

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



3

1984

АКАДЕМИЯ НАУН СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАЙ — ИЮНЬ

НОВОСИБИРСК

№ 3, 1984

СОДЕРЖАНИЕ

И. И. Берсенев, В. Л. Безверхний, Н. Г. Ващенко, М. Т. Горювая, И. В. Цой. Стратиграфия плиоцена Приморского шельфа и склона (Японское море)	3	О. С. Корнев, В. Д. Хомяков, Г. Н. Шереметьева. Магнитная восприимчивость горных пород полуострова Кони (Охотское море)	105
А. И. Свининников, В. Т. Сьедин. Физические свойства пород кайнозойских вулканогенных комплексов дна Японского моря	7	Н. А. Висляных. Сдвиговые дислокации в Уруна-Ольдойском районе (Верхнее Приамурье)	109
А. В. Журавлев. Особенности тектонического режима и складчато-блоковых деформаций в кайнозойских отложениях Охотоморского региона	16	О. С. Комова, Л. А. Маслов, И. Ю. Тузов. Решение прямой трехмерной задачи геомеханики для аномальных плотностных тел (амализ механического состояния зоны сопряжения континент — океан)	110
А. А. Заболотников, В. П. Зиневич, М. К. Иванов. Геология кайнозойских осадочных бассейнов северо-западной части Берингова моря	26	Е. В. Вержбицкий. Измерительные комплексы для геофизических исследований в океане	115
К. С. Шапкин. Структурно-вещественная эволюция земной коры Приамурья в позднем девонии и фанерозое	38	Е. И. Кудрявцева, В. А. Лобнов. Источники состав углерода метана как критерий прогнозирования дифференцированных залежей углеводородов	117
Г. А. Шатков, А. О. Бабаев, В. А. Максимовский, В. В. Пурич. Тафrogenный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности	54	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
С. Е. Апрельков, С. В. Попруженко. Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса	68	Г. М. Влазов. Об условиях рудообразования в океане	121
С. Н. Рычагов. Структурный контроль оруденения в Таловской купольно-кольцевой структуре Корякского нагорья (Камчатка)	74	В. Б. Нейман. О статье Ю. А. Косыгина «Заметки о геотектонических гипотезах: Заметка пятая. Расширяющаяся Земля»	126
Е. М. Белов, С. А. Смыслов, Г. Н. Талова. Антропогенные вулканы Восточной Чукотки	82	Ю. А. Колясников. К проблеме генезиса гипербазитовых брекчий горы Длинной (Камчатка)	128
В. В. Юшманов. Тектономагматические концентрические комплексы Алданского щита. Статья 2. Принципы и методика исследования	87	В. Г. Моисеев, А. П. Сорокин. Новые представления о тектонике Дальнего Востока и прибрежных районов	130

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

К. Ф. Сергеев, М. Л. Красный. Новые данные о строении краевого океанического поднятия Хоккайдо (Тихий океан)	100	Проблема границы девона и карбона на X Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона (12—17 сентября 1983 г., Мадрид)	132
Г. И. Бурый, Е. В. Краснов. Конодонты в рифовых и околорифовых фациях притихоокеанского фанерозоя	103	Совещание по вопросам рудоносности осадочных формаций	133

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск

USSR ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST SCIENCE CENTRE
PACIFIC GEOLOGY

MAY — JUNE

NOVOSIBIRSK

No. 3, 1984

CONTENTS

I. I. Bersenev, V. L. Bezverkhny, N. G. Vashchenkova, M. T. Gorovaya, I. B. Tsoy. Pliocene stratigraphy of Primorsky shelf and slope (the Sea of Japan)	3	O. S. Kornev, V. D. Khomyakov, G. N. Sheremet'eva. Susceptibility of Kony Island mountain rocks (the Sea of Okhotsk)	105
A. I. Svinnikov, V. T. S'edin. Physical properties of Cenozoic volcanogenic complexes rocks of the Sea of Japan floor	7	N. A. Vislavnykh. Strike — slip faults in Uru-sha — Oldoy region (Verkhnee Priamur'e)	108
A. V. Zhuravlev. Peculiarities of tectonic regime and fold — block deformations in Cenozoic deposits of Okhotsk Sea region	16	O. S. Komova, L. A. Maslov, I. K. Tuezov. The solution of three — dimensional geomechanic problem for anomalous density bodies (the mechanic stage analysis of transition zone continent — ocean)	110
A. A. Zabolotnikov, V. P. Zinkevich, M. K. Ivanov. Cenozoic sedimentary basins geology of the Bering Sea north — west	26	E. V. Verzhbitsky. Measuring complexes for geophysical investigations in ocean	115
K. S. Shashkin. Tectono-stratigraphic evolution of the Priamur'e Earth's crust in Late Precambrian and Phanerozoey	38	E. I. Kudryavtseva, V. A. Lobkov. Methane carbon isotopic composition as a criterion for hydrocarbon differentiated deposits prospecting	117
G. A. Shatkov, A. O. Babaev, V. A. Maksimovsky, V. V. Puring. Taphrogenic complex of Amur — Zeya depression and prospectives of its orecontent	54	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
S. E. Aprelkov, S. V. Popruzhenko. Deep structure features of Eastern Kamchatka volcanic belt	68	G. M. Vlasov. On conditions of ore formation in ocean	121
S. N. Rychagov. Structural control of mineralization in Talovsk dome — ring structure of Koryak Upland (Kamchatka)	74	V. B. Neiman. On the paper after Yu. A. Kosygin "Notes on geotectonic hypotheses. The fifth note. An expanding Earth"	126
E. M. Belov, S. A. Smyslov, G. N. Talova. Anthropogenic volcanoes of Eastern Chukotka	82	Yu. A. Kolyasnikov. To the problem of genesis of Mountain Dlinnaya ultrabasite breccia (Kamchatka)	128
V. V. Yushmanov. Tectonomagmatic concentric complexes of Aldan shield. The 2-nd paper. Principles and methods of investigation	87	V. G. Moiseenko, A. P. Sorokin. New ideas on the tectonics of the Far East and adjacent areas	130
<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>			
K. F. Sergeev, M. L. Krasny. New data on the structure of marginal ocean Hokkaido Uplift (Pacific Ocean)	100	<i>CHRONICLES</i>	
G. I. Buriy, E. V. Krasnov. Conodonts in reef and near reef facies of Peripacific Phanerozoey	103	Problem of Devon and Carbon border — line at the X International Congress on Carbon stratigraphy and geology (12 — 17 September, Madrid)	132
		Meeting on ore content of sedimentary formation	133

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

"NAUKA"
SIBERIAN BRUNCH
Novosibirsk

УДК 551.728+550.854(265.54)

И. И. Берснев, В. Л. Безверхний,
Н. Г. Ващенко, М. Т. Горовая, И. Б. Цой

СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕНА ПРИМОРСКОГО ШЕЛЬФА И СКЛОНА (Японское море)*

На основе сопоставления геологических и сейсмоакустических данных проведено расчленение неогеновой части осадочного чехла. Выделена плиоценовая гамовская свита. Описаны состав пород и содержащиеся в них комплексы флоры и фауны. На основе анализа

Плиоценовые отложения Приморской материковой ступени представлены в основном гамовской свитой ($N_1^2 - N_2^2$). Лишь самая верхняя их часть отнесена к эоплейстоцену (см. рисунок). Подобно валентиновской, гамовская свита полого погружается в сторону открытого моря. Углы падения на шельфе обычно не превышают первые десятки минут, на склоне — первые градусы. На внутреннем шельфе плиоценовые отложения залегают на докайнозойском фундаменте, мористее (на внешнем шельфе) — со стратиграфическим или локальным угловым несогласием на валентиновской свите. На материковом склоне и местами на внешнем шельфе свита залегают на подстилающих отложениях чехла согласно. Мощность свиты увеличивается к бровке шельфа, где достигает 300 м. Зона максимальных мощностей разделена на отдельные звенья изголовьями каньонов. Выявленные дизъюнктивные дислокации представлены в основном сбросами, пликативные — пологими складками облекания, уплотнения и надразломными флексурами [4, 7]. В нижней части склона установлены гравитационные складки.

В основании свиты залегают маломощный базальный горизонт грубообломочных пород — конгломератов, гравелитов и песчаников с рассеянной галькой [7]. Галька конгломератов, поднятых на полигоне 4, представлена разнообразными докайнозойскими породами, распространенными на побережье. Цементом служит песчаный материал со значительным содержанием пирокластических частиц. На долиго-

литолого-фациальных изменений вертикального разреза чехла внешнего шельфа и склона, мощности, переывов и несогласий выявлены особенности развития Приморской материковой ступени в плиоценовое время.

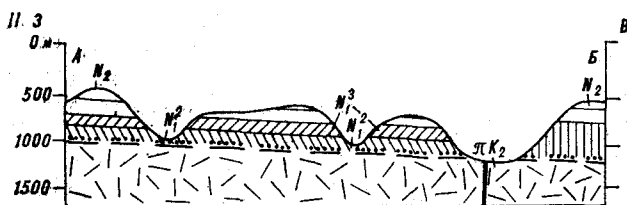
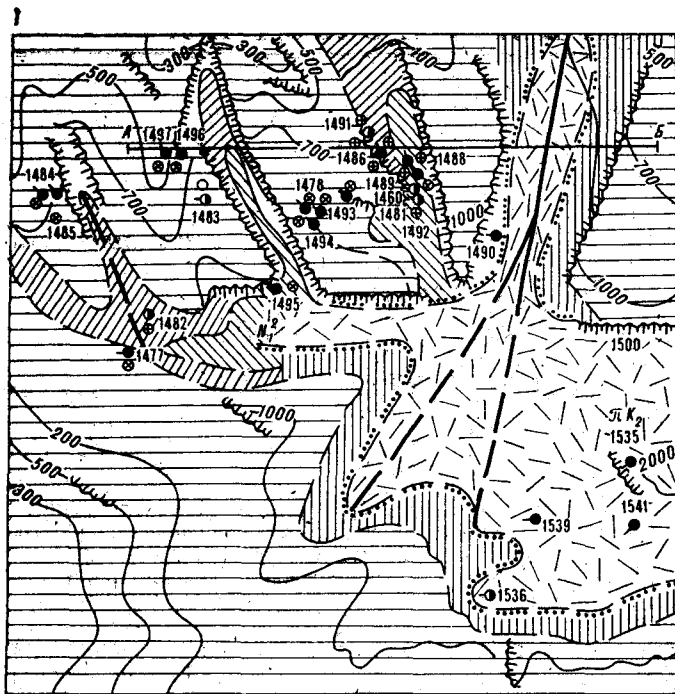
нах 3, 10, 11 и 22 подняты мелкогалечные, гравелистые конгломераты. Галька представлена эффузивами кислого состава, кремнями, ороговикованными алевролитами и песчаниками. Цемент песчано-известковый. На полигоне 3 и в других районах обнаружены конгломераты, в составе которых преобладает галька пород миоценового возраста.

В составе гамовской свиты по сравнению с валентиновской большую роль играют грубообломочные породы (песчаники, иногда с гравием и галькой); все разности пород имеют повышенное содержание пирокластического материала, вплоть до перехода в туффиты; возрастает количество прослоев и линз слаболигифицированных мергелей, мергелистых и известковых стяжений и песчаных известняков; «диатомиты»* обычно содержат значительные (до 25%) примеси терригенного и пирокластического материала. В нижней части разреза свиты преобладают терригенные и туфогенно-терригенные породы, в верхней — различные типы «диатомитов», и возрастает роль карбонатных отложений [6, 7].

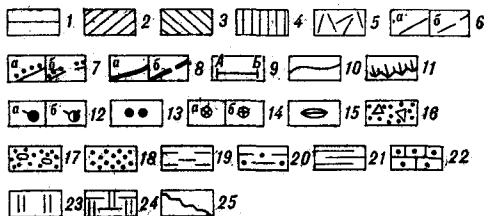
В разных типах пород нижней части свиты полигонов 1, 2, 7 — 10, 22 обнаружен комплекс диатомей, отличающийся отсутствием типичных миоценовых видов. Здесь доминируют *Denticulopsis kamtschatica* (Zabelinae) Simonsen, *Thalassiosira zabelinae* Jousè, развиты преимущественно виды рода *Thalassiosira*. Встречены: *Actinocyclus divisus* (Grun.) Hust., *A. ochotensis* Jousè, *Coscinodiscus pustulatus* Mann, *C. temperei* Brun, *Cosmiodiscus intersectus* Jousè, *Rhizosolenia barboi* Brun. Единичны Bactero-

* Настоящая статья является продолжением статьи «Стратиграфия миоцена Приморского шельфа и склона (Японское море)». — Тихоокеанская геол., № 2, 1984.

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



Группа, система	Отдел	Подотдел	Голыя свита	Подсвияг	Индекс	Литогеологические особенности		Мощность, м
						шельф	склон	
Н е о г е н о в а я	Верхний	палеоценовый и средний	гамовская свита	верхняя	N_2^3	II	II	20-30
					N_1^{2-2}	II	II	~200
	средний	нижняя	вельтинская	верхняя	N_1^3	II	II	150-200
					N_1^2	II	II	150-200
Мезо-кайнозойская					MZ	II	II	



Фрагмент геологической карты полигона 10 (I) и схематический геологический разрез по линии АВ (II); схематическая стратиграфическая колонка (III).

1 — палеоцено неразделенный, гамовская свита N_2 , 2—4 — миоцен: 2 — верхний подотдел N_1^3 , 3 — средний подотдел N_1^2 , 4 — верхний и средний подотделы неразделенные N_1^{2-3} , 5 — верхнемеловые вулканиты πK_2 , 6 — стратиграфически согласные границы: а — установленные, б — предполагаемые, 7 — границы несогласного залегания: а — установленные, б — предполагаемые, 8 — тектонические границы: а — установленные, б — предполагаемые, 9 — линия геологического разреза, 10 — изобаты, 11 — обрывы, 12 — станции драгирования: а — из обнажений, б — из свалов, 13 — палеожилища, 14 — диатомы: а — из обнажений, б — из свалов, 15 — карбонатные конкреции, 16 — брекчи с песком, 17 — галечники с песчаным заполнителем, 18 — песчаники, 19 — алевролиты, 20 — алевроитовые песчаники и песчаные алевролиты, 21 — аргиллиты, 22 — песчаные известняки, 23 — диатомиты, 24 — песчано-алеаритовые диатомиты, 25 — перерыв в осадконакоплении.

sira fragilis Gran., *Melosira albicans* Sheshuk. Эти данные позволяют сопоставлять указанный комплекс с раннеплиоценовой частью зоны *Denticulopsis kamtschatica*, что подтверждается результатами исследования моллюсков, собранных в известняках со ст. 1060, 1068 полигона 22: *Anadara* (*Anadara*) cf. *trilineata* Conrad, *Glycymeris* sp. indet., *Gl. yessoensis* Grew., *Cyclocardia* sp., *Clinocardium* (*keenocardia*) sp. indet., *Mulinia densata* Conrad, *Fortipecten* (cf. *F. takahashii* Yok.), *Macoma* sp., *M. cf. calceata* Chemn., *M. incongrua* (Martens), *Natica* sp. По мнению В. О. Савицкого, приведенная фауна указывает на раннеплиоценовый возраст вмещающих отложений [7].

В палинокомплексе этой части разреза, изученном в образцах полигонов 2, 3, 11, доминируют покрытосеменные растения (более

60%), среди них широколиственные сем. *Fagaceae* (в основном *Fagus* sp., реже *Quercus* sp., единично *Castanea*). Меньшее распространение имеют представители сем. *Juglandaceae* (*Juglans* sp., *Carya* sp.), *Ulmus*, сем. *Betulaceae* (*Betula* sp., *Alnus* sp.). Среди голосеменных много *Picea* sp., меньше *Pinus* sp., *Tsuga* sp., сем. *Taxodiaceae*. Палинокомплекс имеет общие доминанты с нижнеплиоценовыми палинокомплексами, выделенными из нижней под-свиты суйфунской свиты в районе бухты Перевозная [4].

В средней части свиты установлен диатомовый комплекс, характеризующийся высокой численностью *Thalassiosira gravida* cf. *fossilis* Jousé, появлением спорков *Denticulopsis seminiae* (Sim. et Kam.), *Simonsen*, *Rhizosolenia curvirostris* Jousé, увеличением численности

Melosira albicans Sheshuk., *Bacterosira fragilis* Gran. Спорадически встречаются створки *Denticulopsis kamtschatica* (Zabelinae) Simonsen, *D. seminae* var. *fossilis* (Sim. et Kan.) Simonsen. Так же, как и в предыдущем комплексе, разнообразны представители рода *Thalassiosira*. Их видовой состав почти не изменился. Данный комплекс условно сопоставляется с зонами *Denticulopsis kamtschatica* — *D. seminae* v. *fossilis* и *D. seminae* v. *fossilis*, соответствующих плиоцену.

В этих же образцах полигонов 10, 11 изучен палинокомплекс, характеризующийся преобладанием голосеменных растений (до 80%), представленных умеренно теплолюбивыми *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Pinus* sp. Встречается пыльца *Abies* sp., реже *Larix* sp. Довольно часто и в значительных количествах отмечена пыльца сем. *Taxodiaceae*. Среди покрытосеменных доминируют мелколиственные из сем. *Betulaceae* (в основном *Betula* sp., реже *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp.). Отмечены *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Ulmus* sp., редко — *Acer* sp., *Tilia* sp. Травянистых растений очень мало.

Палинофлора отражает лесной тип растительности, в котором преобладали умеренно теплолюбивые хвойные и мелколиственные растения с незначительной примесью широколиственных. Палинокомплекс по доминирующим таксонам сопоставляется с палинокомплексом суйфунской свиты [8].

Эоплейстоценовые (?) отложения обнаружены в верхней части материкового подножия, в верхней части долины Гамова, в ее днище (полигон 2) и на верхних частях склонов подводных долин на полигонах 1, 5, 6. В первом случае, по данным НСП, они залегают согласно на толще неогена, во втором — выполняют дно древней долины, прорезающей неогеновые отложения до подошвы, в третьем — условия их залегания не установлены. Они представлены эоболитифицированными и плохо сортированными песчано-алевритовыми диатомитами. Вероятно, они образовались преимущественно в результате размыва и переотложения пород валентиновской и гамовской свит. Их мощность не превышает первых десятков метров.

В образцах, отобранных на полигонах 1, 3, 5, 6, Л. М. Долматова [2] обнаружили следующий комплекс диатомей: *Thalassiosira antiqua* (Grun.) A. Cl., *T. excentrica* (Ehr.) Cl., *T. nor-*

denskioldii Cl., *T. gravida* f. *fossilis* Jousè, *T. gravida* Cl., *T. hyalina* (Grun.) Grun., *Rhizosolenia curvirostris* Jousè, *Melosira albicans* Sheshuk., *Bacterosira fragilis* Gran., *Actinocyclus oculatus* Jousè. Для него характерно большое количество (до 30%) бентических видов родов *Cocconeis*, *Diploneis*, *Navicula*, *Trachineis*. По мнению Л. М. Долматовой, данный комплекс сходен с комплексом диатомей ольховской свиты Камчатки и сопоставим с эоплейстоценовой зоной *Actinocyclus oculatus*.

Для установления особенностей развития приморской материковой ступени в плиоцене использован анализ литолого-фациальных изменений вертикального разреза внешнего шельфа, перерывов и несогласий, а также анализ мощности осадочных толщ.

В конце миоцена имела место активная фаза сводового воздымания Сихотэ-Алиня. Размывалась большая часть побережья, а также фундамент и миоценовый осадочный чехол, вовлеченные в поднятие части шельфа. В плиоцене на побережье изливались базальты и андезито-базальты шуфанской свиты. На внешнем шельфе и склоне в условиях возобновившегося погружения накапливались преимущественно грубообломочные отложения с высоким содержанием пирокластических частиц и прослоями известняков. За исключением локальных блоковых опусканий, с которыми связаны местные угловые и азимутальные несогласия, фундамент шельфа вел себя как единое целое. При общем тектоническом перекосе мористые края более широких блоков опускались глубже, создавая большее пространство возможного осадконакопления. Плиоценовые и миоценовые отложения сформированы в едином структурном плане, что свидетельствует против выводов Р. Б. Крайнера и Г. С. Данилиной [5] о принципиальной структурной перестройке бассейна седиментации на рубеже плиоцена и миоцена.

В конце плиоцена или начале четвертичного времени имела место новая фаза сводового воздымания Сихотэ-Алиня [3]. Интенсивному эрозионному расчленению побережья в это время способствовала гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана [9]. На внутреннем шельфе размывались плиоценовые, а на крайнем северо-востоке района — и миоценовые отложения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безвертний В. Л., Соловьян Н. А. Разрывные нарушения в кайнозойских отложениях на шельфе и материковом склоне Японского моря у берегов Юго-Восточного Приморья. — В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части

- Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
2. Долматова Л. М. Диатомовая флора позднего кайнозоя Камчатки и ее стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1980.
3. Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайно-

- зойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток: Дальневосточное кн. изд-во, 1965.
4. *Короткий А. М., Караулова Л. П., Троицкая Т. С.* Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: Наука, 1980.
 5. *Крапивнер Р. Б., Данилина Г. С.* Новые данные о строении и истории развития шельфа и материкового склона Японского моря в районе Южного Приморья.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 3.
 6. *Пуцин И. К., Берсенева И. И. и др.* Неогеновые отложения материкового склона Приморья.— В кн.: Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
 7. *Пуцин И. К., Болдырева В. П. и др.* Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений материкового склона у побережья Приморья.— В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 8. *Устиновский Ю. Б., Хан Дон Сик и др.* Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений.— В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М.: Наука, 1966.
 9. *Флинт Р. Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: ИЛ, 1963.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
1 августа 1983 г.

А. И. Свиницников, В. Т. Сьедин

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Изложены результаты лабораторных измерений скорости распространения продольных волн, плотности, удельного веса и пористости в вулканических породах дна Японского моря. Описана связь этих характеристик с петрохимическими, текстурными, структурными особенностями и возрастом пород. Вариация скорости определяется главным образом пористостью пород. Установлена зависимость скорости от плотности и получено уравнение регрессии: $V_p = 1,856\rho^2 - 5,82\rho + 7,51$. Выделены два типа вулканитов, слагающие гетерогенные морфоструктуры. Высокопористые пиллоу-лавы трахибазальтовой серии, формирующие подводные горы глубоководных котловин, характеризуются пористостью до 41% и низкими скоростями — 3,5—4,5 км/с. Вулканиты базальт-андезит-липаритовой серии, принимаю-

щие участие в строении возвышенностей с субматериковой корой, обычно массивные с пористостью, редко превышающей 7%. Скорость звука в них наиболее часто имеет значение в интервале 5,0—5,5 км/с. На основании полученного материала и сопоставления его с результатами сейсмических работ предложена геологическая интерпретация «переходного» слоя коры Японского моря. Верхняя часть слоя, характеризующаяся сейсмическими скоростями 3,5—3,7 км/с и развитая главным образом в глубоководных котловинах, может состоять из пористых базальтов трахибазальтовой серии. В составе слоя со скоростью 5,2—5,6 км/с существенную роль могут играть вулканиты базальт-андезит-липаритовой серии, распространенные на структурах с субматериковой корой.

В Японском море установлено широкое распространение вулканогенных пород, принимающих участие в строении гетерогенных морфоструктур (рис. 1). В обобщенной модели земной коры, составленной Б. Я. Карпом [6], выделяются три основных слоя: осадочный (слой 1), «переходный» (слой 2 или «промежуточный»), являющийся акустическим фундаментом, и океанический или «базальтовый» (слой 3). Наблюдаются различия в мощности и строении «переходного» слоя возвышенностей с корой субматерикового типа и «переходного» слоя коры глубоководных котловин. Так, для возвышенностей Ямато, Кита-Оки, Восточно-Корейской установлено наличие двух толщ в слое с сейсмическими скоростями от 4,7 до 5,5 км/с в верхней части и от 5,6 до 6,2 км/с в нижней. По скорости толщи близки сейсмическим слоям Хутса и Юинга [24] 2В (5,2 км/с) и 2С (6,1 км/с). «Переходный» слой глубоководных котловин состоит из двух-трех толщ общей мощностью 1,8—3,0 км, скорость в которых увеличивается с глубиной от 3,5 до 5,9 км/с. Людвиг и др. [27] выделяет в нем тонкую верхнюю часть со скоростью 3,5 км/с (слой 2А) и более мощную нижнюю, имеющую скорость 5,8 км/с. В некоторых районах встречается слой со скоростью 4,5 км/с. Присутствие слоя 2А является особенностью коры глубоководных котловин. Он как бы заполняет

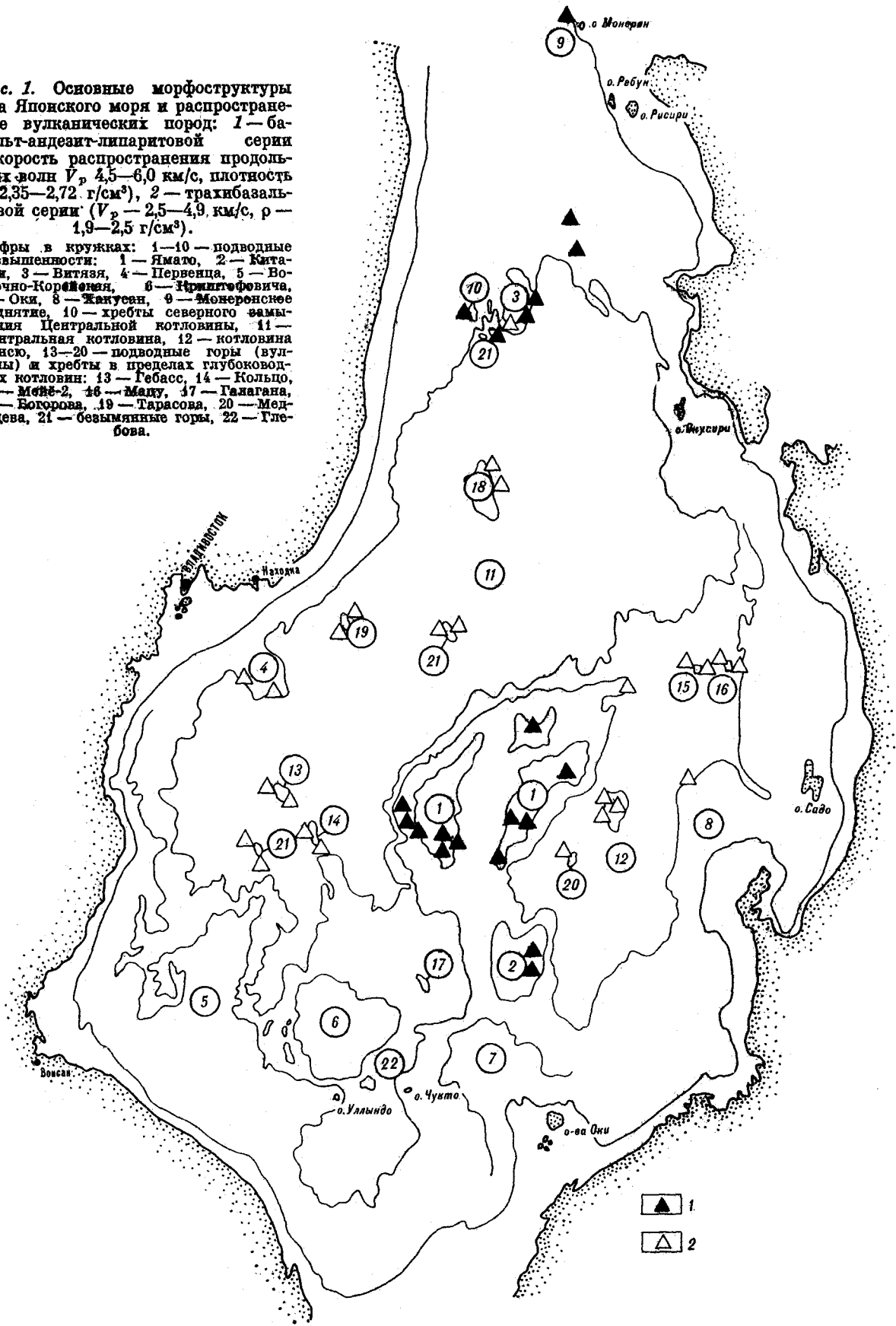
неровности подстилающей поверхности, имеющей расчлененный рельеф. Верхняя граница слоя, обычно ровная, воздымается вблизи подводных гор глубоководной котловины и обнажается на их склонах. Наблюдается утонение слоя вблизи структур с субматериковым типом коры и полное его исчезновение либо эпизодическое распространение в пределах этих возвышенностей. Там, где слой со скоростью 3,5 км/с очень тонкий или совсем отсутствует, поверхность акустического фундамента неровная, а сам фундамент представлен толщей со скоростью 5,8 км/с.

Наличие слоя 2А (со скоростью 3,5—3,7 км/с) отмечено во многих районах океанов и окраинных морей. Бурением установлено присутствие в его составе вулканических пород. Важность геологической интерпретации этого слоя обусловлена тем, что, как считают некоторые авторы [24, 34], вытянутые низкоскоростные зоны в нем приурочены к осям спрединга, вдоль которых происходит излияние пористых пиллоу-лав и образование новой коры. Увеличение скорости в слое, наблюдаемое с удалением от оси, как полагают, связано с диагенетическими процессами, включающими «заживление» трещин в базальтах и уплотнение осадков [23, 34, 36].

Авторами проведены измерения скорости продольных упругих колебаний (скорости звука)

Рис. 1. Основные морфоструктуры дна Японского моря и распространение вулканических пород: 1 — базальт-андезит-липаритовой серии (скорость распространения продольных волн V_p 4,5—6,0 км/с, плотность ρ 2,35—2,72 г/см³), 2 — трахибазальтовой серии (V_p 2,5—4,9 км/с, ρ 1,9—2,5 г/см³).

Цифры в кружках: 1—10 — подводные возвышенности: 1 — Ямато, 2 — Кита-Оки, 3 — Витязя, 4 — Первенца, 5 — Восточно-Корейская, 6 — Фридриховича, 7 — Оки, 8 — Жакусан, 9 — Монееренское поднятие, 10 — хребты северного замыкания Центральной котловины, 11 — Центральная котловина, 12 — котловина Хонсю, 13—20 — подводные горы (вулканы) и хребты в пределах глубоководных котловин: 13 — Гебасс, 14 — Кольцо, 15 — Мейсэ-2, 16 — Ману, 17 — Галагана, 18 — Богорова, 19 — Тарасова, 20 — Медведева, 21 — безымянные горы, 22 — Глебова.



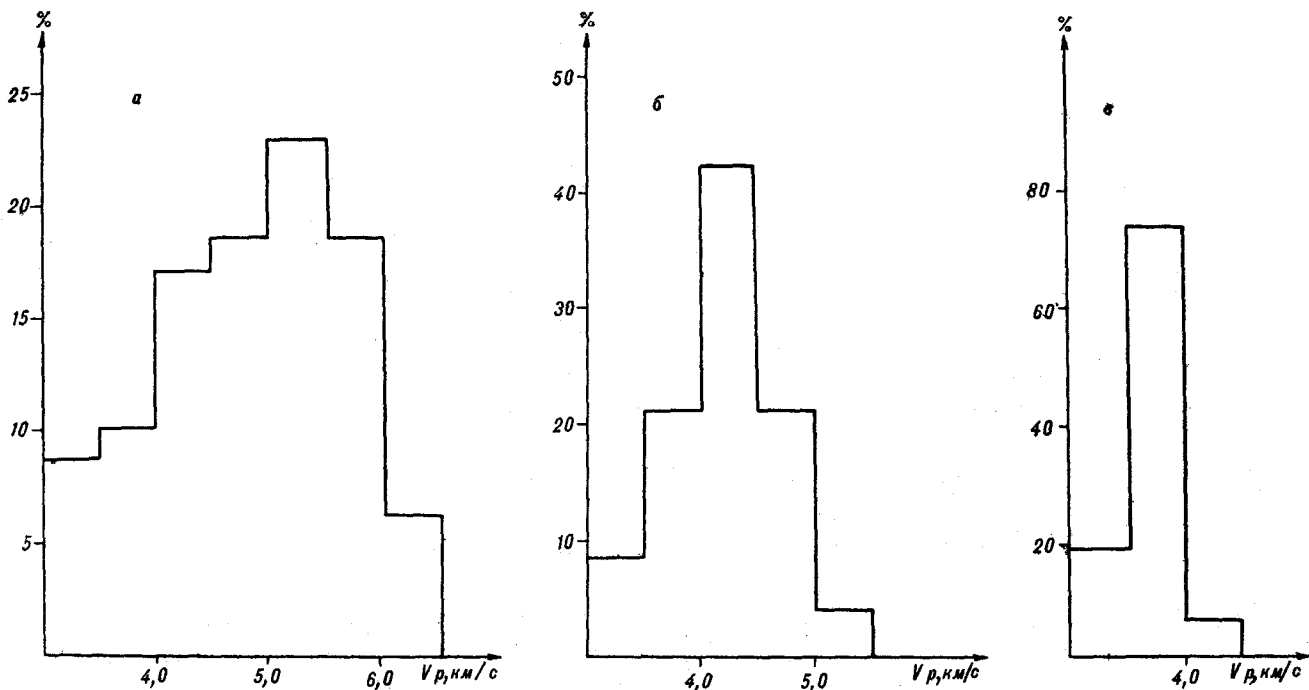


Рис. 2. Гистограмма распределения скорости звука в магматических породах возвышенностей дна Японского моря: а — с установленным гранитно-метаморфическим фундаментом, б — хр. Богорова, в — возвышенностей глубоководных котловин.

в образцах горных пород различного возраста и состава. Они выполнялись импульсным методом прямого прозвучивания прибором УК-10П при лабораторных условиях на водонасыщенных образцах [11]. Для оценки плотности использовался денситометр ДГП-2. Удельный вес определялся пикнометрическим методом.

Породы консолидированного фундамента, слагающего крупные подводные возвышенности Японского моря с корой субматерикового типа, характеризуются широким спектром скорости — от 3,0 до 6,5 км/с. Преобладают (58,4%) значения от 4,5 до 6,0 км/с. Средняя плотность пород (ρ) 2,73 г/см³ (рис. 2, а). Число образцов (N) 72 шт.

Породы, слагающие небольшие возвышенности и горы, находящиеся внутри глубоководных котловин (Гебасс, Кольцо, Мейё-2, Мацу, Галагана, ряд безымянных возвышенностей), имеют однообразные низкоскоростные характеристики. Интервал изменения скорости от 3,0 до 4,5 км/с. Преобладают (75,5%) значения 3,5—4,0 км/с (см. рис. 2, в), $\rho = 2,18$ г/см³, N = 120.

Промежуточное положение занимает хребет Богорова — породы, обнаруженные здесь, имеют скорости от 3,0 до 5,5 км/с с узким максимумом (43,5%) числа значений в интервале 4,0—4,5 км/с (см. рис. 2, б), $\rho = 2,35$ г/см³, N = 60.

Вулканиды дна Японского моря, играющие существенную роль в строении «промежуточно-

го» слоя, по химическому составу, структурному положению и возрасту подразделяются на четыре серии [13]. В настоящей статье на основании измерений скорости звука, плотности и удельного веса в 200 образцах двух наиболее распространенных серий — базальт-андезит-липаритовой и трахидазальтовой установлена зависимость скорости звука от плотности пород, которую можно использовать для совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных. Кроме того, дана оценка связи физических свойств горных пород с их химическим составом, возрастом и петрографическими особенностями.

Породы первой серии развиты на крупных возвышенностях (Ямато, Витязя, Японо-Сахалинском бордерленде), где они залегают на мезозойских, палеозойских и докембрийских метаморфических и гранитоидных образованиях [3—5, 9, 12, 14]. Это пиакокалиевые базальты, насыщенные кремнеземом с эволюцией до липаритов, обычно массивные, микропорфировые. Возраст их охватывает интервал от эоцена до раннего миоцена включительно. Радиоизотопный возраст (К-Аг метод) характеризуется большим разбросом значений от 19 до 75 млн. лет. Вероятно, большой возраст обусловлен вторичными изменениями пород.

Физические свойства вулканидов рассматриваемой серии варьируют в широких пределах, отражая текстурные и структурные особенности пород. Скорость звука изменяется от

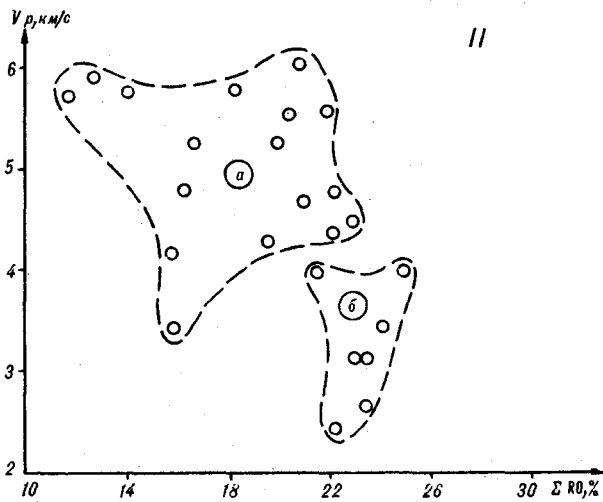
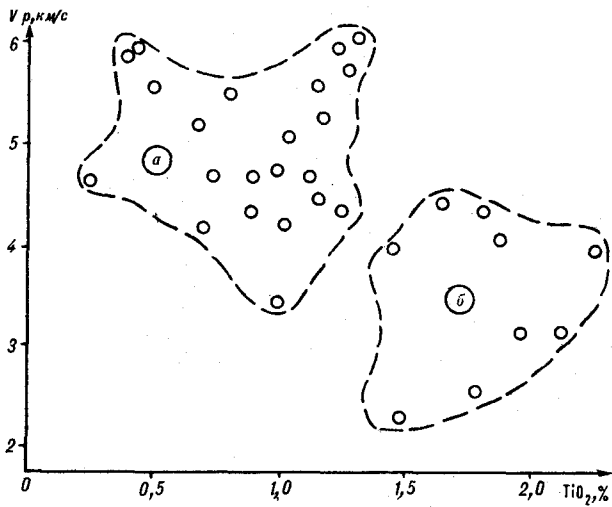


Рис. 3. Зависимость скорости звука от содержания TiO_2 (I), суммарного содержания окислов кальция, магния и железа в вулканических породах (II): а — базальт-андезит-липаритовой, б — трахибазальтовой серий.

3,50 км/с в туфах и трещиноватых субщелочных андезито-дацитах до 6,5 км/с в массивных базальтах и андезито-базальтах. Преобладают значения от 4,5 до 6,0 км/с с максимумом в интервале 5,0—5,5 км/с. Плотность изменяется соответственно от 2,35 до 2,72 г/см³. Удельный вес пород в зависимости от основности вулканитов и содержания в них окислов железа, магния, кальция и титана изменяется от 2,69 до 2,89 г/см³. Вулканиты, распространенные в северной части хр. Южный Ямато (Такуяо) и имеющие возраст 54—47 млн. лет, также отнесены к этой серии. Они характеризуются сильной раздробленностью и широко развитыми вторичными изменениями, чем, возможно, вызваны несколько повышенная щелочность вулканитов и некоторое уменьшение отношения Na/K. В целом это отличает их от остальных

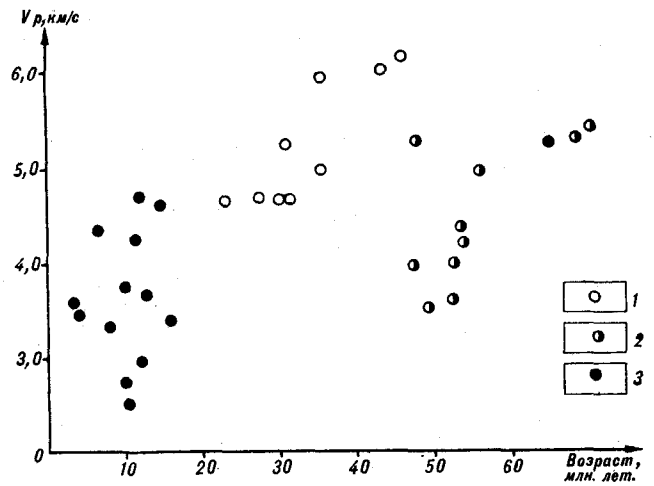


Рис. 4. Диаграмма зависимости скорости звука от возраста в вулканических породах: 1—2 — базальт-андезит-липаритовой, 3 — трахибазальтовой серий.

пород базальт-андезит-липаритового ряда и находит отражение в физических свойствах. Скорость в них понижена.

Породы трахибазальтовой серии слагают многочисленные вулканические горы и хребты глубоководных котловин (Центральной и Хон-

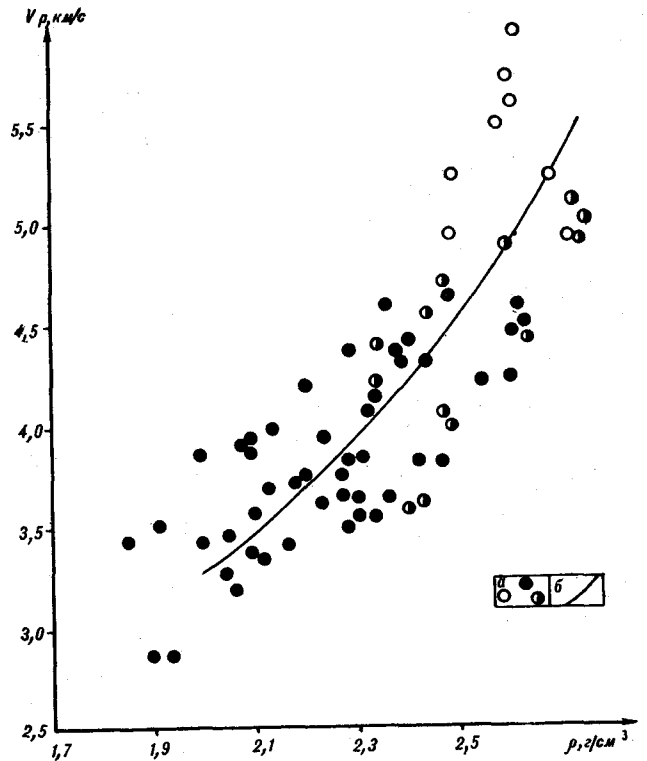


Рис. 5. Зависимость скорости звука от плотности в вулканических породах дна Японского моря (а — измеренные значения скорости и плотности, б — кривая средней квадратической регрессии $V_p = 1,856 \rho^2 - 5,82\rho + 7,51$). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

сю). Хребты и горы обычно имеют субмеридиональную ориентацию [10]. В подчиненном количестве эти породы встречаются на крупных возвышенностях с субконтинентальной корой (Ямато, Хакусан и др.), образуя небольшие наложенные структуры, приуроченные, по-видимому, к разломам. Породы трахибазальтовой серии с эволюцией от оливиновых базальтов до трахитов всегда пористые, обычно с порфировыми выделениями плагиоклаза, клинопироксена и оливина. Возраст их изменяется от среднего миоцена (18 млн. лет) до позднего плиоцена (3—4 млн. лет).

Обладая высокой пористостью (28—40%), базальты этой серии характеризуются низкими значениями скорости звука и плотности. Скорость продольных волн изменяется в интервале 2,5—4,95 км/с, преобладают значения 3,5—4,5 км/с. Плотность варьирует от 1,9 до 2,5 г/см³. Удельный вес имеет максимальные для вулканитов Японского моря значения: 2,89—2,96 г/см³.

На диаграммах зависимости скорости звука от содержания TiO₂ и суммарного содержания окислов железа, магния и кальция (ΣRO) положение фигуративных точек базальтоидов группируется в два поля (рис. 3), отвечающих породам базальт-андезит-липаритовой и трахибазальтовой серий. Это указывает на зависимость скорости звука и интервалов ее изменения от структурно-текстурных особенностей и вещественного состава пород, что, в свою очередь, находится в тесной связи с типами структур Японского моря, сформировавшимися в различное время.

Многие авторы отмечали изменение физических свойств пород с возрастом. Так, Хаякава и Балакришны [21, 22] установили, что изверженные горные породы более молодого возраста имеют меньшие скорости продольных волн. Фауст [18] привел формулу для расчета возраста пород: $V = A(ZT)^{1/6}$, где V — скорость продольных волн (км/с), Z — глубина (км), T — возраст пород (год), A — коэффициент пропорциональности. Полученный с помощью этого уравнения возраст оказался близким возрасту, определенному другими методами. На корреляцию скорости продольных волн обратила внимание М. Ф. Скорикова [15] при исследовании изверженных пород ультраосновного состава, объяснив это особенностями исходного минерального состава и метасоматическими изменениями. Б. П. Беликов, К. С. Александров и Т. В. Рыжова [2], разделив эффузивы по степени тектонического воздействия на уплотненные и неуплотненные, на примерах показали, что степень уплотнения и изменения пористости не всегда связана с возрастом пород, а увязывается, скорее, с положением последних в тектонической структуре.

При сравнении изменения скорости звука с возрастом вулканических пород Японского моря (рис. 4) выделяются три этапа (77—47, 47—22 и 18—3,5 млн. лет), породы которых дифференцируются по физическим свойствам. Как уже отмечалось, первые два характеризуются развитием вулканизма базальт-андезит-липаритовой серии. Отличительной петрофизической и текстурной особенностью пород первого этапа являются несколько пониженные значения скорости (3,5—5,4 км/с), обусловленные широко развитым кливажем. Породы второго этапа характеризуются низкими значениями пористости (3—7%), массивной текстурой и высокими скоростями — 4,7—6,2 км/с. Для третьего этапа характерно появление базальтового вулканизма трахибазальтовой серии, важными особенностями пород которого являются высокая макро- и микропористость (до 40%), подушечная отдельность, зональное строение, обусловленное быстрым остыванием лавы (зона стекловатой корки, зона слабой раскристаллизации — микролитов, зона порфировых выделений), и низкая скорость звука.

Таким образом, изменение скорости и плотности с возрастом в кайнозойских вулканических породах Японского моря связано в основном не с вторичными изменениями и уплотнением, как это иногда имеет место [34], а с различными исходными текстурными и структурными особенностями вулканитов, сформировавшихся на определенных этапах истории Япономорской впадины.

Для совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических наблюдений представляет интерес зависимость измеренной скорости от плотности пород. Полученная для базальтоидов связь этих характеристик (рис. 5) отражает изменение пористости и удельного веса вулканитов и хорошо описывается уравнением регрессии: $V_p = 1,856\rho^2 - 5,82\rho + 7,51$. Уменьшение пористости вызывает увеличение скорости звука, рост удельного веса обычно приводит к снижению скорости. Установленная зависимость скорости от пористости может быть описана уравнением «среднего времени» [38] для двухкомпонентной пористой среды, состоящей из минералов и пор, заполненных водой,

$$V_T = \frac{V_{\text{воды}} \cdot V_{\text{мин}}}{n(V_{\text{мин}} - V_{\text{воды}}) + V_{\text{воды}}}$$

где $V_{\text{воды}}$ — скорость звука в заполняющем поры флюиде, $V_{\text{мин}}$ — средневзвешенная скорость в минералах, формирующих породу, n — пористость (отношение объема пор к объему образца).

