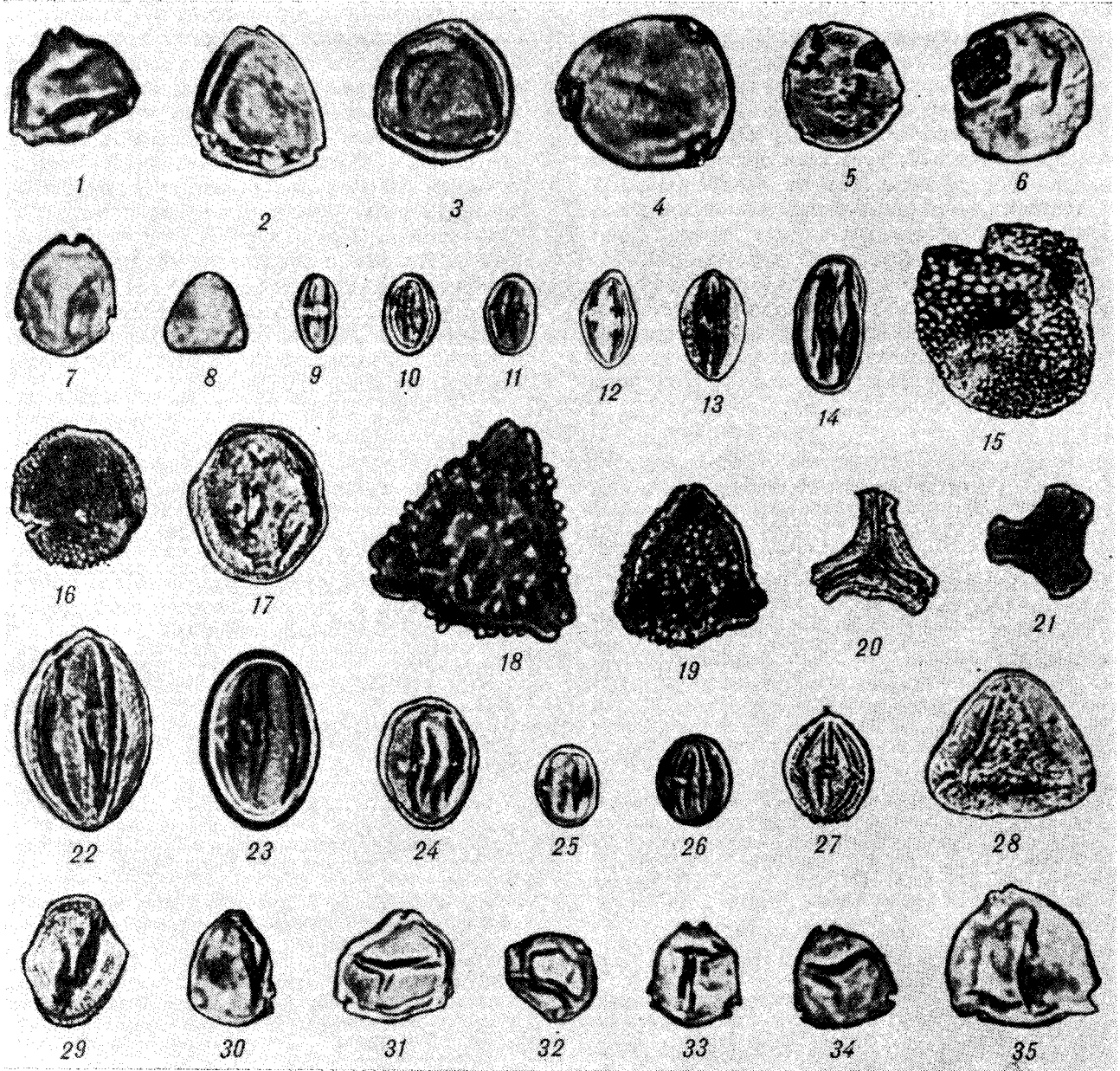


Рис. 2. Характерные виды I палинокомплекса Чернышевской впадины. Юго-Западное Приморье, верхи среднего — верхний эоцен.

1 — *Myrica vera* Zauer., скв. 251, гл. 172,3 м; 2 — *M. esocica* Kulk., скв. 251, гл. 172,3 м; 3, 4 — *Comptonia rotunda* Kulk., скв. 251, гл. 185,9 м; 5 — *Carya minuta* Bolot., скв. 255, гл. 177,8 м; 6 — *Engelhardtia* sp., скв. 251, гл. 210,7 м; 7 — *Platycarya* sp., скв. 251, гл. 172,3 м; 8 — *Engelhardtia quietus* (R. Pot.) Elsik., скв. 251, гл. 204,7 м; 9 — *Castanea* sp., скв. 255, гл. 94,4 м; 10 — 12 — *Castanopsis* spp., скв. 251, гл. 185,9 м; 13 — *Quercus conferta* Boitz., скв. 251, гл. 185,9 м; 14 — *Q. graciliformis* Boitz., скв. 251, гл. 185,9 м; 15 — *Fothergilla* sp., скв. 251, гл. 204,7 м; 16 — *Corylopsis compacta* Lubom., скв. 255, гл. 147,0 м; 17 — *Altingia* sp., скв. 251, гл. 201,3 м; 18 — *Proteacidites paradoxus* Kulk., скв. 251, гл. 200,4 м; 19 — *Proteacidites* sp., скв. 255, гл. 120,0 м; 20, 21 — *Loranthus elegans* Kulk., скв. 251, гл. 204,7 м; 22 — *Acer* sp., скв. 251, гл. 172,3 м; 23 — *Pokrovskaja* cf. *gracilis* Pan., скв. 251, гл. 172,3 м; 24—27 — *Tricolporopollenites* spp.; 24, 25 — скв. 251, гл. 180,1 м; 26 — скв. 255, гл. 120,0 м; 27 — скв. 251, гл. 210,7 м; 28 — *Anacoloidites primigenius* Zakl., скв. 251, гл. 172,3 м; 29 — *Pleurospermapollenites tastachinensis* Kulk., скв. 251, гл. 172,3 м; 30—33 — *Triatriporopollenites* spp.; 30, 33 — скв. 251, гл. 180,1 м; 31, 32 — скв. 251, гл. 201,4 м; 34 — *Triporopollenites* sp., скв. 251, гл. 185,9 м; 35 — *Triporites* sp., скв. 251, гл. 180,1 м.

Примечание: изображения увеличены в 750 раз; форма 13×600,18×830.

По систематическому составу и количественным соотношениям отдельных компонентов второй палинокомплекса Чернышевской впадины близок к палинокомплексам из верхов угловского и низов надеждинского горизонтов

[2—4], комплексам верхней части свиты Хамен впадины Кенвон Притуманганья СВ Корея [11], формации Kuwado на о. Хонсю [24]. Группа широколиственных растений, особенно сем. Juglandaceae и Hamamelidaceae, сходна с комп-

лексом Реттиховки (Южное Приморье), выделенным из низов разреза скв. 1986 [15]. Это дает основание датировать возраст отложений, вмещающих второй палинокомплекс, верхним эоценом — нижним олигоценом.

В обоих комплексах велико количество мелкой трехбороздной, трехборозднопоровой и однорозной пыльцы (ближе неопределенной) с тонкой, часто скульптурированной, экзиной. Большая часть этих пыльцевых зерен, вероятно, принадлежит травянистым растениям. Значительное количество пыльцы сем. Taxodiaceae, Alnus, а также присутствие Sparganium, Liliaceae, Suraegaceae, Graminea и других травянистых растений указывают на палеоэкологическую обстановку влажных, теплых обводненных или заболоченных низин.

В заключение следует отметить, что палинологическое изучение угленосной толщи Чернышевской впадины впервые позволило выделить в ней два спорово-пыльцевых комплекса, достаточно четко соответствующие палинофлорам конца среднего — позднего эоцена и раннего олигоцена. Сопоставление сведений о систематическом составе, распределении спор и пыльцы по разрезам скважин и сравнение их с материалами по Приморью, Сахалину, Камчатке, Корею, Японии и другим регионам позволяет датировать угленосную толщу средним эоценом — ранним олигоценом. Изученная толща соответствует верхам угловского и низам надеждинского горизонтов региональной стратиграфической шкалы палеогена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез Западной Камчатки).— М.: Наука, 1984.
2. Ахметьев М. А., Болотникова М. Д. и др. Стратиграфия и палеофлористика опорного разреза кайнозой Южного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 4.
3. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Стратиграфическое расчленение угловского горизонта по палинологическим данным // Палеонтология и стратиграфия Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
4. Баскакова Л. А., Громова Н. С. Фитостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Юго-Западного Приморья // Сов. геол.— 1982.— № 11.
5. Бойцова Е. П. Ископаемая пыльца рода Quercus и ее значение для расчленения палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности и Западного Казахстана // К методике палинологических исследований: (Материалы 2-й Междунар. палинолог. конф. Голландия, 1966).— Л., 1966.
6. Болотникова М. Д. Основные черты палеогеновой флоры юга Дальнего Востока // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики.— М.: Наука, 1966.
7. Болотникова М. Д. Ископаемая пыльца рода Sauga из третичных отложений юга Дальнего Востока.— Палеонтол. журн.— 1967.— № 4.
8. Болотникова М. Д. Пыльца Juglandaceae из палеоген-неогеновых отложений западного побережья Японского моря // Ископаемая фауна и флора Дальнего Востока. № 1.— Владивосток: ДВ филиал СО АН СССР, 1969.
9. Болотникова М. Д. Эволюция ореховых, по данным палинологии // Биологические исследования на Дальнем Востоке.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
10. Болотникова М. Д. Морфология и эволюция пыльцы Juglandaceae Kunth // Палинологические исследования на Дальнем Востоке: Материалы II межведомств. семинара по палинологическим исследованиям на Дальнем Востоке.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
11. Болотникова М. Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря.— М.: Наука, 1979.
12. Братцева Г. М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока.— М.: Наука, 1969.
13. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Геологическое описание.— М.: Недра, 1969.
14. Громова Н. С. Палинологическая характеристика палеогеновых отложений // История палеогенового угленакопления на территории Сахалипа.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
15. Громова Н. С. Палинологическая характеристика угленосной толщи кайнозойского разреза Реттиховки (Южное Приморье) // Споры и пыльца в отложениях фанерозоя.— Л.: ВСЕГЕИ, 1984.— (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.).
16. Зива М. В. Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амуру-Зейской впадины // Палинология кайнофита.— М.: Наука, 1973.
17. Кулькова И. А. Эоценовая флора Яно-Индибирской низменности и сопоставление ее с однообразными флорами других территорий Северного полушария // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. К III Междунар. палинолог. конф. СССР. Новосибирск, 1974.— М.: Наука, 1974.
18. Кулькова И. А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индибирской низменности.— Новосибирск: Наука, 1973.
19. Лименов Г. М., Ульмясбаев Ш. Г., Ковтанюк Л. А. К стратиграфии угленосных отложений Чернышевской депрессии // Пути повышения эффективности и достоверности геолого-разведочных работ // Тез. докл. V Дальневосточной конф. геологов-угольщиков.— Артем, 1986.
20. Седых А. К., Подольи В. И., Климова Р. С. К стратиграфии угленосных отложений кайнозой Приморья // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
21. Федорова В. А. Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Западной Камчатки (разрезы по рекам Снатол, Моршечная) // Кайнозой Дальнего Востока.— Л.: ВНИГРИ, 1984.
22. Takahashi K. Pollen and Spores des westjapanischen Alttertiärs und Miozäns. Teil I // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Geol.— 1961.— Bd 14, N 2.
23. Takahashi K. Pollen und Spores des westjapanischen Alttertiärs und Miozäns. Teil II // Ibid.— N 3.
24. Takahashi K. Sporenpalaeontologische Untersuchungen der Hioki-Schichtengruppe von Waku und Kiwado // Ibid.— 1963.— Bd 14, N 2.
25. Tokunaga S. Palynological study of Japanese coal // Bull. Geol. Surv. Japan.— 1958.— N 177.

Г. Ф. Уфимцев

ЧЕРТЫ ПОРЯДКА В ГЛОБАЛЬНОМ РЕЛЬЕФЕ ЗЕМЛИ

Обращается внимание на проблему широтной (климатической) зональности эндогенных процессов, обеспечивающих зарождение и развитие крупнейших элементов рельефа Земли. Наблюдаемые упорядоченные,

Поиски закономерностей, правильности в расположении и пространственных отношениях крупных элементов рельефа Земли имеют давнюю традицию. В конце прошлого века попытки создать целостные представления о порядке в расположении глобальных элементов рельефа были предприняты А. П. Карпинским [2] и Э. Реклю [7], вклад которых составляет существенную долю в планетологических построениях, получивших распространение благодаря трудам Б. Л. Личкова, Г. Н. Каттерфельда, М. С. Стоваса, П. С. Воронова и других исследователей. Именно отношения порядка в рельефе обеспечивают эффективное использование геоморфологических данных в тектонических, в частности геодинамических, построениях. Это требует постоянного изучения симметричных свойств мегарельефа земной поверхности.

Хочется обратить внимание на одну проблему глобального морфогенеза, до сих пор остающуюся вне внимания, — проблему широтной (климатической) зональности эндогенных процессов, в первую очередь, как принято считать, обеспечивающих зарождение и развитие крупнейших элементов рельефа Земли. Сколь бы ни парадоксальной представлялась такая постановка вопроса, она имеет вполне реальные основания. Осуществленная Г. А. Сафьяновым [8] оценка энергии рельефообразующих процессов показала, что земная поверхность из космоса (главным образом, от Солнца) получает на три порядка больше энергии, нежели из недр Земли. Поэтому, даже подчеркивая примат эндоморфогенеза в создании крупнейших элементов рельефа нашей планеты, мы должны учитывать, что так или иначе эндогенные процессы проявляются в условиях мощного теплового экрана, поддерживаемого постоянным поступлением солнечной энергии. Мощность этого экрана по широте меняется, и естественно предположить, что для созда-

в большинстве антисимметричные, отношения в структуре мегарельефа Земли объясняются с использованием элементов нескольких геотектонических гипотез.

ния одинаковых тектонических форм рельефа у экватора и в высоких широтах потребуются затратить различные количества собственной (внутренней) энергии планеты, особенно на суше.

Два явления в рельефообразовании имеют прямую связь с широтной зональностью эндогенных процессов. Первое — это широко распространенные в высоких широтах гляциоизостатические перемещения земной поверхности. Они проявляются как в пределах современных ледниковых щитов на суше (Антарктида, Гренландия), так и в областях плейстоценового оледенения (Скандинавия, Канада). Второе явление — это замеченное еще А. Пенком общее понижение гор к высоким широтам. Оно особенно наглядно проявляется у меридионально-простирающихся горных систем, наглядным примером которых являются Южно-Американские Анды. Если исключить аккумулятивные вулканические постройки, то в тропической зоне Анд высоты вершинной поверхности (тектонического рельефа) в 5000 м и более не являются редкостью, а поверхность крупнейшего межгорного понижения — Боливийского Антиплано — располагается на высотах 3500—3800 м. На юг происходит постепенное понижение вершинной поверхности Анд, и в районе Магелланова пролива она располагается на высотах порядка 2500 м.

Главнейшими элементами рельефа Земли — формами первого ранга — являются ее океаническая и материковая ступени. Особенности расположения этих элементов позволяют разделить Землю на материковое и океаническое полушария. Существуют различные варианты такого деления Земли. По нашему мнению, для различного рода геолого-геоморфологических построений целесообразно ее деление на Северное материковое и Южное океаническое полушария. В Северном полушарии располагается единый континентальный массив Евразии

и Северной Америки — Лавразия, с которой соединяются или причленены к ней южные материка и субконтиненты — фрагменты Гондваны. В Южном же полушарии океанические пространства явно преобладают.

Северное материковое и Южное океаническое полушария обладают характерной особенностью — их полярные области включают чуждые (противоположные) элементы мегарельефа. Эта особенность давно замечена и неоднократно использована в географических прогнозах и обобщениях. В северной полярной области располагается Арктический глубоководный бассейн, охватываемый разорванным кольцом материкового массива. В южной полярной области Антарктида окружена Южным океаном, кольцо которого тоже разорвано в районе пролива Дрейка, моря Скоша и Южно-Антийской островной дуги [1, 9]. Таким образом, полярные области Земли составлены формами мегарельефа, чуждыми (элементы-включения) преобладающему рельефу соответствующих полушарий. С другой стороны, антиподальное расположение Арктического бассейна, окружающей его материковой массы и окруженной океаном Антарктиды определено закономерно, вернее сказать, антисимметрично. Это одно из частных отражений антисимметричных отношений северного материкового и южного океанического полушарий.

Между рельефом дна океанов и континентальных массивов существуют своеобразные и постоянные (неслучайные) различия. Для примера можно рассмотреть расположение горных поясов суши и дна океана. Протяженные горные пояса располагаются преимущественно в краевых частях материков, как бы охватывая центральные равнинно-платформенные области. Особенно показательна в этом отношении Лавразия, равнинные области которой последовательно обрамляются полосами возрожденных и эпигеосинклинальных гор (рис. 1). Для южных материков и субконтинентов — фрагментов Гондваны — горные пояса не характерны, за исключением Южно-Американских Анд. Но и здесь края материков приподняты в виде плато и плоскогорий, обрывающихся к побережьям высокими уступами — великими эскарпами, по К. Олиеру [16], наглядными примерами которых являются уступы Западных Гатов в сторону Аравийского моря и уступ Драконовых гор на юге Африки.

В пределах океанов горные пояса занимают центральное положение. Такова единая система срединно-океанических хребтов (рис. 2), большая часть которой располагается в Южном полушарии. Но, как и в случае с Южно-Американскими Андами, в пределах океанов существуют горные сооружения, как бы не подчиняющиеся правилу срединного положе-

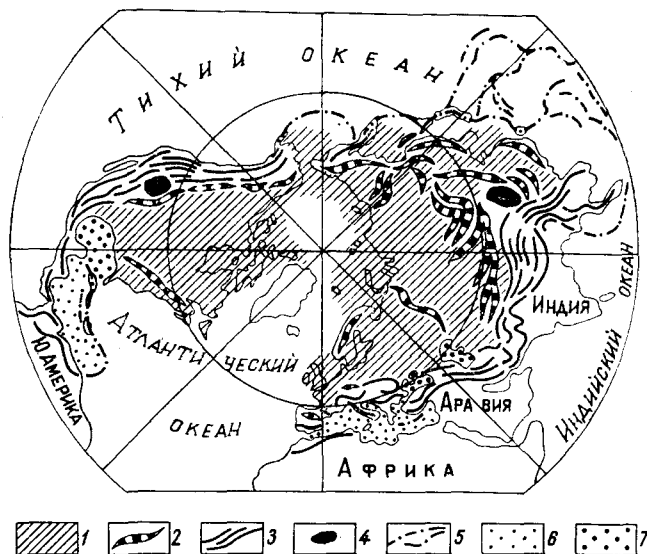


Рис. 1. Основные черты рельефа Лавразии.

1 — платформенные равнины; 2 — возрожденные, 3 — эпигеосинклинальные горы; 4 — высокие межгорные плато; 5 — острово-дужные (геосинклинальные) горные сооружения; 6 — средиземные; 7 — «остаточные» бассейны.

ния. Это системы океанических хребтов западной части дна Тихого океана, примыкающей к переходной зоне. Примерами такого рода горных поясов, большей частью составленных вулканическими формами, являются Императорские горы и Гавайский хребет.

Если обратиться к анализу гипсографической кривой — наиболее простой модели рельефа Земли, в то же время включающей в себя массу материалов для размышлений, то следует обратить внимание, что пиковые значения глубин и высот рельефа обеспечиваются структурой его в краевых частях континентов и океанов — наличием глубоководных окраино-океанических желобов и высоких эпигеосинклинальных горных сооружений по периферии материковых массивов.