Плотность породы $\rho_{\text{обр}}$ обусловлена удельным весом минералов γ , плотностью воды, заполняющей поры, $\rho_{\text{воды}}$, и пористостью n : $\rho_{\text{обр}} =$

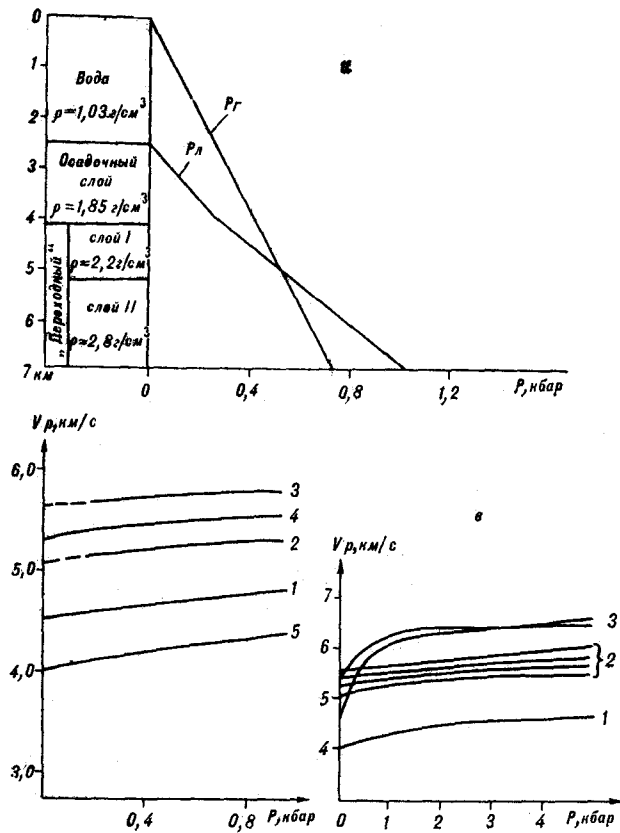


Рис. 6. Диаграммы:

а — изменение гидростатического (P_G) и литостатического (P_L) давлений в верхней части коры глубоководных котловин (использована обобщенная сейсмическая модель Б. Я. Карпа [6]), б — изменение скорости распространения продольных волн от давления в вулканических породах: 1 — о. Сахалин, 2—3 — Филиппинского и 4—5 — Японского морей (средние зависимости для базальтоидов по [8, 15, 17, 19]), в — изменение скорости от давления в вулканиках, слагающих морфоструктуру дна Японского моря [8]: 1 — хр. Богорова, 2 — возвышенность Ямато, 3 — острова Хонсю и Чукто; возвышенность Такуяо.

$$= \gamma - (\gamma - \rho_{\text{воды}})n.$$

Удельный вес изученных пород варьирует от 2,69 до 2,96 г/см³ и зависит от химического состава вулкаников. Эмпирически установленная связь описывается уравнением $\gamma = 2,40 + 2,23\Sigma\text{RO}$, где $\Sigma\text{RO} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO}$.

Линия, построенная по уравнению «среднего времени», удовлетворительно аппроксимирует зависимость скорости продольных волн от пористости в вулканических породах дна Японского моря, когда значения аргумента не превышают 23%. При расчете скорости в функции от плотности использовалась теоретическая связь последней с пористостью, описанная выше. Принято: $V_{\text{мин}} = 6,5$, $V_{\text{воды}} = 1,53$ км/с, $\gamma = 2,9$ г/см³, $\rho_{\text{воды}} = 1,03$ г/см³. Полученная зависимость не противоречит выводам Бёрча [16], который установил экспериментальным путем, что скорость является приближенной функцией плотности для материалов, имеющих

один и тот же средний атомный вес, и подтверждает тесную связь скорости и пористости, описанную Б. П. Беликовым, К. С. Александровым и Т. В. Рыжовой [2].

Вулканики, сложенные главным образом стеклом, характеризуются повышенными скоростями при относительно низкой плотности. При девитрификации скорость снижается. Отклонение линии, описывающей связь плотность — скорость в исследованных нами вулканиках, от зависимости Нейфа и Дрейка [29, 30] при плотностях 2,1, 2,3 и 2,5 г/см³ составляет соответственно 1000, 450 и 75 м/с в сторону больших скоростей. Установленная зависимость наиболее близко соответствует результатам, полученным для базальтоидов Филиппинского моря [17, 19].

Известно, что скорости в породах, определенные по материалам сейсморазведки, могут отличаться от скоростей, полученных при измерении на образцах в лаборатории. Это связано с рядом факторов, некоторые из них можно учесть (температура, давление, дисперсия скорости).

Согласно обобщенной модели коры глубоководных котловин [6], мощность слоев составляет: осадочного — 1,65 км, промежуточного со скоростью 3,7 км/с — 1,1 км и промежуточного со скоростью 5,6 км/с — 1,67 км. Если принять плотность осадочных пород 1,85 г/см³, то литостатическое давление в кровле промежуточного слоя составит приблизительно 0,27—0,32 кбар. В подошве этого слоя, состоящего из пород с плотностью 2,2—2,7 г/см³, породы будут испытывать давление ~1 кбар (рис. 6, а). Принятая модель «проницаемой» верхней части коры, когда поры в слагающих ее породах заполнены жидкостью и давление в них определяется весом всего столба воды (водная толща морского бассейна и вода, заполняющая поры пород, залегающих выше рассматриваемого уровня) соответствует выводам, полученным в результате бурения [19, 20, 25, 26, 37], и данным сейсмических исследований, в ходе которых анализировалось соотношение скоростей P - и S -волн [35].

Измерения скорости продольных волн при различных давлениях [8, 15, 17, 19], выполненные на образцах кайнозойских вулканических пород о. Сахалин, Филиппинского и Японского морей, позволяют оценить величину изменения этой характеристики в подобных породах и предсказать изменение *in situ* значений физических свойств, полученных в лаборатории. Составление зависимостей скорости распространения продольных волн от давления, приведенных различными авторами, показывает (см. рис. 6, б), что для большинства свежих, не претерпевших тектонического воздействия вулкаников, линии, описывающие эти зависимости,

образуют семейство кривых с уравнением $V = V_0 + 0,4 \div 0,55 e^{p-1/14p}$, где V_0 — скорость (км/с) при нормальных условиях ($p = 0,001$ кбар, $T = 20^\circ\text{C}$), p — давление (кбар).

Максимальное изменение скорости в водонасыщенных пористых базальтах Филиппинского моря [19], вызванное увеличением эффективного давления до 1,5 кбар, не превышает 0,35 км/с, а при давлении 0,5 кбар — не менее 0,15 км/с. По данным Кристенсена [17], для базальтоидов Филиппинского моря изменение скорости в интервале 0,2—1 кбар составляет 0,14 км/с.

Наибольшими градиентами скорости (изменением скорости на единицу давления) характеризуются катаклазированные, испытавшие тектоническое воздействие породы. Для о. Сахалин — это, по-видимому, вулканиты среднего миоценового возраста, описанные М. Ф. Скориковой [15]. В Японском море, на возвышенности Такуяо, как было отмечено выше, встречены вулканиты базальт-андезит-липаритовой серии, отличающиеся сильной раздробленностью. Вполне возможно, что подобные породы выделены М. П. Воларовичем, Е. И. Бажук и др. [8] в группу, характеризующуюся максимальными изменениями скорости в интервале 0—2 кбар, объединяющую породы с возвышенности Такуяо, островов Хонсю и Чукто.

Андезит-базальты хр. Богорова и андезиты центральных частей Южного и Северного хребтов Ямато образуют две другие группы пород, характеризующиеся более пологой формой кривых, описывающих зависимость скорости от давления (см. рис. 6, в). Эти группы, по-видимому, соответствуют трахибазальтовой и базальт-андезит-липаритовой сериям.

Влияние давления на физические свойства вулканических пород необходимо учитывать, и оно может быть учтено введением поправок. Для верхней части переходного слоя (слой 2А), по-видимому, следует ожидать увеличение лабораторных значений скорости на 0,15—0,25 км/с, для нижней (слой 2В) — на 0,25—0,30 км/с.

Если в нижней части «переходного» слоя значительную роль играют катаклазированные породы, подобные вулканитам палеоцен-эоценового возраста, имеющие, в отличие от базальтоидов двух других групп, трещинную пористость, то изменение скорости за счет закрытия пор на этом уровне разреза может составить 1,5 км/с, и значения скорости могут возрасти до 5,9—6,1 км/с.

После того, как трещинные поры закроются, слой, состоящий в основном из пород, для которых другой тип пористости не характерен, по-видимому, теряет проницаемость для флюидов и может являться оболочкой, покрывающей нижележащие толщи. Сила, с которой такой

«поршень» сжимает подстилающие породы, будет расти лавинообразно до значений, равных сумме литостатического и гидростатического давлений, оцениваемых для подошвы переходного слоя величиной 1,7 кбар. В этом случае скачок плотности и скорости в подошве «промежуточного» слоя (или, иными словами, сейсмическая граница, разделяющая океанический и переходный слой) может быть обусловлен не изменениями вещественного состава, а резким изменением пористости пород.

Рост температуры, как известно [1, 7, 28], вызывает снижение скорости в вулканических породах, но отсутствие измерений скорости, выполненных при различных температурах и одновременном воздействии давления, заставляет нас пользоваться для пород Японского моря измерениями при комнатной температуре. Максимальная ошибка при этом составит в основании «океанического» слоя (слой 3) ~0,1 км/с.

В последние годы установлено, что скорость распространения продольных волн является функцией их частоты. За счет дисперсии скорости в породе, поры которой заполнены водой, скорость, измеренная на частоте 2 мГц, может быть на 5—10% больше, чем она же, измеренная на частоте 10 Гц [31, 32]. Для расчета поправок на дисперсию Рамананантоанро [33]

рекомендует использовать формулу $\frac{V_p(f_2)}{V_p(f_1)} = 1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \frac{f_2}{f_1}$, где Q — величина внутреннего

трения, f — частота внесения поправок на дисперсию скоростей, измеренных в лаборатории. Рассчитанная по этой формуле поправка к лабораторным значениям скорости при частоте 60 кГц, на которой выполнены наши измерения, составляет 4—9%. Это означает, что величины сейсмических скоростей могут быть на 0,14—0,48 км/с ниже значений, измеренных в лаборатории.

Таким образом, наибольшее отклонение значений скорости упругих волн, измеренных в лаборатории (при нормальных условиях), от величин их в условиях «переходного» слоя, может быть вызвано влиянием давления и наличием дисперсии скорости. Поправки, учитывающие роль этих факторов, имеют разные знаки и частично компенсируют друг друга. По-видимому, этим можно объяснить тот факт, что в большинстве случаев скорости, измеренные нами на образцах вулканитов в лаборатории, практически совпадают со значениями, полученными для «переходного» слоя сейсмическими методами.

ВЫВОДЫ

Установлено, что изменение скорости продольных волн в вулканических породах, поднятых при драгировании дна Японского моря, определяется в основном вариациями пористости. Увеличение пористости (снижение плотности) вызывает уменьшение скорости звука. Получено уравнение, с помощью которого можно описать зависимость скорости от плотности,

$$V_p = 1,856\rho^2 - 5,82\rho + 7,51.$$

Наилучшая аппроксимация достигается для пород трахибазальтовой серии.

Выделены два «основных» типа базальтоидов, отличающихся друг от друга как петрохимически, так и пористостью, определяемой, по-видимому, исходным содержанием летучих компонентов в магме либо глубиной вулкана от поверхности воды. Пористость образцов вулканитов, распространенных на воз-

вышенностях с субконтинентальной корой, обычно значительно ниже пористости pillow и потоков базальтов, слагающих горы глубоководных котловин. Следствием этого является различие скорости звука в указанных породах.

Полученные данные не противоречат тому, что в строении «переходного» слоя возвышенностей, имеющих субконтинентальный тип коры с сейсмической скоростью $\sim 5,8$ км/с, наряду с докайнозойскими гранитоидами, метаморфическими и осадочными породами могут значительную роль играть вулканиты базальт-андезит-липаритовой серии ($(V_p)_{cp} = 5,3$ км/с), в то время как верхняя часть «переходного» слоя, характеризующаяся скоростями 3,5—3,7 км/с и развитая, главным образом, в глубоководных котловинах (слой 2А), может состоять из пород трахибазальтовой серии ($(V_p)_{cp} = 3,7$ км/с), слагающих вулканические постройки в Центральной котловине и котловине Хонсю.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баюк Е. И., Лебедев Т. С. Скорость распространения упругих продольных волн.— В кн.: Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М.: Недра, 1978.
2. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород (с приложением таблиц упругих констант важнейших типов горных пород). М.: Наука, 1970.
3. Берсенева И. И., Ващенко Н. Г. и др. Новые сведения о геологическом строении северной окраины Восточно-Китайского и Филиппинского морей и южной части Японского моря (информация о 25-м рейсе НИС «Первенец»).— В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1977.
4. Васильев Б. И., Карп В. Я. и др. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975.
5. Васильев Б. И., Маркевич П. В. О результатах драгирования на банке Ямато (Японское море).— ДАН СССР, 1973, т. 213, № 5.
6. Васильковский Н. П., Безвергин В. Л. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978.
7. Воларович М. П., Баюк Е. И., Шагинян Г. Ш. Изучение скорости продольных волн и их поглощения в горных породах и минералах в установившемся высоком давлении с внутренним обогревом.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978.
8. Воларович М. П., Баюк Е. М. и др. Скорости продольных волн при высоких давлениях в горных породах дна Японского моря.— В кн.: Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978.
9. Евланов Ю. В., Коновалов Ю. И. О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря.— В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978.
10. Евланов Ю. В., Коновалов Ю. И. и др. Новые данные о строении подводных вулканических гор в пределах котловин Японского моря.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток, 1979.
11. Кобранова В. Н., Цеглок Б. И. и др. Определение петрофизических характеристик по образцам. М.: Недра, 1977.
12. Коновалов Ю. И., Грачева А. А. Вулканические породы Южного Ямато (Японское море).— В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
13. Леликов Е. П., Сьедин В. Т. и др. Магматические комплексы дна Японского моря.— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
14. Лискунов Б. Н., Хведчук И. И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря).— ДАН СССР, 1976, т. 226, № 3.
15. Скорикова М. Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М.: Наука, 1970.
16. Birch F. The velocity of compression waves in rocks to 10 kb. Part II.— J. Geophys. Res., 1961, v. 66.
17. Christensen N. I., Carlson R. L. et al. Elastic wave velocities in volcanic and plutonic rocks recovered on DSDP leg 31.— Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj., 1975, v. 31.
18. Faust L. Y. Seismic velocity as a function of depth and geological time.— Geophysics, 1951, 16.
19. Fountain D. M. Influence of porosity and water saturation of the north Philippine Sea.— Init. Repts Deep Sea Drill. Proj., 1980, v. 58.
20. Hamano Y. Physical Properties of Basalts from Holes 417 D and 418 A.— Init. Repts Deep Sea Drill. Proj., 1980, v. 51—53, Part 2.
21. Hayakawa M., Balakrishna S. An explanation for the high ultrasonic velocity in Indian rocks.— Geophys. Prosp., 1961, v. 9, N 1.
22. Hayakawa M., Balakrishna S. Measurement of longitudinal and transverse wave velocities in some rocks of Hokkaido and India.— Bull. Nat. Geophys. Res. Inst., 1963, v. 1, N 4.

23. *Houts R. E.* Seismic Properties of Layer 2 A in the Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81.
24. *Houts R., Ewing J.* Upper Crustal Structure as a function of Plate Age.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81.
25. *Hydman R. D., Drury M. J.* Physical properties of basalts, gabbros and ultramafic rocks from DSDP, leg 37.— *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 1977, v. 37.
26. *Kono M., Hamano Y., Morgan M. J.* Physical properties of basalts from DSDP leg 55.— *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 1980, v. 55.
27. *Ludvig W. J., Murauchi S., Houts R. E.* Sediments and structure of the Japan Sea.— *Geological Society of America Bull.*, 1975, v. 86.
28. *Matsushima S.* Compressional and shear wave velocities of igneous rocks and volcanic glasses to 900°C and 20 kbar.— *Tectonophysics*, 1981, 75.
29. *Nafe J. E., Drake C. L.* Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity densit and velocities of compressional and shear waves.— *Geophysics*, 1957, v. 22.
30. *Nafe J. E., Drake C. L.* Physical Properties of Rocks of Basaltic Composition.— In: *Basalts*. New York: Wiley, 1968, v. 2.
31. *O'Connel R. J., Budiansky B.* Seismic velocities in dry and saturated crack solids.— *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 19.
32. *O'Connel R. J., Budiansky B.* Viscoelastic properties of fluidsaturated and cracked solids.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82.
33. *Ramanantoandro R.* Correction de dispersion à porter sur les vitesses acoustiques mesurées sur des rockes an laboratoire.— *Reunion scientifique de terre 6-eme.* Paris: Orsay, 1978.
34. *Screiber E., Fox P. J.* Density and P-wave velocity of rocks from the FAMOUS region and their implication to the structure of the oceanic crust.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1977, v. 88.
35. *Spudich P., Orcutt J.* Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from modeling of seismic refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85.
36. *Talwani M., Windish C. C., Langseth M. G.* Reykjanes Ridge Crust: a Detailed Geophysical Study.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76.
37. *Warren N., Rosendahl B. R.* Velocity — density systematics for basalts drilled on the East Pacific rise and Galapagos rift during Deep Sea Drilling Project, leg 54.— *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 1980, v. 54.
38. *Wyllie M. R. J.* An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media.— *Geophysics*, 1956, v. 23.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
1 августа 1983 г.

УДК 551.243(265:53)

А. В. Журавлев

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА И СКЛАДЧАТО-БЛОКОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

Дано районирование Охотоморского региона по особенностям тектонического режима в процессе формирования кайнозойского осадочного комплекса. Приводятся новейшие данные о мощностях, стратиграфиче-

ском диапазоне и структурном плане последнего. Рассматриваются особенности тектонического развития основных морфоструктурных элементов.

На акватории Охотского моря в последние годы выполнен огромный объем сейсмических работ МОВ ОГТ в комплексе с гравимагнитными исследованиями. Эти данные позволяют судить об особенностях структурного плана и тектоническом режиме формирования кайнозойского осадочного комплекса крупных морфоструктурных элементов различного типа, что имеет важное значение для конкретизации основных вопросов тектонического развития переходной зоны между Тихоокеанским таласогеном и Евразийским материком.

Охотское море в совокупности с сопредельными островными и полуостровными землями рассматривается [7] в качестве самостоятельного геоблока. В его пределах отчетливо обособляются (рис. 1) районы со своеобразным режимом кайнозойских конседиментационных тектонических движений, которые рассматриваются [3] в качестве надпорядковых тектонических структур, подразделенных нами на четыре типа.

В центральной части Охотского моря, к западу от впадины Тинро, выделяется крупное (360 × 200 км), весьма пологое поднятие «акустического фундамента», над которым намечается слабо выраженное выполаживание морского дна.

Поверхность «фундамента» обычно выравнена, но иногда на сейсмических разрезах отмечаются мелкие захороненные формы палеорельефа (рис. 2), для которых более вероятно подводное, а не субаэральное происхождение.

В краевых частях поднятия поверхность «фундамента» образует выступы и уступы, свидетельствующие о значительных перемещениях по разломам перед началом или в самые ранние стадии осадконакопления.

Осадочный комплекс мощностью до 1000 м, формировавшийся, вероятно, в условиях некомпенсированного осадконакопления на протяжении всего неоген (возможно, поздний олигоцен)-четвертичного времени, залегает субгоризонтально — углы падения исчисляются секундами и минутами, а какие-либо складчатые деформации отсутствуют. Современные контуры поднятия сформированы в основном за счет более активных тектонических движений в пределах сопредельных морфоструктурных элементов.

Таким образом, рассматриваемая часть Охотского моря характеризуется весьма пассивным режимом тектонического развития (IV тип), по крайней мере, с неогенового времени, о чем свидетельствует также тот факт, что магнитные аномалии не коррелируются ни с морфологией поверхности «акустического фундамента», ни со строением осадочного комплекса. Это поднятие рассматривается в качестве срединного массива или свода (Охотского, Охотоморского, Центрально-Охотского), а по мнению некоторых исследователей [8], в раннемезозойское время оно обособлялось в виде микроконтинента.

В центральной части Охотского моря, к югу и западу от Охотоморского свода, режим позднекайнозойского тектонического развития был принципиально иным (II тип). Поверхность морского дна образует многочисленные сравнительно пологие поднятия (Академии наук СССР, Института океанологии), банки (Кашеvaroва, Ионы) и более мелкие формы рельефа, обычно взаимосвязанные с разломами, которые зачастую активно развиваются на современном этапе и в ряде случаев четко выражены в рельефе морского дна уступами, высотой до

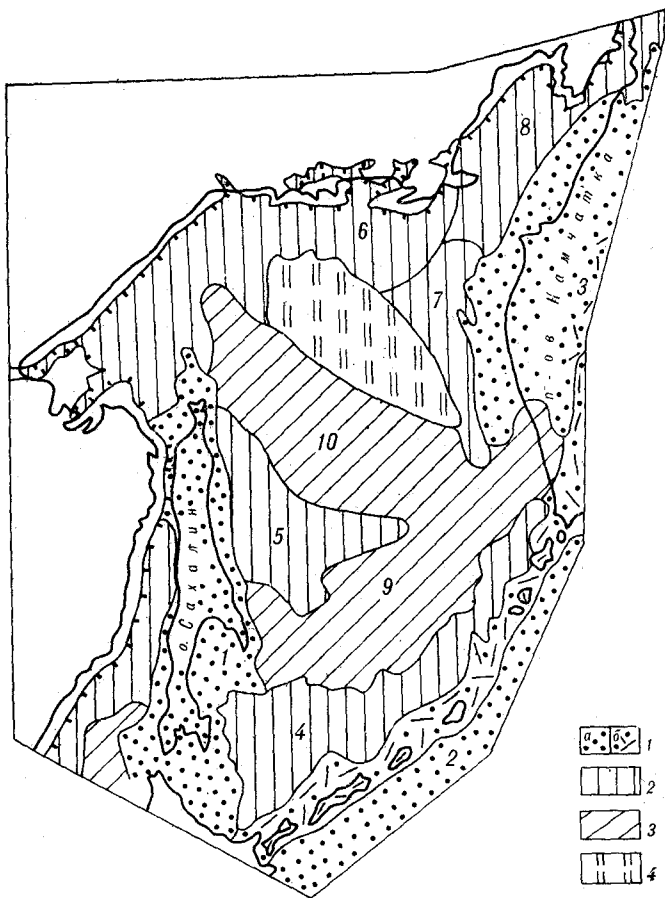


Рис. 1. Районирование Охотоморского региона по типам тектонических режимов в кайнозойское время. 1 — I тип режимов, кайнозойские складчато-блоковые системы, сложенные преимущественно терригенным (а) и вулканогенно-терригенным (б) комплексами (1 — Хоккайдо-Сахалинская, 2 — Курильская, 3 — Корякско-Западно-Камчатская), 2 — II тип режимов, мегавпадины (4 — Южно-Охотская, 5 — Дерюгинская, 6 — Северо-Охотская, 7 — Тинровская, 8 — Пенжинская), 3 — III тип режимов, области современной конседиментационной складчатости (9 — Южно-Охотская, 10 — Центрально-Охотская), 4 — IV тип режимов, Охотоморский свод.

500 м и более, а также ложбинами различной формы и размеров.

В приподнятых блоках вскрывается «акустический фундамент», сложенный (по материалам драгирования) в основном вулканитами островодужного типа и гранитоидами. Возраст поднятых магматических пород колеблется от 30 до 209 млн. лет, но преобладают образования позднемелового магматического цикла [10].

Возраст осадочного комплекса не древнее позднего олигоцена, а мощность его изменяется от 0 до 3500 м. Углы падения как осадочных отложений, так и поверхности «акустического фундамента» не превышают 10—15°, в то же время наблюдается резкая дифференциация структурного плана и мощностей осадочного комплекса. Широким развитием пользуются как отрицательные, так и положительные

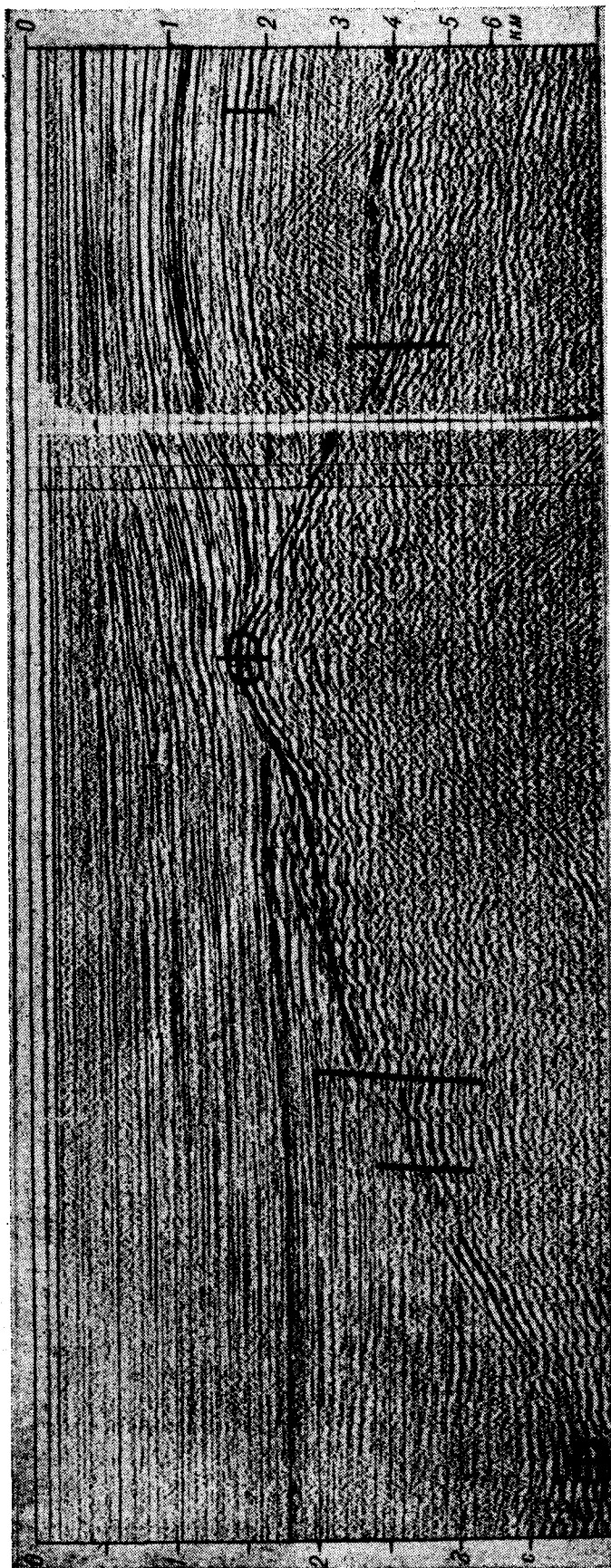
структуры разного порядка, при этом последние обычно взаимосвязаны с разломами, а также с приподнятыми блоками «акустического фундамента». Отмечаются антиклинали самого различного типа, в том числе диапироподобные, но наиболее широко распространены сквозные (штамповые) антиклинали, конседиментационно развивавшиеся в процессе формирования осадочного комплекса. Рассматриваемые участки морского дна классифицируются как области современной конседиментационной складчатости, так как формирование осадочного комплекса сопровождается активным конседиментационным развитием разнопорядковых структур и блоков, которое продолжается и в настоящее время. Как и в кайнозойских складчато-блоковых системах Сахалина и Камчатки, разнопорядковые антиклинали и синклинали имеют в принципе равноправное значение при более активной роли первых.

Области современной конседиментационной складчатости совместно с Охотоморским сводом образуют приподнятое ядро Охотского геоблока, который со всех сторон окаймляется крупными отрицательными структурами — мегавпадинами, выполненными мощным (до 6000 м и более) осадочным комплексом.

Для мегавпадин характерен режим интенсивного конседиментационного прогибания (III тип) в процессе формирования всего осадочного комплекса, что обуславливает доминирующую роль в их современном строении разнопорядковых отрицательных структур. Каждая из мегавпадин весьма своеобразна по выраженности в рельефе морского дна, внутренней структуре, мощностям и стратиграфическому объему осадочного выполнения, особенностям строения поверхности «акустического фундамента», характеру проявления конседиментационных тектонических процессов.

Северо-Охотская и Пенжинская мегавпадины очень слабо выражены в современном рельефе морского дна; к Южно-Охотской приурочена глубоководная котловина, а к Тинровской и Дерюгинской — асимметричные впадины поверхности морского дна с максимальными глубинами соответственно 1099 и 1795 м [10].

Впадина Тиро характеризуется плавными очертаниями и образует овал, изгибающийся в соответствии с простиранием береговой линии Западной Камчатки. Впадина Дерюгина имеет изометричную форму, а крутой западный борт ее прямолинейнее и субпараллелен побережью Северо-Восточного Сахалина. Во всех случаях борта впадин поверхности морского дна, обращенные к суше, значительно круче, что свидетельствует о их формировании под воздействием новейшего (плиоцен-четвертичного) орогенического воздымания сопредельных районов суши. На более ранних этапах развития Северо-



ро-Охотская и Пенжинская мегавпадины в рельефе морского дна были выражены намного отчетливее. По сейсмическим данным можно предположить, что глубины моря в них превышали 2000 м и они совместно с впадиной Тинро составляли единую впадину. Дерюгинская и Южно-Охотская мегавпадины на ранних этапах развития также составляли единую впадину поверхности морского дна.

В Дерюгинской мегавпадине поверхность «акустического фундамента» прослеживается повсеместно, за исключением западного, присахалинского, ее борта. В Тинровской мегавпадине она отчетливо выражена лишь на бортах и в пределах южной центриклинали мегавпадины. Во всех остальных мегавпадинах поверхность «акустического фундамента» отчетливо выражена на выступах и, как правило, не проявляется в глубоких мульдах отрицательных морфоструктур.

Мощность осадочного выполнения в Дерюгинской и Южно-Охотской мегавпадинах обычно не превышает 3000—4000 м и лишь в некоторых случаях достигает 6000 м. В Северо-Охотской мегавпадине мощности более 6000 м зафиксированы во многих синклиналиях, а в Тинровской мегавпадине мощности осадочного выполнения, по материалам последних сейсмических исследований, достигают 10 000 м.

Стратиграфический диапазон осадочного выполнения мегавпадин также неодинаков. Вместе с тем увеличение мощностей не обязательно свидетельствует об удревнении возраста низов осадочного выполнения, так как осадочный комплекс Южно-Охотской и Дерюгинской мегавпадин формировался преимущественно в обстановке некомпенсированного осадконакопления, в то время как в других мегавпадинах, вероятно, преобладают шельфовые отложения, а в низах разреза широким распространением, возможно, пользуются и континентальные толщи. Кроме того, большие мощности позднекайнозойских отложений в Дерюгинской и Тинровской мегавпадинах объясняются близостью активных источников сноса, в качестве которых выступали воздымавшиеся территории Сахалина и Камчатки.

В Дерюгинской мегавпадине низы осадочного комплекса, скорее всего, не древнее позднего олигоцена, а в Тинровской развит весь разрез кайнозоя, и не исключена возможность унаследованного развития этой морфоструктуры с позднемезозойского времени. То же самое, вероятно, характерно и для наиболее прогнутых частей остальных мегавпадин.

Рис. 2. Фрагмент временного разреза МОВ ОГТ, иллюстрирующего микроформы рельефа «акустического фундамента» Охотоморского свода.

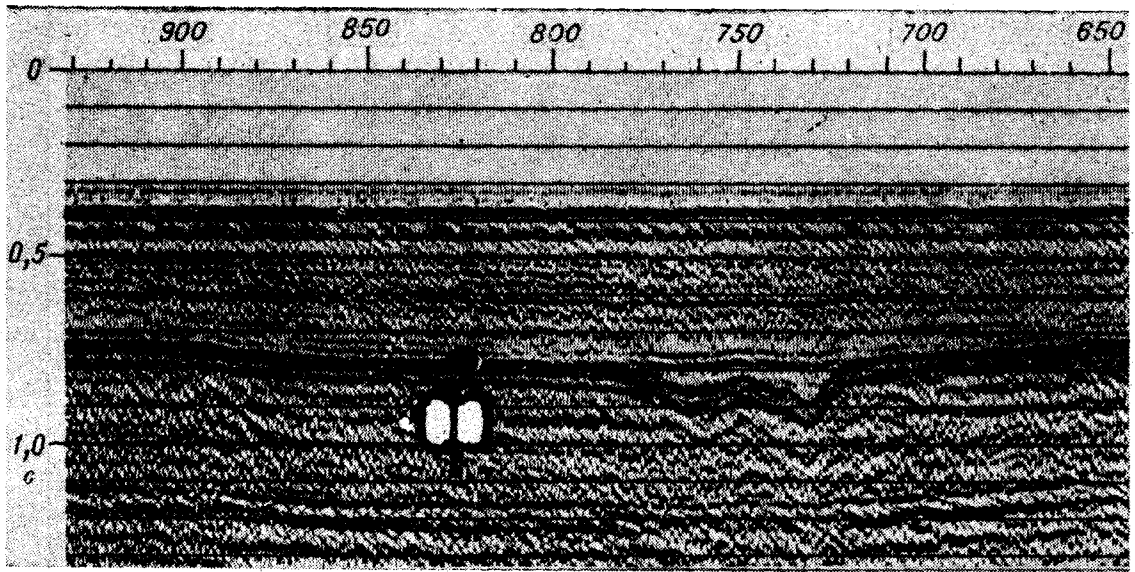


Рис. 3. Погрбенное поднятие и навешанная антиклиналь справа от него. Северо-Охотская мегавпадина.

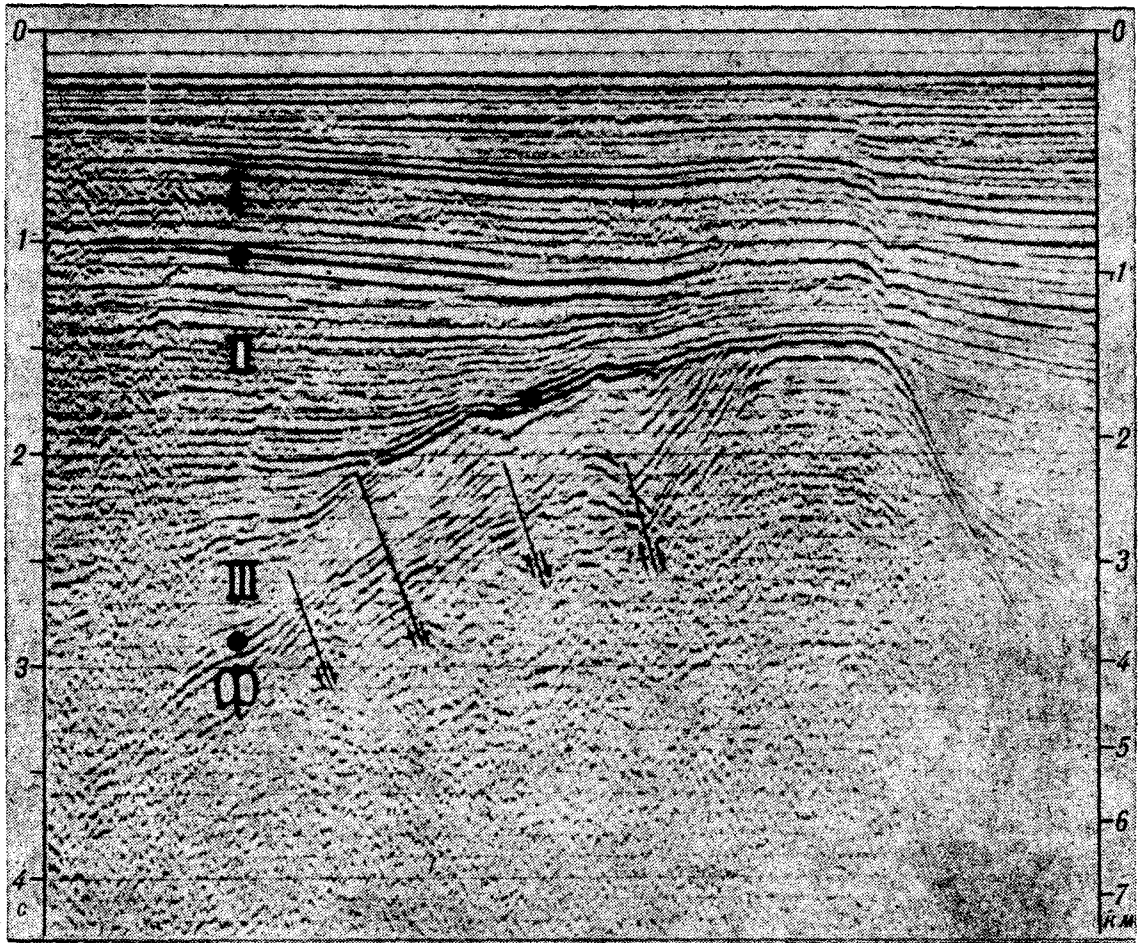


Рис. 4. Блок, активно воздымавшийся перед началом формирования сейсмокомплекса II и опускающийся в новейшее время. Северо-Охотская мегавпадина.

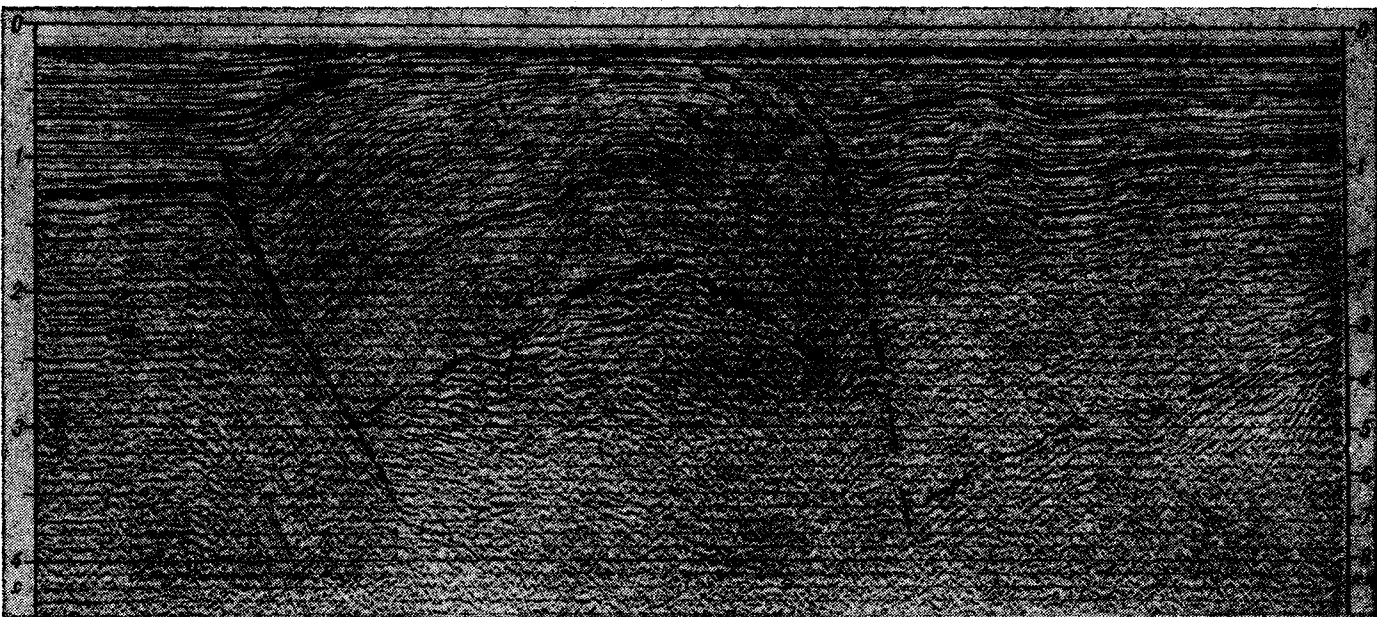


Рис. 5. Сквозная антиклиналь, сформированная в новейшее время на месте прогиба в ранние этапы развития. Северо-Охотская мегавпадина.

Как по поверхности «акустического фундамента», так и по верхам осадочного выполнения все мегавпадины выглядят в виде крупных отрицательных структур. Степень расчлененности их на структуры более высокого порядка существенно отличается, но во всех мегавпадинах доминируют отрицательные структуры.

Наиболее сложным тектоническим строением характеризуются Северо-Охотская и Пенжинская мегавпадины. Поверхность их «фундамента» интенсивно расчленена и осложнена многочисленными разрывами амплитудой до нескольких тысяч метров. Большинство разрывов отчетливо выражено лишь в самых низах осадочного комплекса. Углы падения осадочных отложений обычно не превышают нескольких градусов, изредка достигая 10—25°. В то же время широким распространением, особенно на некоторых участках, пользуются структуры всех основных типов — сквозные, навешанные, погребенные [2]. Для всех мегавпадин, особенно для рассматриваемых, наиболее характерны высокоамплитудные (до 3000 м) погребенные и полупогребенные выступы «фундамента» (рис. 3), зачастую приуроченные к мульдам крупных отрицательных структур. Эти выступы, несомненно, эндогенного происхождения и в основном сформированы в период образования первоначальной впадины поверхности морского дна перед началом или в самые ранние этапы ее заполнения и сравнительно пассивно проявлялись в процессе последующего осадконакопления. В то же время некоторые из них приобрели современный облик в процессе ин-

тенсивного конседиментационного воздымания в средние этапы формирования осадочного комплекса (рис. 4).

Активное конседиментационное воздымание выступов «фундамента» в ряде случаев, вероятно, сопровождалось трещинными излияниями. В частности, четкие границы между сейсмокомплексами III и II в районе пикетов 1060—1240 (см. рис. 4), возможно, обусловлены приуроченностью к ним эффузивов.

В заключительные этапы развития многие из выступов «фундамента» испытывали сравнительно интенсивное проседание (частная инверсия режима), что обуславливало формирование навешанных антиклиналей на обрамлениях этих выступов, что, в частности, видно в районе пикетов 5200—5400 (см. рис. 3) и 1140—1380 (см. рис. 4).

Подобный характер строения находит удовлетворительное объяснение, если предположить, что вышеотмеченные выступы поверхности «фундамента» соответствуют магматическим диапирам, активизация которых на конседиментационной стадии развития предопределила весьма специфический рисунок конседиментационных складчато-блоковых деформаций поверхности «фундамента» и осадочного выполнения рассматриваемой мегавпадины.

Сквозные антиклинали (рис. 5) изредка отмечаются на более активных приматериковых бортах рассматриваемых мегавпадин, развивавшихся сопряженно с различными звеньями Охотско-Чукотской системы глубинных разломов. Антиклинальные структуры этого типа,

несомненно, связаны с разрывными нарушениями и, возможно, приурочены к узлам пересечения разнонаправленных разломов. На приведенном примере зафиксирован процесс частной инверсии, но несколько иного типа, в результате которой в новейшее время формируются антиклинальные структуры над мульдами отрицательных палеоморфоструктур предшествующих этапов развития.

В некоторых случаях отмечаются антиклинальные структуры диапироподобного облика.

Наиболее простым тектоническим строением характеризуется Южно-Охотская мегавпадина, которая по позднекайнозойским отложениям выглядит в виде очень пологого конседиментационного прогиба, совершенно не осложненно складчато-блоковыми деформациями. Поверхность «акустического фундамента» в ее пределах расчленена значительно слабее и для нее не характерны даже мелкие разрывные нарушения, а погребенные выступы «фундамента» пассивно проявлялись в виде складок проседания и осадочного облекания лишь в самых низах осадочного выполнения. В то же время к северному и южному бортам мегавпадины приурочены крупные, активно проявлявшиеся в новейшее время разломы, вблизи которых отмечаются конседиментационные складчато-блоковые деформации. В частности, на прикурильском борту иногда отмечаются сквозные антиклинали, четко выраженные по всему осадочному комплексу и в рельефе морского дна. Они сформировались в результате резкого воздымания по разломам Курильской островной дуги в сравнительно недавнее время.

В Дерюгинской мегавпадине, как и в Северо-Охотской, отмечаются многочисленные высокоамплитудные выступы «акустического фундамента», но здесь они зачастую четко выражены в рельефе морского дна и не перекрыты осадками. В сопредельных отрицательных морфоструктурах, характеризующихся иногда большой (до 5000 м) мощностью осадочного выполнения, отмечаются конседиментационно развивающиеся антиклинали (углы падения до 10—15°), в том числе навешанного типа. В поверхности «акустического фундамента» также намечаются крупные разрывные нарушения, часть которых активно развивается и на современном этапе развития.

Повышенные мощности осадочного комплекса приурочены к присахалинскому борту Дерюгинской мегавпадины, что, вероятно, объясняется существованием здесь погребенного разлома раздвигового типа и близостью активного источника сноса — орогенически воздымавшегося в позднекайнозойское время Сахалина, характеризующегося интенсивным размывом мощных слаболитифицированных кайнозойских отложений.

Тигровская мегавпадина имеет максимальные мощности (более 10 000 м) осадочного выполнения, зона распространения которых в принципе совпадает с современной впадиной Тигро. Высокие мощности характерны и для северо-восточного крыла мегавпадины, характеризующегося пологой сравнительно равномерной складчатостью в большей нижней части осадочного комплекса.

Западное крыло мегавпадины выглядит в виде пологой (первые градусы) моноклинали, на фоне которой в низах осадочного выполнения лишь изредка намечаются слабо выраженные погребенные структуры над выступами «фундамента».

Если с севера Охотское море ограничено материковой сушей, существовавшей с позднекайнозойского времени, то с трех других сторон ее обрамления представлены островными и полуостровными землями, сформированными в основном в результате позднекайнозойских складчато-блоковых и орогенических движений. Резко дифференцированный режим тектонических движений (I тип) был характерен для этих районов и на более ранних этапах конседиментационного развития.

К южному обрамлению Охотского геоблока приурочена типичная островная дуга с активнейшим магматизмом в олигоцен-четвертичное время. Позднекайнозойский осадочный комплекс мощностью до 3000 м развит в основном в акваториальных частях островодужной системы.

К центральной части Камчатского полуострова также приурочена островодужная система олигоцен-неогенового и, возможно, более древнего возраста, а на западном побережье и на сопредельной зоне прибрежного мелководья развиты мощные (до 9000 м) палеоцен-четвертичные осадочные и в меньшей мере осадочно-вулканогенные толщи.

Олигоцен-среднемиоценовая вулканическая палеоморфоструктура островодужного типа намечается также вдоль юго-западного побережья Сахалина, а на северо-восточном побережье его и на сопредельной зоне прибрежного мелководья олигоцен-неогеновые отложения, мощность которых достигает 11 000 м, в принципе стерильны в отношении продуктов вулканической деятельности.

Для Северо-Восточного Сахалина характерны наиболее высокие темпы конседиментационного прогибания крупных отрицательных структур и большая степень унаследованности их. В результате, несмотря на отсутствие палеоцен-раннеолигоценных отложений, развитых на Западной Камчатке и Юго-Западном Сахалине, максимальная общая истинная мощность кайнозоя (11 000 м) зафиксирована в прибрежных акваториях Северо-Восточного Сахалина.

Кайнозойские осадочно-вулканогенные образования рассматриваемых островных и полуостровных земель характеризуются сложным складчато-блоковым строением.

На южном обрамлении Охотского моря (Курильские острова, юго-запад Камчатки и юго-восток Сахалина) в кайнозойских отложениях доминируют разрывные нарушения, а пликативные дислокации имеют явно подчиненное значение. В прибрежных акваториях двух последних районов кайнозойские отложения характеризуются обычно моноклинальным залеганием, в связи с чем граница кайнозойских складчато-блоковых систем с сопредельными надпорядковыми морфоструктурами в принципе не выражена.

На Северном Сахалине и Северо-Западной Камчатке кайнозойские отложения смяты в системы разнопорядковых складок, взаимосвязанных в той или иной мере с разрывными нарушениями и характеризующихся, как правило, активным конседиментационным развитием. В зоне прибрежного мелководья этих районов также фиксируется сложное сочетание конседиментационных складок.