Рассмотрим главнейшие особенности рельефа материков с целью выявления упорядоченности в его строении. Для материковой суши Северного полушария (Лавразии) еще А. П. Карпинским [2] была определена высокая степень гомологичности рельефа ее составляющих — Северной Америки и Евразии. В северных частях этих материков располагаются великие материковые равнины, частью находящиеся ниже уровня моря и подковообразно охватывающие Арктический бассейн (см. рис. 1). Они составляют ядро единой Лавразии, как бы разорванной вышеупомянутой океанической котловиной. Равнинное ядро Лавразии охватывается двойным кольцом горных поясов. Внутреннее кольцо — это возрожденные или омоложенные, по терминологии В. Е. Хаина [13], горы — хр. Брукса, горы

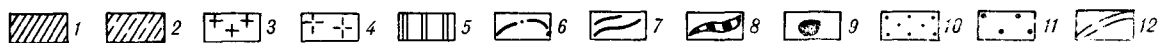
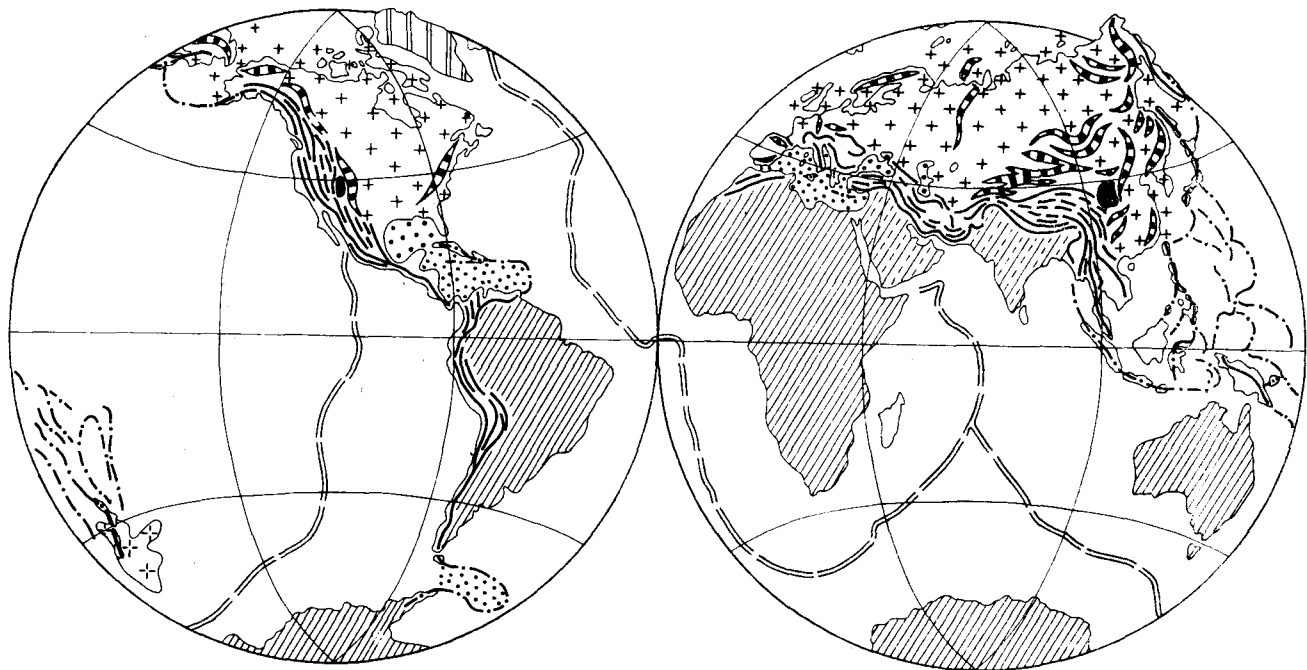


Рис. 2. Некоторые элементы глобального рельефа Земли.

1, 2 — континенты (1) и субконтиненты (2) Гондваны; 3 — платформенные равнины ядра Лавразии; 4 — микроконтиненты переходной зоны; 5 — микроконтиненты, отделенные от ядра Лавразии; 6 — острово-дужные горные пояса переходной зоны; 7 — эпигеосинклинальные; 8 — возрожденные горные пояса; 9 — высокие междугорные плато; 10 — средиземные; 11 — остаточные бассейны; 12 — срединно-океанические горные пояса.

Маккензи, Скалистые горы в Северной Америке, Верхояно-Колымский, Монголо-Сибирский, Центрально-Азиатский горные пояса в Евразии. Внешнее кольцо горных поясов составлено эпигеосинклинальными сооружениями запада Северной Америки, Камчатки, Юго-Восточной Азии, Тибета, Иранского нагорья и Альпийского пояса Европы. На востоке Евразии кольцо эпигеосинклинальных гор разорвано и сменяется горными сооружениями островных дуг. Такое явное нарушение правильности в структуре рельефа континента невольно наводит на мысль, что эта часть Лавразии еще «не достроена» (см. рис. 1).

По-видимому, «достройка» материкового массива Лавразии происходит и в «подбрюшьях» его составных частей — в пределах средиземных морей и сопровождающих их горных сооружений. Это Карибский и Средиземноморский бассейны с островными и полуостровными горными сооружениями и остаточные (?) морские бассейны Мексиканского залива и Каспийского моря.

Оценивая общие особенности структуры мегарельефа Лавразии, нельзя не увидеть ее общей упорядоченности, выражающейся в первую очередь в существовании ядра платформенных равнин, окруженного последовательными коль-

цами возрожденных и омоложенных, эпигеосинклинальных или геосинклинальных (острово-дужные сооружения) гор. Явления диссиметрии в этой системе главным образом сводятся к смене по простиранию типов горных сооружений внешнего кольца — эпигеосинклинальных на геосинклинальные — и должны являться предметом размышлений.

Наряду с общей упорядоченностью в строении мегарельефа Лавразии существуют удивительные аналоги в рельефе ее составных частей — Евразии и Северной Америки. Они заключаются в следующем.

Симметричны (гомологичны) друг другу великие платформенные равнины Северной Америки и Северной Евразии. Они обладают и одинаковым характером перехода равнин суши в шельфовые равнины. Зоны перехода в обоих случаях устроены одинаково, и для них характерно наличие архипелагов (Канадский Арктический архипелаг, архипелаги Советского сектора Арктики, неглубоких морских впадин (Гудзонов залив, Белое и Балтийское моря). Внутренние части материковых равнин разделяются линейными горными поясами, составленными сложными сочетаниями глыбовых неотектонических форм. Это Урал в Евразии и Аппалачи в Северной Америке.

Возрожденные и омоложенные горы внутреннего кольца, эпигеосинклинальные горы внешнего кольца Евразии в общем гомологичны таковым же образованиям в Северной Америке. Более того, можно видеть аналоги уже и в структуре горных поясов этих частей Лавразии. Между возрожденными Скалистыми горами и Провинцией хребтов и бассейнов Северной Америки располагается своеобразное равнинно-платформенное включение — плато Колорадо. Аналогичную позицию между возрожденными горами Восточного Китая и Тибетом занимает высокое плато Ордос (см. рис. 1). Значительную аналогию можно найти в структуре эпигеосинклинальных горных сооружений Провинции хребтов и бассейнов и Мексиканского нагорья, с одной стороны, и эпигеосинклинальных гор Тетиса от Тибета до Малой Азии включительно — с другой. Им свойственны чередование линейных горных поднятий и межгорных впадин, наличие общего высокоподнятого (до 5 км в Тибете, до 2 км в Северной Америке) цоколя. Наконец, столь же симметрично располагаются средиземные моря, сопровождающие их горные сооружения и остаточные бассейны в Вост-Индии и Средиземноморье (см. рис. 1).

Северной Америке и Евразии свойственны, следовательно, особенности мегарельефа, свидетельствующие о том, что мы имеем дело с единым и в общем правильно устроенным материковым массивом, хотя и разорванным глубоководной Арктической котловиной. С другой стороны, две части Лавразии подобны (гомологичны) друг другу, что также свидетельствует об их общности и единстве развития.

Устройство мегарельефа Лавразии определенно указывает на ее последовательный рост. Наиболее молодыми частями Лавразии являются эпигеосинклинальные сооружения Тетиса и северной части Тихоокеанского подвижного пояса. Такие явления дисимметрии в мегарельефе Лавразии, как разрыв эпигеосинклинальных гор на юго-востоке Азии, могут рассматриваться как рост этого континента за счет переходной зоны, где уже сформировались континентальные блоки с эпигеосинклинальными горами (Новая Гвинея) или равнинным рельефом (район Калимантана).

Необходимо также в ясной форме определить степень симметрии мегарельефа Северной Америки и Евразии. В целом эти части Лавразии гомологичны друг другу, и их отношения могут быть охарактеризованы плоскостью криволинейной симметрии. По нашему мнению, раздел Лавразии на две гомологичные друг другу части проходит не через Берингов пролив, а примерно соответствует линии 135° в. д. — 30° з. д., и эпигеосинклинальные горы

северной части Тихоокеанского кольца гомологичны таковым же сооружениям Тетиса.

Правильность в устройстве мегарельефа Лавразии ставит и другие интересные проблемы, в числе которых в первую очередь следует упомянуть вопрос о длительности существования гор и о преобразовании эпигеосинклинальных сооружений в эпиплатформенные (возрожденные или омоложенные). Дело в том, что наряду с резко различающимися по новейшей структуре горными поясами этих типов, существуют их переходные разновидности. Примером эпигеосинклинальных горных поясов могут служить Иранское, Мексиканское нагорья — сложно устроенные системы складчатоглыбовых хребтов с многочисленными надвижками, располагающиеся на общем высокоподнятом цоколе. Их структура указывает на скупивание литосферного вещества под действием сильного горизонтального сжатия.

«Настоящие» возрожденные горные пояса, тектонотипом которых может служить Монголо-Сибирский горный пояс [12], имеют иную структуру. Они составлены большими сводовыми поднятиями, зонами линейного коробления и рифтовыми зонами, располагающимися на общем сводоподобном цокольном поднятии умеренной высоты над крупной астеносферной линзой [11]. Преобладают радиальные тектонические движения преимущественно изостатической природы. Явления скупивания литосферных масс в зонах линейного коробления и растяжения в рифтовых зонах обычно взаимообусловлены или являются дополнительным фактором в формировании горных поясов «монголо-сибирского» типа.

К промежуточной разновидности возрожденных орогенических поясов относятся горы урало-аппалачского типа, представляющие собой линейные глыбовые сооружения на границах крупных платформенных геоблоков. Такие горные пояса не имеют сколько-нибудь заметных цокольных поднятий. К другой переходной разновидности возрожденных гор относится Центрально-Азиатский горный пояс, составленный однако построенными зонами линейного коробления. Сильнейшее горизонтальное сжатие и скупивание литосферных масс здесь, однако, не сопровождается общим вздыманием цоколя горного пояса, что отличает последний от расположенных южнее эпигеосинклинальных горных сооружений.

Если сделать пересечение горных сооружений Азии в полосе 90° — 95° в. д., то с юга на север мы пересечем: 1) эпигеосинклинальный пояс скупивания и линейного коробления Тибета — Гималаев с общим высокоподнятым цоколем; 2) Центрально-Азиатский пояс интенсивного линейного коробления и скупивания 3) Монголо-Сибирский горный пояс со сводо

подобным изостатическим вспучиванием цокольной поверхности над астеносферной линзой; 4) Среднесибирскую платформенную равнину. Не является ли этот пространственный ряд горных поясов отражением общей их эволюции? Автор склонен на этот вопрос ответить положительно и дополнить приведенный эволюционный ряд форм его конечными элементами — денудационными поверхностями типа Казахстанского мелкосопочника и равнинами в пределах платформенных плит.

Обратимся к континентам и субконтинентам Гондваны, в строении мегарельефа которых также наблюдаются черты общности. Главная из них — господство в рельефе высоких равнин, хорошо отображенное в морфологии и высотах базисных поверхностей [11]. Другая характерная особенность мегарельефа фрагментов Гондваны — это практически полное отсутствие в их пределах поясов возрожденных гор. Эпигеосинклинальные горы в Южной Америке и Южной Азии, частично в Африке охватывают фрагменты Гондваны, но внутри последних практически отсутствуют возрожденные горные сооружения с единообразной линейной группировкой составляющих их форм, т. е. горные сооружения, которые по структурным особенностям могли бы быть отнесены к орогеническим поясам.

Единственным исключением из этого может считаться Восточно-Африканская рифтовая система. Но и она в общем-то лишена „настоящих“ горных сооружений (высокие поднятия с горным рельефом, например массив Рувензори, являются здесь достаточно редкими формами). Главными орогенными элементами системы являются рифтовые долины, обрамленные плечами-противоподнятиями [6] в виде наклонных горстов, лишь со стороны впадин имеющих видимость горных сооружений.

Прибрежные части всех материков и субконтинентов Гондваны построены одинаково: им свойственны краевые поднятия в виде широких односторонних (наклонных) горстов, обрывающихся в сторону береговых зон высокими уступами — великими эскарпами (эскарпментами) [16]. В глубь континентальной суши эти горсты имеют очень пологий наклон с преобладанием рельефа типа плато или плоскогорья, примером которых является западный склон Большого Водораздельного хребта Австралии. Краевые наклонные горсты континентов и субконтинентов Гондваны морфологически подобны плечам-противоподнятиям рифтовой системы Красного моря и Аденского залива. Например, поднятие Западных Гатов Индостана морфологически подобно рельефу западной части Аравийского полуострова или Африканского Рога. Используя предложенный ранее способ [10], можно построить генетический ряд

преобразования этих форм. Его начальными элементами являются наклонные платоподобные или плоскогорные поднятия плечей Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов. Минимальные отличия от них имеют поднятия Западных Гатов в Индостане [17] и Большого Водораздельного хребта в Австралии [15]. Следующим элементом этого генетического ряда является поднятие Драконовых гор на юге Африки, в зоне краевого уступа которого уже выработана лестница поверхностей выравнивания [3, 14]. Возможно, большие преобразования испытали, судя по морфологии их тектонического рельефа, краевые поднятия вдоль Атлантического побережья Бразилии. И наконец, крайними членами этого генетического ряда преобразования, видимо, являются невысокие равнинные поднятия в краевой части Африки у северного берега Гвинейского залива. Их береговые склоны представляют собой уже весьма пологие скаты.

Генетический ряд преобразования окраинно-материковых асимметричных поднятий в Гондване может служить основанием для двух суждений. Во-первых, окраинно-материковые наклонные горсты являются плечами-противоподнятиями вдоль границ расширяющихся океанов. Они зарождаются при расколе континента. Во-вторых, морфологический возраст этих поднятий может, видимо, приниматься за геоморфологический показатель интенсивности процесса расширения океанического дна и расхождения континентальных массивов.

Примечательно и то обстоятельство, что великие эскарпы, являющиеся главными элементами строения окраинно-материковых поднятий в Гондване, обнаруживают ясную связь с диагональной системой линеаментов Земли. Материковые склоны континентов и субконтинентов Гондваны также относятся к диагональной системе линеаментов, и это обстоятельство еще раз указывает на генетическую связь огромных наклонных горстов типа Западных Гатов с краями расширяющихся океанов.

Приуроченность краев гондванских материков и субконтинентов к диагональной системе линеаментов определяет их характерную форму в виде сходящихся на юг клиньев, давно обратившую на себя внимание. Действительно, гондванские материки и субконтиненты при различии в их размерах обладают удивительно одинаковой формой. Достаточно сравнить Африку и Южную Америку. Австралия вместе с Тасманией и окружающим ее шельфом также обнаруживает по форме сходство с Африкой (см. рис. 2).

Субконтиненты Гондваны — Индостан и Аравийский полуостров — подобны друг другу и также сходны по форме с Африкой.

Таким образом, составные части Гондваны имеют мегарельеф и общую форму, характеризующиеся двумя симметричными отношениями — подобием и трансляциями, из которых последнее определенно свидетельствует об их родственности и образовании за счет проявления одних и тех же процессов. Общая их направленность — это раскол континентальных масс по диагональным разломам, раскрытие и расширение океанов. Мы используем здесь весьма простую модель этого процесса и должны сразу заметить, что действительный механизм раскрытия и в особенности расширения океанического дна может представлять собой весьма сложное явление. По крайней мере, на это косвенно указывает существование такой ситуации — расположение морфологически молодого и подобного плечу межконтинентального рифта поднятия Западных Гатов в Индостане вдоль края «зрелого» Индийского океана.

Ситуация в Южном полушарии Земли, следовательно, противоположна таковой в Северном полушарии, где упорядоченное строение мегарельефа указывает на рост континентального массива Лавразии, к которому, кстати, причленяются и фрагменты Гондваны. В Южном же полушарии преобладает процесс расхождения континентальных массивов, особенно хорошо проявляющийся в строении рельефа их краевых частей.

Мегарельеф Земли имеет структуру, характеризующуюся сосуществованием противоположностей. Частью о них мы уже говорили выше. Главные из них — это океанические и материковые ступени рельефа. Их расположение на Земле определяет существование «вторичной» противоположности — Северного континентального и Южного океанического полушарий. И анализируя особенности структуры их рельефа, материковых выступов в частности, мы приходим к выводу о существовании противоположных же тенденций развития. В Северном полушарии это рост континентального массива Лавразии. В Южном полушарии происходит раскрытие и расширение океанов и расхождение континентальных выступов.

Представленная простая модель строения и развития мегарельефа Земли требует, однако, существенного дополнения. Дело в том, что материковое Северное и океаническое Южное полушария Земли имеют в своем рельефе и чуждые элементы (элементы-включения), среди которых, в свою очередь, можно выделить два вида — центральные и секущие.

Центральные элементы-включения занимают полярные области полушарий, и о них речь шла ранее. Это Арктический глубоководный бассейн в Северном материковом полушарии и Антарктида в южном океаническом полушарии. Они антиподальны друг другу и хорошо

характеризуют общую антисимметрию глобального рельефа Земли.

Секущие элементы-включения имеют более сложный характер. В Северном материковом полушарии Лавразия пересекается широкой полосой северной половины Атлантического океана, дно которого построено совершенно подобно другим океанам. Северная Атлантика — это вхождение рельефа, свойственного Южному существенно океаническому полушарию, в Северное материковое, вплоть до соединения с центральным элементом-включением, в данном случае с Арктическим бассейном.

Одно из ответвлений Северо-Атлантического бассейна — удлинённая зона погружения морей, соответствующая Лабрадору, морю Баффина и проливу Дейвиса, отделяет от Северной Америки Гренландию. Последняя по площади и значительной морфологической обособленности от материкового массива вполне может быть отнесена к разряду микро- или субконтинентов. При этом форма Гренландии является удивительным подобием фрагментов Гондваны, на что обратил внимание еще А. П. Карпинский [2]. Гренландия, таким образом, представляет собой трансляцию (вернее, трансляцию подобия) одного из существенных элементов структуры мегарельефа Южного полушария в Северное. С учетом того, что за системой погружений морей, соответствующих Лабрадору, морю Баффина и проливу Дейвиса, чаще признается рифтогенная природа, мы приходим к выводу, что секущее вхождение Северной Атлантики в Лавразию и откол от последней Гренландии представляют собой существенное внедрение структуры мегарельефа Южного полушария в Северное, равно как и соответствующей геодинамической обстановки. Другим незначительным секущим элементом-включением в структуре рельефа Лавразии является Калифорнийский залив.

Главным секущим элементом-включением в мегарельефе Южного полушария являются Южно-Американские Анды, причлененные к одному из фрагментов Гондваны (см. рис. 2). Этот эпигеосинклинальный горный пояс не имеет структурных и морфологических аналогов в Южном полушарии Земли. Он представляет собой уходящее на юг ответвление горных сооружений Тетиса и северной части Тихоокеанского подвижного пояса. Различные части Южно-Американских Анд имеют большое морфологическое сходство с горными сооружениями Альпийско-Гималайского пояса. Анды в Колумбии и Венесуэле составлены неотектоническими формами, аналогичными таковым Альпийского горного пояса Европы, и подобным образом сопряжены со срединным бассейном и островодужными сооружениями. Центральная часть Анд — район Боливийского

Антиплано — обнаруживает морфологическое сходство с Тибетом [12].

В структуре мегарельефа Южного полушария Анды занимают позицию, аналогичную позиции Северо-Атлантического бассейна в Северном. Уже это обстоятельство заставляет искать в Южном полушарии структурную комбинацию, подобную, вернее, антисимметричную паре Северная Атлантика — Гренландия в Северном полушарии. И такая структурная комбинация действительно существует — это пара Анды — море Скоша и Южно-Антильская островная гряда. Последний элемент этой пары по сути является аналогом средиземного Карибского бассейна (см. рис. 2).

Следовательно, секущее вхождение мегарельефа Лавразии в Южное полушарие также имеет двучленное строение и достигает на юге центрального материкового элемента-включения — Антарктиды. Мы здесь вновь видим антисимметричные отношения крупнейших элементов рельефа Земли и противоположные тенденции в морфогенезе ее океанического и материкового полушарий.

Особое место в структуре мегарельефа Земли занимает район островодужных горных сооружений и глубоководных котловин западной части Тихого океана. Выше высказано предположение, что разрыв внешнего пояса эпигеосинклинальных гор Лавразии между Вьетнамом и Сахалином, смена их по простирающимся островодужными (геосинклинальными?) сооружениями указывают на продолжающийся здесь рост континентального массива. Он проникает на юг до Калимантана. Юго-восточнее, к переходной зоне, причленены эпигеосинклинальные горы Новой Гвинеи. А на юго-восточной окраине переходной зоны располагается довольно крупный материковый массив — Новозеландский микроконтинент [5].

Западно-Тихоокеанская переходная зона от континента к океану не имеет аналогов или антианалогов на Земле. Ее резко дифференцированный рельеф (высокие островодужные горные сооружения и глубоководные котловины окраинных морей) в известной мере противоположен сам себе. Его морфология, пространственные отношения тектогенных форм рельефа и особенности геологической структуры указывают на проявление здесь двух противоположных по направленности процессов: 1) роста геосинклинальных островодужных гор и перехода их в окраинно-материковые эпигеосинклинальные сооружения; 2) расширения глубоководных впадин окраинных морей, в том числе за счет обрушения краевых частей континента. Это устанавливается, например, для Япономорской глубоководной котловины [10]. Другая, не имеющая аналогов (антианалогов) группировка форм мегарельефа также распо-

лагается в западной части Тихого океана. Характерными ее элементами являются протяженные аккумулятивные (вулканические и коралловые) хребты типа Императорских гор и Гавайского хребта [9]. Некоторые исследователи в этой части дна Тихого океана выделяют гипотетическое древнее поднятие Дарвина [4, 9].

Таким образом, рельеф дна западной части Тихого океана, окраинных морей и островодужных сооружений представляет собой крупнейшее явление диссимметрии поверхности Земли. Уже одно это обстоятельство делает необходимым предположение, что именно здесь происходят крупнейшие преобразования лика планеты.

Итак, в строении глобального рельефа Земли мы наблюдаем сосуществование различных противоположностей: континентальной и океанической глобальных ступеней рельефа, Южного океанического и Северного материкового полушарий, Гондваны и Лавразии. Все эти противоположности глобального рельефа имеют закономерные отношения, в большинстве характеризуются элементами антисимметрии. Имеют четко выраженные антисимметричные отношения и элементы-включения в Южном и Северном полушариях, как центральные (полярные), так и секущие.

Антисимметрия в структуре мегарельефа Земли определенным образом указывает на борьбу двух начал в эндоморфогенезе. С одной стороны, можно определенно говорить о росте Лавразийского континентального массива путем присоединения к нему эпигеосинклинальных горных сооружений. Этот рост происходит за счет «закрытия» средиземных эпигеосинклинальных систем либо за счет переходной зоны в западной части Тихого океана. Вдоль восточных границ последнего эпигеосинклинальных горные пояса проникают в «чуждое» им Южное полушарие вплоть до Антарктиды. Рост континентального массива Лавразии происходит преимущественно по дуговым, выпуклым на юг, юго-восток и восток горным системам, зарождающимся, по-видимому, еще на океанической земной коре.

Противоположный этому процесс раскола континентальных массивов и их расхождения (дрейфа), расширения океанов свойствен Южному полушарию Земли и в то же время происходит до Арктики. Северо-Атлантический океанический бассейн, таким образом, знаменует раскол единой и растущей Лавразии. Морфогенез на юге в известной мере противоположен этому явлению. Континенты и субконтиненты Гондваны в процессе своего дрейфа причленяются к южным частям Лавразии (см. рис. 2). Поскольку раскол континентов на юге (Гондвана) и на севере (отделение Гренландии от

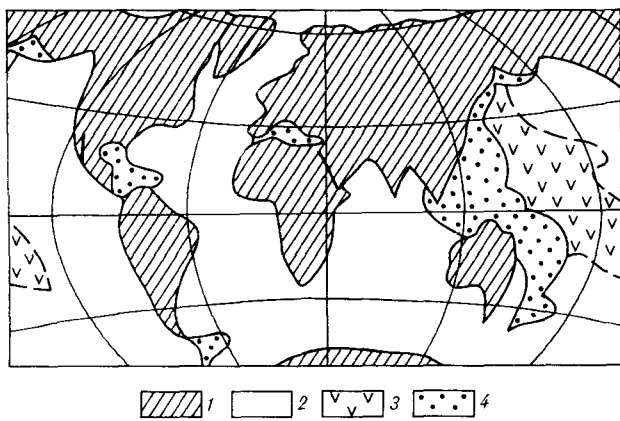


Рис. 3. Пространственные соотношения океанической, переходной и материковой глобальных ступеней рельефа Земли.

1 — материковая ступень; 2, 3 — океаническая ступень, включающая районы распространения аккумулятивных гор (3); 4 — переходная ступень.

Северной Америки) осуществляется довольно единообразно по диагональной системе линеаментов, то общая конфигурация границы континентов и океана приобретает характерную зубчатость (рис. 3). Эта граница хорошо подчеркивает общую антисимметрию глобального рельефа Земли и отклонение от этой закономерности (явление диссимметрии) пространственных отношений форм мегарельефа в переходной зоне запада Тихого океана и восточнее, на площади распространения линейных океанических аккумулятивных хребтов.

Наблюдаемые упорядоченные, в большинстве антисимметричные, отношения в структуре мегарельефа Земли, по нашему мнению, нельзя объяснить с достаточной убедительностью с позиций какой-либо одной геодинамической гипотезы. В этом случае наши объяснения неизбежно приобретут черты косности, поскольку мы имеем дело с ситуацией, определенно указывающей на существование противоположных тенденций в эндоморфогенезе глобального рельефа. Нет смысла примирять точки зрения различных гипотез, конструировать нечто среднее из них. Лучше применить прагматический подход — использовать те элементы геотектонических гипотез, с помощью которых мы можем создать простую и непротиворечивую объяснительную модель наблюдаемых явлений.

В глобальном эндоморфогенезе мы имеем, по-видимому, две противоположные тенденции. С одной стороны, происходят сгущивание литосферного вещества и концентрический рост континентального массива Лавразии. Горные сооружения, обрамляющие его центральные (ядерные) массивы, образуют два кольца. Внешнее кольцо составлено эпигеосинклиналь-

ными, а внутреннее — возрожденными горами. Существование этого внутреннего кольца горных сооружений определенно указывает на два обстоятельства. Во-первых, длительное существование, вернее, периодическое возрождение горных сооружений внутреннего кольца свидетельствует о наличии в литосфере его некоторых особенностей, стимулирующих становление горного рельефа. По нашему мнению, это прежде всего существование крупных плотностных неоднородностей в литосфере, придающих ей неустойчивость в гравитационном поле. Второе обстоятельство — наличие в полосе возрожденных гор крупных астеносферных линз, обеспечивающих воздымание цоколей горных поясов, прогрев литосферы и последующее становление горного рельефа благодаря автономным перемещениям блоков, сложенных породами различной плотности. Таким образом, если в эпигеосинклинальных горных сооружениях преобладающим процессом является сгущивание и линейное коробление литосферных масс под воздействием горизонтального поперечного сжатия, то во внутреннем поясе возрожденных гор преобладают радиальные изостатические перемещения. Для «успокоения» процессов повторного орогенеза, видимо, требуется значительное время, исчисляемое нередко сотнями миллионов лет.

Лавразийский континентальный массив разрастается за счет средиземных бассейнов и участков переходной зоны (см. рис. 1), где происходит подготовка литосферы к последующим воздыманиям и формированию эпигеосинклинальных гор. Это собственно геосинклинальный процесс, и нет нужды использовать для его обозначения какие-либо другие термины.

Другой и прямо противоположный процесс — раскол и дрейф континентальных блоков фрагментов Гондваны. Структура их мегарельефа, существование генетических рядов преобразования таких форм, как краевые наклонные блоки, ограниченные великими эскарпами, определенно указывают на расширение океанического дна и связанный с ним дрейф континентов.

Логично одно предположение о прошлых состояниях. Не имел ли мегарельеф Земли, например в палеозойское время, структуры, в известной мере противоположной ныне наблюдаемой: единая Гондвана на юге, континентальные массивы, разделенные океанами, на севере? В таких геодинамических и палеогеографических построениях современный мегарельеф Земли может рассматриваться как критерий их достоверности. Время наблюдения современного рельефа в известной мере является случайным. И в то же время мы видим, что на этом «временном срезе» структура глобаль-

ного рельефа Земли характеризуется высокой степенью порядка, хорошо описываемого с помощью элементов симметрии. И по-видимому,

мегарельеф Земли в геологическом прошлом на «случайных» временных срезах должен был обладать такими же свойствами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана*/Л. И. Красный.— М.: Аэрогеология, 1973.
2. *Карпинский А. П.* О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов // Собр. соч. Т. II.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
3. *Кинг Л.* Морфология Земли.— М.: Прогресс, 1967.
4. *Леонтьев О. К.* Дно океана.— М.: Мысль, 1968.
5. *Леонтьев О. К.* Новозеландский «микроконтинент» — седьмой материк Земли // Геоморфология.— 1984.— № 1.
6. *Милановский Е. Е.* Основные типы рифтовых зон материков // Вестн. МГУ. Геол.— 1970.— № 2.
7. *Реклю Э.* Земля. Описание жизни земного шара. Вып. 3. Подземные силы.— Спб.: изд. О. И. Поповой, 1900.
8. *Сафьянов Г. А.* Энергия рельефообразующих процессов земной поверхности // Рельеф и климат.— М.: Московский фил. Геогр. о-ва СССР, 1985.
9. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана.— М.: Наука, 1972.
10. *Уфимцев Г. Ф.* Тектонический анализ рельефа.— Новосибирск: Наука, 1984.
11. *Уфимцев Г. Ф., Трофимов А. Г.* Главные базисные поверхности континентов // Геоморфология.— 1986.— № 4.
12. *Флоренсов Н. А., Уфимцев Г. Ф.* Типы и динамика материкового горообразования // Геология и геофизика.— 1984.— № 1.
13. *Хаин В. Е.* Возрожденные (эпи-платформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа // Сов. геология.— 1965.— № 7.
14. *King L.* The Natal monocline: explaining the origin and scenery of Natal, South Africa.— Pietermaritzburg: University of Natal, Natal Press, 1982.
15. *Ollier C. D.* The Great Escarpment of eastern Australia: tectonic and geomorphic significance // J. Geol. Soc. Austral.— 1982.— V. 29.
16. *Ollier C. D.* Morphotectonic of continental margins with great escarpments // Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15-th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Sept. 1984. Boston: Allen & Unwin, 1984.
17. *Ollier C. D., Powar K. B.* The Western Ghats and morphotectonics of Peninsular India // Z. Geomorphol.— 1985, suppl.— Bd 54.

Институт земной коры СО АН СССР
Иркутск

Поступила в редакцию
30 марта 1987 г.

М. Н. Лулева

**ОСОБЕННОСТИ ВОЛН, ПРОХОДЯЩИХ
ЧЕРЕЗ КРИВОЛИНЕЙНУЮ ГРАНИЦУ РАЗДЕЛА СРЕД В МОВЗ**

Методом математического моделирования волновых полей на основе теории краевых волн проведено исследование особенностей полей проходящих *PP*- и *PS*-волн через криволинейную границу раздела сред. Параметры криволинейной границы (период, амплитуда) соизмеримы с длиной волн. Кинематически такие границы практически не выделяются. Исследование динамических характеристик поля *PP*- и *PS*-

волн показало из различную чувствительность к форме границы. Форма колебаний *PP*-волны почти не изменяется, наблюдаются изменения амплитуды (до 30%) по профилю, что может являться диагностическим признаком формы границы. Форма *PS*-волны может значительно искажаться, быть отличной от формы *PP*-волны. Проведен анализ характера рассеяния на криволинейной границе раздела сред.

Интерпретация сейсмических данных в МОВЗ основывается на представлении о том, что границы раздела сред являются пологими, гладкими, преломляющими сейсмические волны по законам геометрической сейсмики (зеркально). Усложнение формы колебаний проходящих волн, интерференционный характер волновой картины обычно связывают с рассеянием сейсмической энергии на локальных неоднородностях или в зонах тектонических нарушений. Однако не менее реальной причиной усложнения волнового поля является существование криволинейных границ раздела сред (геометрическая шероховатость). Подобные границы могут неодинаковым образом изменять волновые характеристики различных типов волн, породить интенсивные рассеянные волны. Неизометричные криволинейные границы, параметры которых сравнимы с длиной волны, могут создавать эффект анизотропии среды. Детальное исследование волновых полей преломленных волн криволинейной границей имеет физический и практический смысл. Наиболее актуальной эта задача является для исследования глубинного строения геосинклинальных областей, характеризующихся сложным складчатым строением (рудные районы Дальнего Востока).

Данная работа посвящена исследованию полей проходящих продольных и обменных волн через криволинейную поверхность раздела сред на основе математического моделирования волновых полей.

Наиболее распространенным типом складчатости является линейная, при которой длина складок значительно превосходит ее ширину. Геологические исследования в Комсомольском

рудном районе показали, что размеры складок (период, амплитуда) сравнимы с длинами волн, используемыми в МОВЗ,— периоды составляют первые километры, а амплитуды могут достигать половины периода.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Две однородные упругие среды со скоростями распространения $V_{p_1}, V_{p_2}, V_{s_1}, V_{s_2}$ и плотностями ρ_1, ρ_2 разделены цилиндрической поверхностью, вытянутой вдоль оси Y :

$$z(x) = A_g \sin\left(\frac{2\pi}{L_g} x\right) - H, \quad (1)$$

где L_g — пространственный период гофрировки; A_g — амплитуда гофрированной поверхности; H — средняя глубина поверхности. Индекс 1 характеризует нижнюю, 2 — верхнюю среду.

Из нижней среды в верхнюю падает плоская продольная волна с направлением \vec{l}_0 и формой импульса

$$f(t) = a \cdot t \cdot e^{-\beta t} \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{T} \cdot t\right). \quad (2)$$

Профиль наблюдения в верхней среде располагается на оси X . Физические параметры среды: $V_{p_1} = 6, V_{p_2} = 4$ км/с, $\rho_1 = 2,8, \rho_2 = 2,6$ г/см³, $V_p/V_s = 1,73$. Параметры падающей волны: $\beta = 6$ с⁻¹; $T = 0,5$ с; $\max f(t) = 1$; $\vec{l}_p(\sin \alpha_0; 0; \cos \alpha_0)$; $\alpha_0 = 30^\circ$.

Вычисление волнового поля проходящих волн проводилось методом наложения краевых волн [1] и учитывалось только однократное

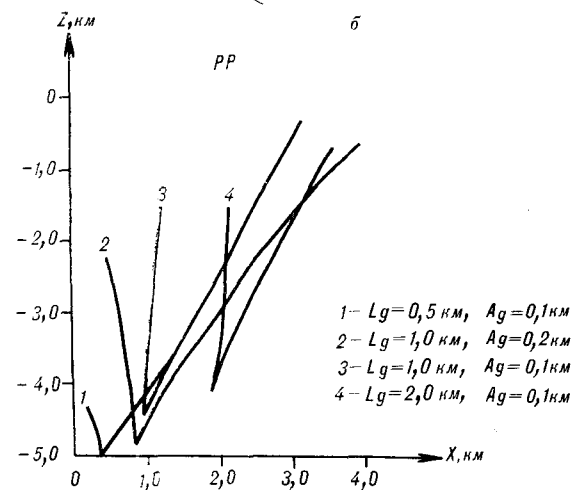
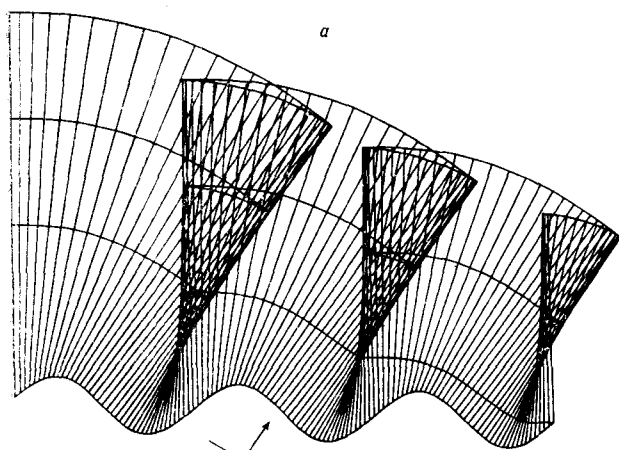


Рис. 1. Кинематическая схема распространения волнового поля над криволинейной границей раздела сред (а) и форма акустической поверхности для различных параметров границы (б).

рассеяние волн границей. Параметры поверхности раздела выбирались таким образом, чтобы отсутствовали участки затенения или возможности переизлучения волн границей, которые возникают при больших амплитудах гофрированной поверхности.

Для качественной оценки волнового поля были построены кинематические (лучевые) схемы прохождения плоской волны через криволинейную границу. Эти схемы (аналоги годографам) дают возможность увидеть изменения волнового фронта в пространстве в зависимости от параметров среды, формы границы (рис. 1). Основные особенности волнового поля от криволинейной границы — расхождение сейсмической энергии от выпуклых участков границы и фокусирование ее над вогнутыми участками — образование петель волнового фронта. Степень искривления волнового фронта и положение области фокусировки лучей (каустическая поверхность) можно определить

через радиусы кривизны волнового фронта:

$$K(x, y, z) = M(x, y, z) + \vec{l}(M) \cdot R(M), \quad (3)$$

где $K(x, y, z)$ — центр кривизны волнового фронта от окрестности лучей точки поверхности $M(x, y, z)$; $R(M)$ — радиус кривизны волнового фронта в точке M ; $\vec{l}(M)$ — направление преломленного луча в точке M .

Радиус кривизны волнового фронта для падающей плоской волны определяется через радиус кривизны поверхности R_g [2]:

$$R(M) = R_g(M) \frac{\cos^2 \alpha'}{(\cos \alpha' - m \cdot \cos \alpha)}; \quad m = \frac{V_2}{V_1}, \quad (4)$$

где α, α' — соответственно углы падения и преломления;

$$R_g(M) = - \frac{2\pi A_g \left[\left(\frac{L_g}{2\pi A_g} \right)^2 + \cos^2 \left(\frac{2\pi}{L_g} \cdot x \right) \right]^{3/2}}{\sin \left(\frac{2\pi}{L_g} \cdot x \right)}. \quad (5)$$

Каустическая поверхность располагается над вогнутыми участками поверхности и вытянута вдоль оси Y , а в плоскости OX представляет клювообразную кривую, ветви которой уходят в бесконечность (см. рис. 1, б). Волновой фронт проходящей волны по мере удаления от границы раздела изменяется — уменьшается кривизна волнового фронта, увеличивается размах петель над вогнутыми участками границы. На достаточном удалении от границы волновой фронт имеет расслоенную структуру из-за перекрытия участков фронта (см. рис. 1, а). Такое перераспределение сейсмической энергии над сложными границами сопровождается эффектами интерференции и дифракции, выразительность которых определяется соотношением длины волны с параметрами границы, положением профиля наблюдения и скоростным перепадом на границе. Для обменной волны эти эффекты более ощутимы, чем для преломленной.