Вдоль Северо-Восточного Сахалина пликативные дислокации широко распространены в большей, внутренней, части прибрежного мелководья, а к его внешней части приурочена моноклираль, полого наклоненная в сторону впадины Дерюгина. Пликативные дислокации внешней зоны прибрежного мелководья проявляются по всему разрезу кайнозойского осадочного комплекса. Углы падения их крыльев не превышают $10-15^\circ$ и постепенно выволакиваются вверх по разрезу, а своды антиклиналей не подвергались размыву в новейшее время. Если в низах разреза антиклинальные структуры обычно взаимосвязаны с тектоническими разрывами, то в поздне-неогеновых отложениях обычно отсутствуют даже мелкие (десятки метров) разрывные нарушения. Лишь изредка в непосредственной близости от берега отмечаются антиклинальные структуры, характеризующиеся более сложным тектоническим строением. В частности, Венинская антиклиналь в поперечном сечении напоминает антиклинальную структуру, представленную на рис. 5, но характеризуется более крутыми (до 60°) падениями крыльев, наличием многочисленных разрывных нарушений и более значительным размывом позднекайнозойских отложений в среде.

В зоне прибрежного мелководья Тигильского района Западной Камчатки повсеместно развиты сравнительно крутые (до 30° и более) антиклинали, нарушенные разрывами и характеризующиеся значительным эрозионным срезом позднекайнозойских отложений в сводах, зачастую расположенных над мульдами отрицательных морфоструктур раннекайнозойского времени.

В прибрежных акваториях Ичанского района Западной Камчатки антиклинальные структуры в позднекайнозойских (ковранская серия) отложениях отмечаются лишь в непосредственной близости от берега; далее от берега ковранские (средний миоцен-четвертичные) отложения залегают моноклинально, а в нижележащих слоях фиксируется система пологих (до $10-15^\circ$) конседиментационных антиклинальных структур, относительно равномерно распространенных по всей площади зоны прибрежного мелководья вплоть до склона впадины Тинро. Антиклинали, как правило, взаимосвязаны с разломами, а зеркало складчатости слабо наклонено к западу, в сторону впадины Тинро.

Таким образом, характер складчатости в каждой из рассмотренных зон прибрежного мелководья существенно отличается.

Если вдоль Северо-Восточного Сахалина антиклинали конседиментационно развивались в процессе формирования всего осадочного комплекса, в том числе в позднекайнозойское время, то для зоны прибрежного мелководья Ичанского района Западной Камчатки характерно активно конседиментационное развитие антиклинальных структур в позднепалеоген-раннеэоценовое время, погребенных в последующем позднекайнозойскими отложениями.

В обоих случаях отмечается отчетливое ослабление влияния разрывных нарушений на верхние горизонты, а для плиоценовых отложений разрывные нарушения, как правило, не характерны. Обычно, за исключением некоторых структур, расположенных вблизи береговой линии, в кайнозойских отложениях зоны прибрежного мелководья этих районов не фиксируются углы падения более $10-15^\circ$, в то время как на сопредельной суше они достигают $40-45^\circ$ и даже $70-80^\circ$. В процессе позднекайнозойского орогенического воздымания Сахалина и Камчатки происходило как обновление и формирование дополнительных разрывных нарушений, так и существенное увеличение углов падения пород на крыльях структур, особенно вдоль разломов типа взбросо-надвигов, которые на конседиментационном этапе, вероятно, развивались по типу сбросов.

Таким образом, не только каждый из выделенных типов, но и отдельные надпорядковые структуры одного типа и даже тектонические районы в их пределах характеризуются существенно отличающимся режимом тектонического развития в процессе формирования кайнозойского осадочного комплекса. В то же время намечаются и общие особенности развития надпорядковых структур различного типа. В частности, очень близок режим тектонического развития для III (области современной конседиментационной складчатости) и I (кайнозойские складчато-блоковые системы) типов надпорядковых

структур. Создается впечатление, что первые из них находятся на ранних этапах развития последних. Отдельные районы надпорядковых структур II типа (мегавпадины) также характеризовались очень активной блоковой тектоникой в период заложения и в начальных этапах заполнения, но в последующем режим тектонического развития существенно отличался. В современном тектоническом плане мегавпадин (II тип) доминируют отрицательные тектонические элементы, в то время как в областях современной конседиментационной складчатости (III тип) и в кайнозойских складчато-блоковых системах (I тип) разнопорядковые положительные и отрицательные структуры имеют в принципе равноправное значение, хотя положительные тектонические элементы в их пределах развивались более активно как в процессе осадконакопления, так и особенно в период последующего орогенического воздымания. Кроме того, в кайнозойских складчато-блоковых системах для позднекайнозойского времени характерна общая инверсия тектонического режима, продолжающаяся на современном этапе, а в наиболее тектонически активных зонах мегавпадин происходит лишь частная инверсия тектонического режима, выраженная интенсивным прогибанием положительных морфоструктурных элементов (см. рис. 4) и формированием антиклиналей над мульдами отрицательных морфоструктур (см. рис. 5) более ранних этапов развития.

Большая, внешняя, часть зоны прибрежного мелководья Ичанского района Западной Камчатки по режиму тектонического развития напоминала в предковранское время области современной конседиментационной складчатости и кайнозойские складчато-блоковые системы, а в послековранское время — мегавпадины. Менее отчетлива подобная смена режимов и для других зон сочленения надпорядковых структур разного типа, что затрудняет выделение границ между ними.

Надпорядковые структуры различного типа, существенно отличающиеся режимом тектонического развития в кайнозойское время, характеризуются вполне упорядоченным расположением в пределах Охотоморского региона.

Охотский геоблок в плане имеет ромбовидную форму. К центру его приурочена положительная морфоструктура (Охотоморский свод), очень пассивно развивавшаяся в процессе формирования осадочного мегакомплекса. С юга и запада она обрамляется надпорядковыми структурами III типа, характеризующимися активным конседиментационным развитием на современном этапе, в пределах которых также развит сравнительно молодой и маломощный осадочный комплекс. Структуры IV и III типов в совокупности образуют относительно

приподнятое ядро Охотского геоблока, со всех сторон окруженное зонами мощного прогибания — мегавпадинами (II тип структур). Примечательно, что зоны максимального прогибания мегавпадин приурочены к противоположным углам геоблока — районы северного обрамления впадины Тинро и западная часть Южно-Охотской (Курильской) глубоководной котловины. В первом из этих районов фиксируется узел (Тинровский) тройного сочленения мегавпадин (Северо-Охотской, Пенжинской и Тинровской), что считается характерным как для континентальных, так и для океанических рифтогенных систем [6]. В двух других углах Охотского геоблока (районы о. Св. Ионы и юга Камчатского полуострова) происходит сочленение разнонаправленных глубинных разломов, и кайнозойский разрез резко сокращен. Особенно отчетливо выражен Ионский узел, где, судя по имеющимся геофизическим материалам, сочленяются разломы Кашеварского, Сахалинского и Сихотэ-Алинского направлений. В этом же узле сходятся продолжения и разновозрастных складчато-блоковых систем: палеозойской (Монголо-Охотской), мезозойской (Сихотэ-Алинской) и кайнозойской (Хоккайдо-Сахалинской), а также Центрально-Охотской области современной конседиментационной складчатости. При этом простирание более молодых тектонических сооружений закономерно разворачивается против часовой стрелки. С позиций сторонников новой глобальной тектоники к этому району приурочено сочленение трех (Амурской, Охотской, Евразийской) литосферных плит [5].

Мегавпадины, в свою очередь, обрамляются с запада, юга и востока структурами I типа (кайнозойские складчато-блоковые системы), характеризующимися резко дифференцированным проявлением разнопорядковых структур как в процессе конседиментационного, так и последующего орогенного этапа развития.

Наконец, вдоль внешнего обрамления Охотского геоблока практически непрерывно прослеживаются вулканические палеоморфоструктуры, активизировавшиеся в различные этапы развития.

На северном обрамлении выделяется Охотско-Чукотский вулканоген, основной этап развития которого падает на альб-сеноманское время [4]. Северо-Охотская и Пенжинская мегавпадины, простирающиеся вдоль вулканогена, активно формировались в заключительные этапы развития этой морфоструктуры, орогеническое воздымание которой, вероятно, сопровождалось интенсивным погружением (рис. 6) сопредельных с юга районов.

В южном обрамлении Охотского геоблока выделяется Курильская островная дуга, которая существовала в качестве приподнятой вул-

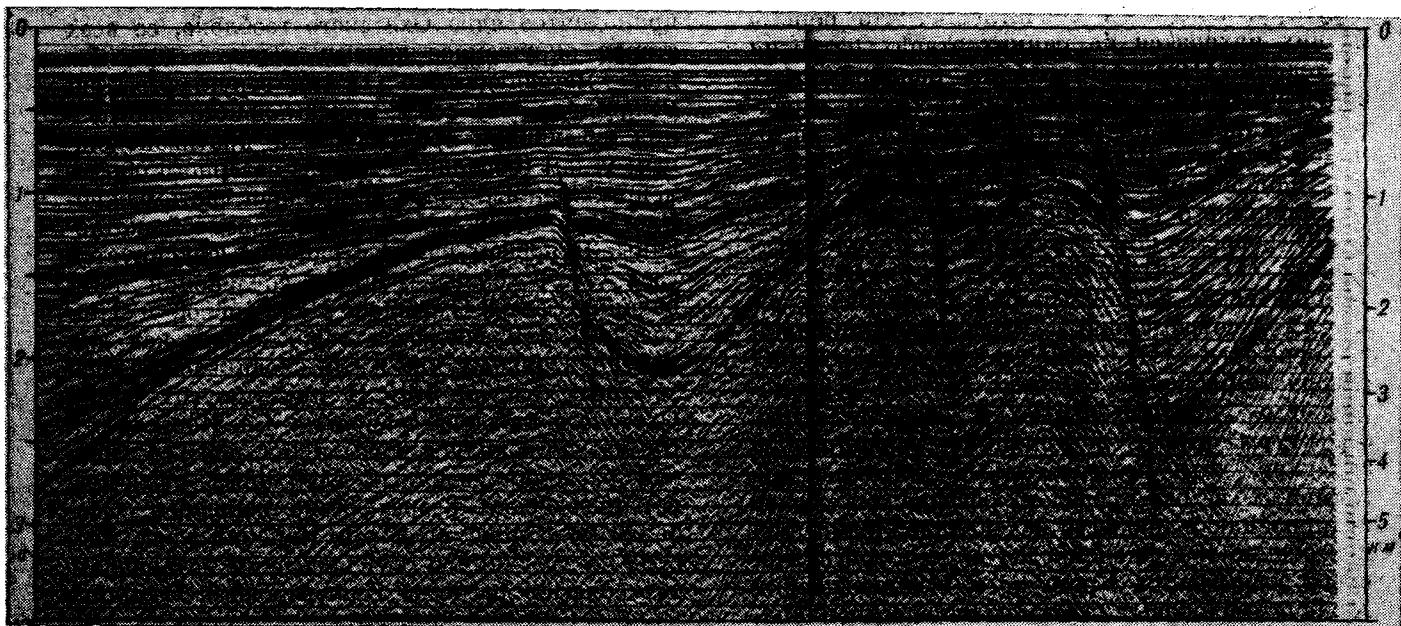


Рис. 6. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий характер погружения «акустического фундамента» вблизи современного побережья Северного Приохотья.

канической морфоструктуры с позднемезозойского времени, но наибольшей вулканической активностью характеризовалась в позднекайнозойское (олигоцен-четвертичное) время. В низах осадочного выполнения Южно-Охотской (Курильской) глубоководной котловины выделяется сейсмокомплекс, который на временных сейсмических разрезах МОВ ОГТ весьма напоминает первый океанический слой [4], что можно считать подтверждением высказываемого предположения о тесной связи этой морфоструктуры на ранних этапах развития с талассогеном Тихого океана.

На западе и востоке Охотского геоблока в пределах Сахалина и Камчатки также намечаются вулканические палеоморфоструктуры островодужного типа, но они характеризуются существенным смещением в разные отрезки кайнозой-позднемезозойского времени; что свидетельствует о более сложном сочетании наложенности и унаследованности тектонических процессов на этих обрамлениях Охотского геоблока по сравнению с двумя другими.

В целом для Охотоморского региона характерна концентрическая зональность в плановом расположении надпорядковых тектонических структур, характеризующихся различным режимом тектонического развития в период формирования осадочного комплекса. К сожалению, подобная зональность и другие отмеченные особенности строения рассматриваемого региона, в частности тройное сочленение мега-

впадин, а также Ионский узел сочленения разломов и разновозрастных надпорядковых тектонических элементов, не могут получить однозначного объяснения в связи с малочисленностью данных о докайнозойской стадии развития, из-за отсутствия последних о возрасте и литолого-фациальном облике низов осадочного выполнения мегавпадин.

Судя по имеющимся материалам об особенностях строения и развития надпорядковых структур различного типа в период формирования осадочного комплекса Охотского геоблока, создается впечатление, что в его пределах для кайнозойского времени было характерно сложное переплетение деструктивных и конструктивных процессов в земной коре, соотношение которых, вероятно, менялось на разных этапах кайнозойской стадии развития геоблока. Если на ранних этапах, а также, вероятно, в позднеолигоцен-раннеэоценовое время действительно преобладали [9] деструктивные процессы, то на позднекайнозойском этапе доминирующее значение имеют конструктивные процессы. Об этом, в частности, свидетельствует ослабленное проявление магматизма по сравнению с более ранними этапами развития, повсеместное наращивание земной коры за счет мощных слаболитифицированных толщ, расширение суши за счет воздымания Сахалина и Камчатки, ослабленное проявление рифтогенных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белый В. Ф.* К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
2. *Буялов Н. И., Терехов В. И., Усанов В. С.* Нефтегеологическое районирование — основа оптимального ведения поисково-разведочных работ.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1979, № 8.
3. *Журавлев А. В., Протас Я. Н.* Распределение мощностей и особенности тектонического строения кайнозойского осадочного комплекса Охотоморского региона.— В кн.: Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
4. *Журавлев А. В.* Геологическое строение и развитие Южно-Охотской (Курильской) глубоководной котловины.— В кн.: Структура и состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
5. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979.
6. *Континентальные рифты.* М.: Мир, 1981.
7. *Красный Л. И.* Литосферные блоки (геоблоки) Восточной Азии и западной части Тихого океана.— Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике зап. части Тихого океана. Вып. 1. Южно-Сахалинск, 1981.
8. *Парфенов Л. М., Натальин Б. А.* Закономерности строения и тектоническая эволюция мезозойских и кайнозойских складчатых систем на северо-западе Тихоокеанского обрамления.— Геол. и геофиз., 1981, № 7.
9. *Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. М. и др.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5.
10. *Строение дна Охотского моря.* М.: Наука, 1981.

*Тихоокеанская экспедиция ВМНПО Союзморгео
Южно-Сахалинск*

*Поступила в редакцию
4 апреля 1983 г.*

А. А. Заболотников, В. П. Зинкевич, М. К. Иванов

ГЕОЛОГИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ

Рассмотрены три типа осадочных бассейнов, расположенных в пределах шельфа, материкового склона и глубоководной котловины северо-западной части Берингова моря. Охарактеризовано геологическое строение этих бассейнов и их обрамления. Показаны корреляционные связи между основными тектоническими событиями на суше и дне Берингова моря. Сделан вывод о том, что развитие осадочных бассейнов тесно связано с формированием покровно-складчатой структуры Корякского нагорья.

Рассмотрены три типа осадочных бассейнов, расположенных в пределах шельфа, материкового склона и глубоководной котловины северо-западной части Берингова моря. Охарактеризовано геологическое строение этих бассейнов и их обрамления. Показаны корреляционные связи между основными тектоническими событиями на суше и дне Берингова моря. Сделан вывод о том, что развитие осадочных бассейнов тесно связано с формированием покровно-складчатой структуры Корякского нагорья.

Геофизическими и в первую очередь сейсмоакустическими исследованиями в Беринговом море [5, 8, 29 и др.] установлены крупные области прогибания, заполненные мощными толщами осадочных пород позднемезозойского (?) — кайнозойского возраста. Некоторые из этих осадочных бассейнов (ОБ) частично продолжают на сушу и сравнительно хорошо изучены с помощью глубокого бурения и различных видов тематических исследований.

Ранее неоднократно подчеркивалось [4, 14, 19], что перспективы ОБ существенно зависят от положения их в той или иной тектонической области. В зависимости от этого можно обоснованно прогнозировать формационный состав, мощность, фаціальную изменчивость и возраст слагающих ОБ отложений, а также характер тектонического строения всего ОБ и его отдельных частей.

Цель данной статьи — анализ имеющихся данных по геологии трех совершенно разных по своему тектоническому положению бассейнов: Анадырско-Наваринского, Хатырского и Северо-Алеутского. Эти материалы в совокупности с новыми данными по тектонике и истории развития Корякского нагорья [13, 15, 17, 20, 22] позволяют уточнить представления о геологическом строении и этапах развития перечисленных бассейнов. Данные бурения [1] и других тематических исследований на суше [6, 9, 11, 12 и др.] позволяют прогнозировать состав осадочного выполнения для акваториальных частей бассейнов.

В работе использованы материалы 29-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев», а также результаты полевых исследований авторов в Корякском нагорье.

ТЕКТНИКА

КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Покровно-складчатая структура Корякского нагорья представляет собой нагромождение интенсивно деформированных покровов, сложенных породами среднепалеозойско-мезозойского возраста [17], во впадинах и на шельфе перекрытых чехлом верхнемезозойско(?) — кайнозойских отложений. Вблизи побережья Берингова моря выделяются [20, 21] Эконайская, Алякватваамская, Майницкая, Укэлаятская и Олюторская тектонические зоны (рис. 1).

Эконайская зона представляет собой систему тектонических покровов [20], сложенных породами широкого возрастного диапазона (Pz_2 — Mz). Относительным автохтоном являются вулканогенно-кремнисто-терригенные образования (J_3 — K_2 ср.). Аллохтонный комплекс включает в себя несколько пластин (снизу вверх): 1 — туфо-терригенные породы (J_3 — K_2 ср), 2 — офиолиты, включающие серпентинизированные гипербазиты, габброиды, диабазы и плагиограниты, кремнисто-вулканогенные образования (Pz_{2-3} — T_3). Все покровные элементы трансгрессивно перекрыты неавтохтонным чехлом (K_2m) терригенных и туфо-генных отложений с редкими покровами основных и средних эффузивов. Покровы деформированы в лежащие и опрокинутые на юг складки, которые осложнены разрывами, иногда сопровождающимися мощными зонами катаклаза и милонитизации.

Алякватваамская зона характеризуется мощным, преимущественно туфо-терригенным разрезом отложений (T_3 — K_2). В структурном

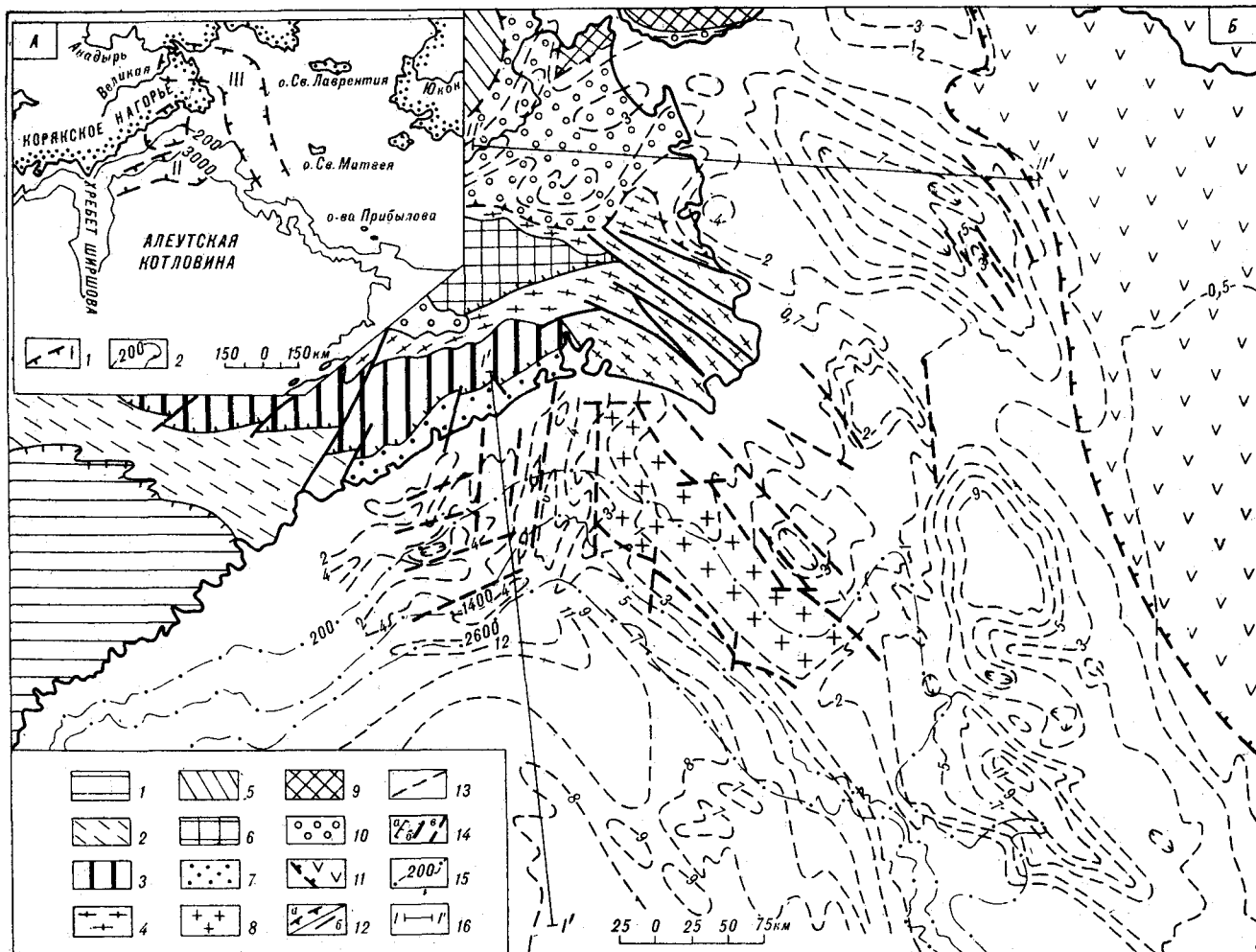


Рис. 1. Тектоническая схема северо-западной части Берингоморского района (с использованием материалов [5, 7, 8, 20, 21, 29]).

А: 1 — осадочные бассейны (I — Хатырский, II — Северо-Алеутский, III — Анадырско-Наваринский); 2 — изобата, м. Б: 1—10 — тектонические зоны: 1 — Олюторская, 2 — Укэлайтская, 3 — Энонайская, 4 — Алякватваамская, 5 — Великореченско-Рарытгинская, 6 — Майницкая, 7 — Нижне-Хатырская, 8 — Наваринская, 9 — Золотогорская, 10 — наложенные впадины, 11 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, 12 — границы: а — впадины и б — геологические, 13 — изогипсы подошвы осадочного слоя, км, 14 — разломы: а — надвиги, б — недифференцированные установленные, в — предполагаемые, 15 — изобаты, м, 16 — геологические разрезы.

отношении она представляет собой дивергентную (к югу и к северу) покровную систему [15]. Относительный автохтон сложен туфо-терригенными комплексами ($J_3v - K_2m$), в верхней части которых отмечается незначительное количество лав основного состава. Южные покровы состоят из туфо-терригенных отложений ($K_1v - K_2sn_1$), северные — из вулканитов пестрого состава и туфо-терригенных пород (T_3) и туфогенно-осадочных отложений ($J_3v - K_2sm - t$).

Тектонические покровы смяты в широкие, осложненные молодыми разрывами, складки субширотного простирания.

Майницкая зона сложена мощным (до 5000 м) вулканогенно-кремнисто-граувакковым комплексом ($J_3 - K_2$). Кремнисто-вулканоген-

ные образования развиты преимущественно в нижней части разреза, средняя и верхняя части сложены главным образом граувакками. Эти образования смяты в сильно сжатые и запрокинутые на юг складки, осложненные многочисленными разрывами и складчатостью высоких порядков. По зонам крупных разломов часто вскрываются мощные серпентинитовые меланжи.

Покровно-складчатые структуры Алякватваамской и Майницкой зон несогласно перекрыты груботерригенными кайнозойскими отложениями, образующими обширные синклиналильные структуры, открывающиеся в сторону Анадырского залива.

Укэлайтская зона располагается в южной части Корякского нагорья дискордантно по от-

Среди подобных крупных областей прогиба могут быть выделены три типа ОБ, различающихся набором структурных, геоморфологических признаков, а также положением относительно главных тектонических элементов региона: 1 — Анадырско-Наваринский (система впадин шельфа, расположенных в тылу и внутри покровно-складчатых сооружений Корякского нагорья), 2 — Хатырский (система прогибов шельфа и континентального склона, развивающаяся во фронтальной части пакета тектонических покровов), 3 — Северо-Алеутский (предсклоновый прогиб, развивающийся перед фронтом зон покровообразования). Сходство их, определяющее правомерность рассмотрения в едином контексте, заключается в разновозрастности основных структурно-вещественных комплексов, что предполагает общность этапов тектонической перестройки в области развития данных ОБ.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Анадырско-Наваринский ОБ располагается на продолжении тектонических структур востока Корякского нагорья. Длина бассейна составляет более 600 км при ширине 120—170 км. Его северо-восточным обрамлением, по-видимому, являются структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. рис. 1). На юго-западе он ограничен целой серией поднятий, прослеживающихся от мыса Наварин далеко на юго-восток вдоль кромки континентального склона.

Анадырско-Наваринский бассейн состоит из нескольких впадин, наиболее крупными из которых являются Анадырская, Восточно-Анадырская, Северо-Наваринская и Южно-Наваринская. В отличие от остальных Анадырская впадина западной своей частью располагается на суше и сравнительно хорошо изучена. Геологическими, буровыми и геофизическими работами было выявлено весьма сложное строение этой впадины [1]. Большинство стратиграфических подразделений не имеет регионального распространения, так как они либо выклиниваются, либо резко сменяются по простиранию другим фаціальным типом отложений.

Наиболее древними породами, вскрытыми в основании Анадырской впадины глубокими скважинами, являются волжско-готеривские ($J_3 - K_1h$) песчаники, алевролиты, туфы, туффиты с подчиненным количеством аргиллитов и сланцев. Стратиграфически выше залегают отложения апт-альбского возраста, представленные песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами, с пачками

флишоидного переслаивания в верхней части разреза. В центральной и южной частях впадины разрез наращивается флишоидными отложениями великореченской свиты ($K_{1-2}al_3 - t$).

Сенон-датские угленосно-терригенные отложения (рарыткинская свита) мощностью до 1500 м вскрыты бурением в погруженной части впадины. Они представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов, туфов, углей и туффитов. Толща формировалась в прибрежно-морских и континентальных условиях, поэтому ее фаціальный состав и мощность резко меняются.

Палеоцен-эоценовые образования (андезиты, миндалекаменные базальты, туфы основного и среднего состава) широко распространены в северной части Анадырской впадины, где они вскрыты несколькими скважинами. Судя по результатам геофизических работ, в южном направлении толща эффузивов постепенно выклинивается.

Терригенные отложения эоцен-олигоценового возраста (майницкая свита) вскрыты скважинами в центральной части впадины. Они состоят главным образом из аргиллитов, алевролитов и песчаников мелководного морского генезиса. К северу и западу они сменяются на преимущественно континентальные угленосные отложения [1].

Разрез наращивается нижнемиоценовыми отложениями собольковской свиты, сложенными континентальными алевролитами и песчаниками с выклинивающимися по простиранию пластами гравелитов и конгломератов в основании толщи.

Среднемиоцен-плиоценовые отложения развиты практически по всей площади впадины, залегая на разновозрастных образованиях. Это однообразные прибрежно-морские отложения — песчаники, алевролиты и в меньшей степени угли и алевролитистые глины. Они имеют наибольшую мощность (1600—1800 м) в центральной, наиболее погруженной части впадины.

Тектоническое строение Анадырской впадины до сих пор остается не вполне ясным. В ее пределах можно выделить, по крайней мере, три структурных комплекса: складчатое основание и два комплекса выполнения впадины — «промежуточный» комплекс и осадочный покров (рис. 2).

Складчатое основание резко гетерогенно. В его состав в различных частях впадины включаются волжско-готеривские, апт-альбские и верхнеальбско-туронские отложения.

Промежуточный комплекс в различных частях впадины включает угленосно-терригенные образования (K_2sn), толщу основных эффузивов (P_{1-2}), а также терригенные отложения ($P_{2-3} - N_1$).

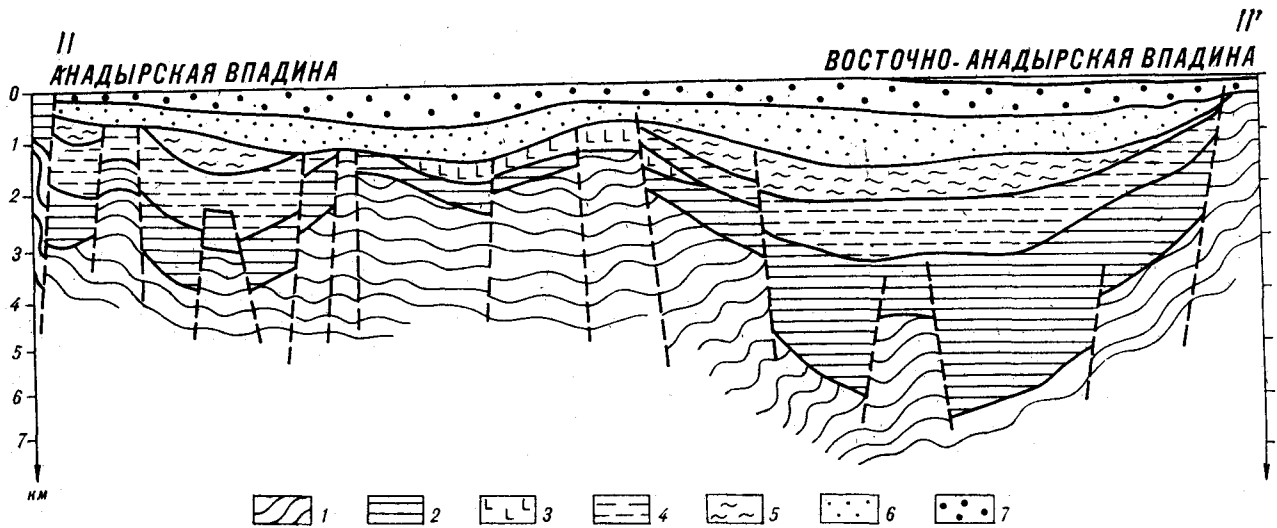


Рис. 2. Схематический геологический разрез через северную часть Анадырско-Наваринского ОБ (по материалам

Д. И. Агапитова, Ю. К. Бурлина, А. Е. Мохова, В. Ф. Иванова, [29]):

1 — складчатое основание, 2 — верхнемеловые отложения, 3 — палеоцен-эоценовые базальты, 4 — эоцен-нижнемиоценовые отложения, 5 — нижнемиоценовые отложения (собольковская свита), 6 — средне-верхнемиоценовые отложения; 7 — плиоцен-четвертичные отложения.

Осадочный покров, перекрывающий всю впадину, сложен плиоцен-четвертичными, а в отрицательных структурах — среднемиоцен-четвертичными терригенными отложениями.

Анадырская впадина большей частью отделена разломами от складчатого обрамления, вблизи которого отмечаются выступы складчатого основания, перекрытые маломощным осадочным покровом. В южной и западной частях они сочленяются с горно-складчатыми сооружениями, сохраняя их простирания, и разграничивают наиболее крупные прогибы второго порядка с мощностью осадочного заполнения до 4 км и более.

Хотя в современном структурном плане Анадырская впадина вытянута в субширотном направлении, во внутренних ее частях многочисленные поднятия, прогибы и мульды группируются в зоны северо-восточного простирания. Характер дислокаций складчатого основания и промежуточного комплекса изучен слабо, но, по-видимому, они оказывают заметное влияние на общий структурный план осадочного покрова.

Осадочный покров смят местами в брахиформные и куполовидные складки. Размеры их обычно не превышают 10 км при углах падения на крыльях не более 3—5°. Разрывы в осадочном покрове проявлены слабо, и их роль в формировании структурного плана внутренних частей впадины пока не выяснена. Отмечается развитие конседиментационных сбросов.

Морская часть Анадырской впадины изучена крайне слабо. Судя по геофизическим данным, она протягивается на восток и сочленя-

ется с Восточно-Анадырской впадиной, имеющей юго-восточное простирание, согласно с простиранием основных структур обрамления. Вместе с Северо-Наваринской и Южно-Наваринской впадинами они образуют единую мощную зону прогибания.

Сейсмоакустическими исследованиями [8, 25, 26, 28, 29] установлено, что Анадырско-Наваринский ОБ выполнен толщей слоистых отложений мощностью до 10—12 км. В его пределах выделяются АФ и, по крайней мере, три слоя, отличающиеся друг от друга скоростной характеристикой и сейсмической записью. АФ различен по возрасту и составу в разных частях Анадырско-Наваринского ОБ. Кроме того, в некоторых его участках АФ не совпадает с поверхностью складчатого основания, а отражает наличие в осадочном разрезе покровов базальтов и плотных прослоев кремнистых пород или конгломератов. Примером могут служить верхнемиоценовые известковистые конгломераты, драгированные в 1982 г. с выступа АФ в Наваринском каньоне (29-й рейс НИС «Дмитрий Менделеев»). Это плотные осадочные породы (с крупными обломками известковистого материала), которые следует включать в состав осадочного чехла бассейна.

В северо-восточной части ОБ, на границе с Охотско-Чукотским вулканическим поясом, АФ, по-видимому, сложен нижнепалеогеновыми эффузивами, широко распространенными вблизи пояса.

Центральная, наиболее прогнутая часть Анадырско-Наваринского ОБ, проследивается от южной части Анадырской впадины далеко на

юго-восток, почти до поднятия Прибылова. Несколькими поперечными поднятиями она разделяется на впадины, в которых АФ погружается на глубину от 5—8 до 10—12 км. Вся эта прогнутая зона (особенно глубокие впадины), по-видимому, развивалась унаследованно. Здесь сформировался наиболее мощный и полный в стратиграфическом отношении разрез чехла.

Юго-западная часть Анадырско-Наваринского ОБ обнажается на суше в районе Угольной и Каньонной впадин, где на юрско-меловом основании залегают осадочные угленосные отложения (K_2 — F). АФ краевой части бассейна, по-видимому, мозаичен, что обусловлено сложным геологическим строением покровно-складчатого основания в этом районе. Здесь за АФ могут приниматься не только сложнодеформированные и слабоэтаморфизованные комплексы поздней юры — мела, но и плотные породы промежуточного комплекса.

Судя по данным драгирования и характеру сейсмических записей, к АФ могут быть также отнесены сильно окремненные прослои в миоценовом разрезе, плотные нижнемиоценовые конгломераты, зоны брекчирования и окварцевания, развитые над крупными разломами и т. д.

Как отмечалось выше, Анадырско-Наваринский ОБ располагается на шельфе, на продолжении тектонических структур Корякского нагорья, и поэтому основные этапы формирования осадочного чехла в зоне шельфа, вероятно, коррелируются по времени с периодами формирования плащеобразных отложений (неоавтохтонный чехол) в пределах континентальной части. Так, в Корякском нагорье, начиная с конца позднего мела, неоднократно существовали периоды, когда формировались мощные толщи осадочных отложений, полого облекавших сложнодислоцированные покровно-складчатые образования (ранний сенон, маастрихт, палеоген, неоген). Это позволяет предполагать, что формирование Анадырско-Наваринского ОБ также началось в конце мела (в сеноне?).

На шельфе Анадырско-Наваринского ОБ над АФ можно выделить три главных горизонта. Нижний горизонт с пластовыми скоростями 3,4—4,7 км/с развит в основном в наиболее прогнутой, осевой зоне бассейна, на бортах выклинивается или ограничен сбросами. По своим физическим параметрам и характеру сейсмической записи он может отождествляться с угленосно-терригенными образованиями рарыткнской свиты (K_{2sp}), развитыми в Анадырской впадине. На юго-западе ОБ это могут быть аналоги верхнемеловых — эоценовых (?) молассовых угленосных образований Угольной и Каньонной впадин. Характер залегания и распространения этих отложений практически

неизвестен. Можно только предположить, что они заполняют крупные грабенообразные прогибы мощностью до 4—5 км.

Следующий сейсмогеологический горизонт с пластовыми скоростями 2,3—2,9 км/с, местами до 3,4 км/с распространен также преимущественно в пределах прогибов и имеет мощность до 2—3 км. По своим характеристикам он может быть сопоставим с терригенными отложениями майницкой свиты (P_{2-3}) и песчаниками собольковской свиты (N_1) Анадырской впадины. По характеру залегания и степени дислоцированности все перечисленные выше осадочные образования в Анадырской впадине отнесены к промежуточному комплексу.

Верхний сейсмогеологический горизонт с пластовыми скоростями 1,5—2,3 км/с имеет региональное распространение и хорошо коррелируется с верхнемиоцен-плиоценовыми и плиоцен-четвертичными образованиями, развитыми на суше. По данным драгирования [28] он сложен диатомовыми глинами, граувакковыми песчаниками, пелитоморфными известняками, гравелитами и т. д. Мощность его местами достигает 5 км. В подошве выделяется эрозионная поверхность, срезающая деформированные в куполовидные и крупные конседиментационные складки отложения нижних комплексов.

Образование Анадырско-Наваринского ОБ связывается с развитием крупных грабенов в тылу и в пределах покровно-складчатых сооружений Корякского нагорья и их продолжения на внешнем шельфе. Осадки нижних комплексов (промежуточного комплекса) сходны с грабеновыми фациями.

Хатырский ОБ располагается, главным образом, в пределах шельфа и склона, и только незначительная часть его захватывает часть суши (см. рис. 1). Этот бассейн располагается на сочленении субконтинентальной (Корякско-Южно-Аляскинская тектоническая система) и субокеанической коры, характерной для глубоководной Алеутской котловины. Он сложен мощным комплексом позднемеловых — кайнозойских отложений, плащеобразно облекающих фундамент, представленный, видимо, аккреционной призмой, образованной тектоническими покровами. Осадочный чехол Хатырского ОБ смят в систему складок субмеридионального и северо-восточного простираний, в то время как основные структуры сопредельной части Корякского нагорья имеют северо-восточное и субширотное простирания. Длина бассейна ~200 км, ширина 130 км. На севере бассейн по системе надвигов граничит с покровно-складчатыми образованиями Эконайской тектонической зоны, на западе и юго-западе по системе крутопадающих разрывов — со структурами Укэлаятской зоны. Юго-вос-

точная граница проводится условно по системе слабовыраженных поднятий АФ, отделяющих Хатырский бассейн от Северо-Алеутского предсклонового прогиба [8]. Восточным ограничением служит Наваринское поднятие, расположенное на шельфе и четко фиксирующееся как в гравитационном поле, так и на сейсмических профилях. Сравнительно небольшая, расположенная на суше часть Хатырского ОБ, выделяется как Нижне-Хатырская тектоническая зона (см. рис. 1). Она сложена мощным комплексом позднемиоценовых и кайнозойских отложений.

Верхнемиоценовые отложения, представленные морскими терригенными породами, локально распространены на границе с Эконайской зоной. Мощность этой толщи, сложенной песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, гравелитами, туфопесчаниками, конгломератами, составляет не менее 1000 м.

Эоцен-олигоценые отложения широко распространены в Нижне-Хатырской зоне. В разных частях зоны они выделяются как ионайская, ионайская свиты, быстрореченская и ольховская толщи. Это чередование темно-серых алевролитов и аргиллитов, часто насыщенных псефитовым материалом с маломощными прослоями песчаников и гравелитов общей мощностью не менее 1,5—2 км. Для нижней части разреза характерны линзообразные скопления валунных глин, в средней части встречаются пачки флишоидного переслаивания мощностью до 30 м.

Олигоценые образования представлены широко распространенными фациально изменчивыми морскими и прибрежно-морскими отложениями. На правобережье р. Хатырки они объединяются в маллэнскую свиту, на левобережье — в хайдинскую свиту, а на крайнем северо-востоке зоны выделяются в свиту этерет [6].

Маллэнская свита сложена в нижней части (3100—3300 м) флишоидно переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Средняя часть (4300—4500 м) представлена преимущественно песчаниками. Верхняя часть свиты состоит из чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Суммарная мощность маллэнской свиты ~8000 м [6]. Однако учитывая, что отложения могут представлять собой косослоистый разрез проксимальных частей конуса выноса или палеодельты, мощность этого геологического тела, скорее всего, меньше (в пределах суши, по крайней мере).

Хайдинская свита (1800—2000 м) согласно перекрывает отложения эоцена — олигоцена. В нижней части она сложена чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, вверх по разрезу постепенно сменя-

ющихся переслаиванием темно-серых алевролитов и аргиллитов, с неравномерно рассеянной примесью грубозернистого песчаного материала и плавающей галькой [6]. По материалам Д. И. Агапитова, хайдинская свита подразделяется на нейвытвырскую, анольскую свиты олигоцена, а верхняя часть входит в состав имликинской свиты нижнего миоцена (см. ниже). Осадки свит преимущественно морские, прибрежно-морские, образованные в системе подводных каньонов материкового склона и конусов выноса [11].

Свита этерет (1350—1500 м) сложена слабоцементированными мелко- и среднезернистыми песчаниками с линзами и прослоями карбонатизированных очень плотных песчаников, реже конгломератами.

Образования нижнего — среднего миоцена несогласно перекрывают эоцен-олигоценые отложения. Это терригенные, в основном грубообломочные породы, которые обычно выделялись в ундалуменскую свиту, состоявшую из двух подсвит. Несогласное залегание последних друг на друге и существенное отличие по составу позволило Д. И. Агапиту выделить их в самостоятельные имликинскую и ваамочкинскую свиты.

Имликинская свита (N_1) сложена чередованием мощных слоев конгломератов (до 50 м) и песчаников (от 5—10 до 100—150 м). Вверх по разрезу количество прослоев конгломератов уменьшается. Вся толща фациально изменчива, отдельные слои конгломератов и гравелитов часто замещаются по простиранию песчаниками или выклиниваются. Мощность свиты изменяется от 200—300 до 1500 м.

Ваамочкинская свита (N_1^{1-2}) представлена чередованием различных пачек, сложенных флишоидно-переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, песчаниками с линзовидными прослоями конгломератов, алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями песчаников. В сторону осевых частей прогибов мощности слоев возрастают, а состав осадков грубеет. Общая мощность ваамочкинской свиты 300—1500 м. Отложения принадлежат к фации заполнения подводных каньонов [11].

Средне-верхнемиоценовая майнопыльгинская свита распространена лишь в восточной части Нижне-Хатырской зоны, где она приурочена к прогибам субмеридионального простирания. По-видимому, свита широко распространена на шельфе и материковом склоне. В строении ее принимают участие аргиллиты, алевролиты, кремнистые аргиллиты, реже конгломераты и песчаники.

Верхнемиоценовые отложения согласно или с незначительным размывом залегают на породах майнопыльгинской свиты. В прогибах

они представлены полимиктовыми, плохо сортированными песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов и линзами аргиллитов, а на поднятиях — тонкозернистыми осадками. Отмечаются прослой туфов среднего состава. Общая мощность отложений достигает 1500 м в наиболее крупных прогибах, резко уменьшаясь в сторону поднятий.

Самая верхняя часть верхнемиоценовых отложений сложена грубообломочными угленосными отложениями (500—600 м) яракоимской толщи — конгломератами, песчаниками, туфогенными песчаниками и алеволитами, аргиллитоподобными глинами с линзами бурых углей.

Верхнеплиоцен-четвертичные отложения несогласно перекрывают все подстилающие породы. Они представлены песчанистыми глинами с галькой разнообразных осадочных и вулканических пород мощностью до 30 м.

Характер деформаций кайнозойских отложений Хатырского ОБ направленно меняется с запада на восток. На суше в западной части бассейна кайнозойские образования деформированы в систему широких синклиналей и разделяющих их сжатых антиклиналей. Синклинали с размахом крыльев до 6—8 км и углами падения на них до 60—70° сложены флишоидными отложениями (P_3-N_1). Крылья складок обычно осложнены северо-западными сбросами и взбросами. Разделяющие их антиклинальные перегибы сложены глинистыми породами эоцена — олигоцена, смятыми в сжатые линейные, обычно гребневидные складки, нарушенные взбросами и надвигами. Простирание складок обычно северо-западное и субмеридиональное.

На северо-западе, вблизи сочленения с Эконайской зоной, характер складчатости меняется. Появляются мелкие, линейно вытянутые, сдавленные, часто опрокинутые к юго-востоку складки, осложненные многочисленными разрывами. Непосредственно вблизи надвига, по которому Хатырский ОБ отделяется от Эконайской зоны, кайнозойские осадочные породы интенсивно расщеплены, перемяты и имеют «обожженный облик». Они смяты в систему мелких (с амплитудой 100—150 м), сжатых вплоть до изоклиальных, складок, запрокинутых на юго-восток и осложненных многочисленными со складчатыми срывами.

В восточном направлении план складчатости меняется: породы смяты в мелкие линейные, реже коробчатые складки преимущественно северо-восточного простирания. Здесь же на протяжении 30 км от р. Хатырки до бухты Малдэн обнажено северо-западное крыло крупной мульдообразной складки северо-восточного простирания. Углы падения на ее крыльях достигают 70—80°, постепенно выходясь

к центру. Это крыло складки осложнено дипирированными структурами.

На побережье бурением и сейсмическими работами под четвертичными отложениями обнаружены два линейных прогиба (прогиб Русакова и Ленинградский, по Д. И. Агаптову). Они разделены узким линейным Майно-Пыльгинским поднятием, ограниченным крутыми разломами. Прогибы выполнены в основном миоценовыми отложениями, мощность которых в наиболее прогнутых участках достигает 6 км.

Они продолжают на шельф и склон, объединяясь в более крупные прогибы сложной конфигурации, имеющие в целом северо-восточное или субмеридиональное простирание. Мощность слоистой толщи достигает в них 7—10 км [7, 8].

Судя по геофизическим данным, поверхность АФ на шельфе и склоне имеет сложную (террасированную) форму. Выделяются две крупные террасы северо-восточного простирания, которые разбиты на блоки разломами, связанными с прогибами субмеридионального простирания.

Анализ геофизических данных позволяет выделить в акваториальной части Хатырского ОБ несколько геолого-геофизических комплексов: складчатое основание, «промежуточный» комплекс и осадочный покров.

Поверхность складчатого основания, сопоставляемая с кровлей магнитоактивного горизонта, образует систему прогибов северо-восточного и субширотного простирания, разделенных линейными выступами, имеющими блоковое строение (рис. 3).

Складчатое основание может быть представлено палеозойско(?)—мезозойскими образованиями Эконайской покровно-складчатой зоны, структуры которой, судя по гравиметрическим данным [18], выклиниваются в пределах материкового склона.

Промежуточный комплекс, верхняя граница которого проводится по кровле АФ, представлен, по-видимому, интенсивно дислоцированными терригенно-кремнистыми, турбидитовыми отложениями ($K_2-P_{1-2}?$), аналогичными вскрытым скважиной на крыле Кайпыльгинской моноклинали. По мнению Б. В. Ермакова [9], отложения этого комплекса являются образованиями Укэлаятской зоны, прослеживающимися вдоль шельфа Корякии. Промежуточный комплекс выполняет прогибы в складчатом основании, выклиниваясь в пределах его выступов [8]. На материковом склоне он, по-видимому, фациально замещается отложениями нижних горизонтов осадочного чехла Алеутской котловины. Мощность отложений промежуточного комплекса достигает 2,5 км, а в глубоких прогибах, возможно, и более.