Для различных параметров границы L_g, A_g по профилю, расположенному вкостр простирания складчатости, были рассчитаны теоретические сейсмограммы проходящих преломленной (PP) и обменной (PS) волн. Проведена процедура проверки подобия волнового поля вдоль профиля наблюдения — сравнение первой трассы $S_1(t)$ с последующими $S_k(t)$ (корреляционная зависимость):

$$r_k(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^N S_1(t_i - \tau) \cdot S_k(t_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N S_1^2(t_i) \cdot \sum_{i=1}^N S_k^2(t_i)}}, \quad (6)$$

$$r^* = \max r(\tau), \quad (7)$$

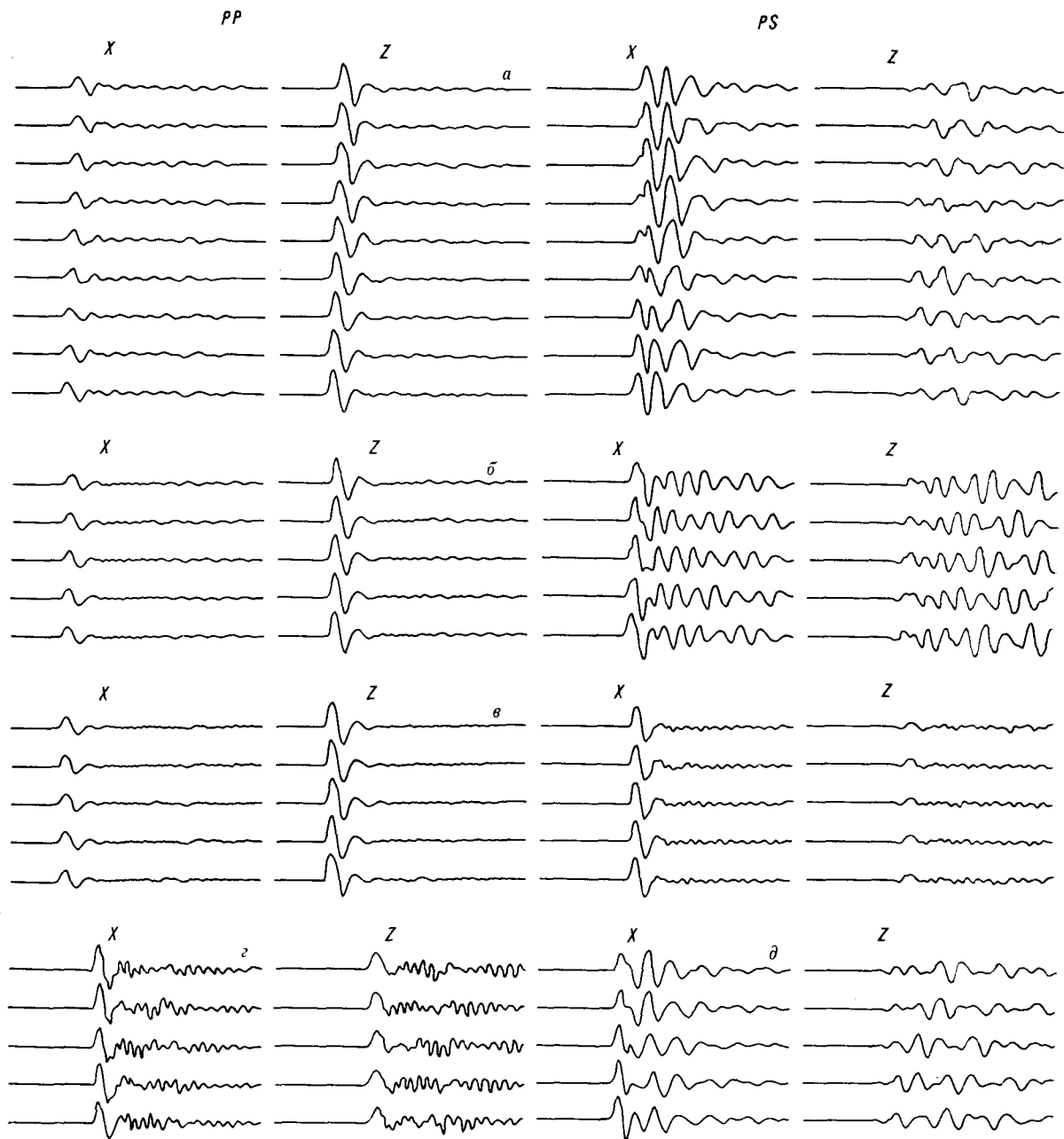


Рис. 2. Теоретические сейсмограммы PP- и PS-волн для различных параметров границы.
 а — $L_g = 0,5$, $A_g = 0,1$ км; б — $L_g = 1$, $A_g = 0,2$ км; в — $L_g = 2$, $A_g = 0,3$ км; г — $L_g = 0,5$, $A_g = 0,1$ км; $\alpha_0 = 10^\circ$;
 а — $L_g = 2$, $A_g = 0,3$ км; $V_{p1} = 6,5$, $V_{p2} = 6,0$ км/с.

где r^* — коэффициент максимального подобия трасс. По графикам изменения по профилю r^* наблюдается четкая периодическая зависимость, период изменения равен L_g . Изменение волнового поля по профилю наблюдения отображает изменение характера колебаний, а не их интенсивности, поскольку корреляционный коэффициент r^* является нормированной функцией. Поле преломленной волны изменя-

ется по профилю гораздо меньше, чем поле обменной волны, наиболее устойчиво себя ведет z-компонента (изменение составляет около 2%, в то время как x-компонента меняется на 10–30%). Для обменной волны изменения поля в области одного периода гофрировки L_g могут достигать 50–60%, что указывает на большую чувствительность формы колебаний PS-волны к форме границы раздела (рис. 2).

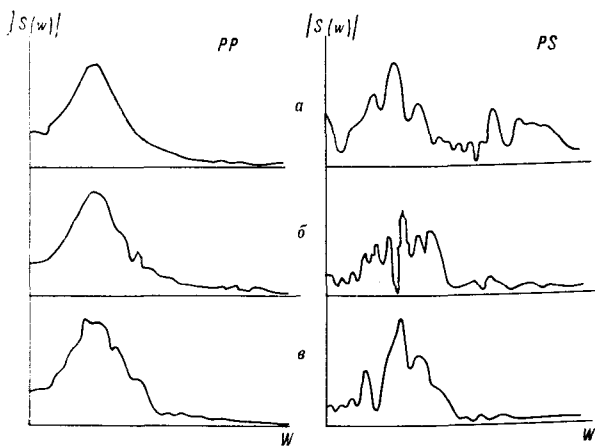


Рис. 3. Амплитудные спектры PP - и PS -волн.
 а — $L_g = 0,5$, $A_g = 0,1$ км, $\alpha_0 = 10^\circ$; б — $L_g = 1$, $A_g = 0,2$ км;
 в — $L_g = 2$, $A_g = 0,3$ км.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛЯ PP -ВОЛНЫ

На сейсмограммах проходящих продольных волн через криволинейную периодическую границу, период которой соизмерим с длиной волны λ_p , в волновом поле выделяются регулярная преломленная волна в области первых вступлений и область рассеянных волн в последующих фазах колебаний. Регулярная преломленная волна характеризуется сохранением формы импульса падающей волны по профилю. Спектральный анализ колебаний PP -волны также доказывает сохранность формы импульса (см. рис. 2, 3). Небольшие искажения амплитудного спектра PP -волны обусловлены влиянием рассеянной части поля. Таким образом, можно сказать, что криволинейная граница не нарушает корреляции преломленных продольных волн независимо от параметров падающей волны ($\alpha_0 = 10-50^\circ$), скоростных характеристик сред и вариации параметров границы ($L_g \sim \lambda_p$; $A_g \sim 0,2\lambda_p$). Но в то же время количественный анализ амплитуды вектора направленности колебаний регулярной PP -волны показал чувствительность этих характеристик к форме границы. На рис. 4 представлены графики изменения на профиле (для одного периода гофрировки границы L_g) максимальной амплитуды z -компоненты PP -волны для различных параметров L_g , A_g и угла падения волны α_0 . При $L_g \geq \lambda_p$ количественные характеристики регулярной PP -волны изменяются слабо, поле становится более однородным (см. рис. 4, б, в). Для $L_g \leq \lambda_p$ наблюдается характерное изменение $A_z(x)$, качественно повторяющее форму границы. Резкость изменения $A_z(x)$ обусловлена резкостью изменения кривизны границы, амплитудой A_g и направлени-

ем падающей волны. Рост амплитуды A_g криволинейной границы вызывает увеличение перепада амплитуды PP -волны по профилю (см. рис. 4, а, кривые 1—3). Значительные изменения $A_z(x)$ по профилю могут быть обусловлены почти вертикально падающей волной (чем меньше α_0 , тем большие вариации $A_z(x)$); см. рис. 4, а, кривые 21, 22, 2, 23; рис. 4, б, кривые 11, 12). Характерно, что интенсивность регулярной PP -волны от криволинейной границы раздела сред (даже в области максимальных значений $A_z(x)$) всегда меньше интенсивности PP -волны от плоской границы на 10—15 %.

Особенности изменения динамических характеристик, хорошая сохранность формы импуль-

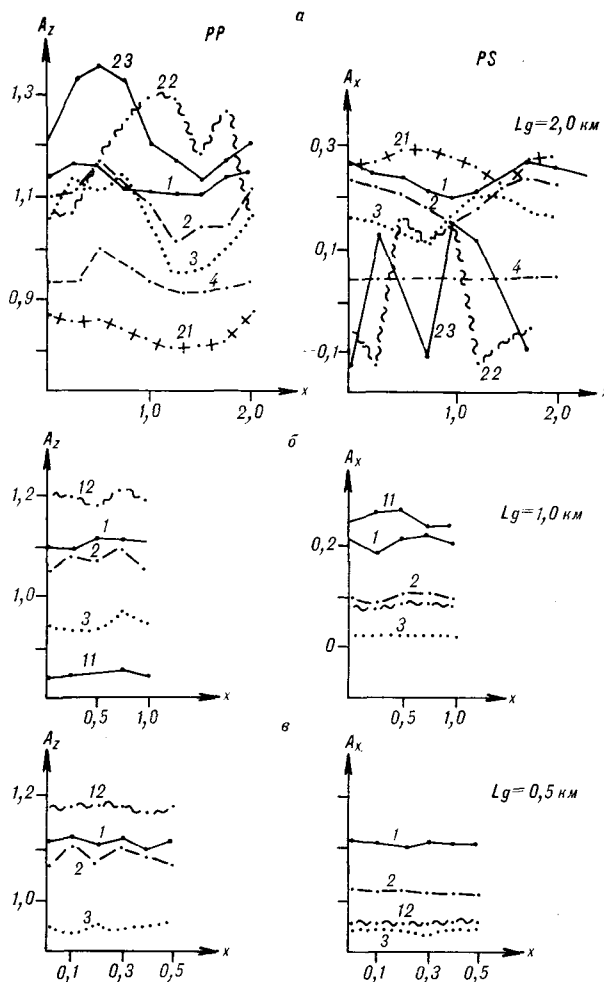


Рис. 4. Амплитудные графики PP - и PS -волн.
 а — $L_g = 2,0$ км: 1 — $A_g = 0,1$, 2 — $A_g = 0,2$, 3 — $A_g = 0,3$, 4 — $A_g = 0,3$ км, $V_{p1} = 6,5$, $V_{p2} = 6,0$ км/с (1—4 для $\alpha_0 = 30^\circ$), 21—23 — $A_g = 0,2$ км и соответственно $\alpha_0 = 50, 10, 0^\circ$; б — $L_g = 1$ км: 1 — $A_g = 0,1$, 2 — $A_g = 0,2$, 3 — $A_g = 0,2$ км, $V_{p1} = 6,5$, $V_{p2} = 6,0$ км/с (1—3 для $\alpha_0 = 30^\circ$), 11, 12 — $A_g = 0,1$ км, $\alpha_0 = 50, 10^\circ$; в — $L_g = 0,5$ км: 1 — $A_g = 0,05$, 2 — $A_g = 0,1$, 3 — $A_g = 0,05$ км, $V_{p1} = 6,5$, $V_{p2} = 6,0$ км/с (1—3 для $\alpha_0 = 30^\circ$), 12 — $A_g = 0,1$ км, $\alpha_0 = 10^\circ$.

X

Z

X

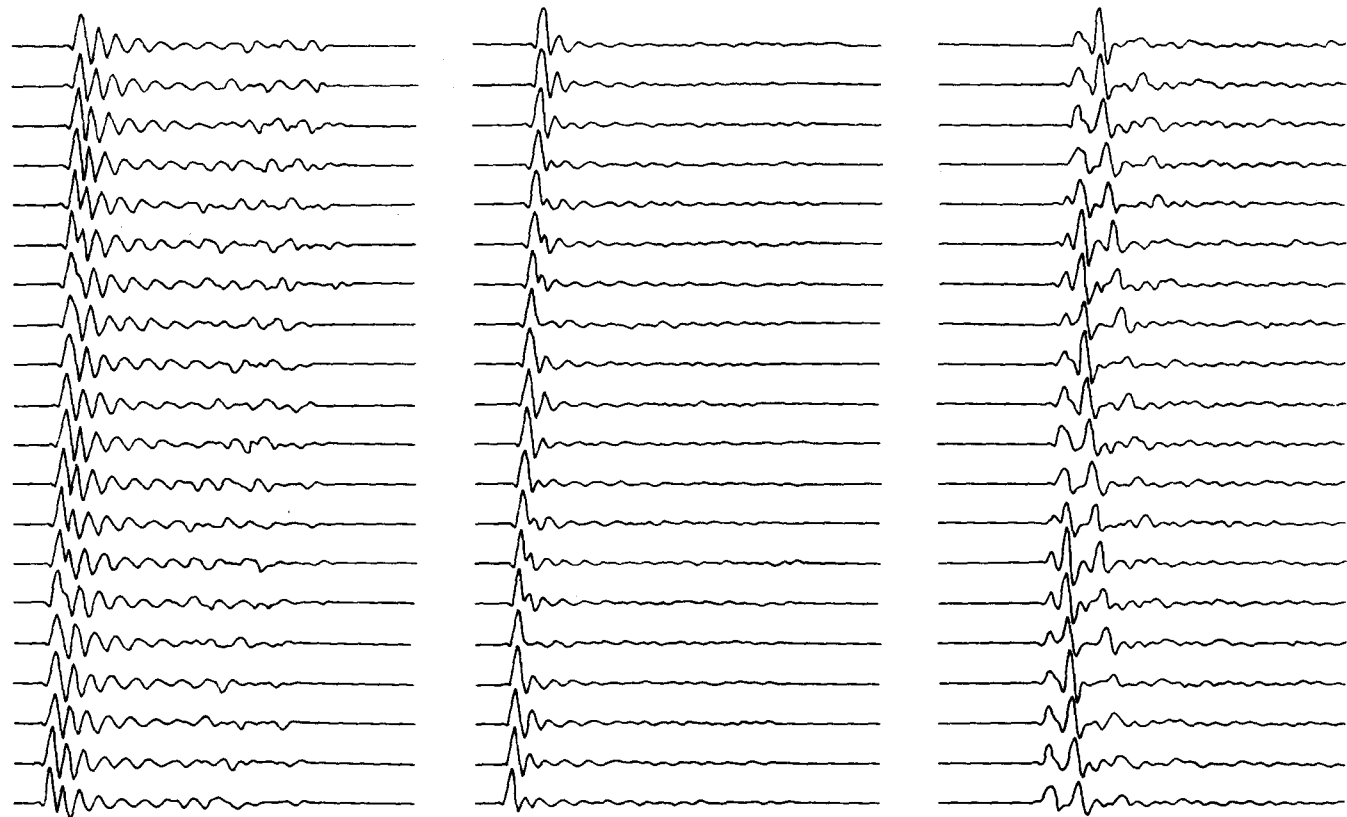


Рис. 5. Теоретические сейсмограммы PP- и PS-волн после деконволюции. $H = 5,0$ км, $V_{p_1} = 6,0$, $V_{p_2} = 4,0$ км/с, $L_g = 2,0$, $A_g = 0,3$ км; $\alpha_0 = 30^\circ$.

са регулярной преломленной волны объясняются характером прохождения продольной волны через криволинейную границу раздела сред. Поток сейсмической энергии через единицу площади криволинейной границы неодинаков по фронту из-за изменения кривизны границы, он прямо пропорционален коэффициенту прохождения волны и обратно пропорционален лучевому расхождению (кривизне границы). Коэффициент прохождения (преломления) имеет максимальное значение в случае, когда угол падения (α) равен нулю — нормаль к границе параллельно направлению распространения падающей волны и уменьшается постепенно при увеличении α . Поэтому максимальная интенсивность излучения преломленной волны связана с участками минимального угла падения α . Для границы с $L_g = 2$ (км) λ_{p_2} и $\lambda = 30^\circ$ это наклонные участки с максимальными значениями радиуса кривизны (соответственно минимальным лучевым расхождением — квазиплоская волна).

Выпуклые и вогнутые участки границы будут характеризоваться минимальной интенсивностью излучения (регулярная часть поля рас-

сматривается) вследствие максимального расхождения сейсмической энергии и минимальных коэффициентов преломления — им соответствуют anomalно низкие значения амплитуды PP-волны (см. рис. 4, а, кривые 1–3) и изменчивость вектора поляризации (см. рис. 1, а). При распространении падающей волны с $\alpha_0 = 0^\circ$, казалось бы, должно возникнуть два максимума амплитуды PP-волны над вогнутым и выпуклым участками, причем за счет фокусировки энергии под вогнутым участком значение $A_z(x)$ могло быть выше. В результате расчетов оказалось, что наблюдается только максимум, а минимум связан с вогнутым участком (см. рис. 4, а, кривая 23). Минимум над вогнутым участком объясняется явлением деструктивной интерференции — интерференция волн разных направлений (симметричных) приводит к уменьшению интенсивности колебаний. Для $\alpha_0 = 10^\circ$ симметрия нарушается и выделяются два максимума на $A_z(x)$ (см. рис. 4, а, кривая 22).

За полем регулярной преломленной волны находится поле рассеянных волн, представляющих сложную некорреляционную запись.

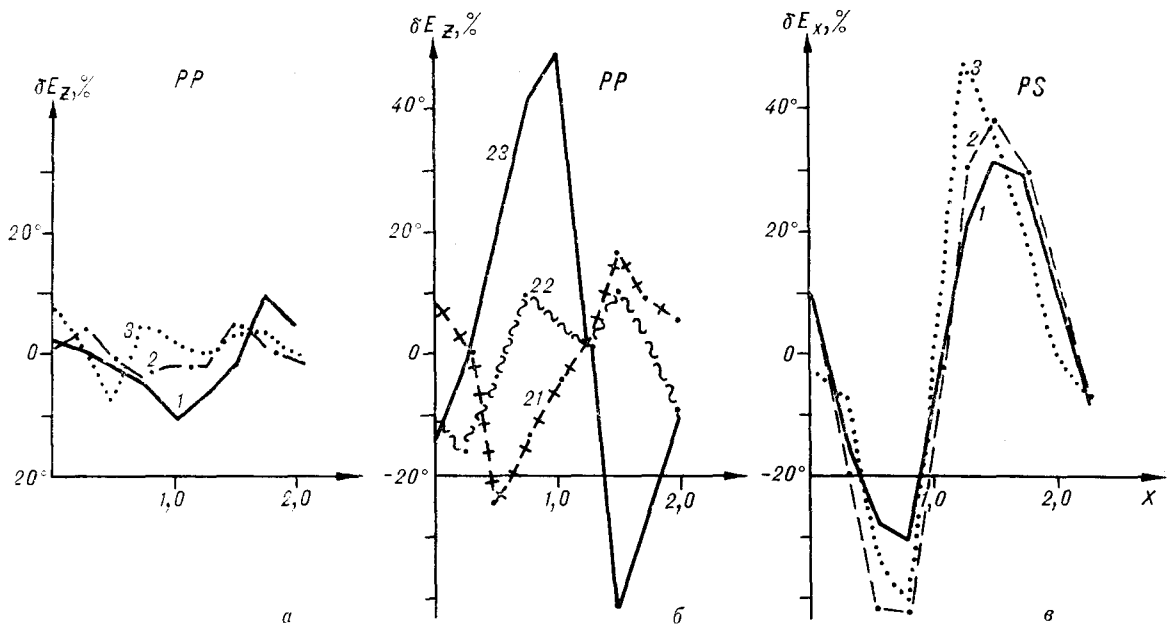


Рис. 6. График отклонения энергии PP - и PS -волн от среднего значения для $L_g = 2$ км. Обозн. соответствуют рис. 4, а.

(см. рис. 2). Поле рассеянных волн имеет дифракционную природу. Явление дифракции обусловлено перетоком энергии в касательных к фронту направлениях [3]. Поток энергии вдоль фронта пропорционален перепаду амплитуды вдоль фронта. В области резкого изменения кривизны волнового фронта могут возникать интенсивные дифрагированные волны (на краях петель волнового фронта). Выделение и прослеживание дифрагированных волн на сейсмограмме затруднительны (см. рис. 2), так как они слабее по интенсивности регулярных волн. Наиболее хорошо их можно проследить на рис. 5, а, где показана сейсмограмма (x -компонента) после процедуры деконволюции. Анализ распределения энергии колебаний вдоль профиля показал, что доля рассеянных волн существенна. Энергия регулярной PP -волны пропорциональна $A_z(x)$, а графики изменения полной энергии по времени вдоль профиля отражают несоответствие изменению $A_z(x)$ (см. рис. 4, а, кривые 1–3; рис. 6, а). Это значит, что для падающей волны с $\alpha_0 = 30^\circ$ области минимальных значений $A_z(x)$ соответствует область максимального рассеяния, что не противоречит представлению о том, что дифрагированные волны более интенсивны над выпуклыми участками и порождаются краями петель волнового фронта. Для падающей волны с $\alpha_0 = 0; 10^\circ$ указанного соответствия не наблюдается (см. рис. 4, а, кривые 23, 22; рис. 6, б, кривые 1, 2): здесь область рассеяния совпадает с областью максимальной интенсивности PP -волны.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛЯ PS -ВОЛНЫ

Волновое поле обменной волны от криволинейной границы является более сложным, чем волновое поле продольной преломленной волны. У регулярной преломленной волны не наблюдается явного искажения формы импульса, не нарушается корреляция волны по профилю. Регулярная обменная волна более чувствительна к изменению кривизны границы раздела, формирующей обменную волну, к азимуту подхода падающей волны. Форма PS -волны становится многофазной, растянутой по времени с медленно затухающим хвостом, и значительно может отличаться от формы PP -волны (соответственно и от формы импульса падающей волны). Кроме того, имеет место непостоянство формы PS -волны по профилю (см. рис. 2). На сейсмограммах наблюдается изменение видимого периода — как правило, расширение первых фаз колебаний и более высокочастотная запись последующих колебаний. Хорошо отображают изменение формы записи графики амплитудных спектров (см. рис. 3). Амплитудные спектры PS -волны резко отличаются от таковых PP -волны. Они отображают процесс рассеяния и интерференции волн, который наиболее сильно проявляется при больших амплитудах гофрировки границы или падения волны в направлении, близком к вертикали (см. рис. 2, з). Сильное отличие поля обменной волны от поля преломленной продольной волны обусловлено разницей длин волн ($V_p/V_s = 1,73$), что связано с большим искривлением волнового фронта и различным

распределением амплитуды по волновому фронту. Максимальная интенсивность PS -волны приурочена к тем участкам, где угол падения близок к 60° . Коэффициент обмена принимает нулевые значения при $\alpha = 0$; $\alpha = 90^\circ$ и имеет экстремум при $\alpha \sim 60^\circ$ (для $V_{p_1} = 6$, $V_{p_2} = 4$ км/с). Участки максимальной интенсивности PP - и PS -волн не совпадают и даже взаимопротивоположны. При направлении падающей волны $\alpha_0 = 30^\circ$ участки максимальной интенсивности — вершины и впадины, характеризующиеся максимальным лучевым расхождением (см. рис. 1, а; 4, а, кривые 1—3). Наиболее хорошо проявляется разница распределения интенсивности волн PP и PS по профилю на рис. 4, а (кривая 23 для вертикально падающей волны на границу раздела сред). На амплитудном графике PS -волны образуются два максимума от склонов границы и минимумы связаны с центрами выпуклого и вогнутого участков, в которых падающая волна перпендикулярна границе. Повышенная интенсивность PP -волны связана, наоборот, с центрами вогнутого и выпуклого участков границы. Наибольшие изменения поля PS -волны от криволинейных границ зависят от параметров границы L_g , A_g и угла подхода падающей продольной волны (см. рис. 2, 3). Значение физических параметров сред на границе (их контрастность) оказывает влияние главным образом на интенсивность PS -волны, на форму колебаний. На амплитудных графиках PS -волны слабоконтрастных сред ($V_{p_1} = 6,5$, $V_{p_2} = 6,0$ км/с) не наблюдается изменения амплитуды по профилю (см. рис. 4, а, кривая 4; рис. 4, б), а форма волны значительно искажается (см. рис. 2, д). Изменение динамических характеристик регулярной PS -волны по профилю и отличие формы PS - и PP -волн создают проблему выделения и корреляции обменных волн из общей волновой картины. Эта проблема усугубляется тем, что обменные волны регистрируются в области существования рассеянных (дифрагированных) волн поля PP -волны, интерференция с которыми значительно ухудшает распознавание PS -волны и определение ее динамических характеристик.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведено исследование полей проходящих PP - и PS -волн через криволинейную границу раздела среды, параметры (период, амплитуда) которой соизмеримы с длиной волны. Кинематически такие границы практически не выделяются, отклонения по времени имеют характер случайной ошибки.

Поле прошедшей через криволинейную границу раздела волны можно формально пред-

ставить через регулярную (прифронтная часть поля) и рассеянную компоненты поля. Для практических исследований применяется обычно регулярная компонента поля (регулярные волны), а рассеянная компонента рассматривается как помеха. Целью исследования было выявление особенностей, закономерности поведения динамических характеристик (как более чувствительных к форме границы) регулярных PP -, PS -волн и определение основных черт рассеянных волн для возможности учета их при интерпретации.

Поле рассеянных волн имеет дифракционную природу. На участках волнового фронта, характеризующихся резким изменением кривизны или перепадом амплитуды, могут возникать достаточно интенсивные дифрагированные волны. Для данной модели такими участками является область волнового поля под вогнутыми участками границы (края петель волнового фронта).

Поведение динамических характеристик регулярных волн обусловлено характером изменения формы волнового фронта (изменение кривизны, перекрытия участков волнового фронта) и распределением амплитуд по фронту. Изменение кривизны волнового фронта, амплитуды (за счет изменения коэффициентов преломления-обмена, геометрического расхождения) связано с формой границы. Расчеты показали, что наблюдается зависимость изменения амплитуды, поляризации, формы регулярных волн по профилю наблюдения. Период изменения характеристик соответствует периоду гофрированности границы, перепад изменения амплитуды волн пропорционален амплитуде перепада высот границы. Проведение спектрального, корреляционного анализа динамических характеристик по профилю позволяет выделять преобладающие периоды изменения характеристик и сопоставлять их с формой границы раздела. Изучение динамических характеристик в принципе позволяет исследовать криволинейные границы с периодами больше λ , для МОВЗ порядка 0,5—1 км. При $L_g \leq \lambda/4$ поле регулярной волны становится однородным из-за многократного перекрытия ветвей волнового фронта. Интересно, что изменение динамических характеристик PP - и PS -волн является неодинаковым из-за различных скоростных характеристик и существенно различной зависимости коэффициентов преломления-обмена от угла падения волны. Совместное использование при интерпретации характеристик PP - и PS -волн позволит более уверенно судить о параметрах криволинейной границы. Диагностическим признаком наличия криволинейной границы раздела может быть факт несоответствия формы PP - и PS -волн. Форма PP -волны при переходе через криволи-

нейную границу практически не изменяется. Форма PS -волны более чувствительна к изменению кривизны границы, к углу подхода падающей волны. PS -волна становится многофазной, медленно затухающей, искажаются видимые периоды колебаний. Это связано с пробле-

мой выделения и корреляции PS -волн из общей волновой картины. Кроме того, интерференция PS -волны с рассеянными волнами поля PP -волны, регистрирующимися на тех же временах, усугубляет эту проблему.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенберг А. М., Клем-Мусагов К. Д. Вычисление волновых полей методом наложения краевых волн // Геология и геофизика.— 1980.— № 6.
2. Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я. О лучевом методе вычисления полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами // Вопросы

динамической теории распространения сейсмических волн.— Л.: Из-во ЛГУ, 1959.— Т. 3.

3. Малюжинец Г. Д. Развитие представлений о явлениях дифракции.— К 130-летию со дня смерти Томаса Юнга // Успехи физических наук.— 1959.— Т. 69, вып. 2.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
3 июня 1987 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.837

Л. Л. Ваньян, Е. Р. Марганус, В. Ю. Семенов

ОЦЕНКА ГЛУБИННОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ САХАЛИНА
ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Приведены результаты глубинных магнитотеллурических зондирований, выполненных на территории центральной и южной частей Сахалина. Для интер-

претации выбрана осредненная продольная кривая кажущихся сопротивлений. Выделяются коровый и астеносферный слой пониженного сопротивления.

Впервые средняя кривая кажущегося сопротивления для Сахалина была предложена в работе [2]. Однако обеспеченность этой кривой экспериментальными данными в длиннопериодном диапазоне невелика. В настоящей работе на основе глубинных магнитотеллурических зондирований (МТЗ) в центральной и южной частях острова и магнитовариационного зондирования (МВЗ) по данным обсерваторий Южно-Сахалинска и Мемамбецу оценено кажущееся сопротивление в диапазоне периодов от получаса до четырех суток.

ГЛУБИННЫЕ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ
ЗОНДИРОВАНИЯ

В лаборатории глубинных электромагнитных исследований ИМГиГ ДВО АН СССР при участии одного из авторов настоящей статьи было выполнено 10 длиннопериодных магнитотеллурических зондирований с помощью аппаратуры ИЗМИРАН-5. Измерительные линии ориентировались по направлениям север — юг и восток — запад. Для получения кривых кажущегося сопротивления (ρ_k) в широком диапазоне периодов станции ИЗМИРАН-5 устанавливались в пунктах, где Охинской геолого-разведочной экспедицией были выполнены МТЗ в короткопериодном диапазоне.

Обработка данных проводилась по программе, описанной в [3]. В каждом пункте использовались реализации длительностью от 1 до 4 сут, что дало возможность получить ρ_k на периодах от 400 с до 3—4 ч. Средняя погрешность модуля $\rho_k \pm 10-20\%$. Что касается фазовых измерений, то получение надежных данных требует принятия специальных мер. Поэтому в данной статье мы ограничимся анализом амплитудных кривых.

На рис. 1 приведены полярные диаграммы основных (1) и дополнительных (2) импедансов для периода 1 ч.

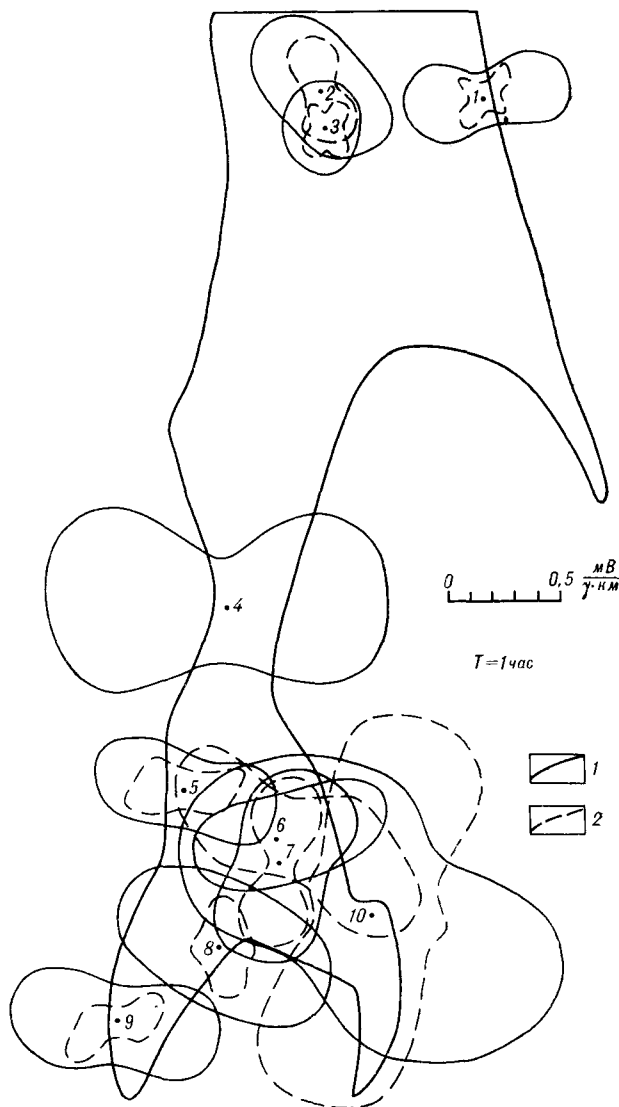


Рис. 1. Полярные диаграммы основных (1) и дополнительных (2) импедансов для периода 1 ч.

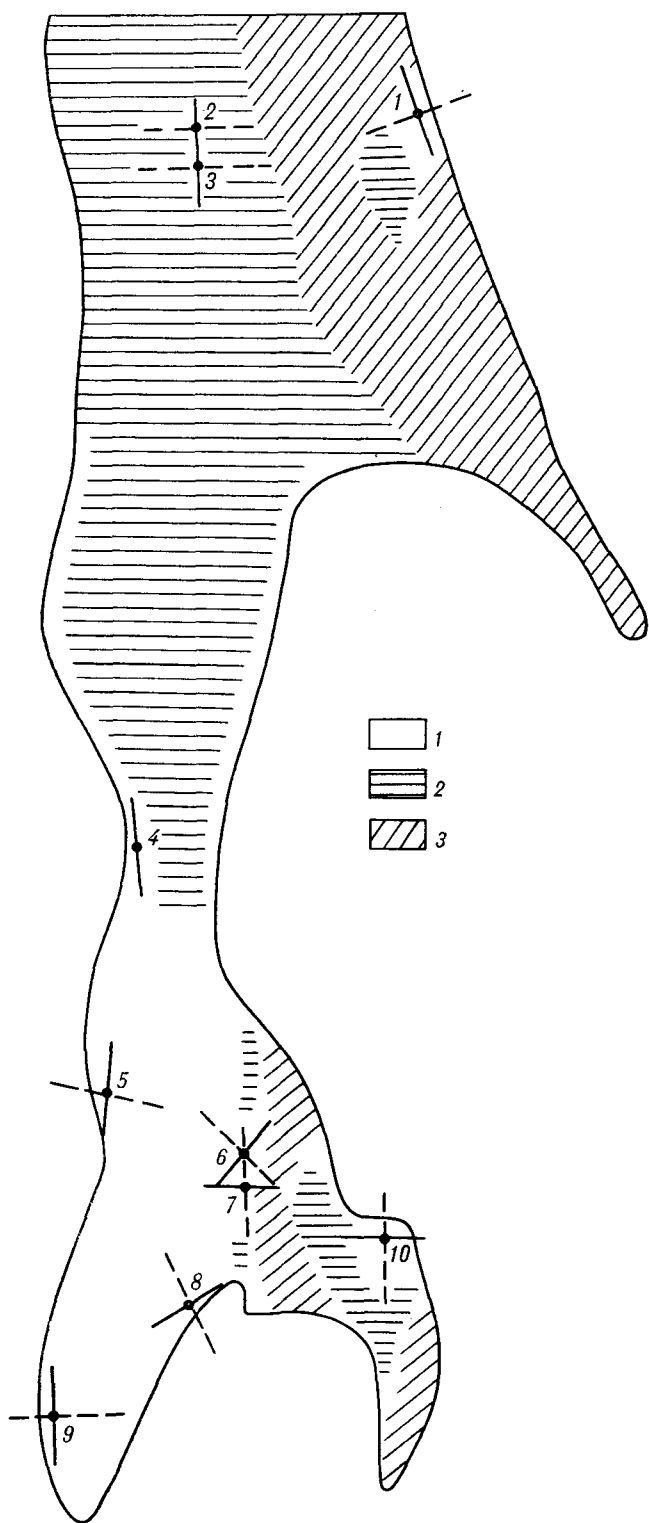


Рис. 2. Приближенная схема распределения суммарной продольной проводимости (S): 1 — $S \geq 1000$ См; 2 — $50 \leq S \leq 1000$ См; 3 — $S < 50$ См.

ные на периоде 1 ч. Форма диаграмм основных импедансов преимущественно овальная, хотя в некоторых точках овалы пережаты. Модули ос-

новных импедансов различаются в 2—4 раза, причем вытянутость полярных диаграмм преимущественно субширотная. Дополнительные импедансы имеют форму пережатых овалов, а в некоторых случаях четырехлепестковую форму. Их модули в целом меньше, но соизмеримы с модулями основных импедансов. Ориентация полярных диаграмм дополнительных импедансов меняется от точки к точке.

В такой ситуации важным является вопрос о выборе направлений для интерпретации. Подходы к ответу на этот вопрос могут быть различными. Критерием для выбора направления, во-первых, может являться минимум до-

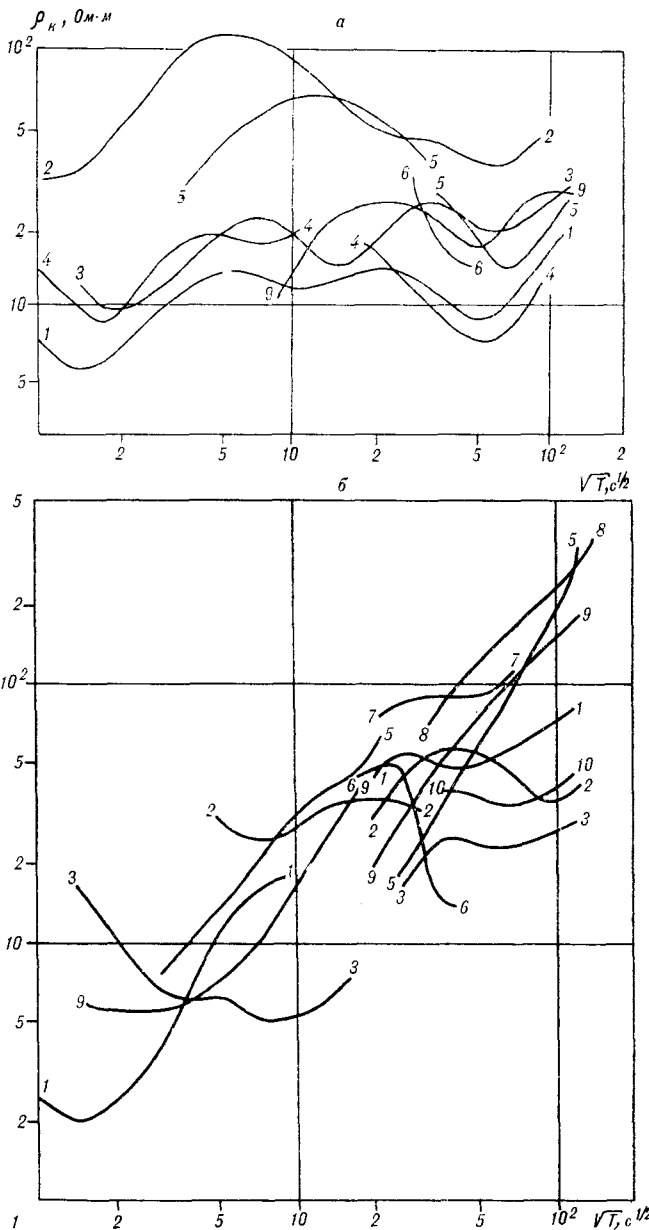


Рис. 3. Кривые МТЗ: а — продольные, б — поперечные.

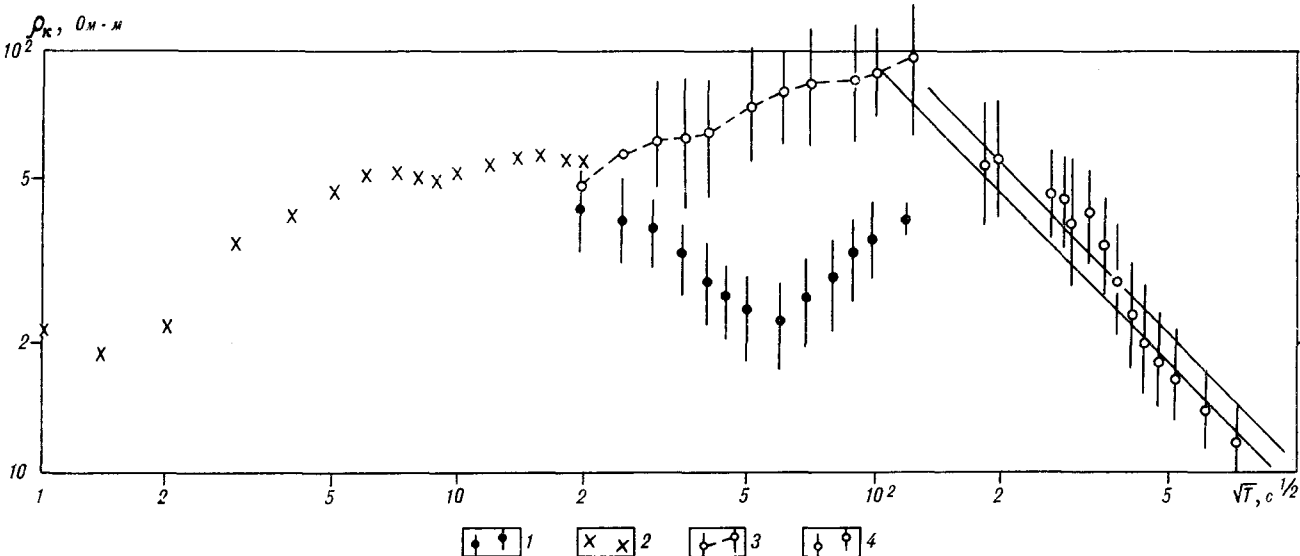


Рис. 4. Осредненные кривые ρ_k .

1 — продольная длиннопериодная кривая ρ_k ; 2 — продольная короткопериодная кривая ρ_k (данные Охинской ГРЭ); 3 — поперечная длиннопериодная кривая ρ_k ; 4 — продольная кривая ρ_k , по материалам МВЗ.

полнительного импеданса, во-вторых, — минимальные и максимальные значения основных импедансов, в-третьих, — направления вдоль и поперек основных геологических структур. Авторами работы [4] разбирался четвертый подход к выбору направлений для интерпретации: минимальная когерентность дополнительного импеданса. Первые три подхода в случае двумерной среды дают один и тот же результат. Если же среда отличается от двумерной, эти направления могут различаться. При обработке рассматриваемого материала были использованы все способы выбора направлений. Так, по первому способу в ряде точек можно выбрать только одно (пунктир на рис. 2) направление (например, точка 2). По второму способу нередко наблюдается разброс ρ_k по уровню и форме даже между соседними точками. На рис. 1, б представлена приближенная схема S-осадков (по В. М. Никифорову). Основные геологические структуры на острове имеют субмеридиональное простирание, однако направление полярных диаграмм обусловлено не только региональным строением. При использовании четвертого способа выделяется обычно одно направление (которое в большинстве случаев субмеридионально). На рис. 2 оно обозначено сплошной чертой. В этом направлении кривые ρ_k близки по форме. В качестве продольного было выбрано именно это направление. Соответствующие кривые показаны на рис. 3, а. Поперечные кривые для ортогонального направления приведены на рис. 3, б.