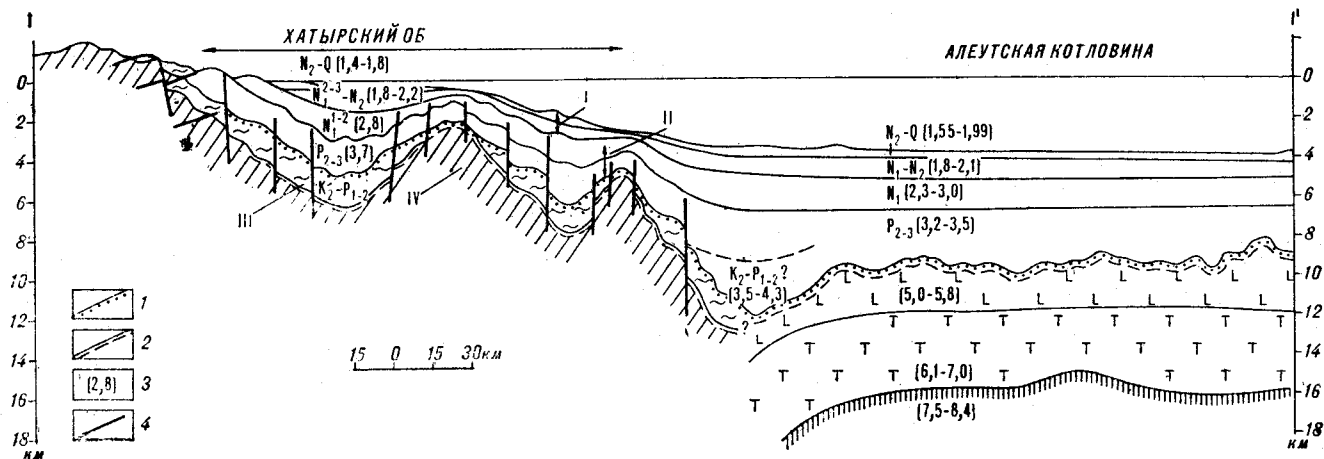


Рис. 3. Схематический геологический профиль через Хатырский ОБ (по [7, 8] с изменениями авторов). 1 — акустический фундамент, 2 — магнитоактивный горизонт, 3 — пластовые скорости стратифицированных комплексов (км/с), 4 — разломы. I — верхний комплекс, II — нижний комплекс осадочного покрова, III — промежуточный комплекс, IV — складчатое основание.

Осадочный покров залегает в целом более полого, чем промежуточный комплекс. Внутри разреза покрова установлено от 2 до 4 отражающих горизонтов [8], которые при сопоставлении с материалами бурения и геологической съемки на побережье отождествляются с границами определенных стратиграфических подразделений.

Осадочная толща состоит из двух крупных комплексов, отличающихся по степени дислоцированности, мощности и скоростным характеристикам. Нижний ($V_{пл} = 2,8-3,7$ км/с) имеет мощность до 4 км, выклиниваясь на бортах впадин. В пределах крупных прогибов нередко он подразделяется на две самостоятельные толщи, которые сопоставляются с эоцен-олигоценовыми и нижнемиоценовыми отложениями. Отложения смяты в пологие конседиментационные складки, осложненные мелкой складчатостью. Верхний комплекс часто подразделяется на две толщи ($V_{пл} = 1,8-2,2$ км/с и $V_{пл} = 1,4-1,8$ км/с) общей мощностью до 2,5 км. Они могут сопоставляться с верхней частью миоценовых и плиоцен-четвертичными отложениями. Эти толщи дислоцированы значительно меньше, чем подстилающие отложения. Для них характерно развитие оползней, крупной косої слоистости и подводных конусов выноса [11]. На участках, где фиксируются выступы складчатого основания, отложения верхнего комплекса залегают с размывом.

Северо-Алеутский ОБ прослеживается вдоль всего материкового склона, примыкающего к Корякскому шельфу, и выполнен осадочными отложениями мощностью до 7-8 км, перекрывающими АФ ($V_{пл} = 5,0-5,8$ км/с), который, видимо, представляет собой вулканогенно-оса-

дочные образования 2-го океанического слоя коры Алеутской котловины. По направлению к центральной части этой котловины мощность осадочного чехла уменьшается до 3-4 км. Уменьшается она и на склоне, в нижней части которого имеется незначительное структурное поднятие, разделяющее предсклоновый прогиб и осадочные бассейны материкового склона. Поверхность АФ деформирована. Вблизи Наваринского выступа отмечается субширотное поднятие высотой ~3 км, пересекающее Северо-Алеутский ОБ.

В осадочном чехле, по сейсмическим данным [8], выделяется 4 толщи (см. рис. 3). Наиболее глубоко погруженная толща характеризуется пластовыми скоростями 3,2-4,3 км/с. Ее мощность достигает 3,5-4,0 км. Судя по составу наиболее нижних частей осадочного чехла, выведенных на поверхность в хр. Ширинова (данные 29 рейса НИС «Дмитрий Менделеев»), эта толща может быть сложена туфоаргиллитами, туфоалевролитами, тонко- и среднезернистыми туфопесчаниками, кремнистыми аргиллитами. Формирование ее, видимо, приходится на палеоген (возможно, поздний мел — палеоген). Выше выделяется толща ($V_{пл} = 2,7-3,0$ км/с) мощностью 1,5-2,0 км, которая по своей скоростной характеристике близка олигоцен(?) — нижнемиоценовым отложениям Хатырского ОБ. Вышележащий горизонт ($V_{пл} = 2,1-2,3$ км/с) мощностью 1-1,5 км сложен, по-видимому, аргиллитами и алевритистыми глинами среднемиоценового и, возможно, несколько более древнего возраста. Самый верхний горизонт ($V_{пл} = 1,5-1,9$ км/с) мощностью до 1 км сложен переслаивающимися алевритистыми диатомовыми илами и глинами, слаболитифицированными песчаниками,

вулканическими пеплами. Судя по данным глубоководного бурения [23], возраст его — плиоцен-четвертичный.

В двух верхних комплексах Северо-Алеутского ОБ большую роль играют осадки конусов выноса [11], сносимые в котловину с участков смежного шельфа.

Хатырский и Северо-Алеутский ОБ формировались в единой системе осадконакопления, расположенной на границе покровно-складчатых структур Корякского нагорья и океанической коры Алеутской котловины. Единство системы определяется главным образом общностью источников сноса терригенных осадков. Сравнение сейсмических разрезов верхнего комплекса шельфа, склона и глубоководной котловины показывает резко изменчивость характера сейсмической записи; сейсмofаций вкрест простирания данных ОБ, а следовательно, и фациального состава отложений: от прибрежно-морских, лагунных до глубоководных дистальных турбидитов, диатомовых илов. Поперечная изменчивость состава осадков намечается и в пределах Нижне-Хатырской зоны для ионайской, маллэнской свит. В то же время на суше в большей степени проявлена продольная фациальная изменчивость, характеризующая интенсивную расчлененность палеорельефа [11], что находит отражение и на продольных сейсмопрофилях на шельфе. Различие бассейнов, граница между которыми проводится достаточно условно, определяется разнотипностью земной коры, различным составом фундамента, а также по структурным и геоморфологическим признакам.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

К настоящему времени для данного региона разработана схема этапности покровообразующих тектонических движений, отражающая крупные этапы тектонических перестроек. Соприращенность рассмотренных ОБ с зонами покровообразования, по-видимому, обуславливает синхронность и взаимосвязанность основных структурообразующих процессов в их пределах. Так, вполне закономерно предполагать развитие в тылу зон сжатия зон растяжения, определившего структуру и выполнение развивающихся ОБ — крупнейших линейных и ступенчатых грабенов, ограниченных конседиментационными сбросами. Формирование пакета покровов непосредственно определяло развитие Хатырского ОБ, структуру его фундамента, области сноса, а также деформации отложений чехла. Остановимся вкратце на основных этапах тектонических движений в регионе.

Ранние этапы развития рассматриваемого района (до позднего мела) в данной статье не рассматриваются. Они разобраны в ряде работ [12, 17, 20]. Отметим лишь, что к концу позднего мела северо-восточная часть Корякского нагорья и ее подводное продолжение на шельфе уже существовали как сложное горное сооружение, состоящее из системы тектонических покровов. В процессе его становления отмечаются крупные тектонические фазы, когда происходили значительные структурные перестройки с изменением плана складчатости и появлением новых типов структур, с формированием тектофических покровов, сменой формационного состава отложений и т. д.

Крупная тектоническая перестройка произошла в конце турона — начале сенона [12], после чего в северо-восточной части Корякского нагорья стали формироваться первые молассы [12], а в более южных районах — отложения граувакковой, флишовой и аспидной формаций [10]. Очевидно, в этот период на месте современного Анадырско-Наваринского ОБ произошло заложение крупных грабенов, заполнявшихся прибрежно-морскими и континентальными осадками сенона.

В зоне перехода от корякских структур к глубоководной котловине в сеноне шло накопление флишовой толщ, перекрывавших выклинивающийся в сторону абиссальных частей Берингова моря мощный покровный пакет, сложенный структурно-формационными образованиями различного возраста (Pz₃—Mz).

В южной части Корякского нагорья в поздне-меловое — раннеэоценовое время тектонические покровы Олюторской зоны перемещались с юга на север, видимо, компенсируя раздвижение Командорской котловины. С этим процессом, по-видимому, и связано дискордантное положение Олюторской и Укэлайтской тектонических зон по отношению к более северным тектоническим элементам Корякского нагорья.

Северо-Алеутский ОБ к концу позднего мела, видимо, уже существовал как крупная опущенная зона, так как в современной его структуре отмечаются резко увеличенные мощности нижних частей осадочного разреза по сравнению с центральной частью Алеутской котловины.

В предмаастрихтское время в Корякском нагорье произошла крупная тектоническая перестройка, с которой связано почти повсеместное изменение формационного состава отложений и в ряде районов (Алькатваамская, Эконайская зоны) формирование крупных тектонических покровов [20].

В конце сенона, по-видимому, существовала тектонически спокойная обстановка, что под-

вулканическими пеплами. Судя по данным глубоководного бурения [23], возраст его — плиоцен-четвертичный.

В двух верхних комплексах Северо-Алеутского ОБ большую роль играют осадки конусов выноса [41], сносимые в котловину с участков смежного шельфа.

Хатырский и Северо-Алеутский ОБ формировались в единой системе осадконакопления, расположенной на границе покровно-складчатых структур Корякского нагорья и океанической коры Алеутской котловины. Единство системы определяется главным образом общностью источников сноса терригенных осадков. Сравнение сейсмических разрезов верхнего комплекса шельфа, склона и глубоководной котловины показывает резко изменчивость характера сейсмической записи, сеймофаций вкрест простирания данных ОБ, а следовательно, и фациального состава отложений: от прибрежно-морских, лагунных до глубоководных дистальных турбидитов, диатомовых илов. Поперечная изменчивость состава осадков, намечается и в пределах Нижне-Хатырской зоны для ионайской, маллэнской свит. В то же время на суше в большей степени проявлена продольная фациальная изменчивость, характеризующая интенсивную расчлененность палеорельефа [41], что находит отражение и на продольных сеймопрофилях на шельфе. Различие бассейнов, граница между которыми проводится достаточно условно, определяется разнотипностью земной коры, различным составом фундамента, а также по структурным и геоморфологическим признакам.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

К настоящему времени для данного региона разработана схема этапности покровообразующих тектонических движений, отражающая крупные этапы тектонических перестроек. Сопряженность рассмотренных ОБ с зонами покровообразования, по-видимому, обуславливает синхронность и взаимосвязанность основных структурообразующих процессов в их пределах. Так, вполне закономерно предполагать развитие в тылу зон сжатия зон растяжения, определившего структуру и выполнение развивающихся ОБ — крупнейших линейных и ступенчатых грабенов, ограниченных конседиментационными сбросами. Формирование пакета покровов непосредственно определяло развитие Хатырского ОБ, структуру его фундамента, области сноса, а также деформации отложений чехла. Остановимся вкратце на основных этапах тектонических движений в регионе.

Ранние этапы развития рассматриваемого района (до позднего мела) в данной статье не рассматриваются. Они разобраны в ряде работ [12, 17, 20]. Отметим лишь, что к концу позднего мела северо-восточная часть Корякского нагорья и ее подводное продолжение на шельфе уже существовали как сложное горное сооружение, состоящее из системы тектонических покровов. В процессе его становления отмечаются крупные тектонические фазы, когда происходили значительные структурные перестройки с изменением плана складчатости и появлением новых типов структур, с формированием тектонических покровов, сменой формационного состава отложений и т. д.

Крупная тектоническая перестройка произошла в конце турона — начале сенона [12], после чего в северо-восточной части Корякского нагорья стали формироваться первые молассы [12], а в более южных районах — отложения граувакковой, флишовой и аспидной формаций [10]. Очевидно, в этот период на месте современного Анадырско-Наваринского ОБ произошло заложение крупных грабенов, заполнявшихся прибрежно-морскими и континентальными осадками сенона.

В зоне перехода от корякских структур к глубоководной котловине в сеноне шло накопление флишовой толщ, перекрывавших выклинивающийся в сторону абиссальных частей Берингова моря мощный покровный пакет, сложенный структурно-формационными образованиями различного возраста (P_z — M_z).

В южной части Корякского нагорья в поздне-меловое — раннеозоценовое время тектонические покровы Олюторской зоны перемещались с юга на север, видимо, компенсируя раздвигание Командорской котловины. С этим процессом, по-видимому, и связано дискордантное положение Олюторской и Укэлаятской тектонических зон по отношению к более северным тектоническим элементам Корякского нагорья.

Северо-Алеутский ОБ к концу позднего мела, видимо, уже существовал как крупная опущенная зона, так как в современной его структуре отмечаются резко увеличенные мощности нижних частей осадочного разреза по сравнению с центральной частью Алеутской котловины.

В предмаастрихтское время в Корякском нагорье произошла крупная тектоническая перестройка, с которой связано почти повсеместное изменение формационного состава отложений и в ряде районов (Алькатваамская, Эконайская зоны) формирование крупных тектонических покровов [20].

В конце сенона, по-видимому, существовала тектонически спокойная обстановка, что под-

черкивается тем, что в ряде мест (например, Эконайская зона) маастрихтские отложения перекрывают уже сформированный пакет покровов. К концу сенона — началу палеогена в Анадырско-Наваринском ОБ накопились мощные толщи преимущественно континентальных осадков, нивелирующих расчлененный рельеф фундамента грабенев.

В конце сенона в ряде мест северо-восточной части Корякского нагорья (Алькатваамская зона) проявился базальтовый вулканизм. В раннем — среднем палеогене в северных и восточных районах Корякского нагорья, вблизи Охотско-Чукотского вулканического пояса, формировались мощные базальтовые толщи. Они установлены также в Анадырской впадине и, видимо, широко распространены на шельфе Берингова моря, где подчеркнуты аномально высокими значениями магнитного поля [5].

Новый этап значительного горизонтального сжатия проявился в конце эоцена — олигоцена. В Нижне-Хатырской зоне отмечается формирование надвигов в сторону котловины, с чем связываются развитие валунных глин и складчатость в отложениях ионайской свиты. В этот период, по-видимому, произошло опускание грабеновых долин — на континентальные толщи позднего сенона — раннего палеогена с несогласием ложатся мелководно-морские осадки эоцена — олигоцена, сменяющиеся вверх по разрезу прибрежно-морскими, континентальными осадками миоцена. Одновременно продолжалось движение мощного пакета нагромаждавшихся друг на друга тектонических пластин Олюторской зоны. Тогда же происходило становление тектонических покровов на Восточной Камчатке (Озерновско-Карагинская зона). По-видимому, в это же время происходило формирование хр. Ширшова, представляющего собой мощную зону скупивания субокеанической коры. Все структуры сжатия по периферии Командорской котловины, видимо, частично компенсировали расширение ее центральной части. С этим же процессом, вероятно, связано появление в регионе субмеридиональных простираний структур не только в хр. Ширшова, но и на Корякском шельфе и континентальном склоне.

Значительная тектоническая перестройка регионального характера происходила в конце раннего — начале среднего миоцена. Отложения прогибов местами были деформированы в крупные куполовидные складки (конседиментационные), срезанные впоследствии предсреднемиоценовой эрозивной поверхностью, распространяющейся в пределах шельфа и на смежные с прогибами горстовые поднятия. После этого началось формирование сплошного осадочного покрова, полого перекрывающе-

го все подстилающие образования на шельфе, склоне и в глубоководных котловинах Берингова моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные ОБ располагаются в зоне перехода от континента к океану. Каждый из них является представителем определенного типа ОБ и характеризуется набором характерных признаков: своеобразным типом и мощностью земной коры, геоморфологической характеристикой, геологическим строением и историей.

Развитие рассмотренных бассейнов тесно связано с формированием покровно-складчатой структуры Корякского нагорья, а процессы осадконакопления в них, очевидно, синхронны образованию неавтохтонных чехлов, запечатывающих пакеты тектонических покровов. Это, по-видимому, является одним из объяснений широкого распространения в рассмотренном регионе разновозрастных комплексов осадков и синхронности разделяющих их поверхностей несогласия. В то же время, несмотря на синхронность этапов развития бассейнов, а также их частей, расположенных на суше и акватории, при интерпретации геофизических данных необходимо учитывать характер их латеральной неоднородности. Так, для всех бассейнов наиболее отчетливо устанавливается поперечная неоднородность строения и состава осадочного выполнения, обусловленная тектонической неоднородностью складчатого обрамления, направленностью тектонических движений, палеогеографической неоднородностью области сноса и осадконакопления и др. Для таких бассейнов, как Хатырский и Северо-Алеутский, геологическими материалами в которых охарактеризована лишь одна (для каждого комплекса) палеогеографическая (палеотектоническая) зона, прогнозные построения можно осуществлять только с использованием латеральных фациальных (формационных) рядов. Это должно значительно облегчить процедуры сейсмостратиграфической интерпретации.

Особую роль в воссоздании обстановок осадконакопления должен играть анализ палеотектонических движений, из которых наиболее широко проявлены и детально изучены в Корякском нагорье горизонтальные перемещения тектонических покровов, определяющие сложную покровно-складчатую структуру района. В связи с этим при типизации бассейнов необходимо учитывать их положение относительно покровно-складчатых зон, что дает также дополнительную информацию об изменениях структурного плана различных комп-

лексов, о характере дислоцированности и степени преобразования пород, возможности обнаружения поднадвиговых структур и т. д.

В заключение авторы выражают признательность проф. Ю. П. Непрочнову, Л. Р. Мерклину за консультации при работе с материа-

лами 29-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев», а также Д. И. Агапитову за представленную возможность использования геолого-геофизических материалов по Анадырской впадине и Нижне-Хатырской зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агапитов Д. И., Иванов В. В., Крайнов В. Г. Новые данные по геологии и перспективам нефтегазоносности Анадырской впадины.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973.
2. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 1.
3. Богданов Н. А., Чехович В. Д. и др. Тектоника Олюторской зоны.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
4. Бурлин Ю. К. Нефтегазообразование в осадочных формациях Тихоокеанского кайнозойского тектонического пояса (северо-западный сектор). Автореф. докт. дис. МГУ, 1977.
5. Верба М. Л., Ермаков Б. В. Тектоническое районирование северо-западной части шельфа Берингова моря и прилегающих побережий.— Геотектоника, 1976, № 2.
6. Волобуева В. И., Красный Л. Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979.
7. Гнибиденко Г. С. Тектоника Берингова моря.— В кн.: Геологическая история Берингова моря. Владивосток, 1981.
8. Голубев В. М., Устинов Н. В. Строение осадочного чехла и фундамента Берингова моря.— В кн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981.
9. Ермаков Б. В. Укэлаятско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и Южной Аляски.— Геол. и геофиз., 1975, № 6.
10. Ермаков Б. В., Супруненко О. И. Строение и условия формирования позднемиоценовых и миоценовых образований Корякско-Камчатской области.— Сов. геол., 1975, № 12.
11. Заболотников А. А., Левченко О. В., Евсюков Ю. Д. Тектоника и фации осадочного чехла подводной окраины Корякского нагорья.— Тихоокеанская геол., 1983, № 4.
12. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981.
13. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. О структурных связях восточной части Корякского нагорья и юго-западной Аляски.— ДАН СССР, 1982, т. 162, № 2.
14. Иванов В. В., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М. Тектоническое положение и особенности строения осадочных бассейнов на северо-западном обрамле-
- нии Тихого океана.— Геотектоника, 1981, № 4.
15. Казимиров А. Д. Покровы и палинспастика Аляктовской зоны (Корякское нагорье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9.
16. Митрофанов Н. Н. Ватгинский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне.— Геол. и геофиз., 1977, № 4.
17. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
18. Павлов Ю. А., Строев П. А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным.— В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М.: МГУ, 1975.
19. Пуцаровский Ю. М. Структурное положение нефтегазоносных районов в Тихоокеанском поясе.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Палеотология. М.: Наука, 1976.
20. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г. и др. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое строение земной коры и разломы. М.: Наука, 1979.
21. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г. и др. Тектоника Корякского хребта.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982.
22. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
23. Creager I. S., Scholl D. W. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1973, v. 19: Washington (U. S. Government Printing Office).
24. Hopkins D. M., Scholl D. W. et al. Cretaceous, Tertiary and Early Pleistocene Rocks from the Continental Margin in the Bering Sea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, N 8.
25. Marlow M. S. Hydrocarbon prospects in Navarin basin province, northwest Bering Sea shelf.— Oil and Gas, 1979, v. 29.
26. Marlow M. S., Cooper A. K. Hydrocarbon prospects for the Navarin and the Aleutian Basin provinces.— Open — File Report, 1979, N 79—1667.
27. Marlow M. S., Cooper A. K. Mesozoic and Cenozoic Structural Trends Under Southern Bering Sea Shelf.— The American Association of Petroleum Geologists Bull., 1980, v. 64, N 12.
28. Marlow M. S., Scholl D. W., Cooper A. K. and Bufington E. C. Structure and Evolution of Bering Sea Shelf South of St. Lawrence Island.— AAPG Bull., 1976, v. 60/2.
29. Marlow M. S., Cooper A. K., Childs J. R. Tectonic Evolution of Gulf of Anadyr and Formation of Anadyr and Navarin Basins.— AAPG Bull., 1983, v. 67/4.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск
ГИН АН СССР

Московский государственный университет
Москва

Поступила в редакцию
3 мая 1983 г.

К. С. Шашкин

СТРУКТУРНО-Вещественная эволюция земной коры Приамурья в позднем докембрии и фанерозое

В Приамурье выделяются две геоструктуры — Амурский геоблок и Монголо-Охотская эпигеосинклинальная система, отличающиеся набором формаций, стилем складчатых структур, характером магматизма и метаморфизма. Высокая эндогенная активность этих геоструктур на протяжении фанерозоя и позднего рифея была обусловлена потоком флюидов, несущих тепло. Тепловой поток в разных геоструктурах приводил к различному геотектоническому режиму — эвгеосинкли-

нальному в Монголо-Охотской системе и сводовому купольному тектогенезу в Амурском геоблоке, который и определил особенности тектоники последнего. Латеральные перемещения Амурского геоблока и Сибирской платформы, сформировавшие складчатость общего смятия Монголо-Охотской системы, были автономны и, вероятно, имели парагенетическую связь с эндогенной активностью.

Понятие «Монголо-Охотский пояс» ввел А. Е. Ферсман [26], имея в виду, что южнее хребтов Яблонового и Станового располагается область с определенными геохимическими особенностями. М. С. Нагибина [14] вслед за А. Е. Ферсманом также называла этот регион Монголо-Охотским поясом, в пределах которого геосинклинальный режим, по ее мнению, завершился в палеозое, а мезозойский этап характеризовался формированием своеобразных прогибов Восточно-Азиатской группы или Монголо-Охотского типа. А. М. Смирнов [25] рассматривал эту территорию как северо-восточный выступ Китайской платформы, переработанный в ходе фанерозойского тектогенеза, а М. Г. Золотов [5] видел ее своеобразие в развитии ядерно-сводовых, кольцевых структур и назвал Амурией. В настоящее время можно определенно говорить о том, что рассматриваемый регион, отвечающий географически бассейну р. Амур, состоит из двух принципиально различных геоструктур (рис. 1). Южнее Сибирской платформы, отделенной Монголо-Охотским глубинным разломом [4], располагается ряд структурно-формационных зон — Агинская, Пришилкинская, Янканская, Джагдинская, Селемджинская и Тугуро-Торомская, составляющие единую Монголо-Охотскую эпигеосинклинальную складчатую систему [29]. Для области, расположенной южнее ее, более удачно название предложено Л. И. Красным [9] — Амурский геоблок.

МОНГОЛО-ОХОТСКАЯ ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Характерной особенностью Монголо-Охотской складчатой системы является широкое развитие в ее составе кремнисто-терригенно-вулканогенных образований, представляющих преимущественно эвгеосинклинальный ряд формаций. Они включают почти все стратиграфические подразделения геохронологической шкалы от рифея до средней юры (рис. 2), хотя в конкретных структурно-формационных зонах непрерывность стратиграфических разрезов не доказана фаунистически. В Агинской зоне, например, комплекс вулканогенно-терригенных образований разделен на ряд свит — кулиндинскую, ононскую (R), ундургинскую (D₁), устьборзинскую (D₁₋₂), ургуйскую (C₁) и агинскую (T₁), которые в формационном отношении близки и отличаются лишь различным соотношением терригенных и вулканогенных пород, что свидетельствует о их формировании в близкой геотектонической обстановке. В Пришилкинской и Янканской зонах аналогичные образования сохранились лишь в изолированных тектонических блоках. Они метаморфизованы подобно породам кулиндинской и ононской свит в фации зеленых сланцев и рассматриваются как позднедокембрийские образования, например

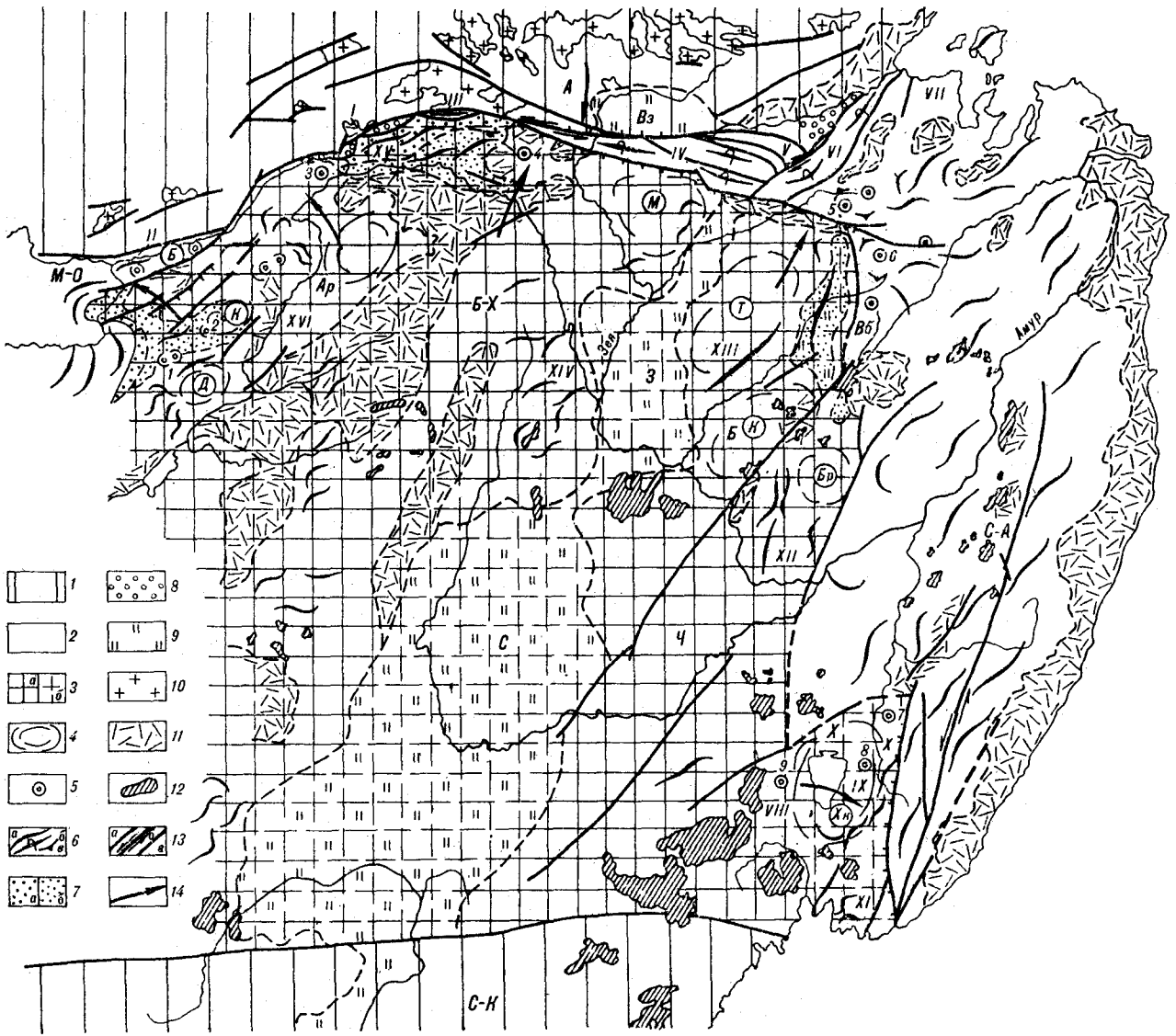
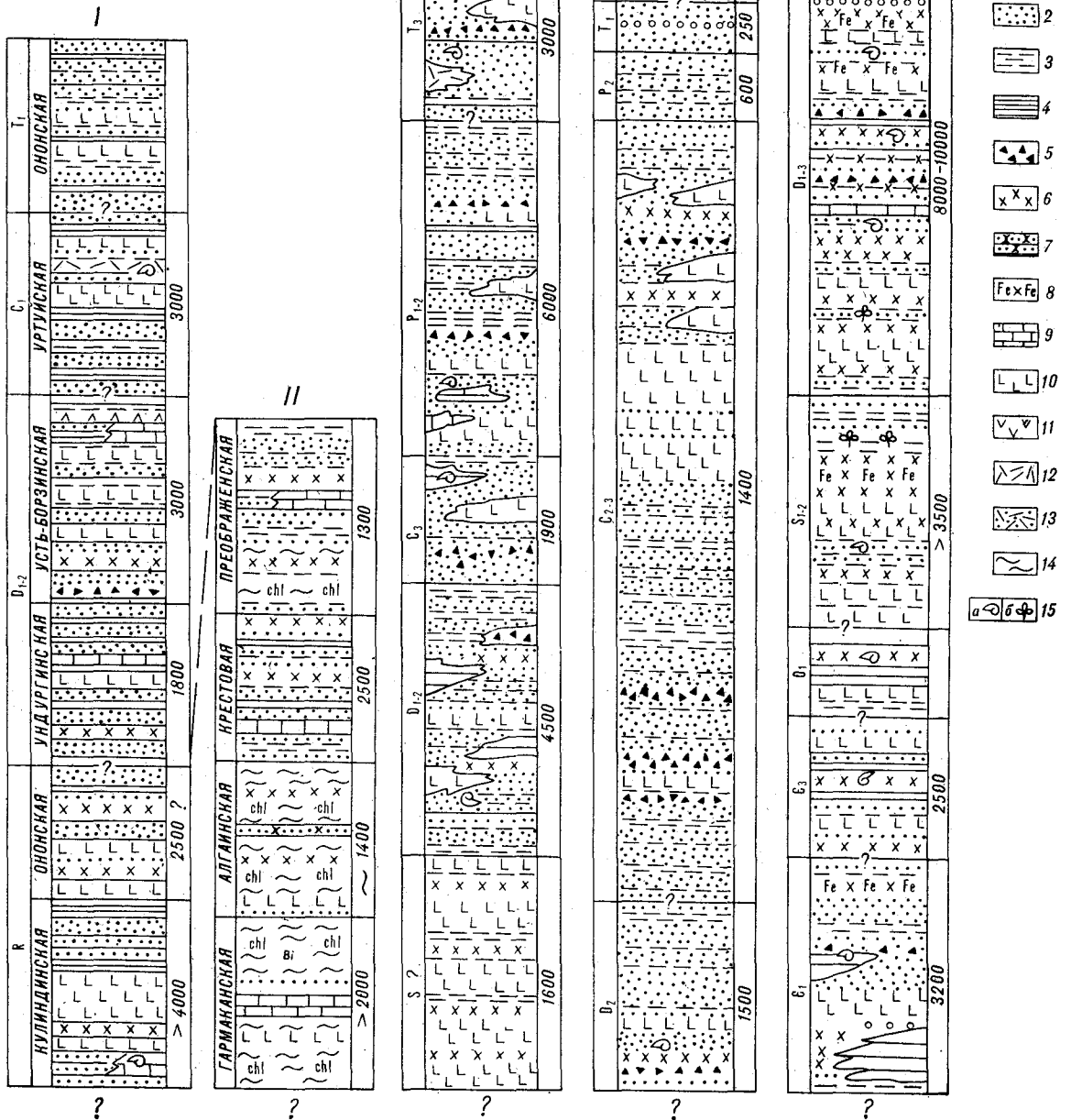


Рис. 1. Геологоструктурная схема бассейна р. Амур. 1 — докембрийские кристаллические щиты (А — Алданский, С-К — Сино-Корейский); 2 — складчатые системы (С-А — Сихоте-Алинская, М-О — Монголо-Охотская, включающая структурно-формационные зоны: 1 — Агинскую, II — Придлинную, III — Янканскую, IV — V — Джагдинскую с подзонами: IV — Западно-Джагдинской и V — Ланской, VI — Селемджинскую, VII — Тугуро-Торомскую); 3 — Амурский геоблок: а — своды (Ар — Аргунский, Б-Х — Большого Хингана, Б — Бурейский, Ч — Чжангуанцайлинский, Х — Ханкайский), б — межсводовые структуры (структурно-формационные зоны: VIII — Пограничная, IX — Спасская, X — Лесозаводская, XI — Южно-Приморская, XII — Мало-Хинганская, XIII — Мельгинская, XIV — Норско-Сухотинская, XV — Верхнеамурская, XVI — Аргуно-Газимурская); 4 — сводово-купольные системы (М-Б — Борщовочная, Д — Даурская, К — Кутомарская, М — Мамыньская, Т — Туранская, К — Каменущинская, Бр — Биробиджанская, Хк — Ханкайская); 5 —

гнейсовые и кристаллосланцевые купола (1 — Цаган-Олуевский, 2 — Кутомарский, 3 — Аникийский, 4 — Гонжинский, 5 — Афанасьевский, 6 — Софийский, 7 — Шмаковский, 8 — Спасский, 9 — Краевский); 6 — элементы складчатых структур: а — генеральное простирание складок, б — опрокинутые складки, в — межкупольные структуры, главным образом брахискладки; 7 — прогибы, выполненные морскими отложениями: а — палеозойскими, б — мезозойскими; 8 — прогибы, выполненные позднемезозойскими аллювиально-пролювиальными отложениями; 9 — депрессии, выполненные мезо-кайнозойскими озерно-аллювиальными отложениями (Вз — Верхнезейская, Вб — Верхнебурейская, З — Зейская, С — Сунляо); 10 — мезозойские гранитные интрузии Становой зоны; 11 — зоны проявления позднемезозойского вулканизма; 12 — зоны проявления четвертичного базальтового магматизма; 13 — разрывные нарушения: а — разломы, б — сдвиги, в — надвиги, 14 — направления латеральных перемещений сводовых структур Амурского геоблока и Становой зоны.

Рис. 2. Стратиграфические разрезы структурно-формационных зон Монголо-Охотской эпигеосинклинальной складчатой системы:

I — Агинской, II — Янканской, III — IV — Джагдинской с подзонами: III — Западно-Джагдинской и IV — Ланской, V — Селемджинской. 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты и глинистые сланцы; 5 — седиментационные брекчии; 6 — кремнистые породы и яшмы; 7 — кварциты; 8 — железные руды; 9 — известняки; 10—12 — эффузивы: 10 — основного, 11 — среднего и 12 — кислого состава; 13 — туфы и туффиты; 14 — филлиты и кристаллические сланцы (Chl — символ индекс-минерала); 15 — места находок фауны (а) и флоры (б).



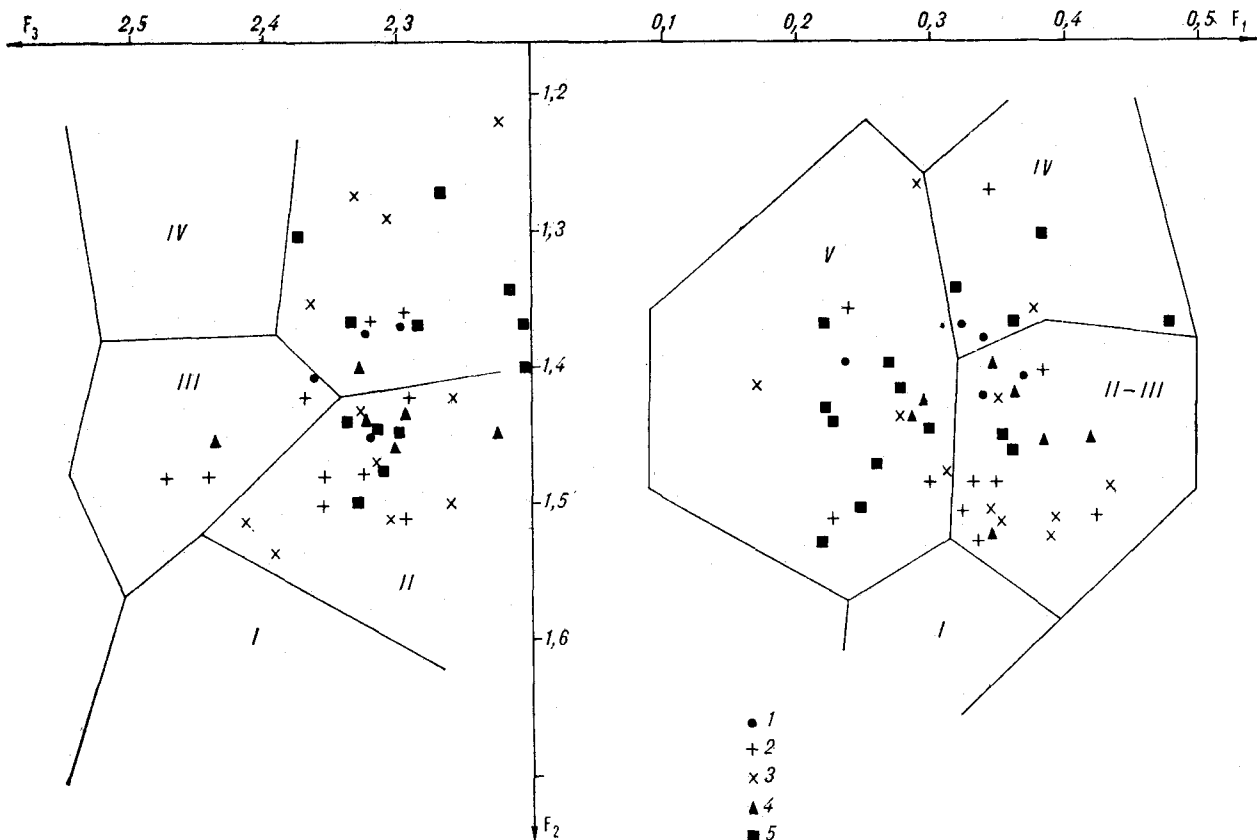


Рис. 3. Базальты Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем на диаграмме Пирса.

1 — базальты Сихотэ-Алинской складчатой системы; 2—5 — базальты Монголо-Охотской складчатой системы: 2 — западная ветвь, 3 — восточная ветвь (по [16]); 4 — Селемджинская зона, 5 — Тугуро-Торомская зона. Поля: I — океанических толеитов, II — островодужных толеитов, III — островодужных известково-щелочных базальтов, IV—V — континентальных базальтов.

борщовочная серия [30]. Разрезы отложений Джагдинской, Селемджинской и Тугуро-Торомской зон принципиально не отличаются по набору формаций, но содержат слои с фауной, характеризующей почти все системы фанерозоя (см. рис. 2). Объем вулканитов и кремнистых пород неодинаков в различных зонах, а содержание вулканитов вверх по разрезу в целом сокращается [6]. Отложения, которые указывали бы на смену эвгеосинклинального режима каким-либо другим в течение палеозоя и раннего мезозоя, здесь также отсутствуют, т. е. в пределах Джагдинской структурно-формационной зоны режим седиментации до ранней коры включительно не изменялся. Неполнота стратиграфических разрезов различных структурно-формационных зон обусловлена, очевидно, не выпадением из разреза отложений определенных стратиграфических подразделений, а недостаточностью наших знаний: отсутствием фауны и сложностью структурных перестроек, уничтоживших отдельные части непрерывного разреза эвгеосинклинальных образований Монголо-Охотской системы.

Эндогенная активность в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы была вы-

сокой в течение всего периода от позднего докембрия до средней коры и выражалась в инициальном магматизме основного состава. Присутствие в составе среднеюрских отложений значительного количества туфогенного материала указывает на вулканическую деятельность в пределах восточной ветви Монголо-Охотской геосинклинальной системы и в среднеюрское время, а широкое развитие здесь ранне- и позднеюрских гранитоидов и вулканогенных пород указывает на эндогенную активность этого региона и в меловое время. Химический состав вулканитов, сформировавшихся в течение существования эвгеосинклинального режима, качественно не менялся. На диаграмме Пирса [32] большинство базальтов попадает в поле островодужных толеитовых базальтов, а меньшая часть в поле континентальных и островодужных известково-щелочных базальтов. Эта особенность свойственна и базальтам Сихотэ-Алинской складчатой системы (рис. 3). Среди вулканитов рассматриваемых эвгеосинклинальных формаций встречаются базальты с аномально высоким содержанием TiO_2 и щелочей, аномально низким содержанием Al_2O_3 , что обусловлено, очевидно, вторичными изменения-

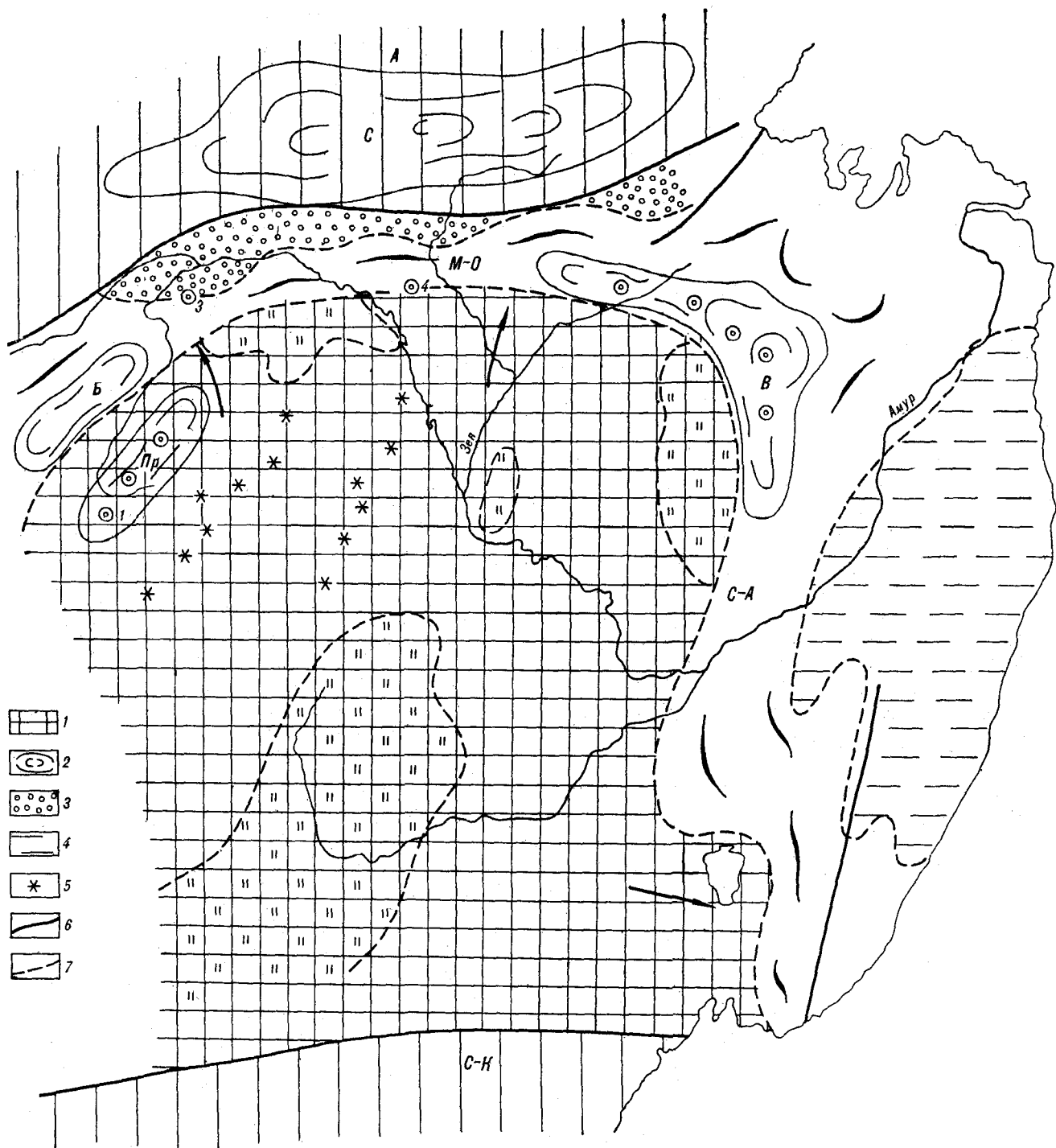


Рис. 4. Палеотектоническая схема Приамурья для рубежа позднея юра — ранний мел.
 1 — Амурский геоблок, 2 — палеосводы (С — Становой, В — Верхнебурейский, Б — Борщовочный, Пр — Приаргунский); 3 — приразломные прогибы типа грабен-синклиналей, выполняемые аллювиально-пролювиальными отложениями, 4 — области существования геосинклинального режима, 5 — области активного наземного вулканизма, 6 — разломы, 7 — границы структур. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

ми. Помимо базальтов в разрезе девонских отложений Агинской зоны в небольшом количестве присутствуют андезиты, дациты и липариты, отчасти сменяющие по вертикали базальты и выделяющиеся в самостоятельный комплекс [16]. Устойчивость химизма базальтов по всему

разрезу указывает на стабильность геодинамического режима в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы.