Продольные кривые ρ_k близки по форме, они имеют характерный минимум на периоде около 1 ч, кроме кривых в точках 7, 8, 10. Исклю-

чив эти кривые из осреднения, получаем в предположении логнормального распределения среднюю продольную кривую для длиннопериодного диапазона, показанную на рис. 4. Ее средняя квадратическая погрешность $\pm 20\%$. Там же показана соответствующая короткопериодная кривая, любезно предоставленная В. М. Никифоровым. На этот же рисунок нанесены значения ρ_k , полученные по гармоникам солнечно-суточных вариаций, вычисленные в пункте 1. Эти значения в пределах своих доверительных интервалов согласуются с глобальной кривой. Средняя поперечная кривая приводится так же на рис. 4. Таким образом, получена продольная кривая ρ_k от коротких периодов до выхода на нормальный разрез. На этой кривой видны два минимума: на периодах около 100 с и около часа. В работе [1] была проведена оценка влияния окружающих акваторий на продольную кривую и показано, что они практически не влияют на форму кривой. Поэтому полученные минимумы можно рассматривать как результат действия зон пониженного сопротивления: коровой и астеносферной. Из рис. 3, б видно, что на поперечных кривых, например 1—3, перегибы или минимумы существуют на периодах, близких к часу, что также подтверждает наличие астеносферного слоя. Однако на средней поперечной кривой ρ_k минимум сглажен, хотя вся кривая лежит ниже глобальной. Интерпретация с использованием линий S и H дает возможность оценить глубину до проводящих зон и их суммарную продольную проводимость. Так, на средней продольной кривой ρ_k глубина до корового слоя порядка 15 км, его суммарная продольная про-

водимость порядка 400 См, глубина до астеносферного слоя около 70 км, а суммарная продольная проводимость 5000 См. Подошва астеносферного слоя относительно слабо электропроводна, что дает возрастание сопротивления на периодах $T = 10^4$ с (см. рис. 4). При более длинных периодах кажущееся сопротивление убывает согласно глобальной кривой зондирования.

ГЛУБИННОЕ МАГНИТОВАРИАЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

Магнитовариационное зондирование выполнялось по среднечасовым значениям магнитного поля, зарегистрированного на обсерваториях Южно-Сахалинска (YSS) и Мемамбецу (MMB) в Японии. Анализировались синхронные записи длиной по 1024 ч начиная с 1 января 1973 г. Прежде всего из записей этого поля были удалены суточные составляющие, вычисленные путем осреднения записей за рассматриваемый период. Оставшиеся континуум-спектры исследовались по методике, описанной в [5], т. е. с представлением внешнего поля как однородного, источником которого в диапазоне периодов от 4 ч до 4 сут является кольцевой ток [6]. Для доказательства справедливости представления поля зональной гармоникой P_1^0 в этом частотном диапазоне было проведено сопоставление горизонтальных компонент поля двух близлежащих обсерваторий YSS и MMB. На рис. 5 показаны результаты такого сопоставления в виде отношения H -компонент (a), разностей фаз между ними (b) и их когерентности (c). Видно, что когерентность записей очень высока (более 0,9 на периодах более 10 ч), разность фаз близка к нулю и отношение модулей в пределах указанных достоверных интервалов не противоречит теоретической оценке $1,04 \cdot \sin 56^\circ / \sin 53^\circ$, где величины углов — геомагнитные кошироты обсерваторий MMB и YSS соответственно.

Интерпретация полученных данных проводилась в направлении минимальной когерент-

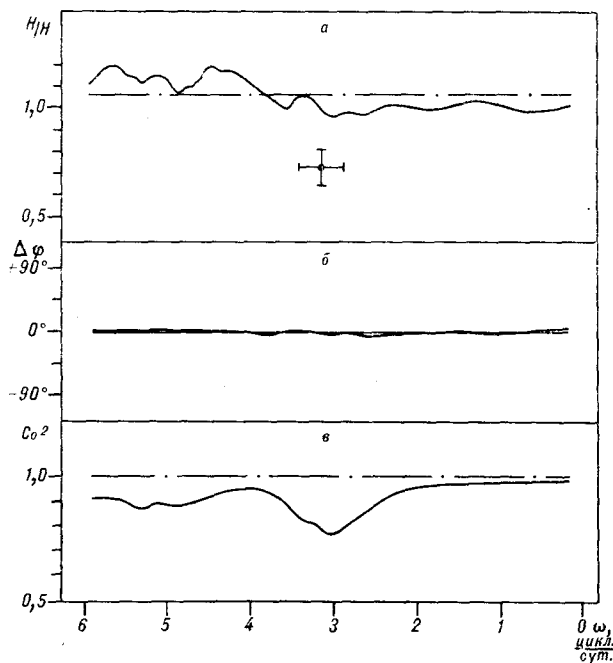


Рис. 5. Проверка модели источника поля P_1 .

a — отношение полных горизонтальных полей двух обсерваторий, b — разность фаз между этими полями, c — когерентность между ними.

ности между H - и D -компонентами поля, которое лежит на 18° восточнее направления измерения H -компоненты поля. В этом направлении интерпретировались лишь магнитные параметры с квадратом когерентности не ниже 0,5. В связи с этим использованы периоды лишь длиннее 10 ч. Полученные значения кажущихся сопротивлений показаны на рис. 4 полными кружочками с 75 %-ми достоверными интервалами. Видно, что данные МВЗ не противоречат результатам МТЗ. В целом полученная кривая согласуется с глобальной, начиная с полусуточного периода.

Авторы благодарны В. М. Никифорову за предоставленную возможность использовать его материалы, а также Б. Е. Мардерфельду за помощь в организации и постановке глубинных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов.— М.: Наука, 1983.
2. Никифоров В. М., Альперович И. М., Ваньян Л. Л. Некоторые особенности кривых магнитотеллурического зондирования на Сахалине и методика их интерпретации // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 5.
3. Семенов В. Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования.— М.: Недра, 1985.
4. Семенов В. Ю., Мартанус Е. Р. Комплексная обра-

- ботка данных глубинного электромагнитного зондирования на о. Сахалин // Геомагнетизм и аэрномия.— 1985.— Т. 25, № 3.
5. Семенов В. Ю., Харин Е. П. Применение метода непрерывных спектров геомагнитного поля для получения кривой кажущихся сопротивлений // Геомагнетизм и аэрномия.— 1985.— Т. 25, № 3.
6. Banks R. Strategies for improved global electromagnetic response estimates // J. Geomag. Geoelect.— 1981.— V 33.

О. С. Комова

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ С ПОМОЩЬЮ ЧИСЛЕННЫХ МЕТОДОВ

Дана методика расчета скоростей и напряжений в среде с переменной вязкостью и плотностью. Приводятся результаты численного моделирования глубинных геодинамических процессов для ряда моделей

В работах [2—4] представлены результаты теоретического моделирования глубинных геодинамических процессов в зоне перехода от континента к океану. При моделировании было принято, что основной причиной напряжений и движений среды являются ее плотностные неоднородности. Вязкость среды считалась постоянной. Рассмотрены варианты с модельным распределением плотности [2], а также варианты с реальными плотностными неоднородностями, полученными путем интерпретации комплекса геофизических данных [3, 4]. Анализ результатов для модели с постоянной вязкостью показал, что собственные плотностные неоднородности геологической среды играют важную роль в ее динамике, однако довольно часто наблюдалось количественное несоответствие величин рассчитанных напряжений и скоростей реальным, полученным независимыми методами. Возможно, это связано с тем, что модель с постоянной вязкостью является довольно гру-

активных континентальных окраин. Показано, что распределение скоростей и напряжений в среде может быть объяснено особенностями строения исследуемой области.

бым реологическим описанием среды. В пределах зоны перехода вязкость меняется на несколько порядков. Это может существенно

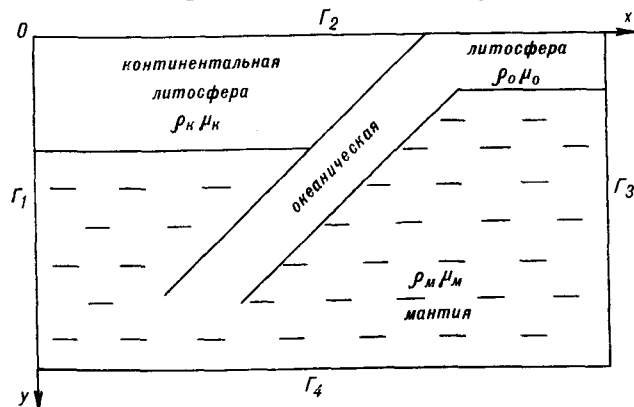
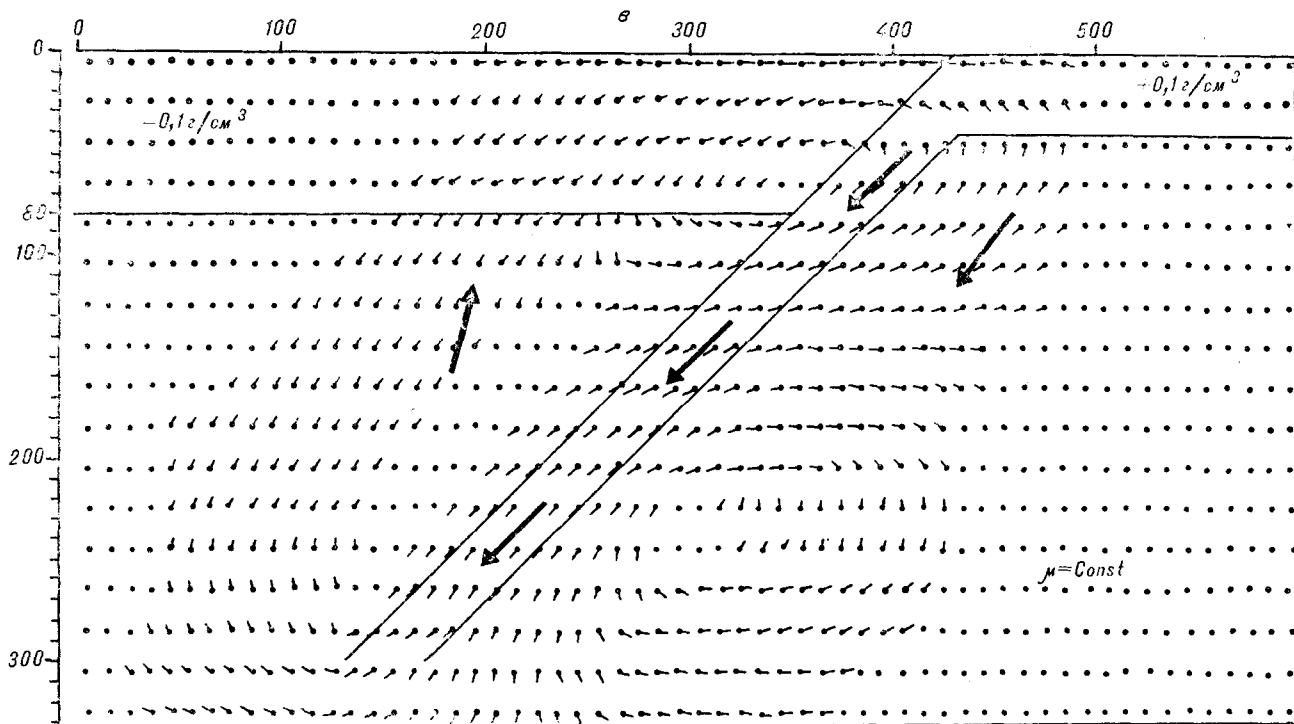


Рис. 1. Схема задачи. Г₁, Г₂, Г₃, Г₄ — границы прямоугольной области. ρ_k, μ_k — плотность и вязкость «континентальной» литосферы; ρ_o, μ_o — то же, «океанического» блока литосферы; ρ_m, μ_m — то же, мантии.



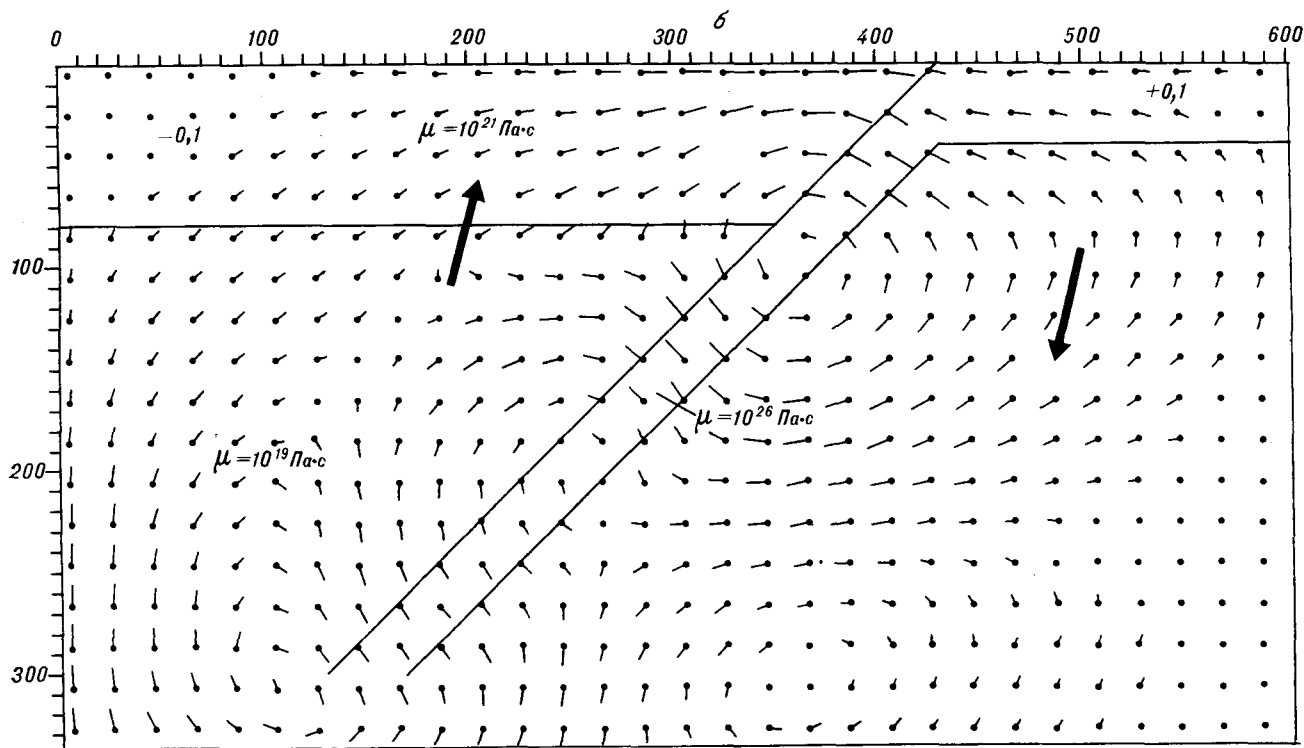
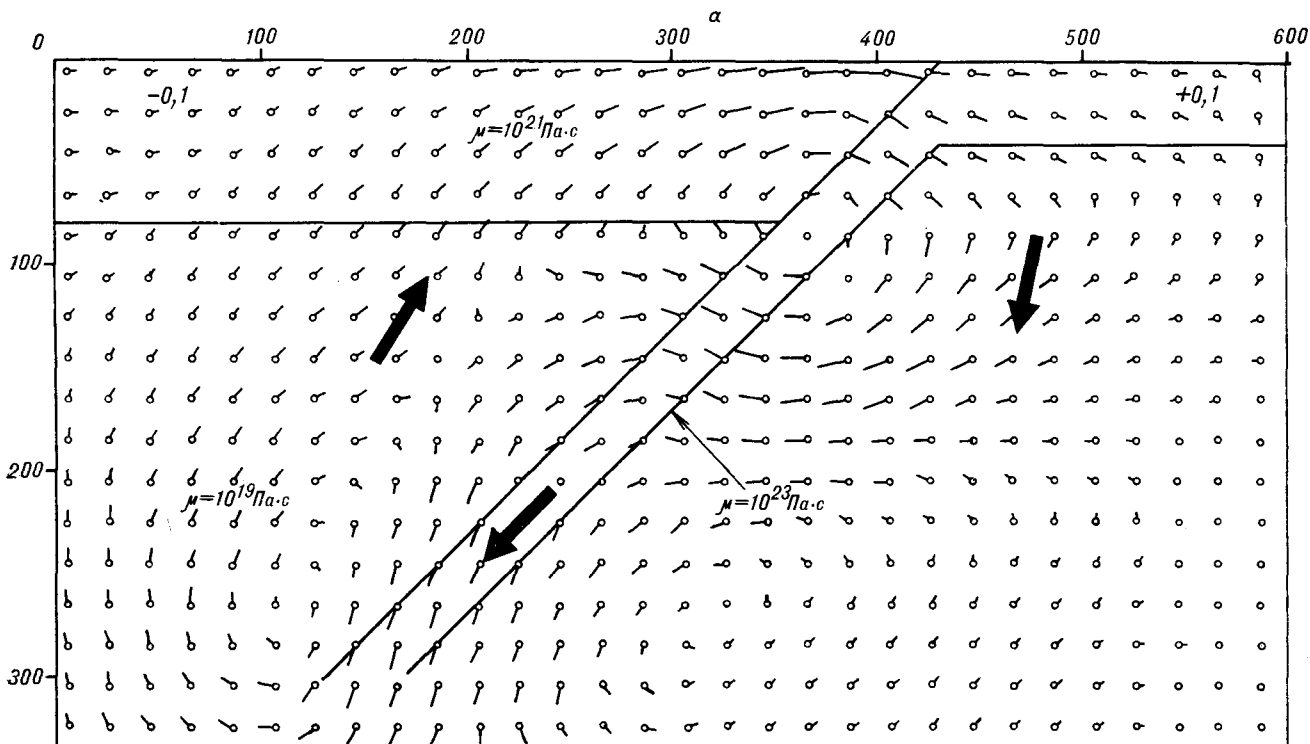


Рис. 2. Распределение скоростей вязкого движения среды в модели с вязкостью «океанического блока»: а — $\mu_0 = 10^{23}$ Па·с; б — $\mu_0 = 10^{26}$ Па·с; в — с постоянной вязкостью $\mu_0 = 10^{21}$ Па·с.

влиять на распределение скоростей движения и напряжений в изучаемой области, а следовательно, и на тектонические выводы, следующие из данной модели.

Для того чтобы полнее учесть свойства реальной среды при моделировании тектонических процессов в зоне перехода была рассмотрена задача о движении среды с переменной

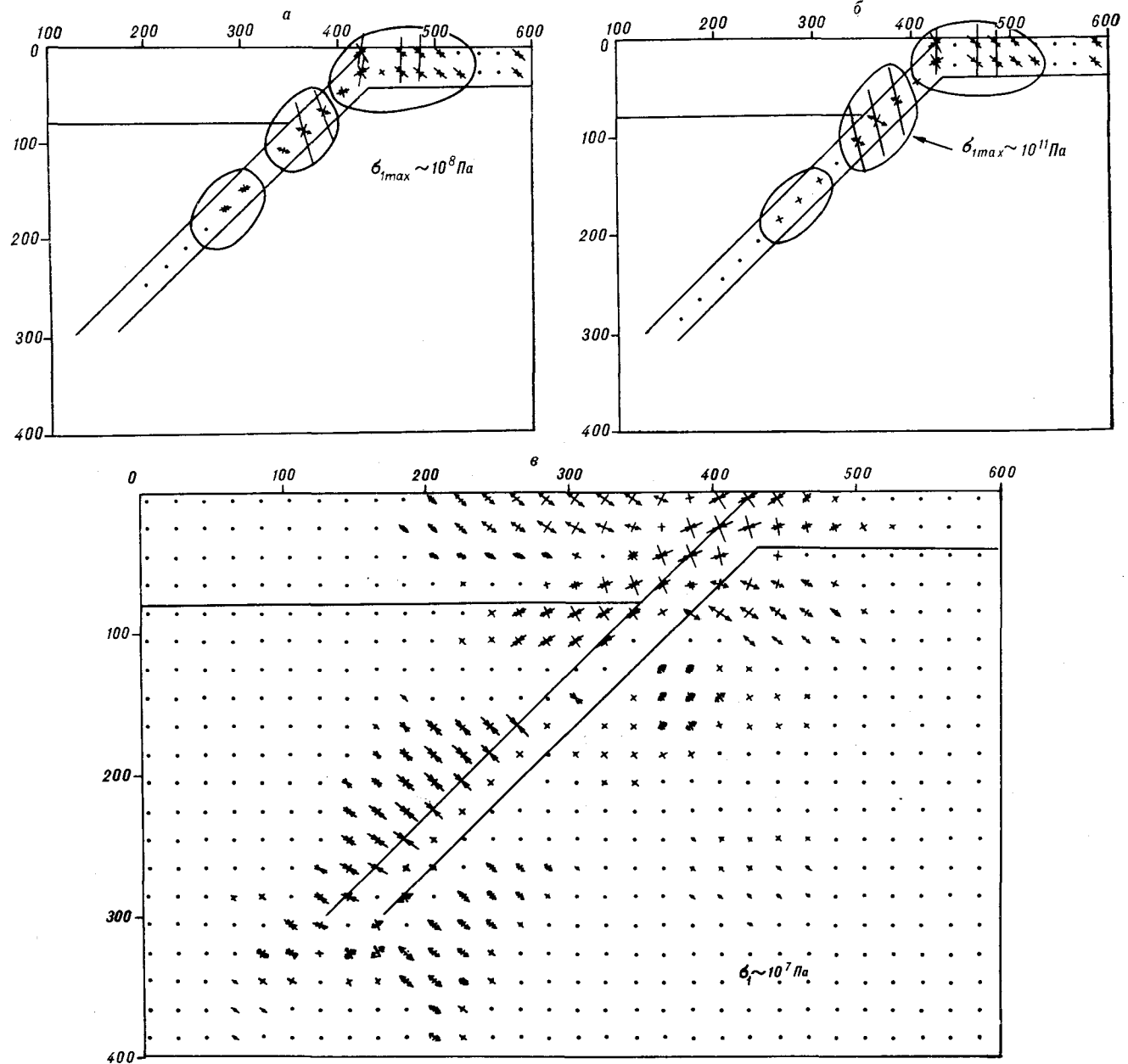


Рис. 3. Величины главных напряжений и направление их осей для моделей с вязкостью: а — $\mu_0 = 10^{23}$ Па·с; б — $\mu_0 = 10^{26}$ Па·с; в — с постоянной вязкостью $\mu_0 = \mu_k = \mu_m = 10^{21}$ Па·с.

вязкостью. Здесь так же, как и в предыдущих исследованиях, полагалось, что источником движений среды являются ее плотностные неоднородности. При постановке задачи допускалось, что распределение вязкости, как и плотности, может быть произвольным. Отсюда следует, что в настоящее время решение такой задачи может быть получено только численными методами с применением современных быстродействующих ЭВМ.

Введем функцию тока S . Скорости и напряжения выражаются через функцию S следую-

щим образом:

$$v_x = \frac{\partial S}{\partial y}, \quad v_y = -\frac{\partial S}{\partial x},$$

$$\sigma_x = 2\mu \frac{\partial^2 S}{\partial x \partial y}, \quad \sigma_y = -2\mu \frac{\partial^2 S}{\partial x \partial y}, \quad \tau_{xy} = \mu \left(\frac{\partial^2 S}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} \right). \quad (1)$$

Тогда условие механического равновесия можно записать в виде обобщенного бигармонического уравнения с правой частью, зависящей от

распределения плотности изучаемой модели:

$$L_1(4\mu L_1 S) + L_2(\mu L_2 S) = K \frac{\partial \rho}{\partial x}, \quad (2)$$

$$K = -\frac{\rho_0 L_0^2}{\mu_0 v_0} \cdot g, \quad L_1 = \frac{\partial^2}{\partial x \partial y}, \quad L_2 = \frac{\partial^2}{\partial y^2} - \frac{\partial^2}{\partial x^2}.$$

Здесь μ — вязкость, $\mu = \mu(x, y)$; ρ — плотность, $\rho = \rho(x, y)$ (ось x направлена горизонтально, ось y — вниз); g — нормальное ускорение силы тяжести; ρ_0, L_0, μ_0, v_0 — характерные значения плотности, пространственного масштаба исследуемой области, вязкости и скорости.

Решение уравнения (1) отыскивалось в прямоугольной области со следующими граничными условиями

$$v_x|_{\Gamma_{1,3}} = 0, \quad v_y|_{\Gamma_{2,4}} = 0, \quad \tau_{xy}|_{\Gamma} = 0, \quad (3)$$

где Γ — контур области, $\Gamma = \Gamma_1 + \Gamma_2 + \Gamma_3 + \Gamma_4$.

Могут быть взяты и другие граничные условия. Более «физичными» по сравнению с указанными, очевидно, будут те, которые позволяют учитывать взаимодействие объема с вмещающей средой.

Для решения задачи на ЭВМ производные в уравнении (2) заменялись конечно-разностными отношениями, а исследуемая непрерывная область заменялась дискретной сеткой.

Значения искомой функции (скорость вязкого движения среды, деформации и напряжения) отыскивались в узлах этой сетки.

Для аппроксимации исходного уравнения (2) применялась 13-точечная схема [7]. Решение алгебраической системы, получаемой в результате дискретной аппроксимации исходной задачи (2), (3), находилось методом прогонки в сочетании с методом переменных направлений.

Для проверки устойчивости и сходимости численной схемы было получено решение модельной задачи о всплывающем шаре. Вязкость вмещающей среды полагалась равной 10^{24} Па·с, плотность шара — $0,1$ г/см³, его радиус — 10 км. Здесь в процессе решения рассчитывалось отношение максимума модуля разности функции тока S двух соседних итераций к максимальному значению функции S из предыдущей итерации. Процесс счета останавливался, если значение невязки становилось меньше некоторого наперед заданного значения R_0 . Обычно принималось $R_0 \approx 0,005$.

На основе разработанного алгоритма получено распределение скорости и напряжений для модельной зоны перехода с различными распределениями вязкости и плотности (рис. 1).

Аномальная плотность «континентального» блока ρ_k полагалась $= -0,1$ г/см³, вязкость $\mu_k = 10^{24}$ Па·с, аномальная плотность мантии $\rho_m = 0,01$ г/см³, вязкость $\mu_m = 10^{19}$ Па·с, аномальная плотность «океанического» блока $\rho_0 = +0,1$ г/см³, вязкость же варьировалась: в

первой модели $\mu_0 = 10^{23}$ Па·с, во второй — $\mu_0 = 10^{26}$ Па·с. При выборе вязкости учитывались результаты работы [9]. Угол наклона погруженной части «океанического» блока взят 45° , что ближе всего к Курило-Камчатскому типу фокальной зоны. Для сравнения была рассчитана третья модель с постоянной на всем разрезе вязкостью, равной 10^{21} Па·с.

Распределение скоростей для указанных моделей показано на рис. 2, а. Здесь видно, что образуется несколько конвективных ячеек, причем центр самой верхней из этих ячеек приходится на область повышенной вязкости. С увеличением вязкости (см. рис. 2, б) эта область не исчезает. Необходимо отметить, что поле скоростей определяется не только распределением вязкости, но также и плотностным строением и граничными условиями.

По найденным значениям скорости в каждом из вариантов рассчитывались величины главных напряжений и ориентация их осей (рис. 3). Анализ напряжений показал, что с увеличением вязкости рассеянные очаги землетрясений группируются в наклонную узкую область — сейсмофокальную зону (см. рис. 3, б).

Наибольшие напряжения наблюдаются в пределах верхних ста километров, главным образом на сочленении «континентального» и «океанического» блоков. На глубинах 100 — 150 км напряжения в океаническом блоке резко уменьшаются. Эта область известна как сейсмическое окно, которое хорошо видно на разрезах Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны [6] (рис. 4). Далее величины напряжений снова возрастают.

Максимальные напряжения для модели с постоянной вязкостью составили 10^7 Па; для модели, в которой вязкость «океанического» блока равнялась 10^{23} Па·с, напряжения равны 10^8 Па, а для модели с вязкостью 10^{26} Па·с — 10^{11} Па. Падение напряжений $\Delta \delta$ в очаге тектонического землетрясения со средней магнитудой 5 — 6 составляет 10^7 — 10^8 Па [5]. Напряжения, полученные для модели с постоянной вязкостью, едва достигают указанных значений $\Delta \delta$. В модели с вязкостью 10^{26} Па·с напряжения оказываются слишком большими, и поэтому средой долго выдерживаться не могут. Очевидно, что более реальные модели с промежуточными значениями вязкости «океанического» блока — 10^{21} Па·с $< \mu < 10^{26}$ Па·с.

Представляет интерес проверить, каким образом механизмы очагов возможных землетрясений, по данным проведенных расчетов, согласуются с наблюдаемыми. В верхней части разреза, до 100 км, как следует из рис. 3, выделяются области растяжения («континентальный» блок) и сжатия («океанический» блок). Такое же распределение напряжений наблюда-

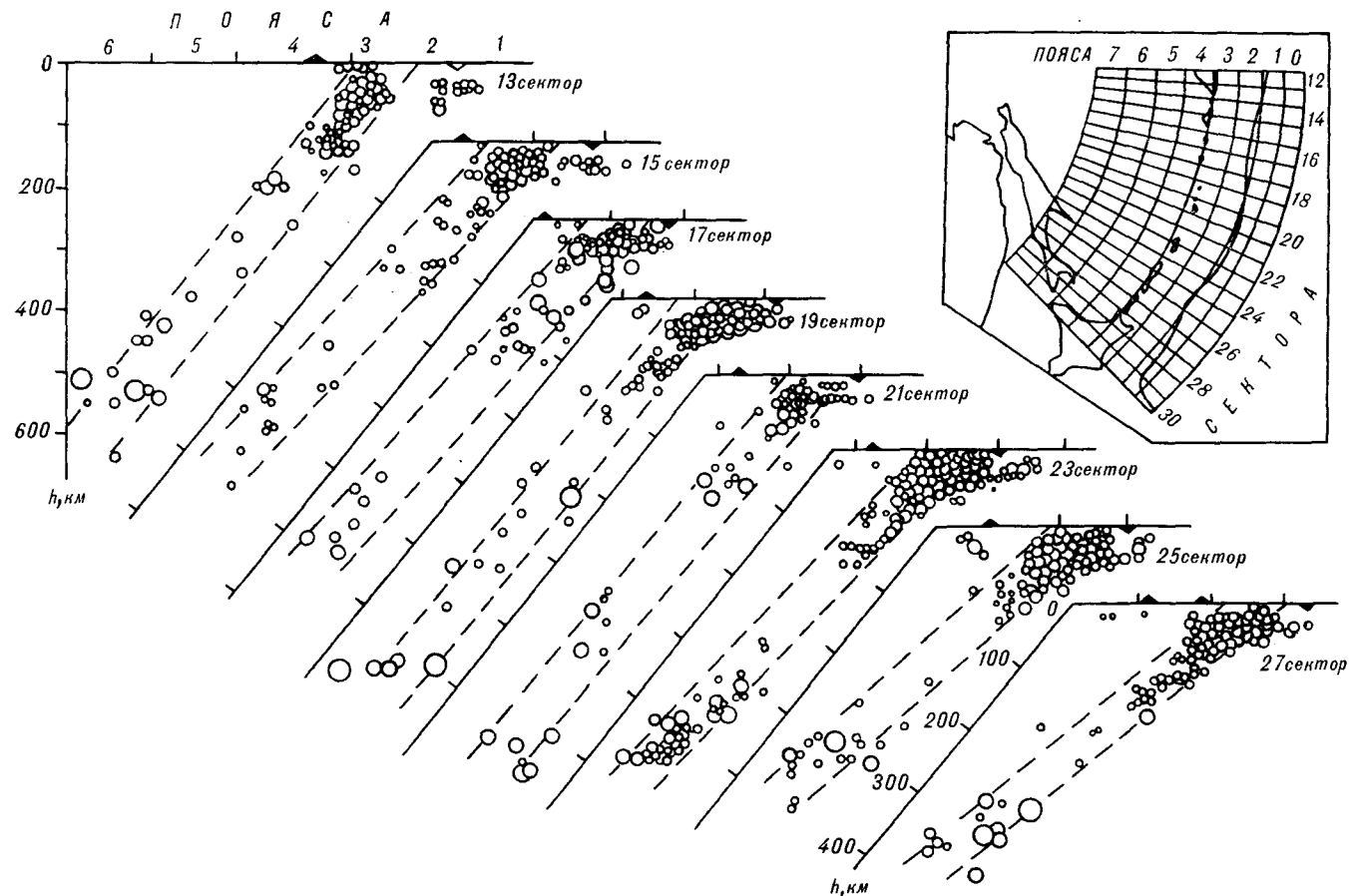


Рис. 4. Вертикальные разрезы Курильской фокальной зоны, ориентированные вкост островной дуги. На врезке приведена схема локальных координат.

ется при решении механизмов очагов землетрясений в Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне. Направление сжатия, полученное из решения теоретической задачи, как и в очагах сильнейших землетрясений активных континентальных окраин, действует в близгоризонтальной плоскости. Из рис. 3, а, б видно, что напряжения в океанической плите группируются в отдельные области, каждая из которых характеризуется одинаковым направлением главных осей. Смена механизмов очагов землетрясений по падению плиты установлена также авторами работ [4, 8]. Положение осей максимальных касательных напряжений, согласующееся с указанными направлениями главных напряжений, должно быть субвертикальным. Л. М. Балакина [1] в результате исследования механизмов очагов Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны отмечает, что наблюдается «...отчетливо выраженное преобладание согласованно и единообразно ориентированных крутых и субвертикальных разрывов» [1]. Максимальные касательные напряжения ориенти-

рованы субвертикально таким образом, что секут островную дугу.

В заключение заметим, что перечисленные закономерности распределения напряжений в районе сейсмофокальной зоны получены в результате решения математической задачи о движениях среды с переменной вязкостью и плотностью. Никакие посторонние силы или причины, способные вызвать напряжения и движения среды, не использовались. Этот результат указывает на то, что некоторые особенности тектонических процессов, протекающих в зоне перехода, могут быть объяснены с учетом внутренних свойств и особенностей самой исследуемой области.

Возможность задавать произвольное распределение вязкости и плотности позволяет изучать динамику глубинных областей, наделенных конкретными реологическими и вещественными свойствами. Можно изучать, например, динамику реологически расслоенной среды, в том числе взаимодействие литосферы и астеносферы, динамику жестких блоковых тел, разделенных маловязкими прослоями (разломами), и другие модели.

1. Балакина Л. М. Механизм очагов промежуточных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны // Физика Земли.— 1981.— № 8.
2. Комова О. С., Маслов Л. А., Туезов И. К. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 3.
3. Маслов Л. А., Косыгин В. Ю., Комова О. С. Изучение глубинных геодинамических процессов в Курило-Камчатской зоне перехода на основе ее плотностных моделей // Там же.— 1988.— № 2.
4. Маслов Л. А., Строев П. А., Комова О. С. Геодинамика Япономорской переходной зоны // Тр. ГАИШ.— 1987.
5. Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии // Избр. труды.— М.: Наука, 1985.
6. Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И. Строение Курильской фокальной зоны // Сейсмическое райопирование Курильских островов, Приморья и Приамурья.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
7. Crough S. T. Isostatic rebound and power-law flow in the asthenosphere // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1977.— V. 50.
8. Isacks B., Molner P. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes // Rev. Geophys. and Space Phys.— 1971.— V. 9, N 1.
9. Vetter U. R., Meisner R. O. Creep in geodynamic processes // Tectonophysics, 1977.— V. 42.

ИТИГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
27 июля 1987 г.

УДК 549.27:552.32(571.6—18)

А. Ф. Тремасов, В. В. Крячко

АССОЦИАЦИЯ ПЛАТИНОВЫХ МИНЕРАЛОВ В ОДНОМ ИЗ ЛЕРЦОЛИТОВЫХ МАССИВОВ (Северо-Восток СССР)

Описаны составы минералов платиновой группы из аллювиальных отложений ручьев, дренирующих гипербазитовый массив, сложенный преимущественно лерцолитами. Изучены составы включений в платиновых минералах, представленных высокохромистыми

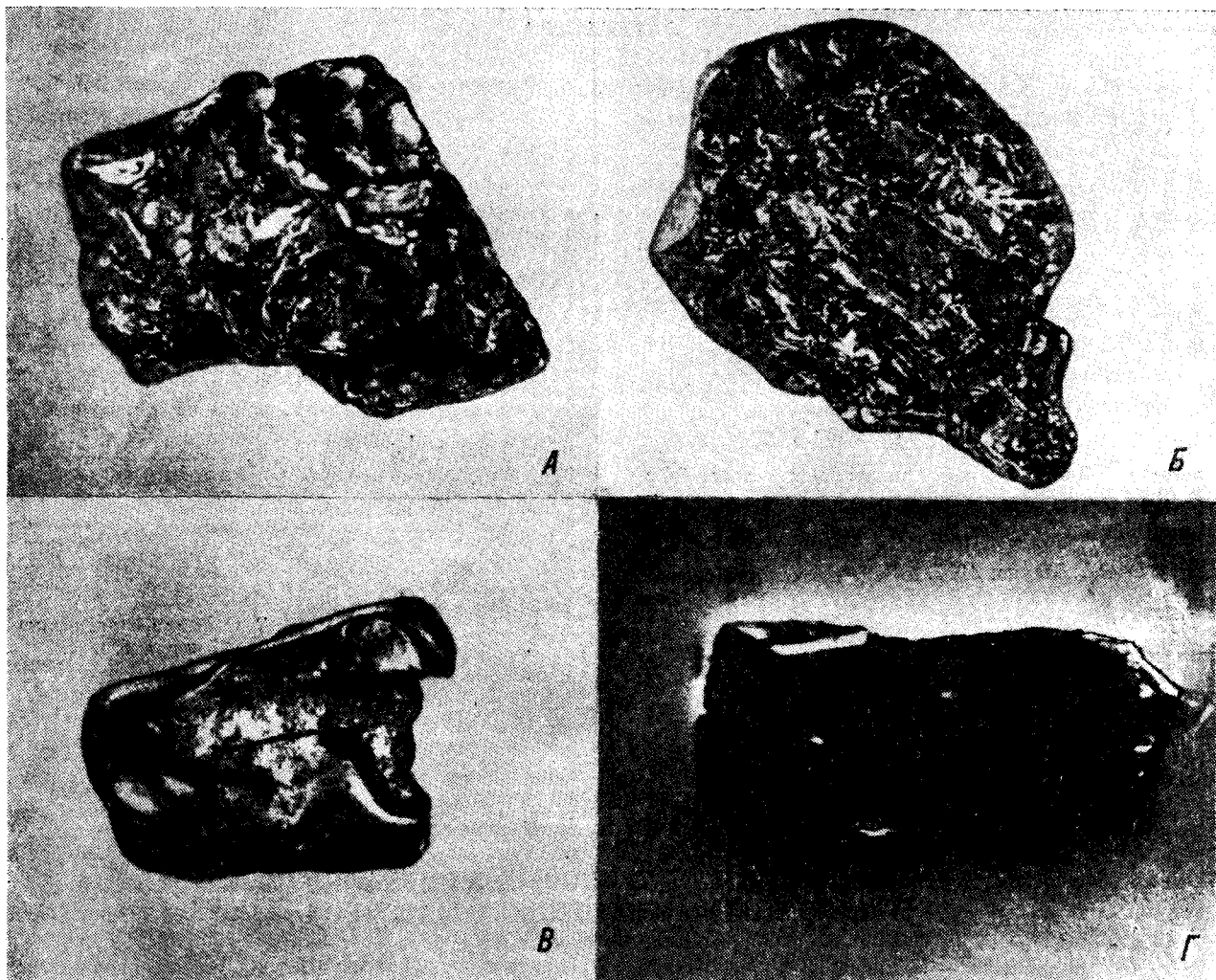
хромшпинелидами и сульфидом никеля. Сделано заключение о некоторой специфичности минеральной ассоциации платиновых металлов для лерцолитового массива в Корякском нагорье.

Минералогические особенности платиновой минерализации для ультраосновных массивов, относимых к дунит-гарцбургитовой (альпино-типной) формации, достаточно широко и подробно освещены как в отечественной, так и в зарубежной литературе [1—3]. Это прежде всего относится к массивам, сложенным преимущественно дунитами и гарцбургитами с незначительной ролью лерцолитов. Для собственно лерцолитовых массивов, которые встречаются гораздо реже, объем такой информации крайне ограничен. При анализе проблемы происхождения ультрамафитов изучение лерцолитов имеет важное значение. В связи с этим предлагаемый материал может иметь глубокий генетический смысл.

В гипербазитовом массиве, с которым связаны проявления платиновых минералов, лерцолиты на современном эрозионном срезе сла-

гают основную часть его площади. В состав массива входят лерцолитовые фации, дуниты, гарцбургиты и вебстериты. Лерцолиты представляют собой плотные темно-зеленые породы с массивной текстурой. Кроме типичных для лерцолитов минералов оливина, орто- и клинопироксена встречаются зерна роговой обманки и плагиоклаза. Из вторичных минералов обычны серпентин, хлорит и амфибол.