Резкие изменения геотектонической обстановки произошли на рубеже юрской и меловой эпох. Об этом свидетельствуют реконструкции

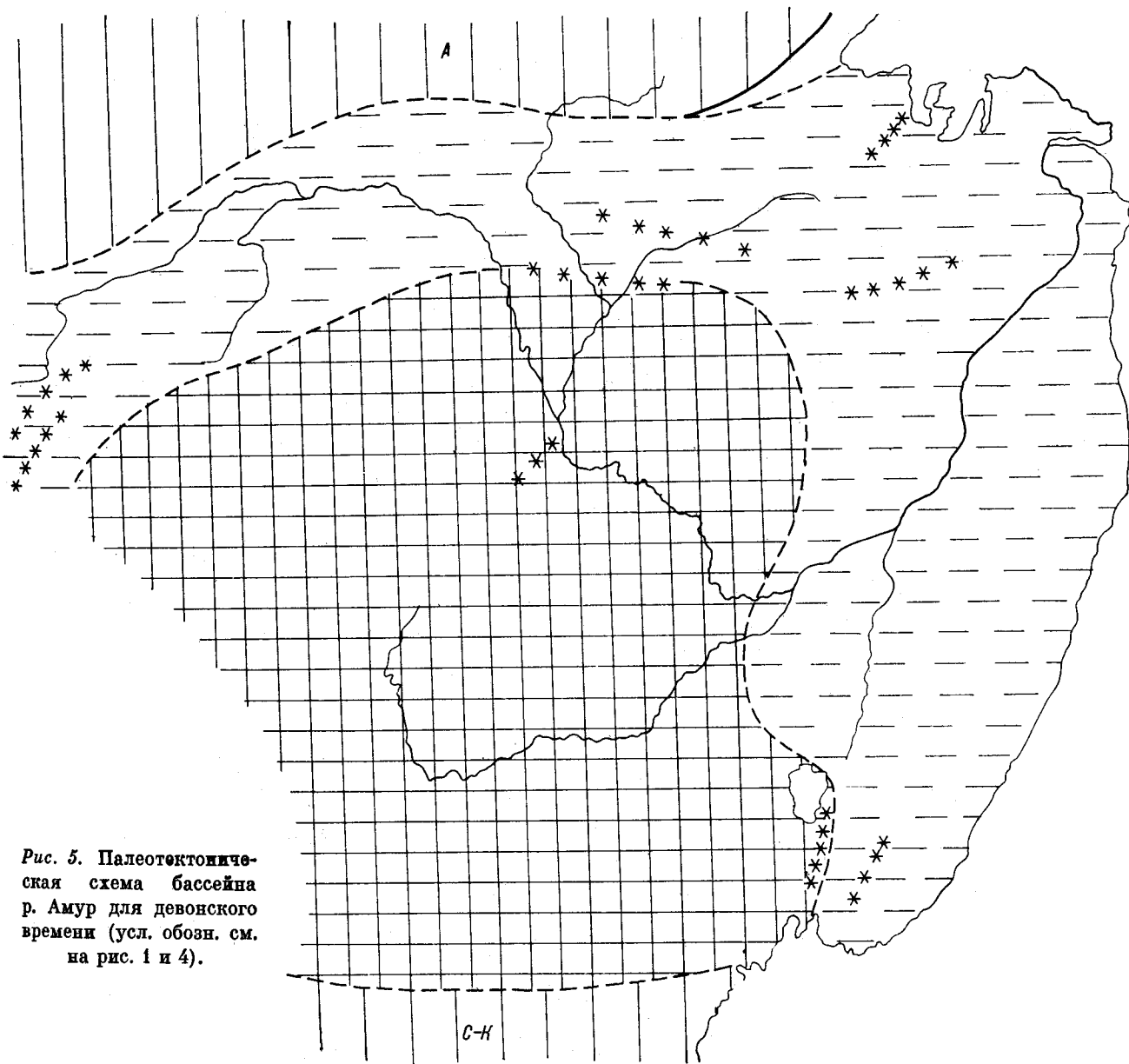


Рис. 5. Палеотектоническая схема бассейна р. Амур для девонского времени (усл. обозн. см. на рис. 1 и 4).

палеотектонического режима и палеогеографической обстановки позднеюрской эпохи, позволяющие утверждать, что вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома в это время располагалась цепочка прогибов типа грабен-синклиналей, которые заполнялись алювиально-пролювиальными отложениями [17, 27]. Севернее, на месте Становой зоны, существовал свод (горное сооружение), в недрах которого формировались огромные массы гранитоидов. Южнее, в Верхнебуреинском прогибе, который с раннего мезозоя развивался унаследованно, шло накопление озерно-аллювиальных отложений, со-

гласно перекрывающих разрез юрских морских осадков. С северо-востока и севера Верхнебуреинский прогиб обрамлялся растущим сводом (рис. 4). На рубеже поздней юры и раннего мела произошло сближение Сибирской платформы и Амурского геоблока, что привело к почти полному уничтожению (поглощению) по фронту движения эвгеосинклинальных образований Монголо-Охотской геосинклинальной системы, ширина которой в домезозойское время достигала, по-видимому, нескольких сотен километров (рис. 5). Пролувиальные отложения приразломных прогибов в результате этих дви-

жений были сильно дислоцированы: в Зейском перерыве они оказались перекрытыми по надвику эвгеосинклинальными образованиями, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, а в нижнем течении Шилки пролювиальные отложения холоджиканской свиты (J_3-K_1) в связи с формированием Аникинско-окаймленного купола были метаморфизованы [23, 28]. Наряду с этим в Верхнебуреинском прогибе, располагавшемся в пределах Амурского геоблока, продолжалось накопление, но уже континентальных отложений, которое не прекращалось здесь и в раннемеловое время.

Латеральные перемещения сформировали складчатую структуру Джагдинской зоны, для которой характерны изоклинальные складки с погружающимися на юг осевыми плоскостями, а надвиги и взбросы, разграничивающие тектонические чешуи, соответственно имеют южные падения [6]. Селемджинская зона также чешуйчато-блокового строения: наблюдается сближение по разломам различных структурно-формационных зон и образование шириной десятки, первые сотни метров структур будинажа, сформировавшихся в условиях латерального сжатия в субмеридиональном направлении. Латеральные перемещения Амурского геоблока в северо-западном направлении привели к образованию флексурного перегиба в структурах Агинской зоны Восточного Забайкалья. В конечном итоге благодаря латеральным перемещениям произошел левосторонний сдвиг по Монголо-Охотскому разлому: западная и восточная ветви разлома разошлись и сформировалась Верхнезейская депрессия [28].

Формируя структуру Монголо-Охотской эпигеосинклинальной складчатой системы, латеральные перемещения почти полностью уничтожили по фронту движения структурные формы ранних этапов складчатости, в том числе конседиментационные и более поздние метаморфогенные структуры — кристаллосланцевые купола, сложенные минеральными парагенезисами зеленосланцевой и кварц-мусковитовой фаций. Сохранились только те структуры, которые не попали в створ между Амурским геоблоком и Алданским щитом.

Метаморфические породы, слагающие кристаллосланцевые купола, обычно рассматриваются как докембрийские образования [3, 31]. Находки остатков позднепалеозойских фораминифер в известняках, залегающих среди пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, указывают на то, что возраст метаморфизма не может быть древнее позднего палеозоя [22]. В действительности же формирование кристаллосланцевых термальных куполов произошло после заложения мезозойских приразломных прогибов, располагавшихся вдоль Монголо-Охотского разлома, но до начала сближения

Амурского геоблока и Сибирской платформы, т. е. на границе поздней юры и раннего мела. Эти движения уничтожили термальные купола, располагавшиеся по фронту движения, но не затронули оставшиеся в стороне купольные структуры в бассейне рек Селемджи и Буреи (Афанасьевский, Софиевский и другие кристаллосланцевые купола).

Раннемеловые гранитоиды, сформировавшиеся после завершения латеральных перемещений, интродуцируют кристаллосланцевые купола, сами же не несут следов метаморфогенных преобразований и являются, по сути дела, первым гранитным магматизмом после складчатости Монголо-Охотской эпигеосинклинальной складчатой системы. В пределах Агинской зоны первые послескладчатые гранитоиды относятся к юрскому возрасту.

АМУРСКИЙ ГЕОБЛОК

Амурский геоблок на севере и на востоке ограничен Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатыми системами, граница между которыми проводится условно. На юге Амурский геоблок отделяется от Сино-Корейского щита глубинным разломом. На западе, в пределах Китая, геоблок не имеет четких ограничений. Граница может быть четко определена только в пределах Восточного Забайкалья (см. рис. 1).

Структура Амурского геоблока рассматривается обычно как сочетание массивов и складчатых систем. На севере Амурского геоблока, который показан на тектонической схеме [2] как область развития поздних байкалитид, Л. И. Красный выделил Аргунский и Буреинский массивы. В пределах последнего А. М. Смирнов [25] различал ряд остаточных массивов, разделенных «складчатыми системами вторичных прогибов». В литературе не существует однозначного мнения о границах и объеме выделяемых в Приамурье массивов. В частности, к Буреинскому массиву, который называют кристаллическим или срединным, одни исследователи относят только «Туранский блок», другие включают в его состав структуры Малого Хингана, Туранского хребта, бассейна р. Мамыч, выходы метаморфических пород и позднемезозойских гранитоидов Гонжинского района и называют их выступами. А в работе Ю. А. Косыгина и др. [8] Буреинский массив рассматривается как синоним Амурского геоблока.

Структурно-формационные зоны Амурского геоблока, относимые к категории срединных массивов, строго говоря, не удовлетворяют этому понятию. Они представляют области сводового развития, для которых характерно широкое развитие метаморфических пород и грани-

тоидов. Учитывая сводовый характер развития этих структурно-формационных зон на протяжении почти всего фанерозоя, их можно называть областями сводового развития или просто сводами — Аргунский, Большой Хинган, Буреинский, Ханкайский, Чжангуанцайлинский. Последние три можно объединить в единый мегасвод (см. рис. 1). Своды разделены крупными межсводовыми структурно-формационными зонами, длительно развивающимися в депрессионном режиме. По набору формаций эти структурно-формационные зоны не могут быть отнесены к геосинклиналям и являются, по определению А. М. Смирнова [25], вторичными прогибами. В пределах сводов выделяются сводово-купольные структуры, включающие серию термальных куполов, образующих в отдельных случаях гранито-гнейсовые валы. Например, Борщовочный гнейсовый вал или Нерчинская сводово-купольная структура, совпадающая пространственно с Нерчинским хребтом и включающая ряд гнейсовых куполов — Уваровский, Восточно-Кутомарский, Западно-Кутомарский, Цаган-Олуевский и Ключевской, которые образуют цепь протяженностью более 200 км [24] (см. рис. 1). Однако такие структуры сохраняются в первозданном виде крайне редко в силу тенденции к росту, трансформации в ходе их развития. В конечном итоге эрозивные процессы приводят к обнажению глубоких ядерных сложно построенных частей, сложенных комплексами метаморфических и ультраметаморфических пород [6, 10], что мы наблюдаем в центральных частях сводов, особенно Буреинского.

В пределах Амурского геоблока в отличие от Монголо-Охотской складчатой системы распространены преимущественно терригенные, карбонатные и карбонатно-терригенные формации, которым свойственны высокий градиент мощностей, фациальная неустойчивость, частые перерывы и несогласия (рис. 6). Присутствие в отдельных структурно-формационных зонах Амурского геоблока среди терригенных отложений вулканогенных пород рассматривается обычно как признак эвгеосинклинальности этих образований. Однако преимущественно средний и кислый состав вулканитов, черты геантиклинального развития этих структурно-формационных зон позволяют считать часть из них переходными зонами между Амурским геоблоком, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатыми системами, а формации этих зон относить к геантиклинальному типу. К ним относятся палеозойские и мезозойские отложения Южно-Приморской, Гагско-Саганянской зон и Верхнего Приамурья (см. рис. 1). Аналогичные образования известны и внутри Амурского геоблока, где они приурочены к межсводовым структурно-формационным зонам — Норско-Су-

хотинская, прогиб Большого Хингана, Пограничная, которые рассматриваются обычно как типичные эвгеосинклинальные зоны.

Своды до 80% сложены гранитами, которые сформировались в течение нескольких эпох тектономагматической активизации. В разных частях Амурского геоблока устанавливается от четырех до семи таких эпох (см. рис. 6). Наиболее продуктивной эпохой является, по-видимому, позднепалеозойская, во время которой в Ханкайском своде сформировались шмаковские и гродековские граниты, в Буреинском — тырмо-буреинские и харинские, а в пределах Аргунского свода — интрузии удинского комплекса, включающие породы двух фаз: ранней — гранодиоритов и гранитов, поздней — лейкократовых гранитов, гранодиоритов и гранит-порфиров. В Китае (провинция Хэйлуцзян) к этому тектономагматическому этапу относятся варисские граниты, слагающие до 80% территории сводов Большого Хингана и Чжангуанцайлин. Эпохи эндогенной активности, приводящие к метаморфизму, ультраметаморфизму и образованию гранитоидов, были, по-видимому, весьма продолжительными. Например, в Восточном Забайкалье гранитоиды и вулканогенные образования формировались практически непрерывно на протяжении всего юрского и раннемелового периодов. Еще более длительным, вероятно, было становление позднепалеозойских плутонов.

Среди магматитов каждой тектономагматической эпохи неизменно резко преобладали гранитоиды, а граниты каждой последующей фазы, как правило, отличаются более высоким содержанием окиси кремния и щелочей. Эта тенденция сохраняется в самых общих чертах для гранитоидов любой зоны, хотя гранитоиды различных структурно-формационных зон занимают на диаграмме соотношения щелочей и кремнекислоты различные поля (рис. 7).

Эндогенная активность в пределах Амурского геоблока проявлялась не только в магматизме, но прежде всего в образовании метаморфических комплексов, в тесной связи с формированием гнейсовых куполов. Регионально-зональный метаморфизм предшествует гранитообразованию [7] и является, очевидно, началом каждой новой тектономагматической эпохи. Примером может служить Цаган-Олуевский окаймленный гнейсовый купол, формирование которого началось в средней юре и завершилось внедрением позднеюрских аллохтонных гранитов с возрастом (K-Ar) 136 млн. лет [23].

Метаморфические породы Амурского геоблока, рассматриваемые как результат регионального метаморфизма, образовались, вероятно, в структурах термальных куполов. Однако лишь немногие из этих структур сохранили

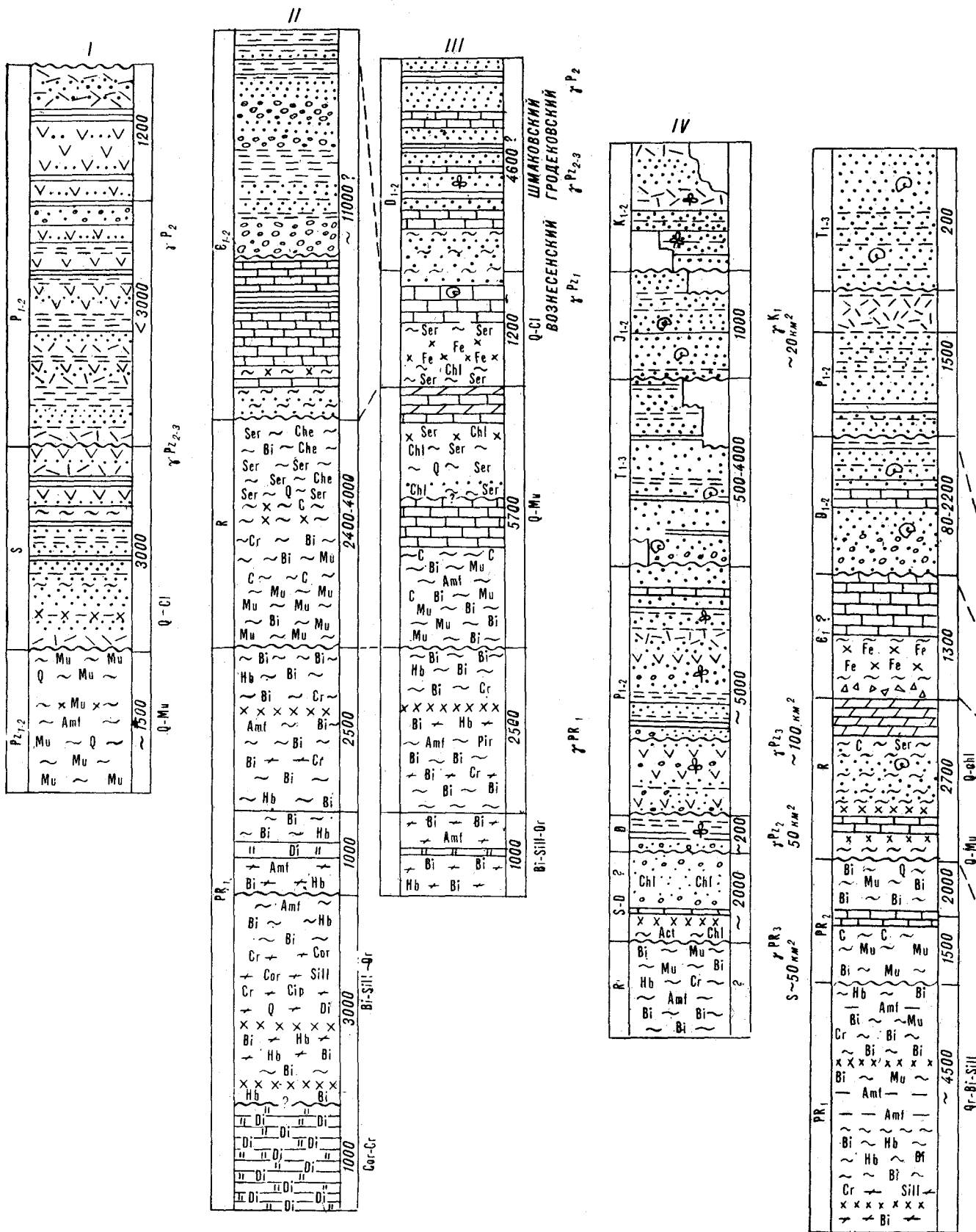
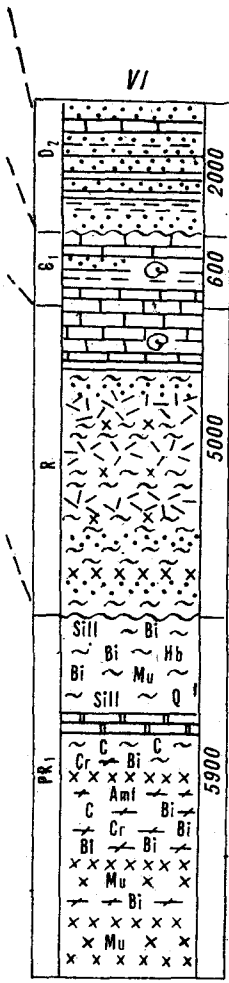
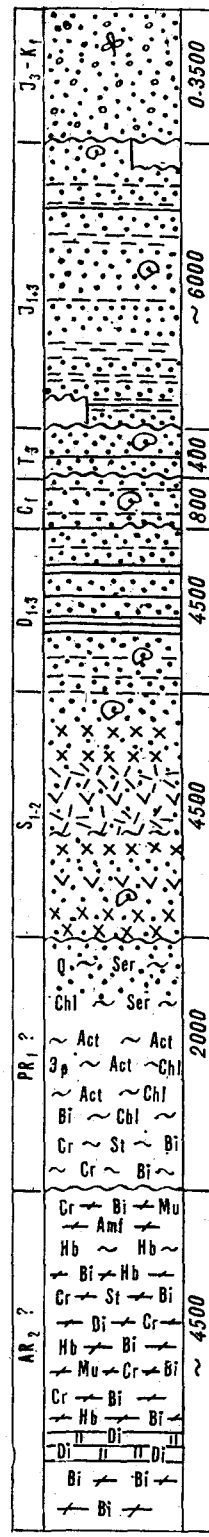
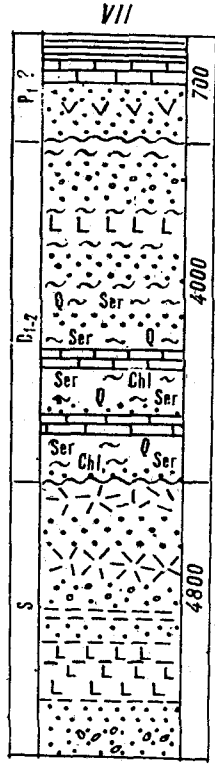


Рис. 6. Стратиграфические разрезы структурно-формационных зон Амурского геоблока.

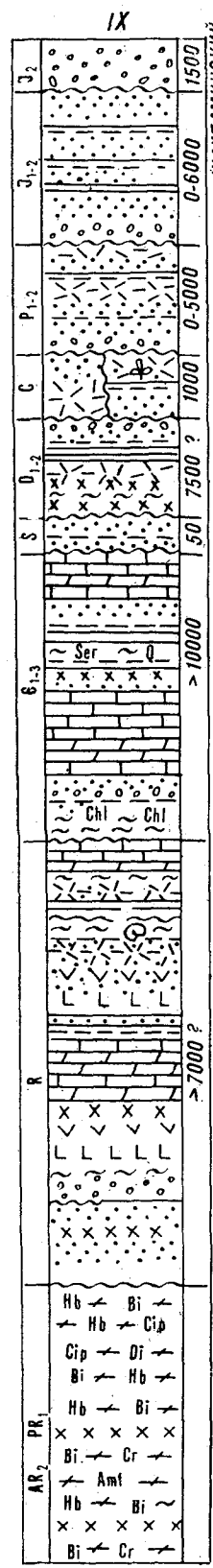
I — Пограничной, II — Спасской, III — Лесозаводской, IV — Южно-Приморской, V — Мало-Хинганской, VI — Мельгинской, VII — Борско-Сухотинской, VIII — Вверхнеамурской, IX — Аргуно-Газимурской. 1 — доломиты; 2 — мраморы; 3 — гнейсы. Символы минералов: Act — актинолит, Ser — серицит, Ab — альбит, Q — кварц, Ep — эпидот, Mu — мусковит, Bi — биотит, Hb — роговая



ДИНАНСКИЙ
ХАРИНСКИЙ
ТЫРНО-БУРЕЙНСКИЙ
СУЛАРИНСКИЙ
ИВЛИНСКИЙ



Q-cr
Q-Mu
S ~ 20 км²
Pr_{2,3} ~ 30 км²
Pr₃ ~ 100 км²
K₁₋₂ > 100 км²



Q-cr
Cr-Sill-Or
Cr-Gr
Pr_{2,3} ~ 800 км²
Pr₃
УНДИНСКИЙ
БОРШОВОЧНЫЙ
ШАХТАМИНСКИЙ
НУКУЛЬБЕКСКИЙ
Pr_{2,3} ~ 3000 км²

обманна, Amf — амфибол, Gr — гранат, Cor — кордиерит, Sill — силлиманит, Di — диопсид, Gip — гиперстен, Pir — пироксен.
Фации метаморфизма: Cor-Gr — кордиерит-гранатовая, Bi-Sill-Or — биотит-силлиманит-ортоклазовая, Q-Mu — кварц-мусковитовая.
γ — гранитоиды соответствующих тектономагматических этапов; S — примерные площади распространения гранитоидов главных фаз.

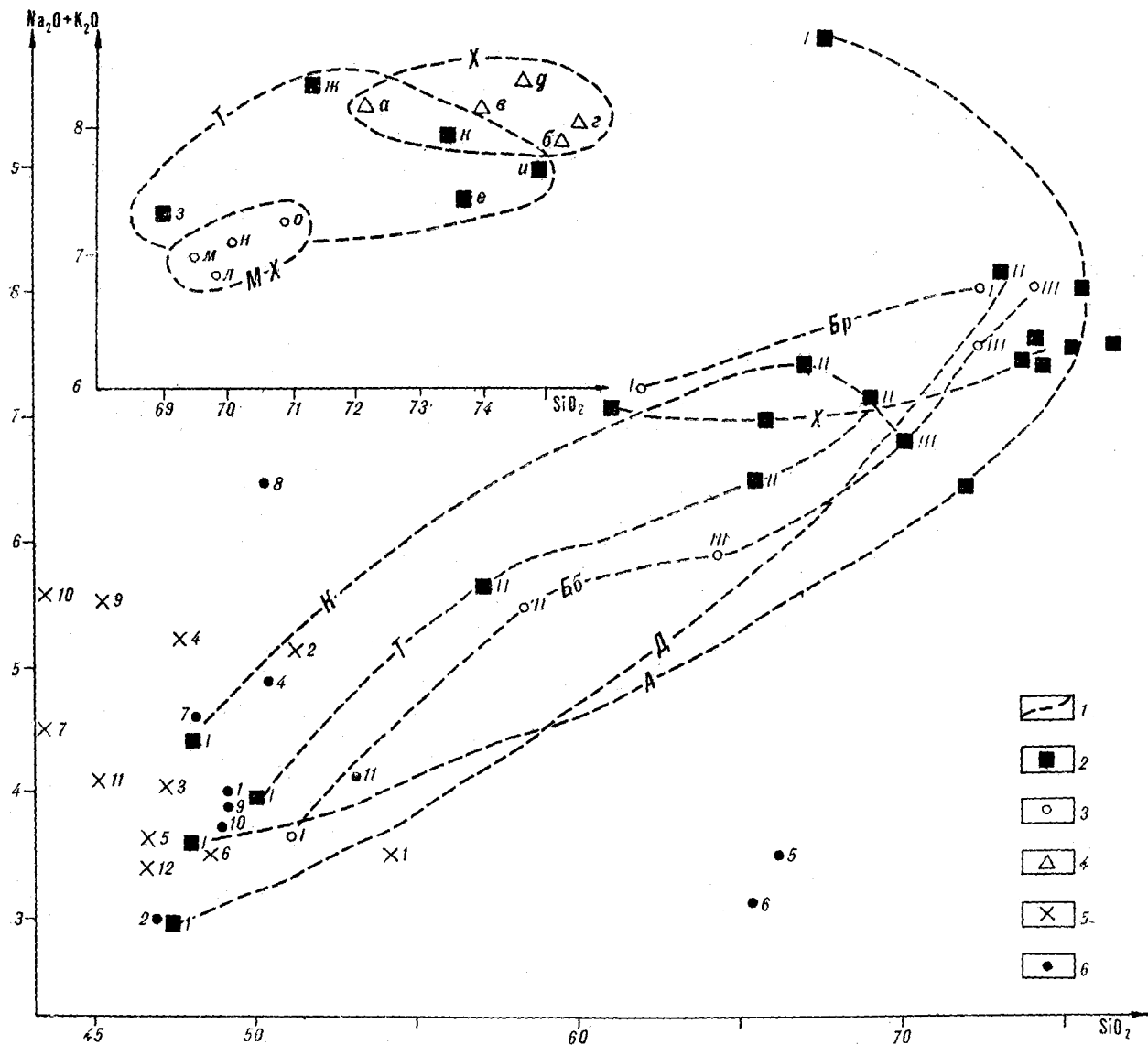


Рис. 7. Особенности химического состава магматических пород Амурского геоблока и Монголо-Охотской складчатой системы.

1 — тренды средних химических составов интрузивных комплексов (по [16]), 2 — комплексы Туранской зоны сводово-купольной системы: раннепалеозойский кивилийский (К), позднепалеозойские тырмо-бурейский (Т) и алтаhtинский (А), мезозойские харинский (Х) и диканский (Д); 3 — комплексы Мало-Хинганской зоны: раннепалеозойский биробиджанский (Бб), позднепалеозойский бирский (Бр); 4 — комплексы Ханкайской сводово-купольной системы (на врезке); 5—6 — базальты Монголо-Охотской складчатой системы: 5 —

западная, 6 — восточная ветвь. На врезке оинтюрепы средние составы гранитов главных фаз сводово-купольных систем Ханкайской (Х): а — раннепалеозойских, б — среднепалеозойских (вознесенских), в — позднепалеозойских (шмаковских и гродековских), з — позднермских, д — мезозойских (троицких); туранской (Т): е — раннепалеозойских (кивилейских), ж — среднепалеозойских (суларинских), з — верхнепалеозойских (тырмо-бурейских), и, к — мезозойских: и — харинских, к — диканских; Мало-Хинганской (М-Х): л, м — раннепалеозойских: л — биробиджанских, м — биробиджанских; н — позднепалеозойских (бирских), о — раннемезозойских.

свою купольную природу. Зональность метаморфизма, указывающая на существование гнейсовых куполов в пределах Ханкайского свода, описана М. А. Мишкиным [11]. Метаморфические образования раннепротерозойского возраста относятся здесь к двум фациям: гранат-кордиеритовой и обрамляющей ее ортоклаз-биотит-силлиманитовой. Минеральные ассоциации, отвечающие гранат-кордиеритовой фации, приурочены к отдельным изометрич-

ным ореолам диаметром 10—12 км, но наибольшим распространением здесь пользуются образования биотит-силлиманит-ортоклазовой фации. Радиологические датировки этого метаморфизма 1650 (K-Ar) и 1517 млн. лет (Rb/Sr). С этим метаморфизмом связаны явления магматизма и ультраметаморфогенного гранитообразования. Более поздний метаморфизм, датированный 748 [10] и 650 млн. лет (с ним связывается образование метаморфизованных

пород спасской серии), отвечает условиям зеленосланцевой, кварц-мусковитовой, а местами биотит-силлиманит-ортоклазовой фациям [11]. Известен здесь и более поздний метаморфизм, отвечающий условиям кварц-хлоритовой фации, которому подверглись породы нижнего палеозоя.

В Южно-Приморской зоне метаморфизм также проявлялся неоднократно, наиболее древние метаморфические породы представлены ксенолитами биотитовых, мусковит-биотитовых, биотит-амфиболовых, гранат-амфиболовых сланцев и гранатовых амфиболитов, находящихся в южноприморских мусковитовых гранитах залива Восток. Возраст метаморфизма 622 млн. лет (К-Аг) [12]. К этому времени относится, по видимому, и формирование плагиоклаз-амфиболовых, амфиболовых, биотит-амфиболовых сланцев и амфиболитов Южно-Приморской зоны. Более поздний метаморфизм, которым затронуты породы верхнего палеозоя (дунайская свита), не поднимался выше кварц-мусковитовой фации и связан с термальной купольной структурой, центральная часть которой располагается в пределах о. Аскольд.

В пределах Буреинского свода самыми древними — раннепротерозойскими образованиями считают метаморфические комплексы, объединяемые в амурскую серию [18], в которую включено три свиты — туловчихинская, дичунская и урильская. На левобережье Амура туловчихинская свита представлена гнейсами и кристаллическими сланцами, метаморфизованными в ортоклаз-биотит-силлиманитовой фации, дичунская — амфиболитовыми сланцами и амфиболитами, а урильская свита — толщей двуслюдяных амфибол-биотит-хлоритовых, кварц-альбит-хлорит-цоцитовых сланцев. Метаморфизм последних, судя по минеральным парагенезисам, отвечает кварц-мусковитовой и кварц-хлоритовой фациям. Если стратиграфические построения справедливы, то в этом случае уместно говорить о зональности метаморфизма [20]. Более молодыми — рифейскими считаются породы союзенской свиты, представленные биотитовыми, двуслюдяными, графитсодержащими, силлиманитовыми кристаллическими сланцами с прослоями диопсидовых мраморов и кварцитов. В пределах Туранского хребта аналогичные образования, объединяемые в туранскую серию, характеризуются четко выраженным зональным метаморфизмом. Небольшие по площади изолированные поля метаморфических пород, разбросанные среди обширного поля гранитоидов, не дают возможности восстановить первозданную форму метаморфогенных структур. Можно лишь догадываться, что большинство из них представляли гранитогнейсовые купола, о чем свидетельствуют зональность метаморфизма, явления

ультраметаморфизма и ультраметаморфогенного гранитообразования. Смена северо-восточных простираций элементов гнейсовидности с ориентировкой общей структуры на северо-востоке Туранского хребта северо-западными указывает на сводовую природу Туранской зоны [21]. Лучше сохранились гнейсово-купольные структуры в Агинском своде, часть которых считается регенерированными, в частности Борцовочный гнейсовый вал.

В бассейне р. Бурей гнейсы и кристаллические сланцы, относимые к туловчихинской свите (ранний протерозой), связаны с раннепалеозойскими так называемыми кивилийскими порфиробластическими гранитами (γPz_1) сложной гаммой ультраметаморфогенных образований — венитов, агматитов и небулитов, свидетельствующих о их ультраметаморфогенной природе. В бассейне р. Талибджан кивилийские граниты связаны подобными взаимоотношениями с толщей углистых сланцев, филлитов и метаморфитов, относимых к позднему докембрию. Тектурные и структурные особенности порфиробластических гранитов, переход их в порфиробластические гнейсы и кристаллические сланцы, а затем в слюдистые кристаллические сланцы и филлиты, несомненно, свидетельствуют об их ультраметаморфогенном генезисе. К такому выводу на примере других участков пришли П. Г. Недашковский [15] и А. И. Ромашкин [19]. Ультраметаморфизм протекал, очевидно, в твердом состоянии при высоком содержании флюида. Обилие флюида (в первую очередь воды) способствовало быстрому росту порфиробластов, щелочных полевых шпатов, обладающих в зоне перехода различным идиоморфизмом и образованием зональности в отдельных кристаллах. Перекристаллизация происходила в условиях высокой пластичности материала, о чем свидетельствует образование сложных дисгармоничных складок течения. Наряду с этим пластические деформации на заключительной стадии становления структуры сменялись нередко хрупкими, что приводило к явлениям катаклаза, милонитизации, а затем к последующему преобразованию катакlastических структур пластическими деформациями. Это особенно характерно для кивилийских гранитов. Микроскопические и петрохимические исследования указывают на формирование порфиробластических гранитов и гнейсов в условиях прогрессивного метаморфизма при высоком содержании флюида.

Метаморфические породы широко распространены и на территории Китая. Их формирование, как и образование гранитных плутонов, относится к различным тектономагматическим эпохам и, очевидно, имеет ту же природу, что и метаморфические породы Ханкайского, Аргунского и Буреинского сводов.

Структуры Амурского геоблока имеют генеральное — северо-восточное направление с индивидуальными особенностями внутреннего строения каждой структурно-формационной зоны. Сохранившиеся фрагменты докембрийских структур не дают ясного представления об их размерах и морфологии. Можно лишь догадываться, что они являются частями крупных метаморфогенных структур, в строении которых получили широкое развитие формы, образовавшиеся в условиях высокой пластичности пород, обусловивших формирование мелких дисгармоничных складок течения. В Аргунском своде, простирающемся в том же направлении, что и в Амурском геоблоке, в области развития рифейских и раннепалеозойских образований развиты крупные линейные складки с большой амплитудой ундуляции шарниров складок, что привело к образованию куполов и брахискладок. На юге Аргунского свода рифейские образования слагают серию брахискладок. Мезозойская складчатая структура здесь также имеет северо-восточное простираение с общим погружением в юго-западном направлении и представлена чередованием прямых и асимметричных антиклинальных складок. В центральной части прогиба распространены асимметричные, сундучные и коробчатые складки, разделенные узкими гребневидными антиклинальными поднятиями [13]. Можно сделать вывод, что становление складчатой структуры Аргунского свода связано главным образом с формированием сводово-купольных структур, а залегание в ядрах гнейсовых куполов более древних кристаллических пород, переработанных последующими метаморфическими процессами, указывает на унаследованность развития гнейсово-купольных структур.

Складчатая структура Верхне-Амурского прогиба имеет субширотное простираение и рассматривается как синклиорий [4]. Палеозойские отложения образуют здесь серию кулисообразных складок, а юрские породы на юге смяты в прямые линейные складки. На востоке прогиба складки облекают Гонжинскую купольную структуру. Сложный характер складчатости Верхне-Амурского синклиория был обусловлен, очевидно, несколькими факторами, среди которых латеральные перемещения сыграли, по-видимому, наиболее существенную роль.

Гонжинская структура представляет собой, по сути дела, гнейсовый купол, центральная часть которого сложена породами гонжинской серии, относимыми к архею (см. рис. 1). Кристаллические сланцы гонжинской серии, метаморфизованные в амфиболитовой фации, слага-

ют часть структуры, которая облекается породами чаловской серии, метаморфизованными в зеленосланцевой фации и относимыми к раннему протерозою [18]. По периферии купола получили широкое развитие раннемеловые гранодиориты, граниты и вулканы среднего состава. Не акцентируя внимания на возрасте купола, который, по-видимому, не очень древний, можно говорить о единстве процесса метаморфизма пород гонжинской и чаловской серий.

Далее к востоку в бассейне р. Мамын палеозойские породы образуют линейные складки, конформные со складчатостью Джагдинской зоны, но только на границе с этой зоной. В центральной части Мамынской зоны развиты брахискладки с разноориентированными осями.

Для Буреинского свода также характерно северо-восточное простираение в пределах крупных зон — Туранской, Мало-Хинганской, которые можно рассматривать как крупные кулисы, разделенные региональными разломами. Северо-восточное простираение находит свое выражение в ориентировке линейности в кивидийских гранитах, останцов метаморфических пород Мельгинского прогиба, который разделяет две крупные сводово-купольные структуры.

В пределах Китая выделяется несколько типов структур. Весьма примечательна Новая Китайская структура (Син-Хуася), которая представлена чередованием современных хребтов и депрессий и является неотектонической структурой, подчиняющейся Тихоокеанскому направлению. В пределах советского Дальнего Востока к ней относится чередование Сихотэ-Алинской морфоструктуры, Среднеамурской и Приханкайской низменностей и хребтов Эзоп, Буреинский, Малый Хинган. На территории Китая это чередование хребтов Чжангуанцайлин, Лаолин, депрессии Сунляо и хр. Большой Хинган. В геофизических полях положительные морфоструктуры характеризуются отрицательными значениями Δg в редукции Буге, а депрессии — нулевыми или слабоположительными значениями. Мощность коры в пределах этих депрессий 30—34 км.

Таким образом, в формировании структур Амурского геоблока главная роль принадлежала, очевидно, сводовому купольному тектогенезу, который определялся эндогенной активностью каждого свода. Эндогенная активность во всех зонах Амурского геоблока, вероятно, не была повсеместно строго синхронной в отличие от позднемезозойского этапа латеральных перемещений, которые сформировали Монголо-Охотскую эпигеосинклинальную складчатую систему и были сравнительно кратковременными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Приамурье выделяется две геоструктуры — Амурский геоблок и Монголо-Охотская эпигеосинклинальная складчатая система, которая на протяжении позднего докембрия и всего фанерозоя характеризовалась высокой эндогенной активностью. В пределах Монголо-Охотской системы эндогенная активность выражалась в стабильном магматизме основного состава, длительно сохранявшемся эвгеосинклинальном режиме и образовании эвгеосинклинальных формаций. В позднем мезозое Монголо-Охотская геосинклинальная система замкнулась в результате сближения Амурского геоблока и Сибирской платформы. На границе поздней юры и раннего мела закончилось формирование Монголо-Охотской складчатой системы с присутствием ей складчатых формами. Финалом явилось формирование меловых аллохтонных интрузий гранитоидов и наземный вулканизм.

Амурский геоблок развивался в геантиклинальном режиме, что нашло свое выражение в наборе главным образом осадочных формаций, неоднократном проявлении регионального, зонального динамотермального метаморфизма, ультраметаморфизма, палингенеза и образования огромных масс гранитоидов. Такие явления, именуемые эпохами тектономагматической активизации, повторялись неоднократно и были, очевидно, весьма продолжительными. Каждый новый тектономагматический этап начинался с метаморфизма, формирования метаморфогенных структур типа гнейсовых и кристаллосланцевых куполов и дальнейшим их преобразованием в пределах сводов.

Анализ фаций метаморфизма рассматриваемого региона и все учение о фациях указывают на изохимический характер регионального и зонального динамотермального метаморфизма, по крайней мере до тех пор, пока дело не дошло до ультраметаморфизма. Например, чередование в разрезе гонжинской серии кварцитов, биотитовых сланцев, диопсидовых мраморов и амфиболитов, образовавшихся за счет метаморфизма кремнистых и глинистых пород, известняков и пород основного состава, едва ли можно принять за метасоматическую зональность. Об изохимическом характере метаморфизма свидетельствует неизменность химического состава пород, вовлеченных в метаморфизм при формировании окаймленных гнейсовых куполов.

Высокотемпературный диафторез гранулитов Охотского массива с образованием минеральных ассоциаций, отвечающих гранат-кордиерит-ортоклазовой фации метаморфизма, также был вначале изохимическим [1]. Бывшие сухие гранулитовые комплексы испытали метамор-

физм при повышенных значениях P_{H_2O} [1]. Мобилизация «сухих» систем, их повторный метаморфизм были бы невозможны без привноса тепла, который реально осуществим только потоком флюидов.

Дальнейшее преобразование, идущее согласно представлениям Ю. В. Комарова [7] по схеме гнейсовый купол — мигматитовый купол — гранитогнейсовый купол — автохтонный гранитный плутон и аллохтонные интрузии гранитов, возможно лишь при условии постоянного поступления в систему энергии с помощью флюида, а прекращение поступления флюидов в систему приводит к консервации структуры на любом достигнутом этапе ее развития.

Поток флюидов приводил в Амурском геоблоке к формированию сводов, сводово-купольных систем и, как следствие этого, сводово-купольному тектогенезу. Последний определил особенности складчатых структур Амурского геоблока, резко отличных от линейных структур Монголо-Охотской эпигеосинклинальной складчатой системы. Латеральные перемещения, сформировавшие линейную складчатость Монголо-Охотской эпигеосинклинальной складчатой системы, были относительно кратковременными и не имели генетической связи с процессами вещественной переработки материала коры рассматриваемого региона.

Можно полагать, что основной причиной сложного процесса структурно-вещественного преобразования земной коры Приамурья, как, вероятно, и всей Урало-Монголо-Охотской мегагеосинклинальной системы, является поток флюидов, который был, по-видимому, дифференцирован.

В пределах Амурского геоблока и подобных ему геоструктур, прошедших ортогеосинклинальную стадию развития, в результате которой сформировалась достаточно мощная вулкано-осадочная линза, поток флюидов приводил к явлениям метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитообразования. В условиях тонкой, океанической коры Монголо-Охотской геосинклинальной системы он мог привести лишь к выплавлению в мантии значительных объемов базальтовых магм. Вместе с тем поток флюидов мог привести к сильному разуплотнению значительных объемов подкорového вещества до состояния, когда было возможным возникновение конвективных ячеек. Относительно быстрые конвективные течения в таких ячейках могли приводить к латеральным перемещениям литосферных блоков — формированию сдвигов, шарьяжей, складчатости общего смятия, равно как и зон растяжения (рифтогенеза). Однако эти движения не имели отношения к процессам вещественной эволюции, а определяли особенности глобальных и региональных структур-

ных перестроек. Так, в случае Монголо-Охотской системы они создали сложную картину складчатости общего смятия в сочетании с реликтами конседиментационных и метаморфогенных структур.

Наряду с этим в процессе тектогенеза существенную роль играли, по-видимому, фазовые превращения вещества в мантии, которые приводили к образованию структур типа Син-Хуася. Последние представлены чередованием положительных и отрицательных региональных морфоструктур в современном рельефе, которые секут все более древние структуры. Например, Среднеамурский прогиб, выполненный геосинклинальными формациями, и значительная часть Ханкайского свода, сложенного кристаллическими породами, в четвертичное время были вовлечены в депрессионный режим. В гравитационном поле эта морфоструктура (низменность) характеризуется невысокими по-

ложительными значениями Δg , а мощность коры обеих структурно-формационных зон оценивается одинаково — 32—34 км. Однако положительными значениями Δg этих зон определяются не малой мощностью земной коры, а являются следствием, что более вероятно, уплотнения подкорового вещества мантии. В то же время под Сихотэ-Алинской горно-складчатой морфоструктурой наблюдается дефицит массы вещества, выражающийся отрицательными значениями (около 50 мГл), что логично связывать с разуплотнением вещества глубинных слоев. Локальное уплотнение мантии обусловило, по-видимому, и формирование окраинных морей, расположенных между двумя трансрегиональными гравитационными ступенями. Одна из них проходит вдоль восточной окраины Азиатского континента, вторая ограничивает остроководные системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Петрология Охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977.
2. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966.
3. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистральной. М.: Недра, 1980.
4. Горжевский Д. И., Лазыко Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом.— ДАН СССР, 1961, т. 137, № 5.
5. Золотов М. Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приморья.— В кн.: Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
6. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979.
7. Комаров Ю. В. Тектономагматическая активизация Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий. Следствие грапто-сводового тектогенеза.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита, 1982.
8. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Попеко В. А. Сравнительный анализ вулканизма Буреинского массива и смежной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
9. Красный Л. И. Тектоника и история развития Монголо-Охотского пояса, как тектонотипа межгеоблоковой структуры.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита, 1982.
10. Деликов Е. Л., Мишкин М. А., Милов Н. П. Новые данные о возрасте метаморфических пород Ханкайского массива.— В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
11. Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981.
12. Мишкин М. А., Деликов Е. Л., Овчарек Э. С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье.— ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6.
13. Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья.— Тр. ун-та Дружбы народов, 1968, т. 39, вып. 2.
14. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
15. Недашковский П. Г., Назаров М. Н. и др. Особенности петрологии и геохимии мигматитов бассейна р. Юриш.— В кн.: Региональная геохимия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
16. Попеко В. А. и др. Магматические формации активных окраин континентов (на примере юга Дальнего Востока). М.: Наука, 1980.
17. Портнягин Э. А. Мезопалеозойская история Монголо-Охотского глубинного разлома в западной части Верхнего Приамурья.— Изв. вузов. Сер. геол. и разведка, 1962, № 1.
18. Решения 3-го Межведомственного регионального совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978. Магадан, 1982.
19. Ромашкин А. И. Мигматиты в процессе гранитизации в метаморфических породах Амурской серии.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
20. Ромашкин А. И. Минеральные парагенезисы и условия метаморфизма пород Амурской серии Буреинского массива.— В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
21. Ромашкин А. И., Черепанов А. А. Гранито-гнейсовые купола и вопросы вольфрамоносности Буреинского массива.— В кн.: Гранито-гнейсовые купола. (Тезисы докл. Всесоюз. совещ.). Иркутск, 1983.
22. Сидоров Ю. Ф., Кириллова Г. Л. Новые данные о возрасте метаморфических толщ Сихотэ-Алинской складчатой области.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
23. Синица С. М. Абсолютный возраст гранитоидов Цаган-Олуевского массива и проблема «омоложения» мезозойского основания Восточного Забайкалья.— Вестн. научной информации. Забайкальский отдел Географ. об-ва СССР, 1960, № 1.
24. Синица С. М. Деформации и метаморфизм в древнем основании Восточного Забайкалья в связи с мезозойским диастрофизмом.— В кн.: Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
25. Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— Тр. ГИН ДВФ СО АН СССР, Сер. геол., 1963, т. 8.

26. Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлогенический пояс.— Поверхность и недра, 1926, № 3, 4.
27. Шашкин К. С. О двух типах приразломных прогибов в Монголо-Охотском поясе и природа Верхне-Зейской депрессии.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
28. Шашкин К. С. О природе метаморфических комплексов северо-восточного обрамления Зейско-Буринского массива.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических пород Востока СССР. Владивосток, 1968.
29. Шашкин К. С. Структурно-формационные зоны Монголо-Охотского пояса и некоторые особенности

- их развития.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
30. Шульдинер В. И., Стецюк М. И., Симица С. М. Верхний докембрий и кембрий на востоке Борщовичного хребта.— В кн.: Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977.
31. Эйриш Л. В. Купольные структуры Селемджино-Кербинского поднятия и связь с ним золотого оруденения Дальнего Востока. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1972.
32. Pearce I. A. Statistical analysis of major element patterns in basalts.— J. Petrol., 1976, v. 17, pt. 1.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
8 июля 1983 г.

УДК 551.243.12 : (552.313 : 552.5) : 553.041(571.61)

*Г. А. Шатков, А. О. Бабаев,
В. А. Максимовский, В. В. Пуринг*

ТАФРОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО РУДОНОСНОСТИ

В работе систематизированы материалы по геологии и глубинному строению Амуро-Зейской депрессии, намечены центры и ареалы позднемезозойского вулканизма, дана краткая петрохимическая и геохимическая характеристика вулканитов и пород фундамента и сделан вывод об их сходстве с соответствующими

образованиями Монголо-Забайкальского региона. Выполненную работу авторы рассматривают как первый шаг для обоснования геолого-прогнозных работ на эпitherмальное оруденение забайкальского типа на территории Амуро-Зейской депрессии.

Амуро-Зейская депрессия площадью ~100 тыс. км² рассматривается в объеме распространения кайнозойских (K₂—KZ) отложений и охватывает Амуро-Зейскую и Зейско-Буреинскую равнины. Она ограничена с севера хребтами Тукурингра, Соктахан и Джагды, с востока — Туранским и Сутарским. Долина Амура служит южной и юго-западной границей рассматриваемой территории. Депрессию осложняют морфологические и тектонические структуры высоких порядков: Амуро-Мамынский выступ, Благовещенское поднятие, Ушумунская, Ту-Тараконская, Нижне-Зейская и другие депрессионные зоны [11, 13, 16].

Амуро-Зейская депрессия относится к категории структур молодых платформ [2, 3, 15]. По типу формирования чехла платформы она сопоставима со многими депрессиями Восточной и Центральной Азии — Сунляо, Далай-Нурской, Восточно-Гобийской и другими. Подобно крупнейшей Западно-Сибирской плите [2, 15] для упомянутых депрессий характерны два этапа развития и соответственно два структурных яруса чехла молодой платформы: ранний — рифтогенный (или тафрогенный) и поздний — собственно платформенный (или койлогенный). К настоящему времени вся площадь Амуро-Зейской депрессии и ее обрамление охвачены мелко- и среднемасштабной геологической съемкой, составлены карты потенциальных физических полей, выполнены отдельные профили сейсмических и электроразведочных работ. Пробурено ~1000 скважин, большей частью картировочных, и лишь 70 глубиной более 500 м. Вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма, результаты интерпретации геолого-геофизических материалов по территории

депрессии изложены в работах [6, 12—14, 16 и др.]. Следует отметить, что изучению поздне-мезозойских вулканогенных образований уделялось мало внимания, а вопрос о перспективах территории на эпitherмальное оруденение практически не ставился.

ФУНДАМЕНТ ДЕПРЕССИИ

В региональном плане фундамент депрессии образует единое целое с Буреинским эпibaйкальским срединным массивом [3, 5]. Структуры геосинклинальной регенерации (варисциды и киммериды) тяготеют главным образом к южному обрамлению Монголо-Охотского пояса. В составе фундамента выделяются дорифейский, рифейский, венд-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский и ранне-мезозойский структурно-формационные комплексы, разделенные региональными угловыми несогласиями и перерывами осадконакопления. Дорифейский комплекс, представленный кристаллическими сланцами и гнейсами различного состава, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях регионального метаморфизма, развит в пределах Гоижинского, Туранского, Амуро-Мамынского выступов фундамента и, возможно, в Благовещенском поднятии, где эти образования выделялись еще П. К. Яворским (1902 г.).

К рифейскому структурно-формационному комплексу относятся терригенные, в том числе хемогенно-терригенные, обогащенные железом, углеродом и фосфором вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Они распро-

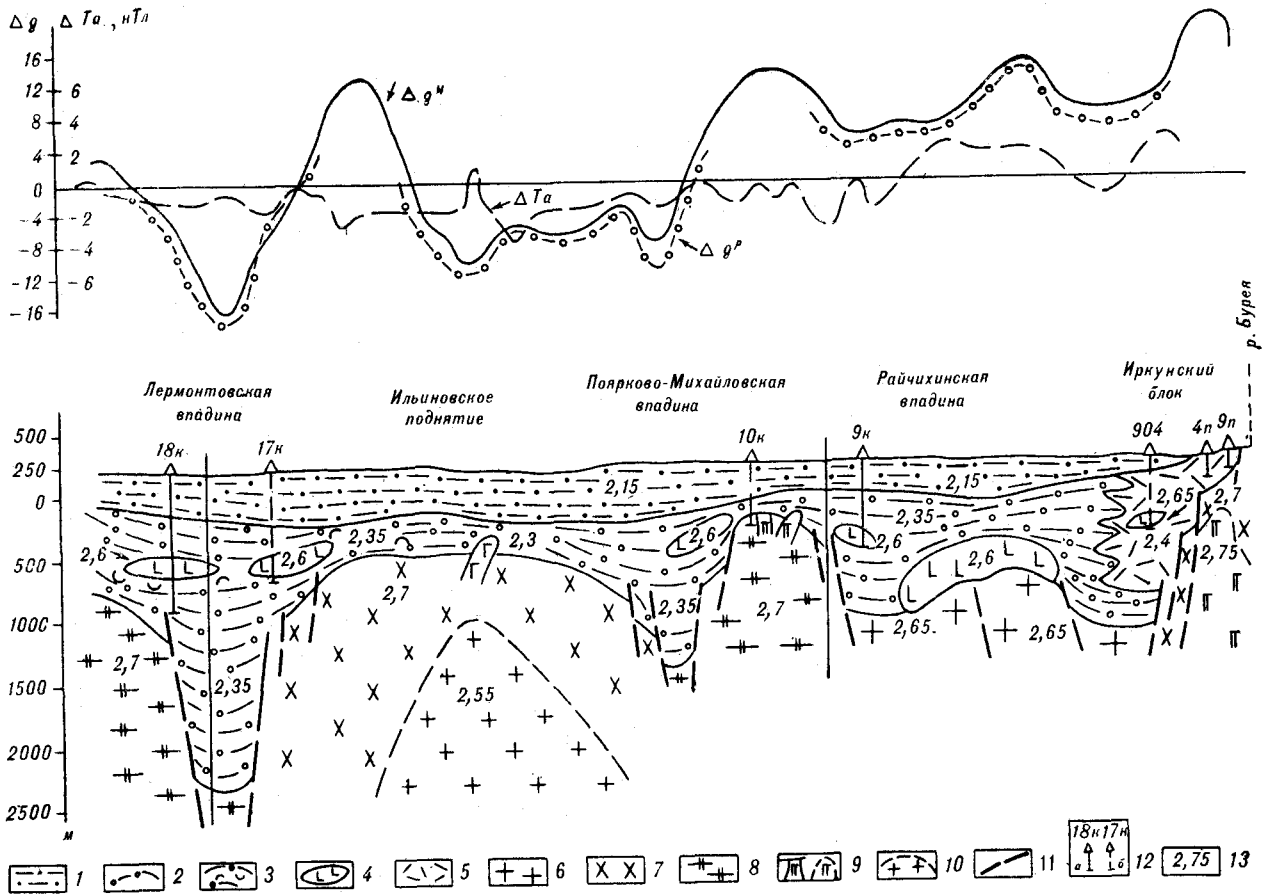
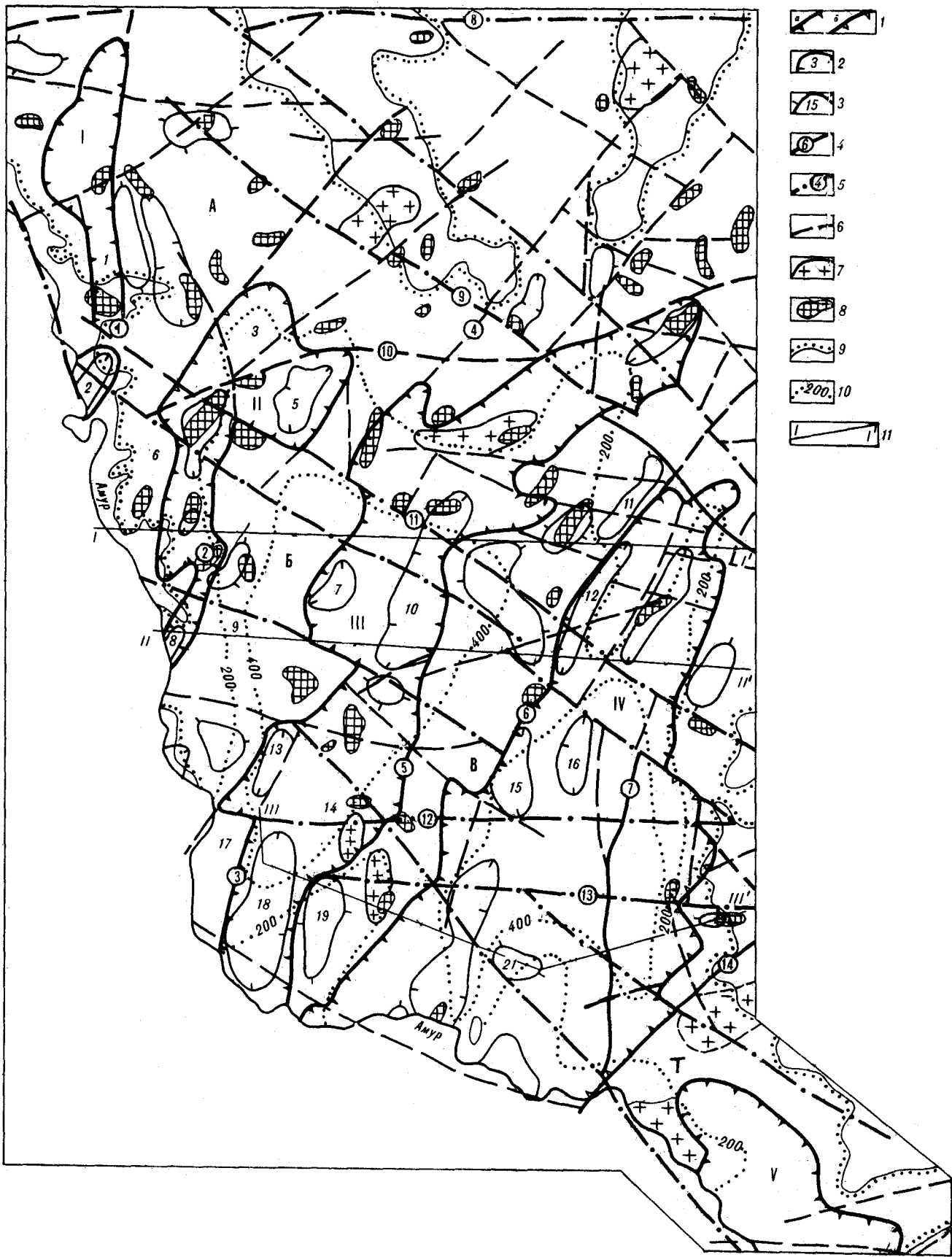


Рис. 1. Интерпретационный геолого-геофизический разрез Амуро-Зейской депрессии по линии Лермонтовка — Райчиха — Иркут.

1 — нелитифицированные глинисто-песчаные отложения верхнего яруса ($K_2 - KZ$); 2—5 — литифицированные вулканогенно-осадочные образования нижнего яруса ($J_2 - K_1$): 2—3 — терригенные отложения, в том числе с существенной примесью туфогенного материала (3), 4 — покровы андезито-базальтов, 5 — липариты и их туфы; 6—8 — допозднемезозойский фундамент: 6 — граниты ($PZ_1 - PZ_2$), 7 — гранодиориты, диориты ($PZ_1 - PZ_2$), 8 — гнейсы, гнейсовидные граниты ($PR_2 - PZ_1$); 9 — предполагаемые тела габбро-диоритов (MZ); 10 — условный контур зоны разуплотнения фундамента, интерпретируемой как массив лейкогранитов ($K?$); 11 — разрывные нарушения; 12 — опорные скважины с номерами на линии разреза (а), их проекции (б); 13 — значения плотности пород ($г/см^3$).

странены среди пород Мамынского и Туранского выступов и предполагаются под платформенным чехлом в северной и центральной частях Амуро-Зейской депрессии. Для вендраннекембрийского структурно-формационного комплекса характерны терригенные и терригенно-карбонатные отложения (Нора-Селемджинский, Октябрьский, Туранский прогибы). В раннем палеозое произошло внедрение абиссальных и мезоабиссальных батолитов, относимых к гранитовой, диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой формациям. Они широко развиты в фундаменте южной части Амуро-Зейской депрессии (скв. 17к, 18к и др.). Вблизи главного трога Монголо-Охотской эвгеосинклинали наблюдаются тела диоритов, габбро-диоритов и гипербазитов палеозойского возраста. В силуре — раннем девоне существовал эвгеосинклиальный трог (Гуранский про-

гиб в пределах Благовещенского поднятия), выполненный отложениями спилито-диабазовой и кремнисто-вулканогенной формаций. Трог, по-видимому, не соединялся с главным прогибом Монголо-Охотской системы, поскольку в пределах Амуро-Мамынского выступа известны только молассоидные образования указанного возраста. Среднепалеозойские и раннемезозойские отложения Гонжинского и Амуро-Мамынского выступов выполняют прогибы и впадины миогеосинклиального, субгеосинклиального и орогенного типов [3, 10]. В различных частях фундамента депрессии выделены пермские и триасовые континентальные вулканы, относящиеся к липаритоидному ряду формаций. В Амуро-Мамынском, Благовещенском и Туранском выступах фундамента и в других более мелких поднятиях центральной и южной частей депрессии широко развиты небольшие



приповерхностные интрузивные массивы сие-нит-граносиенитовой, щелочно-гранитовой и аляскито-лейкогранитовой формаций позднепа-леозойского и раннемезозойского возраста.

ЧЕХОЛ ДЕПРЕССИИ

Позднемезозойские и кайнозойские образова-ния Амуро-Зейской депрессии можно разде-лить на два яруса (рис. 1).

Верхний ярус (K_2-KZ) — это собственно платформенный чехол депрессии. Он сложен глинисто-алеврито-песчаными, песчано-гравий-ными, слаболитифицированными отложениями завитинской (K_2^1), цагайинской (K_2^2), кивдин-ской (P_1), бузулинской (P_3-N_1), сазанковской (N_1) и белогорской (Q_{1-2}) свит. Для кивдин-ской и бузулинской свит характерны промы-шленные пласты углей, с завитинской свитой связаны проявления нефти и газа. Стратигра-фия, фации, палеогеография и тектоника этих образований изучены достаточно детально [12, 13, 16 и др.]. Подчеркнем лишь, что в разрезе позднего мела и кайнозоя отсутствуют вулка-ногенные образования, а также пепловый ма-териал, синхронный осадконакоплению. Мощ-ность отложений верхнего яруса варьирует от 50—100 до 500—800 м, при этом на 50—60% площади депрессии она не превышает 200 м (рис. 2).

Нижний ярус (J_3-K_1) — это тафрогенный комплекс депрессии. В центральной и южной частях структуры (по данным бурения) он представлен отложениями екатеринославской (J_3-K_1), итикутской (климоуцевской) (K_1^1) и поярковской (K_1^2) свит [12, 13]. Вулканоген-ные, вулканогенно-осадочные и умеренно лити-фицированные осадочные породы этих свит выполняют узкие впадины, слагают вулканиче-ские постройки центрального и трещинного ти-пов, образуют обширные покровы андезито-ба-зальтов (см. рис. 2, 3). Для периферических частей депрессии принята несколько иная схе-ма расчленения позднемезозойских образова-

ний. В верхнем Приамурье (Гонжинский блок) выделяются толбузинская (песчано-глинистая угленосная J_3-K_1), перемыкинская (конгломе-ратовая K_1), талданская (андезито-дацитовая K_1), галькинская (липаритовая K_2) свиты [3, 10]. К талданской свите относятся практи-чески все вулканисты среднего и умеренно кис-лого состава от Гонжи на западе до Селем-джинска на востоке. Вулканогенные образова-ния восточной окраины депрессии подразделя-ются на станолитскую (андезиты K_1^1), соло-нечную (липариты, дациты K_2^1), обманьскую (ультракислые липариты K_2^1) свиты. Осадоч-ные и туфогенно-осадочные отложения, близко-одновременные кислым вулканитам, относятся к бирской и кундурской свитам. Выше залега-ют слаболитифицированные глинисто-песчани-стые отложения с прослоями туффитов — богу-чанская свита (K_2). Взаимоотношения разрезов вулканогенно-осадочных образований централь-ной и периферических частей депрессии во многом не ясны, и, в частности, не ясно, по-чему в верхнемеловом платформенном чехле не встречены туффиты и пепловые туфы, в то время как по обрамлению депрессии интенсивно проявлен кислый вулканизм (обманьская свита). Решение этого вопроса имеет практиче-ское значение, так как от определения верхней возрастной границы вулканизма зависит воз-раст предполагаемого эпитепимального орудене-ния в Амуро-Зейской депрессии.

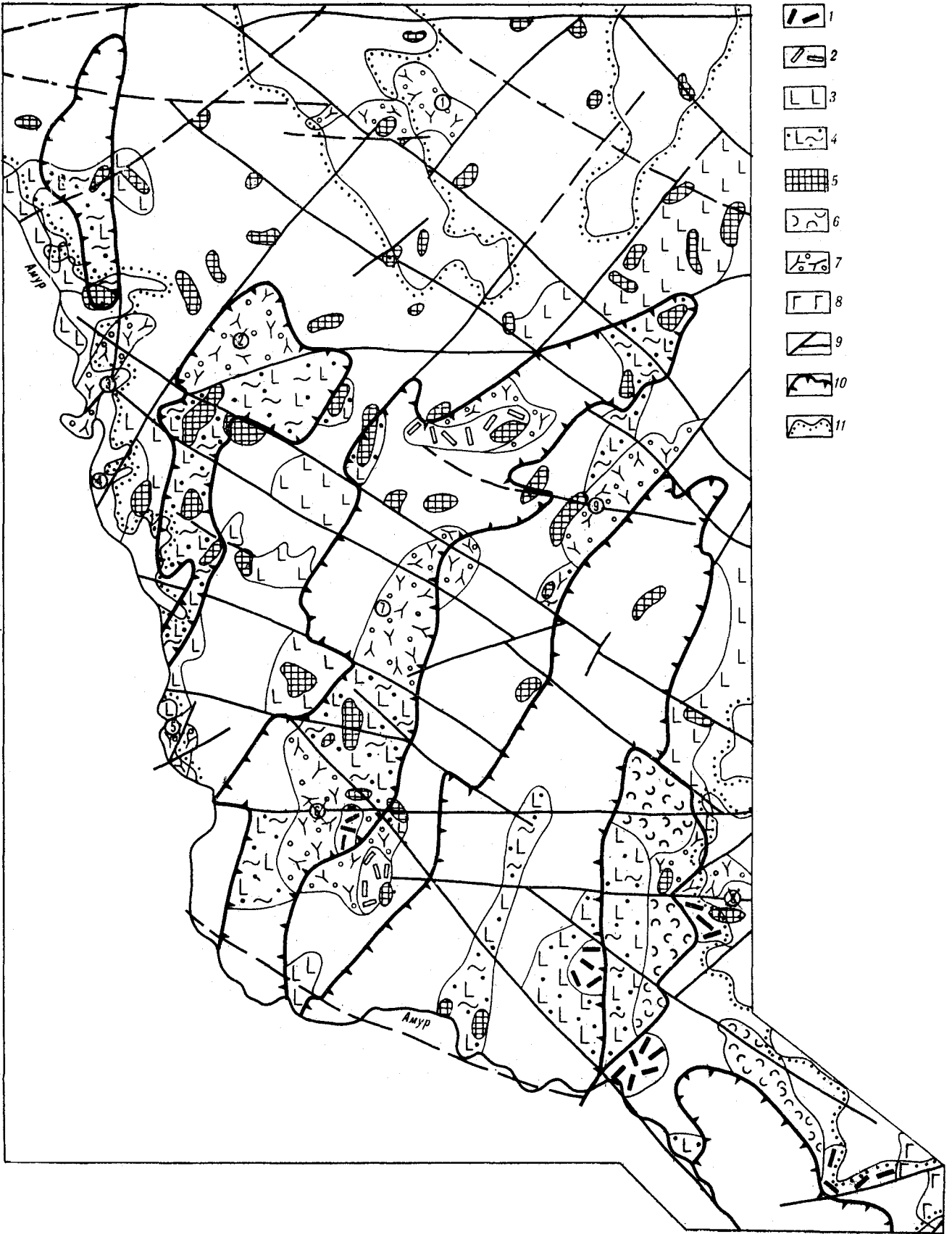
ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Сведения о глубинном строении депрессии, полученные в результате интерпретации дан-ных гравиметрических, магнитометрических, сейсмических исследований (КМПВ и МОВ) и методов структурной электроразведки (ВЭЗ, ТТ, ДЗ и др.), изложены в работах Г. Л. Берн-штейна (1964 г.), В. С. Волхонина, Э. Н. Лиш-невского, П. П. Степанова (1964 г.), А. П. Тар-кова (1963 г.) и других исследователей. Геофи-зические построения частично подтверждены

Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Амуро-Зейской депрессии.

1 — системы позднемезозойских тафрогенных впадин, совпадающие (а) и несовпадающие (б) с гравитационными мини-мумами; I — Ту-Тарановская, II — Сычевско-Климоуцев-ская, III — Лермонтовско-Белогорская, IV — Поярково-Екатери-нославская, V — Архаринская. Поднятия и выступы до-позднемезозойского фундамента: А — Амуро-Мамыньское, Б — Благовещенско-Свободненское, В — Майгур-Завитинское, Т — Туранское; 2 — позднемезозойские впадины, выделен-ные главным образом по минимумам поля силы тяжести и частично разбуренные; 3 — локальные поднятия фундамента, которым отвечают максимумы гравитационного поля. Впа-дины: 1 — Тарановская, 2 — Корсаковская, 3 — Климоуцев-ская, 4 — Сычевская, 5 — Спасовская, 7 — Комиссаровская, 8 — Сергеевская, 10 — Белогорская, 12 — Ромненская, 13 — Дмитриевская, 15 — Екатеринославская, 16 — Романовская, 18 — Лермонтовская, 20 — Поярково-Михайловская и подня-

тия: 6 — Петропавловское, 9 — Благовещенское, 11 — Майгур-ское, 14 — Успенское, 17 — Гродековское, 19 — Ильинское, 21 — Воскресенское; 4 — разломы, ограничивающие системы позднемезозойских впадин; 5 — крупные поперечные разло-мы. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 — Ту-Тара-новский, 2 — Сычевский, 3 — Лермонтовский, 4 — Селемджи-нский, 5 — Тамбовский, 6 — Екатеринославский, 7 — Завитин-ский, 8 — Гаринский, 9 — Шимановский, 10 — Талали-Майгур-ский, 11 — Серышевский, 12 — Козьмодемьяновский, 13 — Ивановский, 14 — Буреинский; 6 — прочие разрывные нару-шения; 7 — зоны разуплотнения фундамента, совпадающие с локальными минимумами поля силы тяжести и интерпре-тируемые как центры лейкогранитового или липаритового магматизма мезозойского возраста; 8 — тела долеритов и габбро-долеритов, выделенные по магнитографикам дан-ным; 9 — контуры распространения отложений верхнего (K_2-KZ) яруса Амуро-Зейской депрессии; 10 — изолинии мощности верхнего яруса; 11 — линии интерпретационных геолого-геофизических разрезов.



бурением. Нами с учетом работ предшественников проведен анализ геологической позиции позднемезозойских образований, выделены центры вулканизма и разрывные нарушения (см. рис. 2, 3). Интерпретация карт потенциальных физических полей базируется на системе опорных профилей, по которым геофизические данные были заверены бурением. В качестве примера приведен схематизированный разрез по линии Лермонтовка — Райчиха — Иркун (см. рис. 1). Породы депрессии по плотностным характеристикам объединены в три комплекса (данные ДВТГУ [6] и авторов). Нижний комплекс включает в себя образования допозднемезозойского фундамента. Плотность гранитов (PZ₁—PZ₂) варьирует от 2,55 до 2,65 г/см³. Средняя плотность метаморфических образований различного состава (PR₂—PZ₁) и кремнисто-вулканогенных эвгеосинклинальных отложений (S—D₁) составляет 2,7 г/см³, габбро и габбро-долеритов — 2,75 г/см³. Выше лежащий комплекс слагают вулканогенно-осадочные породы нижнего (J₃—K₁) яруса с плотностью от 2,3 до 2,4 г/см³ в зависимости от примеси туфогенного материала. Покровы андезито-базальтов, переслаивающиеся с осадочными породами, имеют среднюю плотность 2,5 г/см³, а однородные андезито-базальты — 2,6 г/см³. Рыхлые и слаболитифицированные глинисто-песчаные отложения верхнего яруса (K₂—KZ) характеризуются плотностью 2,1—2,2 г/см³. Основные гравитационно активные границы депрессии приурочены к границам комплексов пород. Средняя избыточная плотность на нижней (главной гравитирующей) границе составляет 0,3—0,4 г/см³, сокращаясь на участках развития покровов эффузивов до 0,1—0,2 г/см³. Избыточная плотность на верхней границе — 0,15—0,25 г/см³.

Широкое развитие вулканогенных образований среднего — основного состава и наличие габброидов в фундаменте дают возможность эффективно использовать карты магнитного поля. Позднемезозойские андезито-базальты создают мозаичные и дифференцированные существенно положительные поля ΔT_a интенсивностью $+2 \div +4$ мэ. По величине градиента или плавности этих аномалий можно судить об относительной глубине магнитовозмущающих тел. Дифференцированное магнитное поле с резко повышенной общей напряженностью и

изрезанностью, с интенсивными локальными аномалиями (до $+10 \div +15$ мэ), пространственно тяготеющими к тектонически ослабленным зонам на границах впадин (Ту-Тараконская, Сычевско-Климоуцевская), обусловлено суммарным влиянием субвулканических и эффузивных образований основного состава. Изучение взаимосвязей аномалий свидетельствует о том, что тела габброидов являются самыми молодыми интрузивными образованиями. Локальные магнитные аномалии высокой интенсивности в северном обрамлении депрессии связаны с железорудными объектами.

Комплексное использование геологической и геофизической информации [3, 6, 12 и др.], дополнительное изучение ряда участков и новых скважин позволяют выделить в пределах Амуро-Зейской депрессии пять систем тафрогенных (рифтогенных) впадин: Ту-Тараконскую, Сычевско-Климоуцевскую, Лермонтовско-Белогорскую, Поярково-Екатеринославскую и Архаринскую (см. рис. 2). Эти системы впадин, имеющие ярко выраженную тектоническую природу, в целом ориентированы в северо-северо-восточном направлении. Системы впадин разделены поднятиями фундамента: Петропавловским, Благовещенско-Свободненским, Майкур-Завитинским, Бурейским (Туранским). Структурный план поднятий и впадин определяют зоны долгоживущих разломов глубокого заложения. Генеральными являются зоны региональных разломов северо-северо-восточного направления: Ту-Тараконская, Сычевская, Лермонтовская, Селемджинская, Тамбовская, Екатеринославская, Завитинская. Системы впадин и поднятий осложнены крупными поперечными разломами. Среди них намечаются нарушения, характеризующиеся значительной свивговой составляющей. Это Шимановский, Серышевский и Романовский разломы северо-западного простирания, а также близширотные — Талали-Майкурский, Козьмодемьяновский и Ивановский (см. рис. 2). Северным ограничением структурных зон депрессии служит близширотная зона Гаринского регионального разлома в сочетании с предполагаемыми дуговыми разломами, намеченными по космofотоснимкам.

В ряде мест выявлено несоответствие особенностей рельефа допозднемезозойского фундамента депрессии с аномалиями гравитационно-

Рис. 3. Схема размещения вулканогенных образований Амуро-Зейской депрессии,

1 — центры ультракислого липаритового вулканизма (K₁, K₁₋₂); 2 — центры липаритового или лейкогранитового магматизма, предполагаемые по геофизическим данным; 3 — покровы андезито-базальтов, латитов, трахиандезитов (K₁), 4 — в том числе ассоциирующиеся с позднемезозойскими осадочными породами, 5 — субвулканические тела долеритов, габбро-долеритов, выделенные по геофизическим данным, 6 — туфогенно-осадочные породы; 7 — позднемезозойские

вулcano-тектонические структуры (ВТС) (впадины, кальдеры), сложенные липаритами, трахидацитами, андезито-базальтами, латитами и туфогенно-осадочными породами, 8 — позднекайнозойские платобазальты, 9 — региональные разломы, 10 — контуры систем позднемезозойских тафрогенных впадин, 11 — границы распространения отложений верхнего яруса Амуро-Зейской депрессии. Цифрами в кружках обозначены следующие позднемезозойские ВТС: 1 — Кашаниновская, 2 — Климоуцевская, 3 — Симоновская, 4 — Петропавловская, 5 — Верхнеблаговещенская, 6 — Тамбовская, 7 — Белогорская, 8 — Правобурейская, 9 — Майкур-Алеуцкая.

го поля. Так, в контуре Ильиновского поднятия (см. рис. 1, 2), установленного по данным сейсморазведочных (КМПВ), электроразведочных работ и бурения, имеются локальные минимумы Δg , которые интерпретируются нами как центры липаритового или лейкогранитового магматизма. Расчетная глубина залегания зоны разуплотнения (при заданной плотности $2,55 \text{ г/см}^3$) составляет 1200 м. Аналогичные локальные гравитационные минимумы намечаются и в других частях депрессии (см. рис. 2). Райчихинское погружение фундамента не отражается в гравитационном поле. Недостающий гравитационный эффект, по-видимому, обусловлен присутствием более плотных пород в разрезе впадины. Наличие магнитной аномалии, по форме характерной для горизонтальной пластины (расчетная глубина верхней кромки 750 м), позволяет связывать этот эффект с покровом базальтов, что подтверждается данными бурения (скв. 9).

Региональный максимум поля силы тяжести Амуро-Зейской депрессии связывается с поднятием поверхности Конрада и уменьшением мощности земной коры до 32—34 км [9]. В региональной структуре магнитного поля наблюдаются малоинтенсивные полосовые магнитные аномалии северо-северо-восточного простирания, совпадающие с ориентировкой поздне-мезозойских тафrogenных впадин и, возможно, метаморфических толщ и гранитоидных массивов фундамента. Известно, что аналогичные особенности гравитационного и магнитного полей характерны для областей рифтогенеза: Провинции Бассейнов и Хребтов, Западной Сибири и др. [8].

АРЕАЛЫ И ЦЕНТРЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Крупные центры липаритового магматизма известны по окраинам и обрамлению Амуро-Зейской депрессии (Хингано-Олонойский, Урил-Кундурский, Иркунский, Дырдинский, Гонжинский). Они сложены преимущественно субвулканическими и интрузивными фациями аляскиитоидных липаритов [5, 14]. Под рыхлым чехлом депрессии массивы липаритов (лейкогранитов) намечаются в пределах Ильиновского и Бориспольского поднятий. Мощные толщи липаритов вскрыты в пределах Воскресенского и Райчихинского поднятий. Особое внимание привлекают ареалы мезозойского вулканизма, где тесно ассоциируют липариты и андезитобазальты, а также туфогенно-осадочные породы. С различной степенью достоверности (из-за сильной перекрытости платформенными отложениями) намечаются следующие вулкано-тектонические структуры (ВТС) площадью от

150—200 до 600—800 км²: Верхнеблаговещенская, Калашниковская, Климоуцевская, Симоновская, Петропавловская, Тамбовская, Белогорская, Правобурейская и Майкур-Алеунская (см. рис. 3). Кратко охарактеризуем некоторые из них.

Верхнеблаговещенская ВТС находится в южной части Благовещенско-Свободненского поднятия фундамента, сложенного гнейсами и кристаллическими сланцами (PR₁), гнейсовидными гранодиоритами, небольшими телами лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. Вулканогенные образования представлены морионсанидиновыми липаритами, биотит-полевошпатовыми липарито-дацитами, нередко с гялиновой структурой основной массы, гигантопорфировыми андезито-дацитами. Кислые вулканиты слагают преимущественно экструзивные тела и дайки. Они залегают среди пород фундамента, а также, по-видимому, прорывают покровы микролитовых андезито-базальтов (пади Дальняя, Ключевая и др.). Обширные ареалы базальтоидов и мелкие тела липаритов прослеживаются к северу от Благовещенска.

Петропавловская ВТС тяготеет к юго-западному обрамлению Сычевско-Климоуцевской депрессии. Состав допоздне-мезозойского фундамента весьма разнообразен: граниты, лейкограниты, гранодиориты, хлорит-серицитовые сланцы, филлиты, метаморфизованные диабазы, кварциты. Кислые вулканиты слагают экструзии и потоки лав, реже наблюдаются туфы и туффиты. Состав пород — трахидациты и липарито-дациты повышенной щелочности (табл. 1). Широко распространены кислые вулканические спекла (перлиты). Покровы микролитовых андезито-базальтов и гялобазальтов; по-видимому, перекрывают тела кислых вулканитов.

Климоуцевская ВТС приурочена к северной окраине Сычевско-Климоуцевской системы впадин. По данным бурения (мощность чехла не более 100 м), в Климоуцевской впадине развиты андезито-базальты, кислые вулканиты и туфогенно-осадочные породы (итикутская и поярковская свиты). По периметру впадины встречаются небольшие тела габбро-диоритов. Фундамент сложен преимущественно гранитоидами. Впадина ограничена и рассечена разломами северо-восточного, северо-западного и близширотного направлений.

Калашниковская ВТС изучена авторами фрагментарно по берегам р. Зеи, в низовьях ее притоков Анго, Ушумун и Ту. Она реконструируется в пределах Амуро-Мамынского выступа и тяготеет к узлу пересечения региональных разломов северо-восточного, широтного и северо-западного направлений (см. рис. 3). Допоздне-мезозойский фундамент сложен преимущественно гранитоидами ранне- и позднепалеозойского возраста. Широко развиты также карбо-

Содержание щелочных металлов (вес. %) и элементов-примесей (г/т) в вулканогенных образованиях Амуро-Зейской депрессии и ее обрамления

Элемент	Группа проб																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
K	1,65(1)	$\frac{4,4}{0,6}$	—	3,9(4)	$\frac{4,0}{0,7}$	3,6(1)	—	$\frac{4,0}{0,4}$	3,8(1)	$\frac{4,3}{0,9}$	$\frac{3,6}{0,7}$	3,5(4)	$\frac{2,2}{0,4}$	$\frac{2,1}{0,5}$	2,9(2)	2,4(1)	$\frac{1,5}{0,6}$	$\frac{2,4}{0,5}$	$\frac{1,9}{0,3}$	$\frac{2,6}{0,6}$
Na	2,50(1)	$\frac{2,1}{0,5}$	—	2,9(4)	$\frac{2,1}{0,5}$	2,9(1)	—	$\frac{2,6}{0,4}$	1,9(1)	$\frac{1,8}{0,4}$	$\frac{2,2}{0,5}$	2,4(4)	$\frac{2,5}{0,3}$	$\frac{2,5}{0,7}$	2,4(2)	2,3(1)	$\frac{2,5}{0,5}$	$\frac{2,5}{0,4}$	$\frac{2,6}{0,7}$	$\frac{2,8}{0,4}$
Rb	$\frac{30,9}{8,0}$	$\frac{209,0}{75,0}$	$\frac{263,1}{85,3}$	$\frac{195,0}{27,6}$	$\frac{254,5}{101,6}$	$\frac{198,7}{95,6}$	$\frac{130,1}{16,5}$	$\frac{118,8}{24,2}$	$\frac{196,7}{15,3}$	$\frac{198,7}{27,1}$	$\frac{136,6}{27,2}$	$\frac{151,3}{9,6}$	$\frac{58,1}{18,6}$	$\frac{73,7}{25,9}$	$\frac{62,8}{20,0}$	$\frac{64,4}{30,5}$	$\frac{40,5}{14,1}$	$\frac{86,0}{30,2}$	—	$\frac{96,1}{27,6}$
Sr	$\frac{503,2}{65,2}$	$\frac{46,6}{22,2}$	$\frac{8,7}{2,5}$	$\frac{7,9}{8,5}$	$\frac{71,3}{137,4}$	$\frac{30,1}{29,1}$	$\frac{88,3}{32,3}$	$\frac{47,6}{22,0}$	$\frac{166,7}{37,9}$	$\frac{98,5}{72,0}$	$\frac{323,5}{195,9}$	$\frac{226,0}{181,4}$	$\frac{979,0}{146,6}$	$\frac{644,3}{129,1}$	$\frac{464,3}{145,0}$	$\frac{555,0}{245,0}$	$\frac{634,2}{165,4}$	$\frac{506,8}{188,8}$	$\frac{681,0}{223,0}$	$\frac{579,5}{71,6}$
Th	$\frac{2,3}{1,0}$	$\frac{15,3}{4,9}$	$\frac{31,7}{4,4}$	$\frac{17,1}{2,8}$	$\frac{15,9}{2,6}$	$\frac{16,3}{5,7}$	$\frac{15,4}{3,4}$	$\frac{12,5}{3,7}$	$\frac{28,3}{0,6}$	$\frac{19,5}{2,8}$	$\frac{15,2}{3,0}$	$\frac{17,5}{2,6}$	$\frac{6,6}{1,7}$	$\frac{6,9}{1,8}$	$\frac{5,8}{2,3}$	$\frac{5,8}{2,8}$	$\frac{3,9}{2,1}$	$\frac{7,5}{1,7}$	$\frac{4,0}{1,1}$	$\frac{8,9}{1,9}$
Pb	$\frac{3,5}{1,7}$	$\frac{17,5}{6,3}$	$\frac{37,8}{12,4}$	$\frac{22,5}{8,6}$	$\frac{29,1}{9,6}$	$\frac{28,1}{11,1}$	$\frac{23,0}{7,8}$	$\frac{24,8}{5,3}$	$\frac{27,0}{4,0}$	$\frac{21,2}{8,6}$	$\frac{21,9}{7,2}$	$\frac{26,7}{4,0}$	$\frac{16,1}{4,4}$	$\frac{15,6}{4,6}$	$\frac{7,8}{2,8}$	$\frac{14,4}{5,6}$	$\frac{11,2}{5,9}$	$\frac{18,9}{8,8}$	—	$\frac{18,3}{6,9}$

Примечание. 1 — позднекайнозойские базальты, долериты (Архара, Есауловка); 2—10 — позднемезозойская лейколипаритовая формация: 2 — морион-сандиновые липариты (Урил, Кундур, Богучанская сопка), 3 — морион-сандиновые липариты (Правобурейская ВТС), 4 — олигофировые липариты (Правобурейская ВТС), 5 — вулканические стекла (Правобурейская ВТС), 6 — фельзиты, витронластические туфы фельзитов (Правобурейская ВТС), 7 — морион-сандиновые липариты (Верхнеблаговещенская ВТС), 8 — олигофировые липариты (Верхнеблаговещенская ВТС), 9 — фельзиты, игнимбриты (Калашниковская ВТС), 10 — сандиновые липариты (Гонжинский выступ, гора Коврижка); 11—12 — трахидацитовая формация (К₁): 11 — дациты, трахидациты, липарито-дациты (Симоновская, Петропавловская и Верхнеблаговещенская ВТС), 12 — стекловатые дациты (из тех же ВТС); 13—16 — субщелочная андезит-базальтовая формация Амуро-Зейской депрессии (К₁): 13 — андезит-базальты, латиты (Ушаковский ареал), 14 — андезит-базальты, латиты, в том числе стекловатые (Сычевский ареал), 15 — андезит-базальты, долериты (Калашниковская ВТС), 16 — андезит-базальты (Правобурейская ВТС); 17—20 — андезит-гранодиоритовая формация Огоджа-Умлеканского вулканического пояса (Талданский комплекс, К₁): 17 — андезиты, андезит-базальты (Селемджинск, р. Исикан), 18 — дациты, андезит-дациты (Гонжинский выступ), 19 — диоритовые порфириты (р. Исикан), 20 — гранодиорит-порфириты (Гонжинский выступ).

натные, терригенно-карбонатные и терригенные молассоидные отложения (ϵ_1 , S, D₂₋₃, P, J₂). Отмечаются дайки и небольшие интрузивы лейкогранитов и щелочных гранитов (PZ₃). В основании разреза ВТС залегает толща туфоконгломератов, туфов липаритов и игнимбри-тов. Выше находится мощный покров андезито-базальтов, в котором наблюдается не менее пяти горизонтов туфогенно-осадочных пород (туфопесчаники, тонкослоистые туффиты, уг-листые алевролиты). Вулканогенные образования рассечены дайками долеритов и граносиенит-порфиров. Отмечаются мощные зоны дроб-ления и интенсивной аргиллизации. В запад-ной части ВТС (гора Шахтома, р. Кунхагли) развиты липариты и вулканические стекла (перлиты).

Тамбовская ВТС охватывает южную часть Майгур-Завитинского поднятия и восточный склон Лермонтовской впадины. Под чехлом рыхлых отложений вскрыта толща переслаива-ния андезито-базальтов, липаритов, фельзитов, перлитов, туффитов и терригенных пород с уг-лефицированной органикой (скв. 17к, 16к). На-мечается несколько базальт-липаритовых рит-мов. Вулканогенные образования интенсивно аргиллизированы. По обрамлению ВТС распо-лагаются небольшие тела габбро-долеритов. Фундамент сложен гнейсовидными гранодиори-тами и гранитами.

Правобурейская ВТС находится в нижнем течении р. Буреи, в прибортовой части Амуро-Зейской депрессии. Она имеет форму непра-вильного овала (45 × 28 км) и состоит из двух блоков: северного Симичинского и южного Далдыканского, которые разделены Иркунским выступом фундамента. Правобурейская ВТС большей частью перекрыта рыхлыми отложе-ниями цагайской свиты. Мощность осадочного чехла увеличивается с востока на запад от 10—20 до 150—800 м. Изучению с поверхно-сти доступна лишь часть структуры по бере-гам р. Буреи и ее притоков. Общая последо-вательность развития ВТС, изученная авторами по наблюдениям с поверхности и по керну скважин глубиной до 400 м, представляется в следующем виде: базальные конгломераты, гра-велиты, туфопесчаники → андезито-базальты, трахиандезиты, базальты (потоки, покровы) → туффиты, туфы липаритов → дациты, анде-зито-дациты (потоки, экструзивы) → туфы ли-паритов, туффиты → афировые и олигофировые липариты (экструзивы, потоки) → морион-сани-диновые липариты (субвулканические интрузи-вы) → долериты, базальты (дайки, силлы).

Далдыканский блок сложен в основном оли-гофировыми липаритами. Мощность экструзий липаритов, по данным бурения, достигает 300—400 м. В краевых частях потоков и эк-струзивов наблюдаются линзовидные тела пер-

литов. Липариты аргиллизированы, окремнены (опализированы), изредка отмечается флюорит. На контакте липаритов с породами фундамен-та залегают витрокластические туфы липари-тов, туфопесчаники, гравелиты. По восточной окраине Далдыканского блока развиты тела эруптивных брекчий. Фундамент представлен гнейсовидными порфиробластическими грани-тами и среднезернистыми амфибол-биотитовы-ми кварцевыми диоритами. В пределах Сими-чинского блока на диоритах и мелкозернистых гнейсовидных гранитах залегают туфогравели-ты-туффиты, насыщенные углефицированными органическими остатками. Породы березитизи-рованы. Выше наблюдается покров андезито-базальтов с горизонтами туффитов. Отмечают-ся тела микродолеритов. Завершают разрез липарито-дациты, фельзиты, морион-санидино-вые липариты.

В Амуро-Зейской депрессии широко разви-ты покровы субщелочных андезито-базальтов. В большинстве случаев они относятся к ниж-ней подвите поярковской свиты, частично к итикутской свите. Можно выделить следующие ареалы базальтоидного магматизма: Ушаков-ский, Тараконский, Сычевский, Сергеевский, Константиновский, Поярковский, Свободнен-ский, Ивановский, Райчихинский, Усть-Арха-ринский (см. рис. 3). Площадь отдельных ареа-лов базальтового магматизма достигает 1000—1200 км². Покровы андезито-базальтов имеют мощность до 300 м и состоят из многочислен-ных потоков мощностью 3—12 м. В отдельных прогибах (Сычевка, Таракон) отмечается пере-слаивание потоков вулканитов с осадочными породами. Кроме покровных фаций отмечаются подводящие каналы базальтоидного магма-тизма, признаками которых являются долерит-овые структуры пород в сочетании с интен-сивными локальными магнитными аномалиями. Ареалы базальтового вулканизма обнаружива-ют связь с разломами северо-северо-восточного и субмеридионального направлений, ограничи-вающими системы тафрогенных впадин (см. рис. 3). Предполагается магмоконтролирую-щее значение поперечных разломов — Серы-шевского, Ивановского и некоторых без-ымянных.

По северному обрамлению Амуро-Зейской депрессии характер позднемезозойского вулка-низма был иным. Талданский, Умлеканский, Иса-Быссинский и другие ареалы вулканизма, входящие в состав близширотного Огоджа-Ум-леканского вулканического пояса, сложены ан-дезитами, андезито-дацитами и дацитами [3, 14]. Вулканиты тесно ассоциируют с припо-верхностными интрузиями диорит-порфиритов, сиенито-диоритов, монзонитов. Кислые и ульт-ракислые образования проявлены ограниченно (Гонжинский блок).

Вопрос о пространственно-временных соотношениях базальт-липаритового и андезито-дацитового вулканизма исчерпывающе не решен. Установлено, что на юго-запад от Огоджа-Умлеканского пояса (Альдикон, Иса, Селемджинск) высокоглиноземистые известковистые андезиты сменяются трахиандезитами — латитами (реки Майкур, Алеун, Ташина, Горбыль) и далее — субщелочными андезито-базальтами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФУНДАМЕНТА

Геохимические особенности фундамента во многом предопределяют металлогенический облик областей и зон тектономагматической активизации. Нами отобраны пробы из коренных обнажений, карьеров и выемок вдоль шоссе-ных дорог и по трассе БАМа в пределах Благовещенского, Амуро-Мамынского, Гонжинского и Туранского блоков, из керна скважин в районе Правобурейской ВТС. Группировка аналитических данных и расчет статистических параметров проведены на уровне геологических (магматических) формаций в рамках крупных тектонических блоков (структур). Комментируя полученные результаты (табл. 2), можно отметить, что очень редкие для рассматриваемой территории амфиболиты и карбонатные породы бедны торием, рубидием, свинцом. Зеленокаменные вулканогенные образования Гуранского прогиба характеризуются кларковыми (для основных пород) содержаниями указанных элементов. От этих пород существенно отличаются метаморфизованные песчаники, алевролиты и филлиты позднеерифейского возраста южной части Туранского блока. По содержанию элементов-примесей они близки к умеренно кислым гранитам и характеризуются значительной неравномерностью распределения элементов. Вполне сопоставимы с ними молассоидные формации среднепалеозойского возраста Амуро-Мамынского блока. Неметаморфизованные молассы раннемезозойского возраста отличаются более равномерным распределением тория и щелочных металлов. Однако преобладающими породами допозднемезозойского фундамента являются гранитоиды и гранитизированные докембрийские образования. В северной части Амуро-Мамынского и Туранского блоков (бассейн р. Селемджи) признаки геохимической специализации на литофильные элементы свойственны мелким телам пегматитов среди биотит-амфиболовых гнейсов. Обогащены калием, торием, свинцом, цирконием, ниобием и иттрием гнейсы и гнейсовидные граниты района г. Благовещенска. К ним геохимически близки порфиробластические гнейсовидные граниты (PZ₁) южного обрамления Правобурейской

ВТС; характерно, что эти породы обеднены стронцием (см. табл. 2). Относительно обогащены литофильными элементами гранодиориты южной части Амуро-Мамынского блока. Весьма неоднородны в геохимическом отношении лейкократовые граниты позднепалеозойского и раннемезозойского возраста. Так, лейкограниты и гранит-порфиры бассейнов рек Ульма и Альдикон в два раза беднее торием по сравнению с аналогичными образованиями района г. Шимановска и верховий р. Томь.