Значительных скоплений хромшпинелидов в породах не отмечается, однако рассеянная хромшпинель встречается постоянно. Факт принадлежности платиновых минералов к лерцолитовому массиву не вызывает сомнения, так как обогащенный ими аллювий находится в пределах непосредственного контакта гипербазитов с терригенно-вулканогенными и терригенными образованиями палеозоя и мезозоя (Д—К₂).



A — рутениридосмин с хорошо выраженной скульптировкой и включением (черное) хромшпинелидов (увел. 10); *B* — пластинчатый кристалл самородного осмия (увел. 10); *B* — сростание рутениридосмина с изоферроплатиной (увел. 10); *Г* — идиоморфное выделение осмий-придиосодержащего лаурита в осмириде (увел. 700).

Тяжелая фракция шлиха в аллювии (в порядке убывания) представлена эпидотом, турмалином, цирконом, пиритом, хромшпинелями, единичными и редко встречаемыми диопсидом и киноварью. В ней, кроме золота и платиновых минералов, встречаются крупные кристаллы ($10 \times 8 \times 4$ мм) весом до 1,5–2 г самородного висмута с включением висмута.

Среди платиновых минералов изучались довольно крупные выделения, поэтому приводимые минералогические данные, видимо, не могут полностью характеризовать состав минеральной платиновой ассоциации, присущей лердлитовому типу массивов, а характеризуют наиболее встречаемые и устойчивые платиновые минералы. Последними являются минералы системы твердых растворов Os—Ir—Ru, представленные крупными выделениями с хорошо выраженной скульптировкой (см. рису-

нок, *A*). Цвет большинства из них светло-стально-серый, однако встречаются и серо-голубоватые пластинчатые кристаллы (см. рисунок, *B*) самородного осмия или сростания нескольких минералов (см. рисунок, *B*). Довольно часто на поверхности отмечаются включения хромшпинелидов. Реже встречаются сплавы платины с железом, представленные изоферроплатиной, в которой часто наблюдаются хаотично расположенные удлинённые кристаллы самородного осмия. Выделения изоферроплатины имеют округлые, слегка вытянутые формы. Сульфиды платиновых металлов встречаются лишь в виде включений с хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями (см. рисунок, *Г*) в минералах системы Os—Ir—Ru или изоферроплатине.

Составы платиновых минералов имеют некоторую специфичность (см. таблицу). Преж-

№ п/п	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Cu	Ni	Fe	S	Сумма	Формула
1	91,0	—	1,4	—	1,1	0,5	2,6	0,1	4,2	—	101,1	Pt ₃ Fe
2	87,5	0,8	0,5	—	0,5	0,9	0,5	0,1	8,6	—	97,9	Pt ₃ Fe
3	84,5	1,9	2,1	—	0,6	—	0,7	0,1	8,1	—	98,1	Pt ₃ Fe
4	2,4	67,9	28,2	0,3	0,1	—	0,7	0,3	0,2	—	100,2	Ir, Os
5	1,4	38,5	49,8	8,0	0,4	—	0,5	—	0,1	—	98,7	Os, Ir, Ru
6	0,2	37,6	51,5	8,1	0,3	—	0,3	—	0,1	—	98,1	Os, Ir, Ru
7	—	37,3	57,1	3,4	0,1	—	0,4	—	0,2	—	98,5	Os, Ir, Ru
8	1,8	36,0	40,2	18,7	1,1	—	0,4	0,1	0,1	—	98,3	Os, Ir, Ru
9	3,6	33,0	33,9	26,4	1,5	—	0,3	—	0,2	—	98,8	Os, Ir, Ru
10	—	8,9	67,8	19,7	0,5	—	0,1	—	—	—	97,0	Os, Ru, Ir
11	—	43,3	56,8	0,4	—	—	—	0,6	—	—	101,1	Os, Ir
12	—	70,5	27,1	0,6	0,1	—	—	0,1	0,7	—	99,8	Ir, Os
13	—	3,2	94,4	1,3	0,1	0,1	—	—	—	—	99,2	Os
14	—	3,7	95,2	0,3	—	0,2	0,1	—	—	—	99,6	Os
15	—	2,2	36,3	29,8	0,2	—	—	—	—	31,2	99,8	(Os, Ru, Ir)S ₂
16	—	5,7	30,0	31,1	0,7	—	0,1	—	0,1	33,3	101,1	(Os, Ru, Ir)S ₂
17	—	43,8	—	—	0,2	—	0,5	16,1	13,0	25,2	98,8	(Ir, Ni, Fe)S

де всего это касается минералов системы Os—Ir—Ru. В них наряду с широкими вариациями содержания всех трех компонентов наблюдается преобладание осмия вплоть до самородного осмия (см. таблицу), а также имеются богатые иридием выделения. В то же время по сравнению с аналогичными трехкомпонентными твердыми растворами Os—Ir—Ru, описанными в дунит-гарцбургитовых массивах ультрамафитов (1,2), они несколько обеднены рутением. Изоферроплатина имеет примеси в виде невысоких концентраций Os, Ir, Rh, Ru, в отдельных случаях Cu.

Для сульфидов ряда лаурит-эрликманит характерно присутствие небольших содержаний иридия. Кроме них, в виде включения в минерал системы Os—Ir—Ru встречено небольшое выделение сульфида с составом, отвечающим формуле (Ir, Ni, Fe)S (см. таблицу, анализ. 17), который является, по-видимому, новой фазой.

Кроме платиновых минералов изучены составы хромшпинелидов и сульфидов никеля,

находящихся в платиновых минералах в виде включений. Хромшпинелиды обладают составами, характеризующимися высокими содержаниями окиси хрома (Cr₂O₃—58,18—59,47 мас. %) при небольших колебаниях глинозема (Al₂O₃—11,87—12,14 мас. %) и магнезия (MgO—9,35—10,79 мас. %). Сульфид представлен пентландитом с содержанием платиновых металлов до 1,5 мас. %.

В заключение отметим, что описанная платиновая минерализация наряду с некоторой специфичностью в целом укладывается в рамки платиновой минерализации, характерной для дунит-гарцбургитовых массивов (1,2). Кроме того, необходимо подчеркнуть, что составы хромшпинелидов, включенных в платиновые минералы, характерны скорее всего для дунитовых или гарцбургитовых фаций лерцолитовых массивов, поэтому целесообразно предположить, что платиновые минералы, включающие их, являются принадлежностью этих фаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дистлер В. В., Крячко В. В., Лапугина И. П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпийских гипербазах // Геол. рудн. месторожд.—1986.— № 5.
2. Разин Л. В., Мочалов А. Г. и др. Минералы платиновых металлов в аллювиальных россыпях од-

ного из районов гипербазитовых массивов Корякско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика.—1979.— № 12.

3. Stockman H. W., Hlava P. F. Platinum group Minerals in alpine chromites from Southwestern Oregon // Econ. Geol.—1984.— V. 78.

ХРОНИКА

ТРЕТЬЯ ТИХООКЕАНСКАЯ ШКОЛА ПО МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКЕ И ГЕОХИМИИ

12—17 октября 1987 г. во Владивостоке проводилась III Тихоокеанская школа по морской геологии, геофизике и геохимии. Школа была организована Тихоокеанским океанологическим институтом и бассейновой секцией «Тихий океан» ГИИТ в соответствии с планом школ в области естественных наук на 1987 г., утвержденным Президиумом ДВО АН СССР. Материалы опубликованы в трех сборниках.

Целью проведения школы являлось: повышение квалификации научных работников; совершенствование и координация исследований, установление и расширение научных контактов между различными организациями и учеными; обсуждение актуальных проблем и оперативный обмен новейшей научной и научно-технической информацией по геологии, геофизике, геохимии, методологии изучения и практическому использованию рудных и нерудных полезных ископаемых, технике и технологии ведения геолого-разведочных работ на шельфе, дне и акватории Тихого океана и в зоне перехода континент — океан; изучение и распространение положительного опыта ведения научных и геолого-разведочных работ и внедрение их в теорию и практику академических и производственных организаций; разработка соответствующих рекомендаций и предложений по дальнейшему развитию геолого-геофизических исследований и освоению минеральных ресурсов.

На школу было заявлено около 400 докладов преимущественно из научных и производственных организаций Дальневосточного региона — Владивостока, Хабаровска, Благовещенска, Южно-Сахалинска, Петропавловска-Камчатского, Охи, Магадана и Находки. Широко были представлены академические и отраслевые институты Москвы, Ленинграда, Киева, Одессы, Львова, Калининграда, Риги и других городов.

Всего было заслушано и обсуждено 183 доклада, в том числе 23 доклада на пленарных заседаниях и 160 на заседаниях секций. В работе школы приняло участие 257 чел. от 43 организаций АН СССР, Мингео, Минвуза, Мингазпрома, Минудобрения и других ведомств.

На пленарных заседаниях были заслушаны обобщающие доклады, освещающие проблемы истории развития и образования океанов и морей, островодужных систем и глубоководных желобов, глобальных ослабленных зон литосферы (Г. С. Гвибиденко, Б. И. Васильев, И. К. Пуцин, О. А. Шмидт). Особое внимание уделено проблеме образования базальтов (И. Н. Говоров, Ю. И. Дмитриев), особенностям минералообразования в океане (М. Ф. Сташук), планктонным фораминиферам, состоянию водных экосистем (М. Я. Серова, Л. И. Фотьянова, В. С. Рынков). Обобщающий доклад по сеймостратиграфии был сделан А. Е. Шлезингером.

На секции региональной геологии и тектоники отмечено, что за последние годы получен большой фактический материал по сеймостратиграфии, тектонике, коренным породам глубоководных желобов и

закономерностям распределения рудных и нефтяных месторождений, не подтверждающий механизм субдукции по модели плитотектоники. Обращено внимание на то, что основной объем геолого-геофизических исследований в Тихом океане сосредоточен в его северо-западной части, тогда как изучению других частей уделяется неоправданно меньше внимания.

На секции стратиграфии заслушаны доклады, в которых освещены основные проблемы стратиграфии и палеогеографии мела и кайнозой Дальнего Востока и Тихого океана. Тематика докладов охватила широкий круг вопросов по истории формирования древних экосистем. Важное место занимали сообщения по принципам и методам стратиграфической корреляции на основании изучения различных групп ископаемых (фораминиферы, диатомовые, радиолярии, споры и пыльца, моллюски) и физическими методами, а также проблема стратиграфических переуровней. Было принято решение всемерно поддерживать и развивать комплексный подход при изучении стратиграфических и палеогеографических задач на основе исследования различных групп карбонатного и кремневого планктона, бентоса современных физических методов. Решено для подготовки III межведомственного совещания по стратиграфии Дальнего Востока в 1989 г. провести коллоквиумы по основным группам фауны и флоры для решения спорных вопросов стратиграфии региона.

Секция по магматизму и метаморфизму считает, что главными задачами на ближайшие 5—10 лет должны являться: выделение петрологических провинций с выявлением потенциальной рудоносности магматических комплексов; установление эволюции и специфики магматизма в пределах типовых структур; детальное изучение трансформных разломов как зон выхода наиболее глубоких образований океанической коры — метаморфических пород высокотемпературных фаций и офиолитовых ассоциаций; создание в системе АН СССР и Мингео СССР специальных лабораторных центров для анализа магматических и метаморфических пород океана пренеционными методами (изотопными, масс-спектрометрическими, нейтронно-активационными, рентгенофлуоресцентными и др.).

Секция по геохимии и полезным ископаемым океана привлекла наибольшее количество участников. Подавляющее большинство докладов, заслушанных на секции, несли элементы новизны, некоторые доклады были дискуссионными и вызвали оживленное обсуждение. Обращено внимание на недостаточное экспедиционное и аналитическое обеспечение работ по изучению и освоению минеральных ресурсов океана. Рекомендовано усилить работы по автоматизации гидрохимических измерений и их методологического обоснования.

На подсекции по нефтегазоносности акваторий был рассмотрен широкий круг вопросов по строению и

генерации углеводородов, истории развития нефтегазосных бассейнов дальневосточных морей. В ходе обсуждения докладов сделан ряд конкретных рекомендаций производственными организациями.

На секции по литологии отмечено расширение и углубление исследований по различным направлениям: минералогия, геохимия, гранулометрия, литодинамика, палеогеография, геохронология, районирование дна морей по типам осадков и др. По этим направлениям получен значительный фактический материал, однако, обработка и обобщение его задерживается. Было отмечено, что вопросам геоморфологии, инженерной геологии, охране окружающей среды и техническим средствам уделяется пока недостаточно внимания. Секция считает необходимым усилить работу по изучению влияния инженерной деятельности человека на окружающую среду с целью оценки ее современного состояния, прогнозирования направленности развития инженерно-геологических процессов и выработки рекомендаций по предотвращению отрицательного антропогенного влияния.

Секция «Геофизические поля» обсудила современное состояние и перспективы изучения аномальных полей: геомагнитного, гравитационного, геотермального, а также результаты магнитно-теллурического зондирования, автоматизации сбора и обработки геофизической информации.

На секции по морской сейсморазведке были освещены вопросы строения осадочной толщи океанов и окраинных морей, техники морских сейсмических исследований, отмечены недостатки в методике проведения работ для решения вопросов сейсмостратиграфии. Секция признала целесообразным создать в рамках Научного совета АН СССР по геофизическим методам разведки Дальневосточной межведомственной рабочей группы по сейсмостратиграфии и поручить ТОИ ДВО АН СССР координацию работ этой группы; просить Мингео СССР выделить вновь создаваемому НИО Дальморгеология ассигнования на разработку методических основ сейсмостратиграфии; рекомендовать введение курса «сейсмостратиграфия» для студентов геофизической специальности и геологического факультета ДВПИ.

На заключительном пленарном заседании были подведены итоги и принято решение. Участники школы отметили, что, несмотря на значительные успехи в геологическом изучении Тихого океана и его минеральных ресурсов, эти работы не удовлетворяют современным требованиям ускорения развития народного хозяйства. Слабо осуществляется концентрация усилий на коренных научно-технических проблемах как фундаментального, так и прикладного характера. По-прежнему нет действенной координации и кооперации между институтами АН СССР и организациями других ведомств (Мингео СССР, Мингазпром СССР, Минвуз СССР и др.). Несмотря на то что научно-исследовательский флот ДВО АН СССР пополняется новыми судами, оснащенными современной аппаратурой и оборудованием, для выполнения морских геолого-геофизических работ нет ни одного специализированного судна. Не выполнен также ряд других пунктов решений, принятых на I и II Тихоокеанских школах по морской геологии, геофизике и геохимии.

С целью дальнейшего прогресса в изучении геологического строения и минеральных ресурсов дна

Тихого океана участники школы считают необходимым осуществить следующие мероприятия:

1. Разработать на тринадцатую пятилетку и до 2000 года научную программу «Геология и минеральные ресурсы Тихого океана», предусматривающую площадные комплексные исследования с участием всех заинтересованных организаций. Разработку программы поручить бассейновой секции «Тихий океан» и Океанографической комиссии ДВО АН СССР.

2. Выделить из состава научно-исследовательского флота ДВО АН СССР судно, специализированное для морских геолого-геофизических исследований.

3. Рекомендовать создание временных научных коллективов с целью решения конкретных научных и научно-производственных геолого-геофизических задач.

4. Создать при бассейновой секции «Тихий океан» ГКНТ координационную комиссию «Минеральные ресурсы океана», включить в нее представителей тех организаций АН СССР, Мингео СССР и Минвуза СССР, которые занимаются изучением и освоением минеральных ресурсов океана. Возложить на комиссию решение следующих вопросов: рассмотрение экспедиционных работ, связанных с изучением минеральных ресурсов океана; рассмотрение комплексных программ изучения минеральных ресурсов океана; координация работ междисциплинарных творческих коллективов.

5. Учитывая острую потребность сельского хозяйства в фосфатных удобрениях, считать необходимым резко усилить работы по выявлению и изучению морских месторождений этого сырья, в первую очередь на подводных возвышенностях северной приэкваториальной части Тихого океана.

6. Поддерживать решение комиссии «Геология, геофизика и минеральные ресурсы Тихого океана» бассейновой секции «Тихий океан» и геолого-геофизической секции Океанографической комиссии ДВО АН СССР об издании журнала «Морская геология и геофизика».

7. Просить дирекцию ТОИ ДВО АН СССР опубликовать наиболее важные доклады, сделанные на школе, в виде сборников.

Учитывая большое значение школы в деле повышения квалификации специалистов как научных, так и производственных организаций, занимающихся изучением геологии и минеральных ресурсов дна Тихого океана и его окраинных морей, признаю целесообразным провести IV Тихоокеанскую школу в 1989 г. в г. Владивостоке.

Участники школы побывали в геологическом музее, посетили базу Тихоокеанской морской экспедиции объединения «Приморгеология», где ознакомились с состоянием и перспективой развития геолого-съемочных, поисковых, разведочных и лабораторно-аналитических работ на твердые полезные ископаемые на шельфе Дальневосточных морей, выполняемых Мингео СССР, осмотрели морские суда, высокопроизводительные буровые установки с эжекторными насадками, морские самоходные драги и обогатительный комплекс для извлечения тяжелой фракции из рыхлых отложений. Доклады, сделанные руководителями этой экспедиции Л. Б. Хершбергом и А. А. Рязанцевым, основывались на огромном фактическом материале, имели большой успех и познавательное значение.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСЕЙ

(несоблюдение правил задерживает публикацию статьи)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морей и прилежащих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, в высших учебных заведениях.

3. Объем статьи не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение, подписанное руководителем организации, в которой проводилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимо разрешение.

5. Статья представляется в двух экз., один из них обязательно первый. Рукопись, в том числе приложения, список литературы, должны быть напечатаны на одной стороне листа через два интервала (27 строк на стр. 60 знаков в строке, поля: верхнее 20, правое 10 мм, лента машинки — средней жирности).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание статьи и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами.

Корректурa представляется авторам лишь для контроля, стилистические правка, дополнения, сокращения в ней не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны приводиться в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общеупотребительных, например «и т. д.», «и т. п.», 1 м, 2 кг, не допускаются.

10. Используемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать Международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны. Необходимо соблюдать различие между прописными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (*K* и *k*, *O* и *o*, *C* и *c* и т. д.), подчеркивая двумя черточками прописные буквы снизу, строчные — сверху, а также между буквами, похожими одна на другую (*g* и *q*, *l* и *e* и т. д.). Латинскую букву *I* следует писать как римскую единицу и отличать ее от буквы *J* (йот).

12. Индексы и степени должны быть написаны строго ниже или выше символов, к которым они относятся, и отмечены простым карандашом соответственной дугой () или (). Штрихи, единицы, занятые необходимо четко различать.

13. Греческие буквы следует подчеркивать красным карандашом, готические — синим, рукописные — желтым.

14. Векторы набираются буквами полужирного шрифта, для отличия их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях пометить «п/ж».

15. Цифровые таблицы химических, минералогических и других анализов должны подписываться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

16. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковой нумерацией. В тексте ссылки на литературу даются соответствующей порядковой цифрой в квадратных скобках.

17. Список литературы оформляется в соответствии с ГОСТ 7.1-84 по следующему образцу: *Леонов М. А.* Олистростромы в структуре складчатых областей. — М.: Наука, 1981; *Бурий И. В., Шарикова Н. К.* К стратиграфии триасовых отложений Прибрежной зоны С.-Хотэ-Алия // Новые данные по деталям биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984; *Юшманов Ю. П.* К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разрыву (Приморье) // Тихоокеанская геол. — 1985. — № 1. Если у статьи или книги число авторов не более 4-х то указываются все, если более 4-х — то три и словосочетание «и др.».

18. Иллюстрирование статей возможно лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для выяснения излагаемого материала. Общее количество иллюстраций — не более пяти, вклейки не допускаются.

19. Иллюстрационный материал, выполненный с учетом размера журнальной полосы, прилагается к рукописи в конверте в двух экз., один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими, выполненными на глянцевой фотобумаге.

20. Рисунки необходимо пронумеровать и приложить (в двух экз.) напечатанный через два интервала, список подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи.

21. На чертежах, картах должно быть приведено минимальное, соответствующее тексту количество буквенных и цифровых обозначений, объяснения которых обязательно в подписи к рисунку.

22. Место расположения рисунков и таблиц необходимо указать на полях рукописи.

23. Правка иллюстрационного материала в корректуре не допускается.

24. Для обеспечения качественного перевода журнала просим в ссылках на иностранную литературу указывать полное наименование источника на иностранном языке без произвольных сокращений, а также представлять вместе с рукописью список упомянутых в статье зарубежных геофизических названий и имен иностранных авторов в оригинальном написании в именительном падеже ед. числа; русские географические названия также выносить отдельным списком в именительном падеже ед. числа.

25. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), домашние и служебные адреса и телефоны.

Цена 1 р. 80 к.

(адрес подписчика)

Индекс 70985