Таким образом, геохимические данные подтверждают, что фундамент Амуро-Зейской депрессии относится к сиалическому типу, и в его пределах намечаются блоки с признаками геохимической специализации на литофильные и некоторые халькофильные элементы.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Аналитические данные систематизированы по Верхнеблаговещенскому, Симоновскому, Петропавловскому, Ушаковскому, Калашниковскому, Правобурейскому, Кундурскому вулканическим центрам и ареалам Амуро-Зейской депрессии, а также по Гонжинскому, Исиканскому и Селемджинскому ареалам вулканизма северного обрамления депрессии, относящимся к Огоджа-Умлеканскому вулканическому поясу. Для сравнения охарактеризованы неоген-четвертичные базальты и долериты района Архары и Облучья. Выполнено 115 силикатных анализов, и 350 проб преанализировано на содержание элементов-примесей. Кроме того, использованы сводки силикатных анализов, содержащиеся в работах [3, 14 и др.]. В этих работах петрохимия вулканогенных пород Огоджа-Умлеканского пояса освещена достаточно полно, и полученные нами данные их подтверждают. Поэтому здесь приведены результаты анализов главным образом малоизученных вулканитов внутренних частей Амуро-Зейской депрессии (рис. 4). Породы среднего и основного состава близки к ряду латит — субщелочной андезито-базальт. От кварцевых базальтов, по Р. Дэли, они отличаются повышенным содержанием калия, титана, отчасти железа и пониженным — магния, кальция, алюминия. Существенные различия устанавливаются между ними и андезитами — андезито-базальтами бассейнов рек Селемджи, Бысы, Исикана. Последние вполне сопоставимы с высокоглиноземистой щелочно-известковистой формацией островных дуг, выделяемой Х. Куно. В то же время субщелочные андезито-базальты и латиты Амуро-Зейской депрессии

Содержание щелочных металлов (вес. %) и некоторых элементов-примесей (г/т) в геологических формациях допозднемезозойского фундамента Амуро-Зейской депрессии

Элемент	Группа проб																					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
K	—	$\frac{2,6}{0,4}$	$\frac{3,8}{0,4}$	$\frac{3,3}{0,7}$	—	—	$\frac{2,5}{0,5}$	—	$\frac{2,6}{0,7}$	$\frac{2,4}{0,9}$	—	$\frac{1,4}{0,2}$	$\frac{1,8}{0,5}$	—	—	—	—	$\frac{1,7}{0,6}$	0,82(1)	$\frac{4,0}{0,5}$	$\frac{3,3}{0,7}$	$\frac{2,8}{1,2}$
Na	—	$\frac{2,1}{0,6}$	$\frac{2,9}{0,3}$	$\frac{2,9}{0,5}$	—	—	$\frac{2,9}{0,4}$	—	$\frac{2,8}{0,6}$	$\frac{3,6}{0,5}$	—	$\frac{3,0}{0,7}$	$\frac{3,0}{0,5}$	—	—	—	—	$\frac{2,4}{0,6}$	2,69(1)	$\frac{2,9}{0,4}$	$\frac{2,2}{0,3}$	$\frac{2,7}{0,6}$
Rb	$\frac{127,3}{55,5}$	$\frac{109,8}{24,0}$	$\frac{121,7}{52,8}$	$\frac{73,0}{23,4}$	$\frac{165,0}{27,2}$	$\frac{253,4}{29,3}$	$\frac{92,3}{23,0}$	$\frac{117,7}{30,4}$	$\frac{129,2}{52,8}$	$\frac{60,0}{21,9}$	$\frac{116,2}{54,7}$	$\frac{28,0}{14,0}$	$\frac{90,6}{14,3}$	$\frac{93,7}{29,6}$	$\frac{203,8}{37,5}$	$\frac{7,8}{5,9}$	$\frac{137,1}{39,0}$	—	$\frac{12,5}{0,7}$	$\frac{127,7}{54,0}$	$\frac{214,0}{60,0}$	$\frac{70,0}{17,0}$
Sr	$\frac{130}{22}$	$\frac{252,7}{138,2}$	$\frac{170,6}{120,6}$	$\frac{298}{14}$	$\frac{41,2}{11,5}$	$\frac{189,0}{78,0}$	$\frac{559,6}{89,9}$	$\frac{344,5}{87,0}$	$\frac{397,0}{190,0}$	$\frac{883,6}{333,7}$	$\frac{155,6}{174,1}$	$\frac{497}{126}$	$\frac{567,4}{148,6}$	$\frac{337,5}{38,0}$	$\frac{55,6}{18,5}$	$\frac{173,0}{136,4}$	$\frac{97,0}{45,0}$	$\frac{535,5}{202,8}$	$\frac{76,0}{17,0}$	$\frac{108,7}{92,2}$	$\frac{85,3}{29,5}$	$\frac{396,3}{188,4}$
Th	$\frac{14,0}{5,3}$	$\frac{9,3}{3,5}$	$\frac{13,5}{5,1}$	$\frac{7,9}{2,3}$	$\frac{18,2}{3,7}$	$\frac{28,8}{13,4}$	$\frac{9,3}{2,1}$	$\frac{15,8}{6,4}$	$\frac{5,9}{0,8}$	$\frac{6,2}{2,2}$	$\frac{9,4}{4,3}$	$\frac{3,6}{1,1}$	$\frac{7,6}{3,2}$	$\frac{10,9}{3,9}$	$\frac{23,5}{6,9}$	<2	$\frac{9,7}{4,0}$	$\frac{6,3}{2,9}$	<2	$\frac{24,7}{13,5}$	$\frac{27,3}{21,0}$	$\frac{8,1}{2,7}$
Pb	$\frac{17,8}{8,3}$	$\frac{16,0}{3,7}$	$\frac{19,4}{11,0}$	$\frac{16,8}{3,3}$	$\frac{15,0}{7,2}$	$\frac{27,6}{4,8}$	$\frac{22,5}{3,5}$	$\frac{15,3}{4,2}$	$\frac{13,7}{4,7}$	$\frac{14,4}{3,6}$	$\frac{10,8}{10,2}$	$\frac{7,0}{2,7}$	$\frac{14,6}{4,7}$	$\frac{16,8}{6,1}$	$\frac{19,2}{2,8}$	≤2	$\frac{20,9}{7,0}$	—	$\frac{4,0}{1,5}$	$\frac{16,3}{8,6}$	$\frac{33,0}{12,4}$	$\frac{10,8}{2,4}$

Примечание. Здесь и в табл. 1 в числителе приведено среднее арифметическое содержание, в знаменателе — среднеквадратичное отклонение; количество проб в каждой группе — первые десятки, если меньше — количество проб указано в скобках. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ. К, Na определялись методом фотометрии пламени, остальные элементы — рентгеноспектральным методом на установках ФРА-4 и АРФ-6. 1, 2 — молассовая и молассоидная формации субгеосинклинальных и орогенных прогибов (J_{1-2}): 1 — полимиктовые песчаники, алевролиты (Новокиевский увал), 2 — гравелиты, песчаники, алевролиты (Гонжинский выступ); 3—6 — лейкогранитовая и гранитовая формации малых глубин (PZ₁ — MZ₁): 3 — лейкократовые граниты, гранит-порфиры (Петропавловка), 4 — граниты, гранит-порфиры (Федькин Ключ, Ульма), 5 — лейкократовые граниты (Шимановск), 6 — лейкократовые и биотитовые порфириновые граниты (р. Бол. Горбыль); 7, 8 — гранит-гранодиоритовая формация умеренных глубин (PZ₂ — MZ₂): 7 — биотитовые граниты, гранодиориты верхнеамурского комплекса (Гонжинский выступ), 8 — амфибол-биотитовые гранодиориты (Чагоян); 9, 10 — диорит-гранодиоритовая формация умеренных глубин (PZ₂₋₃): 9 — гранодиориты, кварцевые диориты (Новобурейск), 10 — диориты (Гуран); 11 — молассовая формация (PZ₂), метаморфизованные гравелиты, песчаники, алевролиты (Чагоян); 12 — кремнисто-вулканогенная формация (S — D₁), диабазы, хлорит-эпидотовые сланцы (Гуран); 13 — диорит-гранодиоритовая формация абиссальная (PZ₁), гнейсовидные гранодиориты (Благовещенск); 14, 15 — гранитовая формация абиссальная (PZ₁): 14 — гнейсовидные граниты (Киселево), 15 — порфиробластические гнейсовидные граниты (Новобурейск); 16 — карбонатная формация (C₁), мраморизованные известняки и доломиты (Чагоян); 17 — сланцево-метапесчаниковая формация (PR₂), филлитовидные сланцы, метаалевролиты (Кундур); 18 — кремнисто-сланцевая формация (PR₂), хлорит-биотитовые, кварцево-эпидотовые сланцы (Бысса); 19 — метагабровая формация (PR₂), амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы (Исикан, Селемджа); 20—22 — магматито-гнейсовая формация (PR₂): 20 — биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы (Благовещенск), 21 — лейкократовые гнейсы, пегматиты (Селемджа), 22 — меланократовые гнейсы (Селемджа).

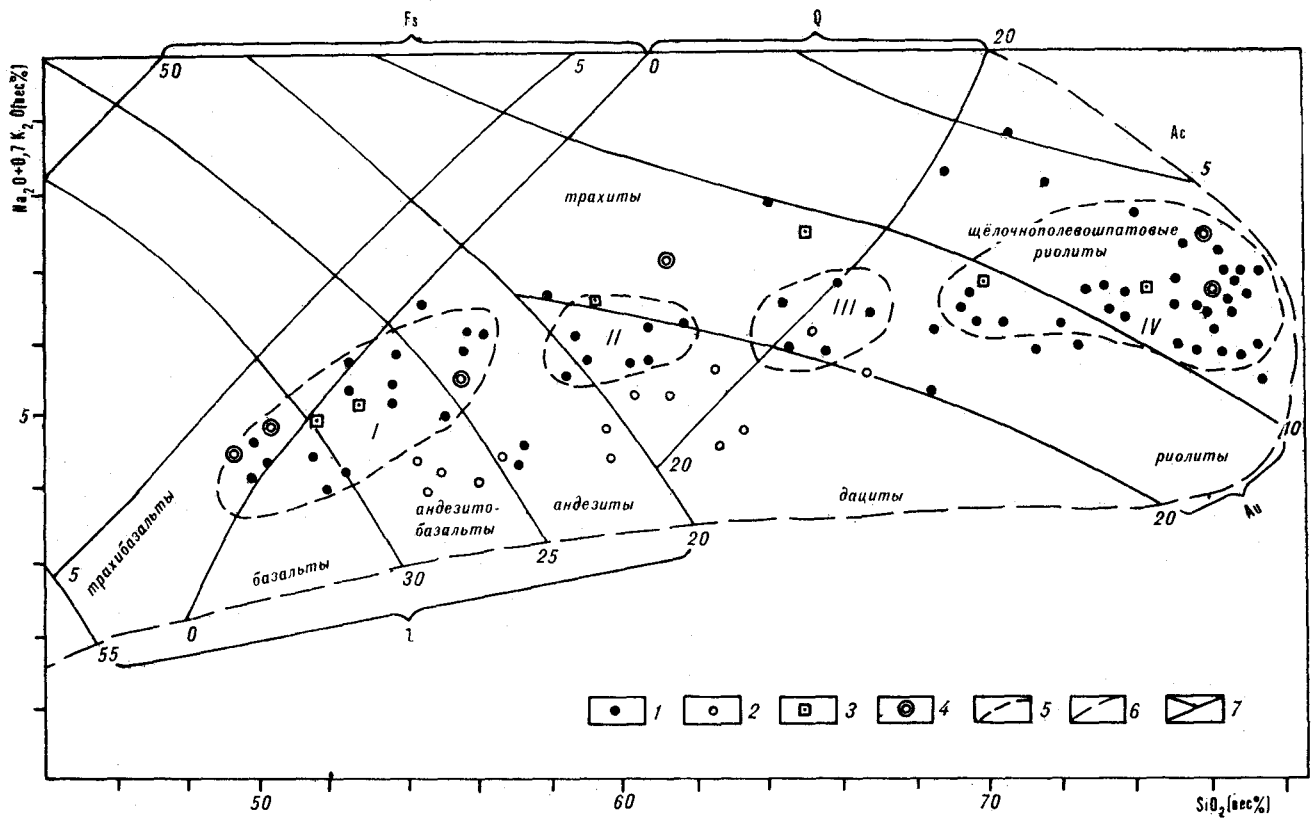


Рис. 4. Положение химических составов вулканических пород Амуро-Зейской депрессии на классификационной диаграмме Н. А. Румянцевой [7].

В пределах контура химических составов вулканических пород Земли (пунктир) показаны тренд-поверхности процентных содержаний свободного кварца (Q), фельдшпатоидов (Fs), цветового индекса (Z), An: (An+Ab+Or) (An), акмита (Ac). 1 — позднемезозойские вулканические породы Амуро-Зейской депрессии; 2 — вулканические породы Огоджа-Умлеканского пояса (K₁); 3 — средние составы позднемезозойских вулканических пород Монголо-Приаргунского пояса [11, 17]; 4 — средние составы позднекайнозойских вулканических пород Провинции Бассейнов и Хребтов и Плато Колорадо [18]; 5 — контуры полей вулканических пород Амуро-Зейской депрессии: I — субщелочные андезитобазальты, II — латиты — кварцевые латиты, III — трахидациты, IV — аляскитоидные липариты.

имеют близкий химический состав с позднемезозойскими базальтоидами Забайкалья и Восточной Монголии, а также с позднекайнозойскими вулканиитами Провинции Бассейнов и Хребтов и Плато Колорадо [18]. Изученные породы можно отнести к лейкобазальтовой [7] или к субщелочной базальтовой [11] формациям, связанным с формированием внутриконтинентальных вулканических поясов и эпирогенных рифтовых систем. По сравнению с породами Огоджа-Умлеканского пояса андезитобазальты Амуро-Зейской депрессии примерно в 1,5 раза богаче калием, рубидием, торием, свинцом и имеют близкие концентрации натрия и стронция (см. табл. 1). Позднекайнозойские базальты и долериты Архары и Облужья резко обеднены рубидием, торием и свинцом по сравнению с кларками для соответствующих пород и в особенности с позднемезозойскими базальтоидами Амуро-Зейской депрессии.

Кислые вулканические породы, как отмечалось выше, тесно ассоциируют с базальтоидами. Они принадлежат к двум формациям:

ультракислых аляскитоидных липаритов и субщелочных липарито-дацитов — трахидацитов. Оба типа пород встречаются совместно в пределах наиболее сложных вулканических центров (Верхнеблаговещенская, Правобурейская, Калашниковская ВТС). По сравнению со средними типами риолитов и дацитов, по Р. Дэли, рассматриваемые породы обеднены кальцием, магнием и относительно обогащены калием. Особого внимания заслуживают ультракислые липариты, состав которых близок к эвтектике кварц — альбит — ортоклаз. По петрохимическим параметрам они сходны с риолитами Йеллоустонского Парка и других кайнозойских построек Плато Колорадо и, что особенно важно, с позднемезозойскими липаритами Забайкалья и Восточной Монголии (см. рис. 4). Кислые вулканииты характеризуются большой гетерогенностью в распределении элементов-примесей и обладают признаками геохимической специализации на некоторые из них. При этом вулканические стекла отличаются более высокими содержаниями рубидия и свинца по сравнению с микрофелъзитовыми разностями из

тех же покровов или экзотрихий. Ультракислые липариты исключительно обеднены стронцием (см. табл. 1). Эта особенность очень характерна для риолитов рифтовых зон Северной Америки [18], а также для раннемеловых липаритов внутриконтинентальных поясов Забайкалья и Восточной Монголии [17]. Намечаются существенные геохимические различия между трахидацитами Амуру-Зейской депрессии и умеренно кислыми вулканитами и субвулканическими интрузиями Огоджа-Умлеканского пояса. Последние явно беднее калием, рубидием, торием и богаче стронцием (см. табл. 1). Липариты Гонжинского блока, несмотря на высокие содержания калия, беднее литофильными элементами по сравнению с аляскитоидными липаритами Амуру-Зейской депрессии. В целом петрохимическая контрастность вулканитов депрессии находит более концентрированное выражение в распределении элементов-примесей. Предполагается, что интенсивность геохимической дифференциации пород является важнейшим показателем металлогенической специализации территории.

О ПЕРСПЕКТИВАХ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПОД КАЙНОЗОЙСКИМ ЧЕХЛОМ

Закрытые территории представляются важным резервом для постановки геолого-прогнозных и поисковых работ на твердые полезные ископаемые. По-видимому, первоочередное внимание могут привлекать территории, где мощность непродуктивного рыхлого чехла сравнительно небольшая. На 55—60% площади Амуру-Зейской депрессии мощность рыхлого чехла (K_2 — KZ) не превышает 200 м, в том числе на 40% площади — менее 100 м (см. рис. 2). В этой связи возникает вопрос, какие полезные ископаемые можно ожидать под чехлом на этой территории?

К настоящему времени известны проявления углей в позднемезозойских отложениях поярковской, итикутской, толбузинской и молчановской свит [3, 13, 16 и др.]. В терригенно-карбонатных отложениях (PZ_{1-2}) Чагоянского блока фундамента выявлено непромышленное свинцово-цинковое и молибденовое оруденение в зонах березитизации. Геохимические аномалии этих элементов встречаются в позднемезозойских вулканогенных образованиях и гранитоидах Благовещенского выступа в Правобурейской ВТС. Привлекает внимание непромышленное Богучанское сурьмяно-флюоритовое месторождение, залегающее в аргиллизированных липаритах и туфогенно-осадочных породах мелового возраста. Пространственная близость и сходство геологической обстановки

с Хинганским оловорудным районом позволяют прогнозировать соответствующее оловянное оруденение. В северной части территории в обрамлении Монголо-Охотского трога выявлены рудопроявления железа в скарнах. Авторами обнаружены геохимические аномалии мышьяка, свинца и др. в зонах березитизации андезитов в бассейне р. Исикан.

Подобный проспекторский прогноз, основанный на результатах съемочных и других геологических работ, можно скорректировать и усилить с позиций регионального металлогенического анализа. Обратим внимание на основные положения, определяющие металлогенический облик докайнозойских образований Амуру-Зейской депрессии.

1. Допозднемезозойский фундамент депрессии относится к древним консолидированным блокам континентальной коры, претерпевшим интенсивную гранитизацию и многократную активизацию. В региональном плане он входил в состав единого геоблока, включающего Буринский, Монголо-Приаргунский и жесткие массивы северо-восточной части КНР [4, 3, 5, 17 и др.]. Приведенные в работе материалы по геохимии геологических формаций фундамента депрессии подтверждают это положение, а намечившиеся признаки геохимической специализации пород на некоторые элементы (см. табл. 2) в общем виде служат предпосылкой для поисков редкометального и полиметаллического оруденения, а также для обоснования различных гипотез мобилизации рудного вещества из фундамента в связи с процессами позднемезозойской тектономагматической активизации.

2. Системы тафrogenных впадин Амуру-Зейской депрессии во многом сходны с цепочками позднемезозойских J_3 — K_1 впадин Забайкалья и Восточной Монголии. В трудах [4, 8] сделан вывод о рифтогенной природе этих структур в Западном Забайкалье и Становой области. Эта концепция была распространена на впадины Приаргунья, Восточной Монголии [4, 17] и в данной работе — на соответствующие образования Амуру-Зейской депрессии. Эти структуры, формировавшиеся в условиях растяжения земной коры, в региональном плане могут быть отнесены к единому палеорифтовому поясу. По возрасту вулканогенно-осадочные образования екатеринославской и итикутской свит Приамурья сопоставимы с маякской и абагайтуйевской свитами Приаргунья, а поярковская свита в общих чертах близка к образованиям тургинской и кутинской свит. Приведенные в работе петрохимические и геохимические данные свидетельствуют о принципиальном сходстве позднемезозойских вулканитов Амуру-Зейской депрессии и Монголо-Забайкальского региона.

С позднемезозойским этапом развития Забайкалья и МНР связан характерный комплекс полезных ископаемых: месторождения бурых и каменных углей в верхах разреза тафrogenных впадин (Харанор, Ульдзуйту и др.), месторождения флюорита, главным образом в прибортовых частях впадин, среди полей андезито-базальтов, в краевых частях горстов, сложенных гранитоидами и карбонатными породами (Абагайтуй, Солонечное, Усугли, Бор-Ундер, Бэрх и др.), поликомпонентное низкотемпературное

гидротермальное оруденение (Au, Ag, Sb, Mo, Pb и др.) в связи с вулканическими постройками центрального типа и зонами разломов во впадинах (Балей, Барун-Шивия и др.).

В связи с вышеизложенным выявление подобных месторождений возможно и в Амуро-Зейской депрессии. Поэтому прогнозная оценка этой обширной территории на широкий комплекс полезных ископаемых представляется актуальной задачей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии.— Труды ВСЕГЕИ, 1975, т. 213.
2. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972.
3. Геология Северо-Восточной Азии. Т. 3. Магматизм. Л.: Недра, 1973.
4. Ицкисон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР.— Геотектоника, 1970, № 2.
5. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Попеко В. А. Сравнительный анализ вулканизма Буреинского массива и смежной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
6. Лишевский Э. Н. О строении поверхности фундамента Нижне-Зейской впадины.— Геотектоника, 1968, № 5.
7. Масайтис В. Л., Москалева В. Н. и др. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979.
8. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
9. Пуринг В. В., Дитмар Г. В. и др. Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогении территории восточной части БАМ.— В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые региона БАМ. Вып. 1. Л., 1977.
10. Путинцев В. К., Заблоцкий Е. М. и др. Орогенные мезозойды Дальнего Востока и их структурно-формационные особенности.— Сов. геол., 1983, № 1.
11. Соловьев Н. С., Шатков Г. А. Особенности химизма вулканических пород Восточной Монголии.— Записки ВМО, 1977, ч. 106, вып. 6.
12. Сорокин А. П., Караванов К. П., Кошман М. М. Стратиграфия юрских и меловых отложений южной части Верхнего Приамурья.— В кн.: Геология, геоморфология и полезные ископаемые Приамурья. Л., 1969.
13. Сорокин А. П., Худяков Г. И. Особенности мезозойского и кайнозойского осадконакопления в Амуро-Зейской впадине.— В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
14. Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975.
15. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
16. Шарудо И. И. История позднемезозойского угленакпления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 108).
17. Шатков Г. А., Соловьев Н. С. и др. Основные закономерности развития Монголо-Приаргунского пояса и особенности химизма вулканических пород.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики. Вып. 1. М.: Недра, 1980. (Тр. Международной геологической экспедиции в МНР).
18. Lipman P. W., Wehnert H. H. Late Cenozoic basaltic volcanism and development of the Rio-Grande depression in the southern Rocky Mountains.— Geol. soc. of Amer. Memoir 144, 1975.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
4 апреля 1983 г.

С. Е. Апрельков, С. В. Попруженко

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Восточно-Камчатский вулканический пояс является по отношению к фундаменту наложенной дискордантной структурой, но в распределении вулканических

Наземный вулканизм на территории Восточной Камчатки широко проявился еще в плиоцене, но большинство исследователей относит к собственно вулканическому поясу линейный ряд крупных стратовулканов, прослеживающийся от мыса Лопатка на северо-восток вдоль Курило-Камчатского жёлоба и замыкающийся против места окончания жёлоба вулканом Шивелуч. Это обстоятельство подчеркивает тесную парагенетическую связь вулканического пояса с жёлобом и независимость развития пояса от структур основания [1].

Вопросам структурной приуроченности вулканизма посвящена обширная литература. Кратко остановимся лишь на сути работ, касающихся непосредственно рассматриваемого района. Сразу отметим, что общепринятой точки зрения о закономерностях связи вулканизма с типами тектонических структур не существует, более того, имеются взаимоисключающие взгляды на этот вопрос. Так, А. Е. Святловский [4] считает, что вулканы располагаются в сводовых частях поднятий и других положительных структур. Э. Н. Эрлих [7], напротив, доказывает исключительную приуроченность вулканов к структурам типа грабен-синклиналей, заложенных до начала четвертичного вулканизма, но обновлявшихся в процессе вулканизма, при этом вулканы ассоциируют с разломами сдвига-надвигового типа северо-восточного простирания. Г. С. Штейнберг [5], рассматривая структурную позицию четвертичных вулканов Южной Камчатки, отрицает связь четвертичного вулканизма с какими-либо тектоническими зонами, обусловленными третичной складчатостью. Он считает, что вулканы практически располагаются в любых частях дочетвертичных структур, а распределение вулканических групп контролируется крутопадающими разломами, приуроченными к зонам перегибов поверхности Мохоро-

групп устанавливается определенное влияние структур фундамента.

вичича. Столь различающиеся воззрения свидетельствуют о сложности рассматриваемого вопроса и, по-видимому, о многообразии структурных условий, в которых возникают вулканы.

Анализ материалов по вулканическим поясам показывает, что они являются наложенными и дискордантными по отношению к фундаменту, но в распределении вулканических групп устанавливается определенное влияние структуры фундамента. Полученные геолого-геофизические материалы, особенно данные среднемасштабных гравиметрических съемок (Г. И. Декина, В. Ф. Попова, И. Е. Ковтунов, В. А. Аведисян, С. В. Попруженко), позволяют конкретизировать внутреннее строение Восточно-Камчатского вулканического пояса и определить структурную позицию вулканов.

Восточно-Камчатский вулканический пояс характеризуется высокоградиентным полем силы тяжести, повышающимся в сторону Тихого океана, что обусловлено поднятием поверхностей М и К. Трансформации гравитационного поля выделяют целый ряд локальных аномалий с радиусами автокорреляции от 4—8 до 16—20 км, тяготеющих к известным вулканотектоническим объектам. В районе вулканических центров, формирование которых происходило от образования щитовых базальто-андезит-базальтовых к андезит-дацитовым стратовулканам, распространены локальные максимумы различной интенсивности (вулканы Ксудач, Асача, Карымский и др.). Особенно хорошо отражаются в гравитационном поле крупные кальдеры, им соответствуют локальные минимумы с относительной интенсивностью до первых десятков миллигал (кальдеры вулканов Горелого, Малого Семячика, Узон и др.).

Магнитное поле в пределах вулканического пояса резко дифференцировано. Большинство крупных вулканических центров выражено в магнитном поле изометричными положитель-

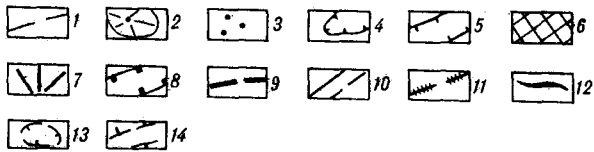
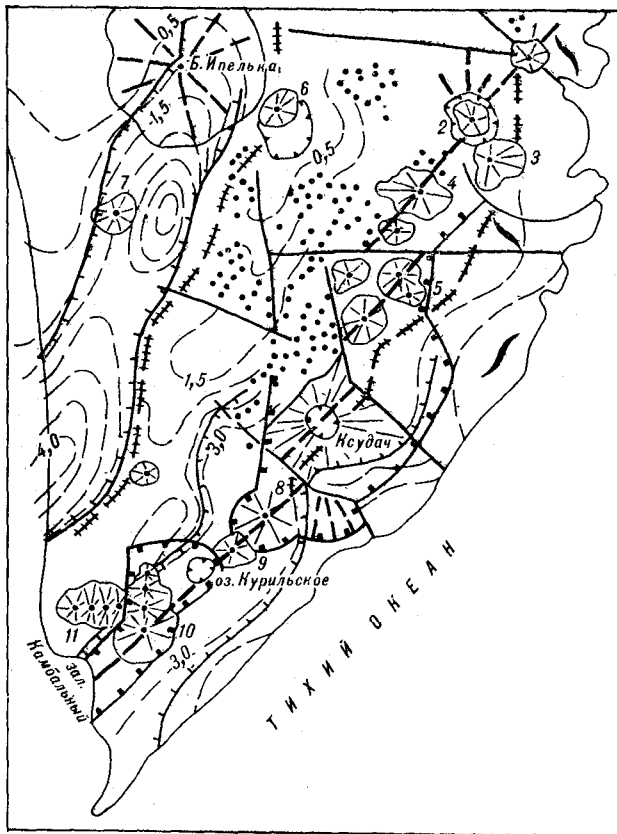


Рис. 1. Тектоническое строение южной части вулканического пояса.

1 — изогипсы залегания докайнозойского фундамента (в км); 2 — стратовулканы; 3 — шлаковые конусы (Южно-Камчатская зона ареального вулканизма); 4 — кальдеры прорезания; 5 — границы прогибов; 6 — выходы докайнозойского фундамента на поверхность; 7 — щитовые вулканы; 8 — границы вулкано-тектонического грабена; 9 — главный разлом вулканического пояса; 10 — северо-западные и субширотные разломы сдвигового типа; 11 — гравитационные ступени; 12 — преобладающее простирание отложений; 13 — крупные отрицательные гравитационные аномалии; 14 — положительные гравитационные аномалии. Вулканы: 1 — Вилючинский, 2 — Горелый, 3 — Мутновский, 4 — Асача, 5 — Ходутка, 6 — Опала, 7 — Мал. Ипелька, 8 — Желтовский, 9 — Ильинский, 10 — Камбальный, 11 — Кошелевский массив.

ными аномалиями ΔT_g интенсивностью 300—500 нТл, реже до 1000 нТл (вулканы Жупановские Востряки, Крашенинникова и др.). Отрицательное магнитное поле характеризует преимущественно периферические части вулканических построек.

В пределах пояса намечается четыре группы вулканов, различающиеся особенностями строения фундамента и характеристиками гравитационного и магнитного полей, что свидетельствует об их различном глубинном строении. Самая южная группа (рис. 1) включает вулкана

ны Камбальный, Ильинский, Желтовский, Ксудач, Ходутка, Асача. Это линейный ряд вулканов северо-восточного простирания, расположенный в современном грабене, выполняющийся кроме образованных стратовулканов плейстоцено-нижнечетвертичными вулканитами. С юго-востока грабен ограничен Прибрежным горстом, сложенным олигоцен-миоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями с прорывающими их интрузиями гранитоидов, а с северо-востока горстом Гольгинских гор, сложенным миоцен-плиоценовыми вулканитами. Отложения докайнозойского фундамента на рассматриваемом отрезке вулканического пояса не обнажаются, однако, судя по ксенолитам, встречающимся в лавах вулканов, они представлены вулканогенно-осадочными метаморфизованными образованиями, близкими к породам южной части Среднего хребта.

Геофизическими работами (гравиметрия, МОВ, КМИВ, МТЗ) в южной части полуострова установлено два прогиба, разделенные выступом докайнозойского основания. В западной равнинной части выделяется Гольгинский прогиб, прослеживающийся от устья р. Озерной в северо-восточном направлении до широты р. Плотниковой. Мощность осадков в прогибе достигает 4,5 км. В прогибе располагаются два вулкана: крупный щитовой вулкан Бол. Ипелька в районе северо-восточного замыкания прогиба и небольшой вулкан Мал. Ипелька в центральной части прогиба. С юго-востока Гольгинский прогиб ограничен выступом докайнозойского основания, который, скорее всего, является продолжением Среднего массива. Глубина его залегания вблизи южного окончания Среднего хребта составляет 0,5 км, на широте р. Озерной — 2,1 км. Зона поднятия фундамента отмечается локальными положительными аномалиями силы тяжести. Простирание выступа в целом северо-восточное, но не является выдержанным, а изменяется ступенями, причем западное и восточное ограничения выступа примерно параллельны. Это, вероятно, свидетельствует о тектонических границах выступа (см. рис. 1). Изломы простирания выступа происходят в зонах северо-западных разломов. В современной структуре выступу соответствует горст Гольгинских гор, т. е. последняя структура имеет унаследованный характер.

С юго-востока выступ докайнозойского основания граничит также с линейным Юго-Восточным прогибом глубиной до 3,5 км. Этот прогиб прослеживается от залива Камбального до Вилючинского вулкана. Он имеет примерно такую же ширину (30—40 км), как и Гольгинский (но более сложную конфигурацию), северо-восточное простирание на участке Камбальный залив — р. Прав. Ходутка и меридио-

нальное между р. Асачей и Вилючинским вулканом. В междуречье Асача — Прав. Ходутка прогиб осложнен северо-западными разломами, которые проявились и в северной части Голыгинского прогиба. В береговой зоне Юго-Восточный прогиб ограничен поднятиями мелового фундамента (до 2 км), который имеет блоковое строение. Наиболее поднятые блоки отмечаются севернее бухты Ходутки, в районе мыса Желтого и бухты Три Сестры.

Вулканические образования грабена, в котором размещаются стратовулканы, полностью перекрывают Юго-Восточный прогиб. Грабен состоит из ряда вулканотектонических депрессий, из которых наиболее крупными являются Паужетская, Желтовская, Ксудачская, Междуткинская. Северная часть грабена занята отдельными вулканами. Между горстом Голыгинских гор и указанными депрессиями располагается протяженная Южно-Камчатская зона ареального вулканизма, прослеживающаяся от западных склонов вулкана Ксудач на юге до долины р. Карымчины на севере.

Паужетская депрессия является наиболее сложной структурой с длительным развитием. Она имеет неправильную форму и средний диаметр 16—17 км. С ее формированием связаны поля липарито-дацитов значительных объемов (~400 км³). Депрессия выполнена плиоцен-нижнечетвертичными (?) игнимбритами, туфами кислого и смешанного состава и ограничена линейными и дуговыми разломами. В четвертичное время центральная часть впадины испытала поднятие, сопровождавшееся образованием меридионального ряда вулканов. Амплитуда опускания составляет не менее 1000 м. В гравитационном поле Паужетской депрессии отвечает резко выраженный минимум, имеющий форму прямоугольного треугольника, катеты которого совпадают с долинами рек Озерной и Паужетки, а гипотенуза с региональной гравитационной ступенью северо-восточного простирания. В северо-восточном углу этого треугольника расположен локальный минимум силы тяжести, хорошо отраженный в наблюдаемом и остаточном полях. Он соответствует кальдере Курильского озера, образование которой в голоцене привело к накоплению громадных залежей пемз, заполнивших все речные долины, радиально расходящиеся от озера. На юго-западе Паужетскую отрицательную структуру продолжает депрессия Камбального залива, закрытая с поверхности рыхлыми отложениями, но выраженная в гравитационном поле относительной отрицательной аномалией, удлиненной в северо-восточном направлении. Центральную часть Паужетской депрессии занимает меридиональный ряд вулканов, который с юга замыкает голоценовый конус вулкана Камбального. Этот ряд

вулканов выражен относительным линейным максимумом силы тяжести также меридионального простирания. С запада к Камбальному ряду примыкает широтный многоконусный Кошелевский массив. Два перпендикулярно ориентированных вулканических ряда занимают различную структурную позицию. Кошелевский массив располагается в области горстового поднятия Голыгинских гор в отличие от Камбального ряда, который целиком находится в опущенной зоне.

Желтовская, Ксудачская и Междуткинская вулканотектонические структуры (ВТ-структуры) имеют относительно простое строение и состоят из серии нижнечетвертичных щитовых вулканов с современными конусами над ними. ВТ-структуры разбиты линейными и кольцевыми нарушениями, глубина их просадки ~1000 м на юго-восточном фланге и 500 м на северо-западном. В наблюдаемом поле ВТ-структуры располагаются между двумя гравитационными ступенями. В остаточных полях ($R = 16$ км) центральные части структур выражены положительными аномалиями невысокой интенсивности, окруженными отрицательным полем.

В северной части грабена сосредоточены одиночные вулканы Ходутка, Пиратков Пик, Асача. Асачинский вулкан в целом характеризуется отрицательным остаточным полем силы тяжести с весьма невысокой положительной аномалией в центре. Ходутка и Пиратков Пик совпадают с остаточной положительной аномалией интенсивностью до 10 мГл. Следует отметить, что вулканы группируются в линии северо-восточного простирания. Так, вулканы Камбальный, Ильинский, Желтовский образуют цепь, имеющую простирание 45°, вулканы Ксудач, Междуткинский — цепь того же простирания, но смещенную на 10 км к северо-западу. Также смещены к северо-западу вулканы Ходутка и Асача. Если посмотреть на положение вулканов Авачинской группы относительно линии вулканов Камбальный, Желтовский, то оно смещено по отношению к этой линии на 45—50 км. Такое смещение наблюдается на всем протяжении пояса и является его характерной особенностью. Таким образом, можно считать, что главный разлом, питающий пояс, разбит сдвигами северо-западного простирания значительной амплитуды.

Обширная Южно-Камчатская зона ареального вулканизма приурочена к северо-западному борту Юго-Восточного прогиба и частично к зоне выступа докайнозойского основания и образована многочисленными одноактными шлаковыми конусами, лавовыми потоками и реде вулканами более длительного развития, часто группирующимися в цепочки северо-восточного простирания. В северо-западной части зоны

нальное между р. Асачей и Вилочинским вулканом. В междуречье Асача — Прав. Ходутка прогиб осложнен северо-западными разломами, которые проявились и в северной части Голыгинского прогиба. В береговой зоне Юго-Восточный прогиб ограничен поднятиями мелового фундамента (до 2 км), который имеет блоковое строение. Наиболее поднятые блоки отмечаются севернее бухты Ходутки, в районе мыса Желтого и бухты Три Сестры.

Вулканические образования грабена, в котором размещаются стратовулканы, полностью перекрывают Юго-Восточный прогиб. Грабен состоит из ряда вулcano-тектонических депрессий, из которых наиболее крупными являются Паужетская, Желтовская, Ксудачская, Межходуткинская. Северная часть грабена занята отдельными вулканами. Между горстом Голыгинских гор и указанными депрессиями располагается протяженная Южно-Камчатская зона ареального вулканизма, прослеживающаяся от западных склонов вулкана Ксудач на юге до долины р. Карымчины на севере.

Паужетская депрессия является наиболее сложной структурой с длительным развитием. Она имеет неправильную форму и средний диаметр 16—17 км. С ее формированием связаны поля липарито-дацитов значительных объемов (~400 км³). Депрессия выполнена плиоцен-нижнечетвертными (?) игнимбритами, туфами кислого и смешанного состава и ограничена линейными и дугowymi разломами. В четвертичное время центральная часть впадины испытала поднятие, сопровождавшееся образованием меридионального ряда вулканов. Амплитуда опускания составляет не менее 1000 м. В гравитационном поле Паужетской депрессии отвечает резко выраженный минимум, имеющий форму прямоугольного треугольника, катеты которого совпадают с долинами рек Озерной и Паужетки, а гипотенуза с региональной гравитационной ступенью северо-восточного простирания. В северо-восточном углу этого треугольника расположен локальный минимум силы тяжести, хорошо отраженный в наблюдаемом и остаточном полях. Он соответствует кальдере Курильского озера, образование которой в голоцене привело к накоплению громадных залежей пемз, заполнивших все речные долины, радиально расходящиеся от озера. На юго-западе Паужетскую отрицательную структуру продолжает депрессия Камбального залива, закрытая с поверхности рыхлыми отложениями, но выраженная в гравитационном поле относительной отрицательной аномалией, удлиненной в северо-восточном направлении. Центральную часть Паужетской депрессии занимает меридиональный ряд вулканов, который с юга замыкает голоценовый конус вулкана Камбального. Этот ряд

вулканов выражен относительным линейным максимумом силы тяжести также меридионального простирания. С запада к Камбальному ряду примыкает широтный многоконусный Кошелевский массив. Два перпендикулярно ориентированных вулканических ряда занимают различную структурную позицию. Кошелевский массив располагается в области горстового поднятия Голыгинских гор в отличие от Камбального ряда, который целиком находится в опущенной зоне.

Желтовская, Ксудачская и Межходуткинская вулcano-тектонические структуры (ВТ-структуры) имеют относительно простое строение и состоят из серии нижнечетвертичных щитовых вулканов с современными конусами над ними. ВТ-структуры разбиты линейными и кольцевыми нарушениями, глубина их просадки ~1000 м на юго-восточном фланге и 500 м на северо-западном. В наблюдаемом поле ВТ-структуры располагаются между двумя гравитационными ступенями. В остаточных полях ($R = 16$ км) центральные части структур выражены положительными аномалиями невысокой интенсивности, окруженными отрицательным полем.

В северной части грабена сосредоточены одиночные вулканы Ходутка, Пиратков Пик, Асача. Асачинский вулкан в целом характеризуется отрицательным остаточным полем силы тяжести с весьма невысокой положительной аномалией в центре. Ходутка и Пиратков Пик совпадают с остаточной положительной аномалией интенсивностью до 10 мГл. Следует отметить, что вулканы группируются в линии северо-восточного простирания. Так, вулканы Камбальный, Ильинский, Желтовский образуют цепь, имеющую простирание 45°, вулканы Ксудач, Межходуткинский — цепь того же простирания, но смещенную на 10 км к северо-западу. Также смещены к северо-западу вулканы Ходутка и Асача. Если посмотреть на положение вулканов Авачинской группы относительно линии вулканов Камбальный, Желтовский, то оно смещено по отношению к этой линии на 45—50 км. Такое смещение наблюдается на всем протяжении пояса и является его характерной особенностью. Таким образом, можно считать, что главный разлом, питающий пояс, разбит сдвигами северо-западного простирания значительной амплитуды.

Обширная Южно-Камчатская зона ареального вулканизма приурочена к северо-западному борту Юго-Восточного прогиба и частично к зоне выступа докайнозойского основания и образована многочисленными одноактными шлаковыми конусами, лавовыми потоками и реже вулканами более длительного развития, часто группирующимися в цепочки северо-восточного простирания. В северо-западной части зоны

расположен вулкан Опала. Для зоны в целом характерно гравитационное поле с пониженными значениями Δg .

Следующая группа вулканов от Мутновского на юге до Жупановского на севере занимает участок юго-восточного побережья Камчатки от бухты Асачи до Шипуновского полуострова включительно, где палеоген-неогеновые и мезозойские отложения, служащие фундаментом вулканов и большей частью выведенные на поверхность, имеют северо-западное простирание, что хорошо увязывается с особенностями гравитационного и магнитного полей (рис. 2). Здесь выделяются ряды вулканов северо-западного простирания (с юга на север): Мутновский — Горелый, Козельский — Авачинский — Корякский — Арик — Ааг, многовершинный Жупановский — Дзэндзур. Имеется лишь один отдельный вулкан Виллючинский, приуроченный к своду антиклинали в палеоген-неогеновых отложениях и к пересечению гравитационных ступеней северо-западного и субмеридионального простирания. К северу от него (бассейн р. Паратунки) расположена небольшая зона ареального вулканизма с видимым хаотическим расположением шлаковых конусов. Вулканы Горелый и Мутновский связаны с разломом северо-западного простирания, разделяющим относительно поднятый и опущенный блоки палеоген-неогеновых отложений. Вулканы Авачинского ряда приурочены к сводовому поднятию в мезозойских отложениях. Фундаментом Жупановской группы служат мезозойские отложения на юго-востоке и неогеновые вулканы на северо-западе.

Детальные геофизические работы, проведенные на Авачинской группе [6], показали, что на юго-западе этот ряд вулканов обрамлен линейной впадиной северо-западного простирания, выраженной отрицательной аномалией Δg . Сами вулканы расположены в зоне поднятия. Им соответствуют положительные аномалии силы тяжести. Особо интенсивная аномалия, резко превышающая аномалии, связанные с рельефом складчатого основания, установлена над Авачинским вулканом. Указанные исследователи связывают ее с неглубоко залегающим периферическим магматическим очагом. Авачинский и Козельский вулканы находятся в зоне резкой гравитационной ступени северо-восточного простирания, однако весь ряд вулканов ориентирован почти вкрест простирания этой ступени. Жупановская группа вулканов обнаруживает четкую связь с гравитационной ступенью северо-западного простирания, которая пересекается ступенью, следующей на северо-восток от Авачинской группы вулканов.

Группа вулканов Жупановские Востряки — Гамчен по структурному положению близка южной. Она расположена в пределах Тюшев-

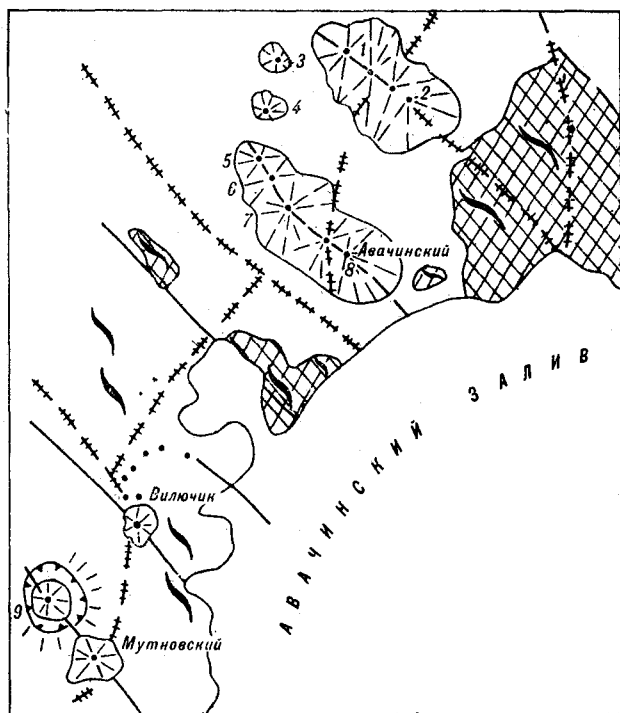


Рис. 2. Структурная позиция группы вулканов Мутновский — Жупановский.

Вулканы: 1 — Дзэндзур, 2 — Жупановский, 3 — Вершинский, 4 — Купол, 5 — Ааг, 6 — Арик, 7 — Корякский, 8 — Козельский, 9 — Горелый. Усл. обозн. те же, что к рис. 1.

ского прогиба и заканчивается на северо-востоке у выступа мезозойского фундамента, смещенного по субширотному разлому на восток (бассейн р. Андриановки). Обрамление этого участка пояса составляют мел-палеогеновые отложения Восточных хребтов и поднятия полуостровов восточного побережья — Шипуновского и Кроноцкого (рис. 3). Грабеновая структура этого участка четко дешифрируется на космоснимках. В поле силы тяжести наблюдается соответствие характера гравитационного поля структурному плану территории. В целом Тюшевскому прогибу отвечает относительно пониженное гравитационное поле. Вулканический пояс наложен асимметрично по отношению к наиболее погруженной части прогиба, следящей по минимумам гравитационного поля. По особенностям тектонического строения, типу и характеру пространственной локализации вулканов отчетливо выделяются два участка: Южный (Карымско-Семячинский) и Северный (Кроноцко-Гамченский). Южный участок не имеет морфологически выраженного восточного борта. Он непосредственно граничит с шельфовой зоной побережья. Блоковая тектоника в пределах рассматриваемого участка довольно хорошо проявляется при рассмотрении аномалий локальной составляющей поля силы тяжести, полное обособление которых происходит при радиусах осреднения 16—20 км.

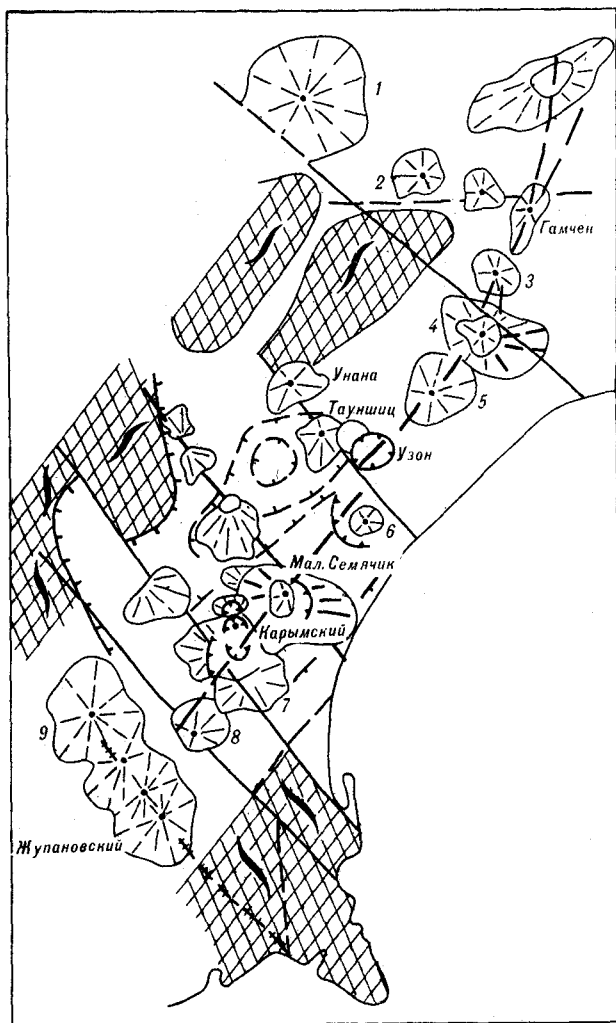


Рис. 3. Структурная позиция группы вулканов Жупановские Востряки — Гамчен.

Вулканы: 1 — Николка, 2 — Кивимен, 3 — Комарова, 4 — Кроноцкий, 5 — Крашенинникова, 6 — Бол. Семячик, 7 — Пирос, 8 — Жупановские Востряки, 9 — Дзендзур. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Наличие целого ряда локальных максимумов, коррелирующихся с крупными щитовыми вулканами, отражает, по-видимому, формирование на стадии базальтово-андезит-базальтового вулканизма вулкано-тектонических поднятий в осевой части вулканического пояса. Образование на стадии кислого вулканизма крупных кальдер отразилось в гравитационном поле серией локальных минимумов различной интенсивности. По особенностям гравитационного и магнитного полей выделяется целая система разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания. Центры кислого вулканизма можно условно объединить в две линии [7] северо-восточного (45°) простирания. Первая проходит через вулкан Дзендзур, Карымско-Жупановскую, Семячинскую кольцевые структуры, вторая — через

вулкано-тектоническую депрессию Узон-Гейзерная и кальдеру Крашенинникова. При общей вытянутости линий на СВ (45°) расположение отдельных центров контролируется тектоническими зонами от широтного до меридионального простирания, отражающимися гравитационными ступенями и линиями корреляции деформаций изоаномал.

На широте р. Андриановки после субширотного разлома вулканический пояс продолжается в Центрально-Камчатской депрессии, до недавнего времени считавшейся единым прогибом. Гравиметрическими исследованиями установлено ее сложное строение. Вулканические постройки располагаются в присводовой части линейного погребенного поднятия, разделяющего депрессию на две части. Поднятие отражается интенсивными положительными аномалиями силы тяжести, по характеру которых можно судить, что оно сложено, вероятно, метаморфическими породами основного ряда и гипербазитами, подобно образованиям, слагающим Хавывенскую возвышенность.

Таким образом, вулканы Восточно-Камчатского пояса размещаются в различных структурных условиях: южная группа и группа Жупановские Востряки — Кроноцкий в грабенах; группа Мутновский — Жупановский вкрест простирания пересекает структуры фундамента, причем отдельные ряды вулканов строго согласуются с северо-западным простиранием подстилающих отложений; Ключевская группа в присводовой части поднятия в пределах Центрально-Камчатской депрессии. Все группы связаны с единым глубинным разломом северо-восточного простирания.

В поле силы тяжести хорошо отражаются отдельные элементы пояса: щитовые вулканы, стратовулканы, кальдеры, разломы. Характер гравитационного поля определяется стадией развития вулканического центра. Базальтово-андезит-базальтовым щитовым вулканам отвечают локальные максимумы, осложненные небольшими минимумами, связанными с провальными кальдерами и конусами современных стратовулканов. Особенно хорошо выделяются локальными отрицательными аномалиями интенсивностью до первых десятков миллигал кальдеры стадии кислого вулканизма, образовавшиеся при крупных извержениях игнимбригов и пемз (Узонская, Опалинская, Семячинская и др.). Наиболее крупные кальдеры (Опалинская, Семячинская) наложены на несколько более древних вулканических центров. Поэтому кальдерный минимум окружен серией максимумов, связанных с базальто-андезит-базальтовыми аппаратами. По размерам, характеру и интенсивности локальных минимумов кальдеры Восточно-Камчатского вулканического пояса подобны Японским — Асо, Хаконе, Эра.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В.* О вулканических поясах Камчатки.— *Геотектоника*, 1972, № 2.
2. *Апрелков С. Е., Ежов Б. В. и др.* Вулканотектоника Южной Камчатки.— *Бюл. вулканолог. станций*, 1979, № 57.
3. *Супруненко О. И.* Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки.— *ДАН СССР*, 1970, т. 192, № 3.
4. *Святловский А. Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоника Камчатки. М.: Недра, 1967.
5. *Штейнберг Г. С.* Строение земной коры Южной Камчатки и структурно-тектоническая позиция четвертичных вулканов.— *ДАН СССР*, 1966, т. 166, № 2.
6. *Штейнберг Г. С., Балеста С. Т. и др.* Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным.— В кн.: *Вулканизм и глубинное строение Земли*. М.: Наука, 1966.
7. *Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.

*Елизовская геофизическая экспедиция
ПГО Камчатгеология
Елизово*

*Поступила в редакцию
27 мая 1983 г.*

С. Н. Рычагов

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ В ТАЛОВСКОЙ КУПОЛЬНО-КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ (Камчатка)

Показаны возможности анализа полей кольцевых структурных неоднородностей для объективного и оперативного прогнозирования оруденения. Рудоконтролирующими являются радиальные тектонические нарушения и места их пересечения разнопорядковыми дуговыми и кольцевыми фrakтурами, рудовмещающими

К настоящему времени известно много работ, посвященных структурному контролю рудных полей и месторождений, приуроченных к крупным и локальным образованиям центрального типа — кольцевым тектономагматическим комплексам, вулканотектоническим и купольно-кольцевым структурам, жерлам, неккам, куполам, кальдерам [10—13, 20—22]. Отмечается, что глубинные разломы и особенно их пересечения определяют пространственное размещение центров вулканической деятельности и связанного с ними оруденения [8, 11, 22]. В пределах вулканогенных рудных центров выделяются разнопорядковые рудоконтролирующие кольцевые структуры [14], возникновение которых на разных этапах становления рудного узла, поля и месторождения обусловлено множеством факторов [19].

Выделение кольцевых, дуговых и прямолинейных структурных элементов, последующие качественный и количественный анализы полей кольцевых структурных неоднородностей [1—3, 6, 7, 15] позволяют идентифицировать структурно-вещественные парагенезисы, соответствующие рудным районам, центрам, узлам, полям, месторождениям и отдельным рудным телам [7, 15].

В настоящей статье показаны возможности объективного и оперативного прогнозирования оруденения на основе идентификации кольцевых структурно-вещественных парагенезисов Таловской купольно-кольцевой структуры, к которой приурочено одноименное рудное поле.

Таловская купольно-кольцевая структура располагается на пересечении двух региональных разломов глубинного заложения (дугового Ичигинского и кольцевого Мигитунупского)

ми — локальные кольцевые структурные неоднородности диаметром до 500 м, а также участки пересечения близких по размерам и времени образования фrakтур, расколы по диаметру и места осложнения их концентрическими разрывами.

Ичигин-Уннейваемского вулканогенного рудного центра [4].

Нижний структурный этаж сложен палеоцен-олигоценовой волоньской свитой игнибрифов, туфов и кластотуфов лавитового состава, лав и экструзивно-субвулканических тел дацитового и андезито-дацитового состава (рис. 1). Мощность свиты увеличивается к центральной, наиболее эродированной, части постройки, испытавшей опускание на этапе кальдерообразования и поднятие в период последующего куполообразования по радиальным и дуговым телескопическим разломным зонам.

На периферии Таловской купольно-кольцевой структуры отложения нижнего структурного этажа прорваны экструзивными телами и бронированы лавовыми покровами андезитового состава миоцен-плиоценового возраста (верхний структурный этаж). Здесь же отмечаются дуговые дайки, становление которых происходило в условиях растяжения.

СООТНОШЕНИЕ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ С ОРУДЕНЕНИЕМ

К основным элементам структуры Таловского рудного поля (и всей купольно-кольцевой постройки) отнесены элементы его радиально-концентрического тектонического каркаса (см. рис. 1). Зоны радиальных разломов, контролирующих размещение штокверково-жилных рудных систем, выполнены различными брекчиями, аргиллизитами, магматическими и рудными жилами, цепочками экструзивных тел. Мощность их колеблется от долей метра до

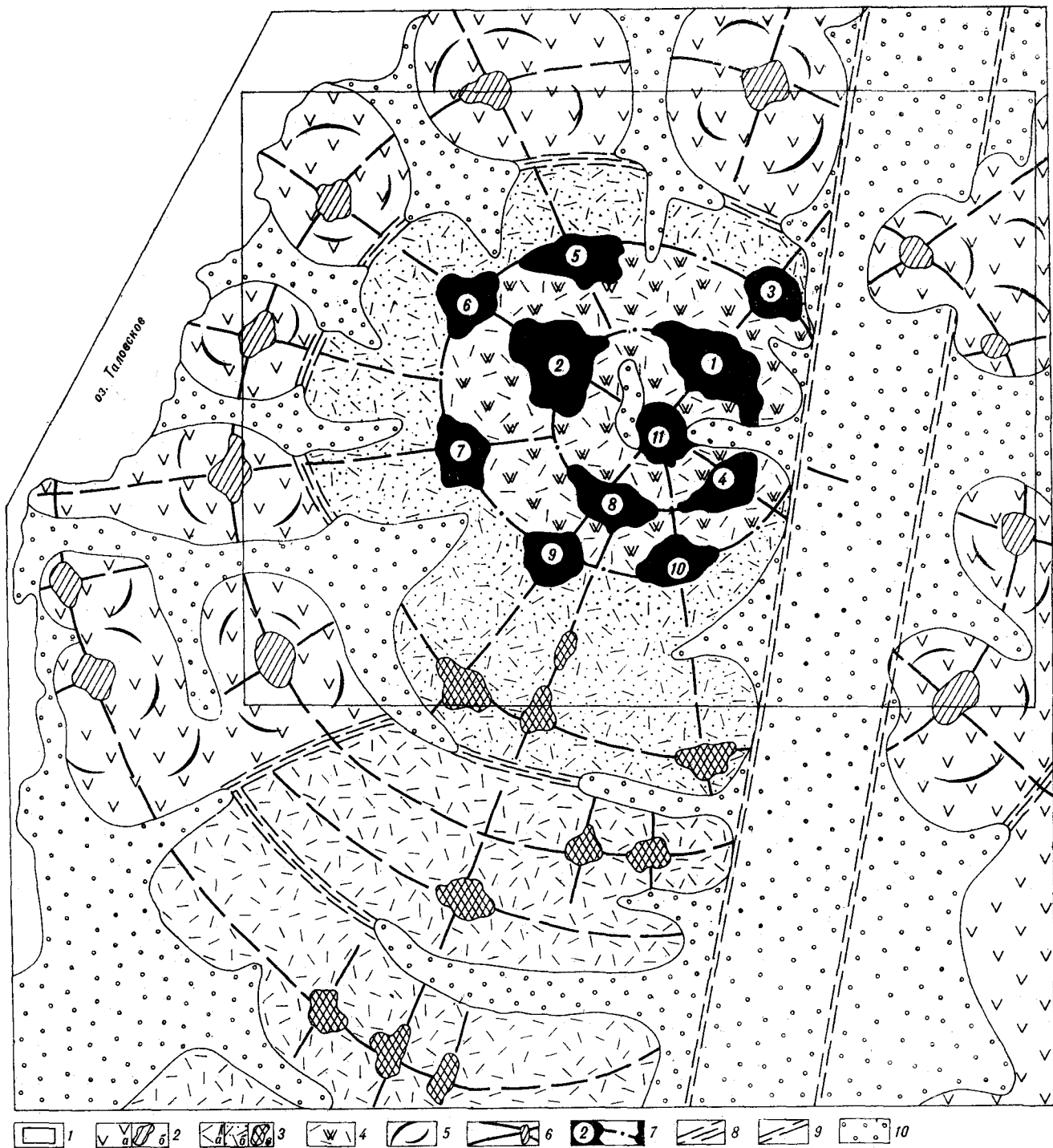


Рис. 1. Принципиальная геолого-морфоструктурная схема Таловской купольно-кольцевой структуры. Составил А. Б. Исаков.

1 — условный контур Таловского рудного поля, соответствующий контуру рис. 2; 2 — верхний миоцен-плиоценовый структурный этаж; а — лавы, б — туфы, в — экструзивно-субвулканические образования липарито-дацитового состава; 3 — нижний палеоцен-олигоценый структурный этаж; а — лавы, б — туфы, в — экструзивно-субвулканические образования липарито-дацитового состава; 4 — гидротермально измененные породы фации вторичных кварцитов, образованные за счет липаритов и дацитов нижнего структурного этажа; 5 — фронтальные части коротких потоков; 6 — радиально-концентрический тектономагматический каркас структуры (в местах пересечения радиальных и концентрических разрывов расположены магматические тела как нижнего, так и верхнего структурного этажа); 7 — рудопроявления (цифры в кружках: 1 — Аметистовое, 2 — Мазуринское, 3 — Восточное, 4 — Рудное, 5 — Северное, 6 — Западное, 7 — Светлое, 8 — Центральное, 9 — Южное, 10 — Перспективное, 11 — Ядерное); 8 — зоны повышенной трещиноватости; 9 — Ичгинская магмо-рудоподводящая зона глубинных разломов; 10 — четвертичные аллювиальные отложения.

нескольких сотен метров, падение — субвертикальное. Существенную роль в их формировании, по-видимому, играло растяжение, о чем свидетельствует тот факт, что жильный и магматический материал составляет в среднем не менее 45—50% от объема пород внутри зон разломов. По данным колонкового бурения строение зон разломов неизменно до глубин 400 м. Тела диоритов, субвулканические андезиты-дациты и экструзивные дациты, а также продукты гидротермального метаморфизма картируются в местах ступенчатости и пересечения элементов радиально-концентрического тектонического каркаса рудного поля. Повышенные содержания основных рудных элементов также отмечаются в местах пересечения разнонаправленных рудных тел и в линзах-раздувах этих тел, характеризующихся брекчиевыми текстурами пород. Формирование структуры рудного поля в целом обусловлено одновременным действием многих геологических факторов — тектонических, интрузивных, эксплозивных и других.

Основное рудовмещающее значение имеют кольцевые структурные неоднородности* и их тектонические элементы (фрактуры) [15, 16].

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ И ФРАКТУР

Для выделения кольцевых структурных неоднородностей (КСН) на аэрофотоснимках крупного масштаба Таловского рудного поля определялись следующие основные элементы [9]: 1) границы, разделяющие области с разной тональностью, текстурой и пространственным рисунком; 2) линеаменты**, проявляющиеся в виде узких полос разной тональности и выраженности в рельефе.

Признаки границ, разделяющих на снимке области с разной тональностью, текстурой и пространственным рисунком, присущи прежде всего разрывным нарушениям. Линеаменты,

* Под кольцевыми структурными неоднородностями понимаются все, независимо от возраста, размеров, строения и происхождения, структурные объекты — геологические тела (или совокупность геологических тел), размещение элементов и распределение свойств которых подчинено центральной симметрии. Кольцевые структурные неоднородности ограничиваются конечными (в плане кольцевыми или дугowymi) поверхностями разрушения. Они включают также разрывы по радиусам и диаметрам и другие тектонические нарушения (фрактуры).

** Термин «линеамент» используется в настоящей статье в первоначальном его значении [23], т. е. как линейная особенность (черта) земной поверхности, имеющая сложную природу и морфологию.

проявляющиеся в виде узких полос разной тональности и выраженности в рельефе, также представлены главным образом тектоническими нарушениями — кольцевыми, дугowymi и прямолинейными [24, 26, 27], для выделения которых существует ряд признаков [18]. Такой подход к дешифрированию аэрофотоматериалов позволил получить схему наблюдаемого поля фразтур Таловской купольно-кольцевой структуры (рис. 2). Для большей объективности на ней оставлены только те элементы, которые дешифрированы несколькими исполнителями.

На схеме нашли отражение прежде всего зоны разрушения близ субвулканических интрузий и экструзивных тел, нежки, жерла, крупные радиально-концентрические системы кварцевых жил или даек (сравни с рис. 3). Часть изображенных на рис. 2 фразтур установлена в результате специальных структурных исследований, заключающихся в прослеживании фразтур на местности поисковыми маршрутами, канавами и другими горными выработками, скважинами колонкового бурения [3, 15—17] с привлечением геофизических и геохимических материалов. Следует отметить, что характер фразтур (кольцевые и дугowe линии) и их незначительные размеры (большинство фразтур рудного поля не превышает 200—300 м в диаметре) не способствовали выявлению этих достаточно специфических и новых для исследователей объектов даже при крупномасштабном геологическом картировании.

Результаты специальных структурных исследований на многих фрагментах площади Таловского рудного поля (а также Ичигинского и др. рудных полей Корякского нагорья [3, 15, 17]) позволяют утверждать, что каждая выделенная на фотоизображении фразтура представляет собой тектонически ослабленную зону: зону повышенной трещиноватости («сухую» или минерализованную), зону милонитизации или кливажа; отдельный раскол, вмещающий магматические или (и) гидротермальные рудные тела; разломную зону, выполненную веществом экзогенного происхождения (например, нептуническими брекчиями). Так, зоны ограничения интрузивных, протрузивных, субвулканических и экструзивных магматических тел, а также жерл и гидротермальных трубок (воронок) взрыва мы вправе интерпретировать как зоны разрушения вмещающих пород [17]. В эрозионных срезках рудного поля к фразтурам приурочена смена пород разных фаций глубинности и состава. Кольцевые или дугowe фразтуры, особенно крупные, характеризуются разными по происхождению зонами разрушения. Поэтому наиболее крупные фразтуры, как правило, полигенны.

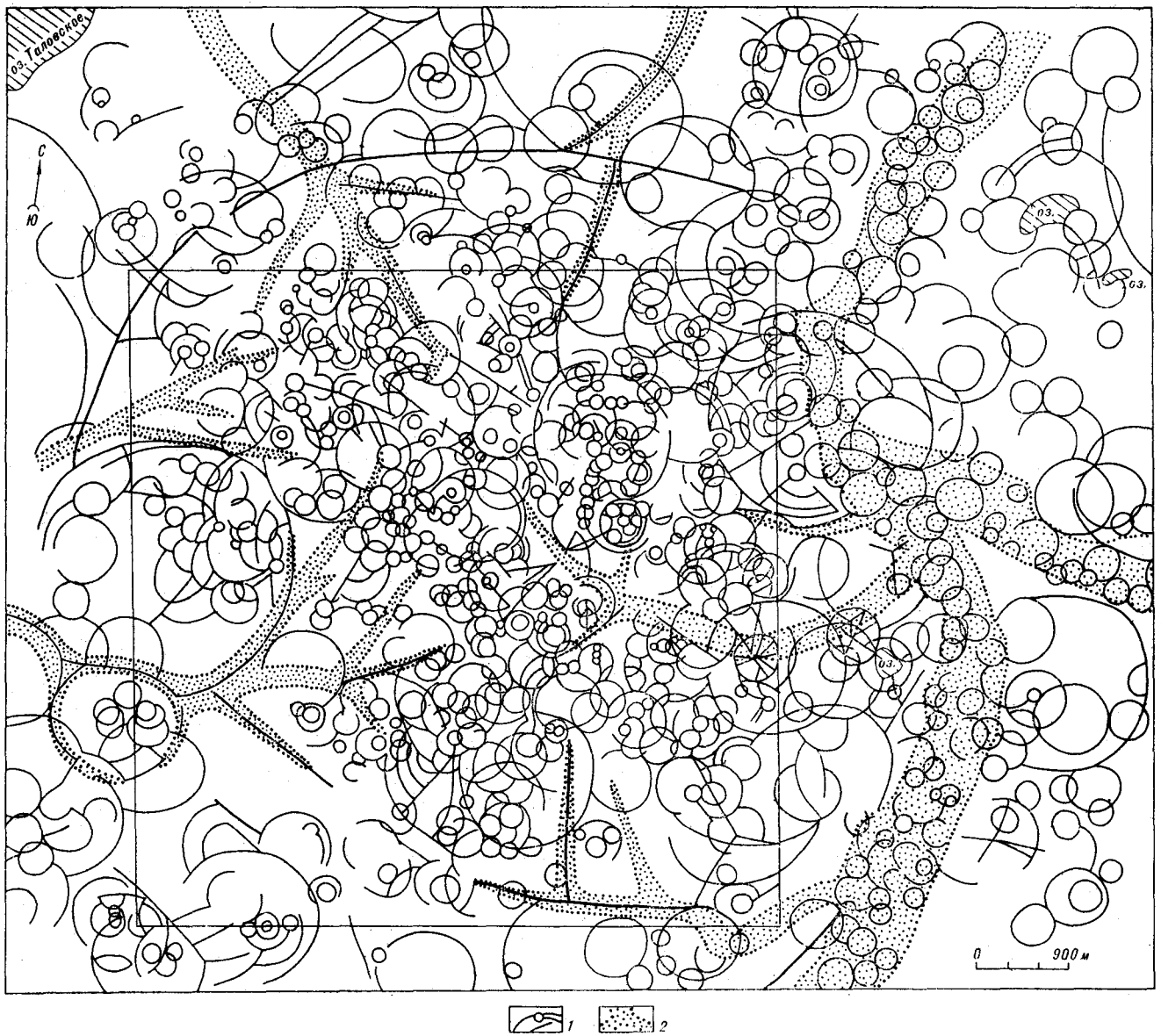


Рис. 2. Наблюдаемое поле кольцевых, дуговых и прямолинейных фактур Таловского рудного поля. Составил С. Н. Рычагов. Квадрат в пределах рисунка соответствует контуру центральной части Таловского рудного поля (рис. 3).

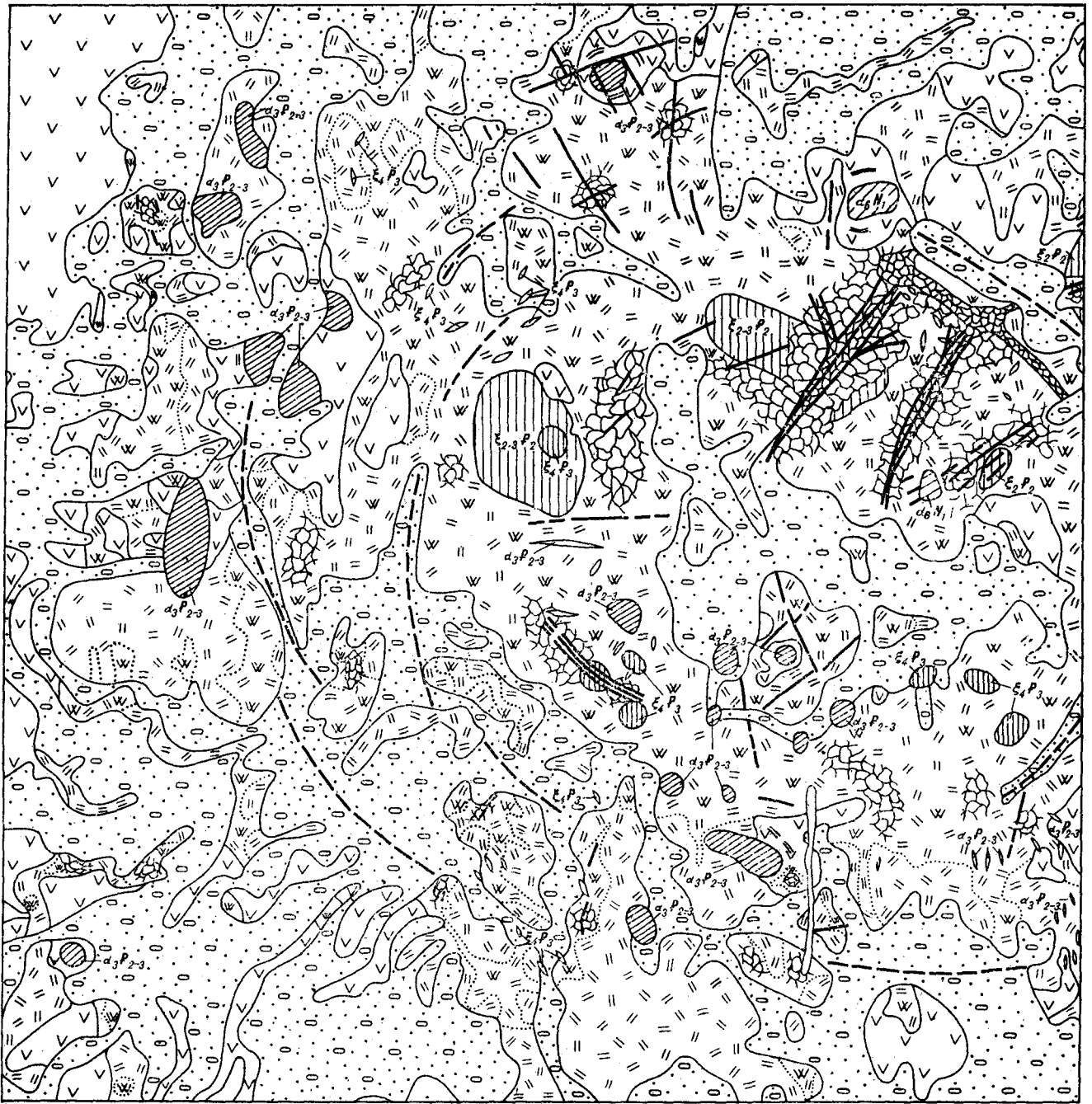
1 — кольцевые, дуговые и прямлинейные фактуры; 2 — четвертичные аллювиальные отложения

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАКТУР В ПЛОЩАДИ РУДНОГО ПОЛЯ

Центральная часть поля, собственно рудоносные участки и центры тектономагматической деятельности как в ядерной части, так и на периферии поля характеризуются повышенной плотностью кольцевых фактур, среди которых преобладают мелкие (диаметром до 300—500 м). Наиболее типичные соотношения фактур здесь — концентрические, орбитальные, цепочечные или же по типу «структур плотнейших упаковок». Характерна интерференция близких по размерам фактур, а также нали-

чие радиальных элементов как во всей центральной части рудного поля, так и в отдельных фактурах диаметром 500—1500 м. Участки максимальной концентрации фактур, как правило, являются рудовмещающими, а крупные (500—1500 м) КСН с радиально-концентрической системой фактур играют роль магмо- и рудоконтролирующих. Отдельные цепочки кольцевых фактур трассируют простираение основных систем рудных жил, занимающих радиальное положение в Таловской купольно-кольцевой структуре.

Плотность фактур на периферии поля значительно меньше, чем в центральной части.



0 500 м

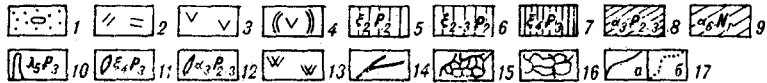


Рис. 3. Схематическая геологическая карта центральной части Таловского рудного поля. Составил С. Н. Рычагов по материалам геологоразведочных работ.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2—4 — вулканогенные покровы нижнего структурного этажа: 2 — липарито-дацитового и дацитового составов, 3 — андезито-дацитового состава, 4 — андезито-дациты коротких потоков; 5—9 — экструзивно-субвулканические образования нижнего (5, 6 — дациты) и верхнего (7 — дациты, 8, 9 — андезиты) структурного этажа; 10—12 — дайны в верхнем структурном этаже: 10 — липаритов, 11 — дацитов, 12 — андезитов; 13 — вторичные кварциты; 14—16 — рудные тела: 14 — массивные кварцевые жилы; 15 — монокварцитовые брекчи; 16 — кварцевые штокерки; 17 — геологические границы; а — нормальный стратиграфический и интрузивный контакты, б — граница распространения вторичных кварцитов.

Здесь выделяются отдельные группы фразтур. Кольцевых фразтур диаметром свыше 500 м обычно больше, чем в центре поля. Менее характерна интерференция фразтур. Наиболее распространены орбитальные и концентрические соотношения между ними. Отмеченные группы фразтур характеризуют безрудные участки, контролирующие продукты завершающих этапов магматизма (см. рис. 1 и 2).

Средняя концентрическая зона рудного поля отмечается относительно небольшим, в сравнении с ядром поля, количеством фразтур малого диаметра (до 100 м), преобладающей ролью фразтур диаметром 300—500 м и, в общем, средней плотностью фразтур. Типичны также дуговые линеаменты значительного радиуса. Отдельные радиальные и дуговые линеаменты трассируются цепочками однородных, диаметром до 300 м, фразтур (см. рис. 2).

Меньшая плотность фразтур на периферии поля и небольшое разнообразие их морфологических характеристик (все в сравнении с центром поля) могут быть обусловлены бронированием продуктивных отложений молодыми андезитами.

Разнообразие геометрических соотношений фразтур и общая высокая их плотность в центральной части рудного поля обусловлены тем, что именно здесь проявлялись различные структурообразующие процессы: магматические (формирование ортоконфокальных структур [2], эксплозивных, автомагматических и других брекчиевых тел [15]), гидротермальные (образование структур типа гидротермальных диатрем [2, 15, 25]) и собственно рудные (механическая, химическая и термальная коррозия вмещающих пород рудоносными флюидами с образованием штокверковых, штокверково-жилных и брекчиевых когидротермальных тел [15]).

ОСОБЕННОСТИ ФРАЗТУР

В РАЗНОТИПНЫХ

ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ КСН

Проблема взаимоотношений полей и единичных кольцевых фразтур с веществом частично освещалась в работах [3, 5, 15—17]. В последние годы крупномасштабным геологическим картированием в пределах ряда рудных полей, в том числе Таловского Корякского нагорья, установлены закономерные связи между фразтурами, выполняющим их веществом и вмещающими горными породами.

КСН, представленные интрузивными телами гранитоидного состава, характеризуются системой телескопированных концентрических (вложенных друг в друга) разломов и обязательным присутствием радиальных элементов в

замкнутом внешнем кольцевом контуре, малым числом наложенных фразтур.

Жерловые образования игнимбритового вулканизма обладают замкнутыми простыми формами, иногда с концентрическими соотношениями фразтур диаметром 100—300 м, резкими внешними ограничениями; характерно отсутствие наложенных друг на друга фразтур.

Границы экструзивных и субвулканических образований кислого и основного состава дешифрируются на аэрофото- и топоизображениях как кольцевые фразтуры с характерными концентрическими и эксцентриковыми соотношениями. Размер фразтур в среднем составляет 500—900 м.

Автоинтрузивные брекчиевые тела (воронки, трубки взрыва) располагаются в центральной и апикальной зонах субвулканических интрузий кислого состава, обладают малыми размерами (100—200, до 300 м), просты морфологически. Вдоль диаметровых расколов иногда располагаются незамкнутые кольцевые формы.

Поздние (миоцен-плиоценовые) экструзивные тела андезитового состава формируют цепочечные структуры в диаметровых разрывах кислых эоцен-олигоценовых (дорудных и рудных) магматических тел.

Центры магматической деятельности характеризуются орбитальными, концентрическими, эксцентриковыми и более сложными геометрическими соотношениями фразтур, последовательным уменьшением размеров фразтур от начальных к поздним этапам магматизма.

Поля вторичных кварцитов на схемах наблюдаемых полей распознаются по концентрическим и орбитальным соотношениям кольцевых фразтур диаметром 100—300 м, размещающихся в пределах площади, ограниченной крупной фразтурой диаметром 1000—2000 м.

Собственно рудовмещающие структуры характеризуются частыми дуговыми ограничениями, центральными ядрами, ограниченными фразтурами, лепестковой геометрией штокверков, расколами по диаметру, выполненными кварцевыми жилами, широкой интерференцией кольцевых фразтур. Диаметры рудовмещающих структур в среднем не превышают 300 м.

Особого внимания в пределах рудоносных участков заслуживают места пересечения двух близких по размерам фразтур — бисекторные зоны [7]. Они характеризуются сгущением рудных тел, специфичными брекчиевыми текстурами руд, как правило, повышенным содержанием полезных компонентов и наиболее богатой для приповерхностных условий рудной минерализацией [16]. В разрезе зоны имеют вид «карманов» со встречным падением рудных тел.

Таким образом, анализ геометрии наблюдаемого поля кольцевых фразтур, дополненный

структурными исследованиями, позволяет выделить структурно-вещественные парагенезисы определенного происхождения (магматические, рудные), охарактеризовать тектоническое и структурное положение рудопроявлений, рудных зон, отдельных геологических тел.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Рудные тела, представленные кварцевыми и кварц-монокварцитовыми жилами, зонами кварцевого прожилкования и гидротермальными брекчиями, приурочены к расколам по радиусу или диаметру КСН, дуговым и концентрическим телескопированным разломным зонам. В пределах отдельных КСН рудоконтролирующими являются их ядерные части и места пересечения элементов радиально-концентрического каркаса. Часто ядра КСН сложены специфическими брекчиями взрыва и заключены в кольцевые фразтуры. Для рудовмещающей КСН характерен свой структурно-вещественный образ — тип размещения фразтур, рудных тел и измененных пород, который можно использовать для прогнозных целей. Так, в 1981 г. на площади Таловского рудного поля автором совместно с И. Ф. Делеменем выявлены две локальные кольцевые структурные неоднородности диаметром 300 и 500 м с прямыми признаками эпitherмального оруденения. Их кольцевые фразтуры представлены тектоническими уступами, а разрывы по радиусам и диаметрам — брекчиевыми зонами с гидротермальным рудным кварцем (цементом брекчий).

Изучение строения рудного поля на глубину в естественных разрезах и скважинах колонкового бурения показало, в частности, что по характерному изменению структурно-морфологических особенностей рудных жильных систем и состава рудных минералов сверху вниз устанавливается несколько интервалов, в пределах каждого из которых жильная система представлена своими парагенетическими ассоциациями рудных минералов [16].

В пределах Таловского, Ичигинского и других рудных полей были выделены четыре парагенетические ассоциации рудных минералов, характеризующие определенные уровни эрозийного среза рудного поля и закономерно выделяющиеся в рудных телах особых структурных зон — участках наложения близких по размерам и времени образования кольцевых фразтур, расколах по диаметру и местах осложнения их концентрическими разрывами, корневых частях комбинированных брекчиевых тел [16]. Показано, что в пределах рудоносных участков Таловского вулканогенного рудного поля кольцевые фразтуры диаметром до 500 м

ограничивают участки повышенного дробления пород, представляющие собой собственно брекчиевые тела [15]. Именно брекчиевые тела разных временных и генетических типов контролируют основное эпitherмальное оруденение Таловского рудного поля. Каждое брекчиевое тело представляет собой кольцевую структурную неоднородность или образование в радиально-концентрических тектонических элементах купольно-кольцевой структуры [15]. Отмечено также, что формирование всех КСН Таловского рудного поля связано с магматической, гидротермальной и собственно рудной деятельностью [5]. При этом КСН диаметром до 500 м контролируют размещение и вмещают основное оруденение, а структурам второго размерного класса (500—1000 м) подчинены все тела экстремально-субвулканического фациального комплекса независимо от их размеров, состава и возраста [5, 7, 17].

Таким образом, анализ распределения кольцевых, дуговых и прямолинейных фразтур в площади вулканогенного рудного поля, а также идентификация единичных кольцевых структурных неоднородностей и их полей позволяют оперативно качественно и количественно оценить перспективы рудоносности вулканогенной площади. Получены дополнительные данные, подтверждающие сделанный ранее [1, 7, 15] вывод о том, что структуры разрушения рудоносных участков Таловского вулканогенного рудного поля представлены, прежде всего, фразтурами гидротермального происхождения, сформированными под механическим, химическим и термальным воздействием самого рудоносного флюида. Этот же флюид обусловил и минерализацию сформированных им фразтур — отложение жильных и рудных минералов в трещинных зонах, дробление и гидротермальное преобразование вмещающих пород [15]. Фразтуры, метасоматиты фации вторичных кварцитов, а также гидротермальное жильное и рудное вещество находятся в рудном поле в соотношениях, определяемых нами как парагенетические и генетические.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Определяющее магмо-рудоконтролирующее значение в площади Таловской купольно-кольцевой структуры в целом имеют радиальные тектонические нарушения и места их пересечения дуговыми и кольцевыми (концентрическими) разрывами.

2. Типы кольцевых структурных неоднородностей, считываемых с фотоизображений земной поверхности (в частности, с аэрофотоснимков Таловского рудного поля), характеризуются определенным составом пород и обладают

индивидуальным геометрическим рисунком на поверхности рудного поля, что позволяет еще в предполевой период (оперативно) получить представление о тектонике и структуре рудного поля, а также о геологическом строении его отдельных фрагментов — рудопроявлений, зон и локальных тел.

3. Рудовмещающими являются кольцевые структурные неоднородности диаметром до 500 м (реже более), их элементы — структуры

разрушения (фрактуры прямолинейной, дуговой или кольцевой формы) и особые структурные зоны — участки интерференции близких по размерам и времени образования кольцевых фрактур.

Автор глубоко признателен ст. геологу ПГО Камчатгеология А. Б. Исакову за любезно предоставленную возможность использовать некоторые из своих материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Василевский М. М.* Основы прогнозной оценки рудоносности вулканогенных формаций.— В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977.
2. *Василевский М. М.* Энергетические классы орбитальных ортоктонических структур Тихоокеанского региона и вопросы металлогении Тихоокеанских окраин.— Бюл. вулканол. станций. № 55. М.: Наука, 1978.
3. *Василевский М. М.* Структуры разрушения и прогноз рудоносности. М.: Наука, 1982.
4. *Василевский М. М., Исаков А. Б.* Вулканогенно-рудные центры Камчатского перешейка.— В кн.: Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977.
5. *Василевский М. М., Исаков А. Б., Рычагов С. Н.* Дистанционные методы в изучении рудных районов, узлов и полей.— В кн.: Обмен опытом внедрения аэро- и космических методов для повышения качества и эффективности геологических исследований. М., 1978.
6. *Василевский М. М., Стефанов Ю. М., Рычагов С. Н.* Структурно-вещественные парагенезисы вулканогенно-рудных районов, узлов и полей и прогноз рудоносности.— В кн.: Вулканизм и вулканоструктуры. Тбилиси, 1980.
7. *Василевский М. М., Стефанов Ю. М. и др.* Структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных районов, узлов и полей (к проблеме прогноза).— Вулканология и сейсмология, 1981, № 4.
8. *Василевский М. М., Тарасенко Т. В. и др.* Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования).— В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
9. *Голд Д., Паризек Р., Александер С.* Анализ и применение данных ЕРТС-1 для регионального геологического картирования.— В кн.: Геологические исследования из космоса. М.: Мир, 1975.
10. *Котляр В. Н.* Экструзивы, эффузивы, оруденение.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1960, № 9.
11. *Котляр В. Н.* О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 11.
12. *Котляр В. Н.* Структурные условия вулканогенного рудообразования.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
13. *Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В.* Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам.— Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 82.
14. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977.
15. *Рычагов С. Н.* Структурное положение и генетические типы брекчий вулканогенных рудных полей Корякского нагорья Камчатки.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 2.
16. *Рычагов С. Н.* Вещественный состав и структурный контроль оруденения на эпitherмальных рудопроявлениях Корякского нагорья.— Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
17. *Рычагов С. Н., Рычагова Г. И.* Структурные неоднородности центрального типа и их геологическая интерпретация (на примере рудных полей Корякии).— В кн.: Вулканические пояса Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1979.
18. *Фомин В. И.* Фотогеологическое изучение вулканических поясов. М.: Недра, 1979.
19. *Яковлев Г. Ф.* Тектоногенные и тектоно-магматические структуры рудных полей и месторождений.— Сов. геол., 1968, № 3.
20. *Яковлев П. Д.* Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубками взрыва.— Сов. геол., 1966, № 10.
21. *Яковлев П. Д.* Структурные типы месторождений, приуроченных к вулканическим жерлам.— Сов. геол., 1967, № 7.
22. *Яковлев П. Д.* Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер.— Сов. геол., 1967, № 9.
23. *Hobbs W. H.* Repeating patterns in the relief in the structure of the Land.— Bull. Geol. Soc. Am., 1911, v. 22.
24. *Lattman L. H.* Technique of mapping fracture traces and lineaments on arial photographs.— Photogram. Eng., 1958, v. 24.
25. *Muffler L. S., White D. E., Trusdell A. H.* Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park.— Geol. Soc. of Amer. Bull., 1971, v. 82.
26. *Parizek R. R.* Prevention of coal mine drainage formation by well de watering. Special Research Report. SR-82, Coal Research Section. The Pennsylvania State Univ., 1971.
27. *Wobber F. I.* Fracture trace in Illinois.— Photogram. Eng., 1967, v. 33.

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
6 мая 1982 г.

УДК 551.21 : 551.79(571.651)

Е. М. Белов, С. А. Смыслов, Г. Н. Талова

АНТРОПОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНЫ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

Выделены и описаны три вулкана позднечетвертичного возраста трещинного и центрального типов. Вулканы приурочены к единому разлому северо-восточного простирания. Особенностью пород является большое количество включений глубинного происхождения, представленных оливином, пироксеном, титаномагнетитом и гранатом.

Впервые на Северо-Востоке СССР проявления четвертичного вулканизма были установлены в 1939 г. В. А. Зиминим в бассейне Индигирки (вулканический конус Балаган-Тас). На Чукотке известно несколько вулканических полей, в том числе Нуныамские и Эмеленские лавовые потоки, которые описаны М. И. Рабкиным в 1937—1938 гг. По условиям залегания они отнесены к самым молодым покровным образованиям, которые формировались от верхнего мела до палеогена включительно [2]. С. Г. Романова и И. А. Никитин (1959 г.) по геоморфологическим признакам отнесли эти поля условно к неогену и даже к антропогену.

В 1976 г. авторы изучали эффузивные поля в бассейне р. Эмелен. Здесь впервые выявлены вулканические постройки Мелитвеевского, Эмеленского и Эмелювеевского вулканов (рис. 1), которые образуют цепочку аппаратов, приуроченных к единому межблоковому разлому северо-восточного простирания. Мелитвеевский вулкан предположительно трещинно-

го типа, два других — центрального. Основания вулканов сложены вулканогенными породами мезозойского возраста, преимущественно липарит-дацитового и андезитового состава. В свою очередь, эффузивы залегают на палеозойских карбонатно-сланцевых породах, которые входят в состав чехла Восточно-Чукотского массива.

Вулкан Мелитвеевский расположен в междуречье Нуныамвеем и Мелитвеем. Протяженность лавового потока ~18 км, ширина 2 км, мощность от 5 до 50 м. Объем продуктов извержения колеблется от 2,5 до 2,7 км³. Поток сложен массивными базальтами четвертичного возраста, в верхней части пористыми, в краевых частях со столбчатой отдельностью. В северной стороне потока располагается заболоченный кратер диаметром 4 км. Поток базальтов четвертичного возраста приурочен к центральной части палеодолины. Он перекрывает речную долину, отжимая русло реки к бортам, образуя ряд запрудных озер.

Вулкан Эмеленский (рис. 2, А) расположен на правом берегу р. Эмелен, в 25 км от устья и в 40 км юго-западнее Мелитвеевского вулкана. Вулкан занимает верхнюю часть водораздела, образуя конус диаметром ~500 м. Высота бортов внутренней части воронки изменяется от 20 м на западе до 70 м на юге. Угол склона бортов к центру составляет 15—25°. Дно кратера вулкана слабо прогнуто с наклоном на юго-запад и полностью заболочено. В его центральной части возвышается небольшой купол диаметром 50 м и высотой 3 м, сложенный пористыми базальтами (рис. 3, А). Борты кратера, образующие вал, сложены массивными лавобрекчиями базальтов. Юго-восточный и северо-западный склоны засыпаны пеплом, пемзой и вулканическими бомбами красно-бурого цвета размером от 5 см до 0,4—0,5 м веретенообразной, витой формы, нередко с поверхностями типа «хлебной корки». В них

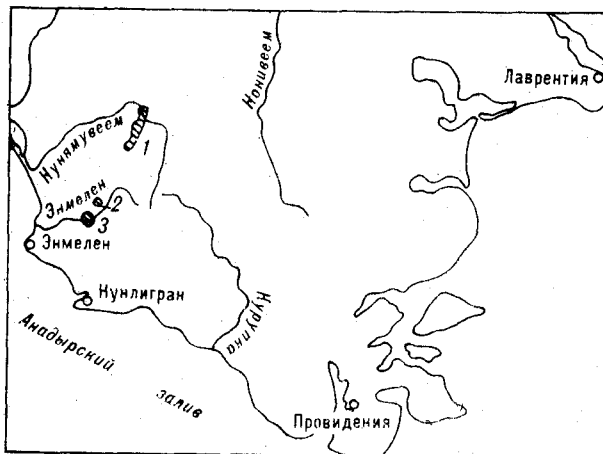


Рис. 1. Схема расположения антропогенных вулканов Восточной Чукотки. 1 — Мелитвеевский, 2 — Эмеленский, 3 — Эмелювеевский.

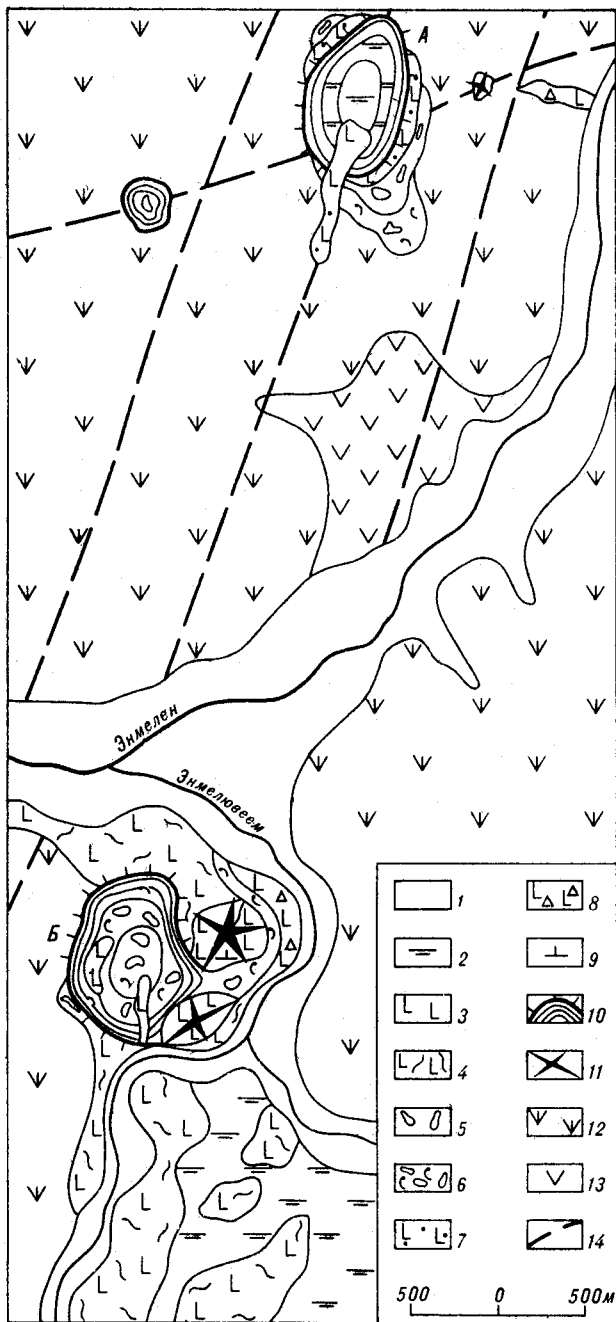


Рис. 2. Схематическая геологическая карта вулканов Энмеленского (А) и Энмел'ювеевского (В).

1 — аллювиальные отложения; 2 — заболоченная тундра; 3—9 — образования антропогенных вулканов: 3 — массивные лавы экструзивного купола, 4 — канатные и пузырьчатые лавы потоков, 5 — пемзовые и бомбовые отложения, 6 — пещовые, шлаковые и бомбовые отложения, 7 — преимущественно пористые лавы, 8 — лавы, лавобрекчии агломератовой мантйи, 9 — массивные лавы экструзивного купола с ксенолитами; 10 — вал, ограничивающий центральный кратер; 11 — лавовые и экструзивные купола; 12, 13 — отложения мезозойских вулканов: 12 — лавы, лавобрекчии, туфы дацитов, 13 — лавобрекчии, туфы андезитов; 14 — разломы.

в большом количестве присутствуют мегакристаллы черного пироксена, черно-бурого биотита размером до 5 см и зеленого оливина.

Для последних характерна неправильная угловатая форма размером от 1 до 3 см. От центральной части кратера на юго-запад (220°) прослеживается лавовый поток массивных базальтов. Длина потока 150 м, ширина ~15 м, мощность — первые метры. В 500 м на северо-восток (80°) от кратера, на правом борту долины р. Энмелен, наблюдается боковой (побочный) купол размером 7×5 м, сложенный преимущественно лавобрекчиями и базальтовыми бомбами.

Вулкан Энмел'ювеевский (см. рис. 2, В) находится в приустьевой части р. Энмел'ювеев, в 6 км на юго-запад от вулкана Энмеленского. Вулкан образует конусовидную сопку высотой 150 м с крутыми (до 30°) на юге и более пологими (10—15°) на севере склонами. Поперечник кратера ~1 км, он имеет форму несколько вытянутого в северо-восточном направлении овала. Кратер выполнен бурными бомбами, часто с поверхностями типа «хлебной корки», пористыми лавами, пемзами. В восточной части кратера закартирован экструзивный купол диаметром ~150 м, высотой 30—40 м с седловиной на вершине. Центральная часть купола сложена массивными лавами базальтов с подушечной отдельностью, а краевые части его — канатовидными лавами. Купол окружен агломератовой мантйей, сложенной окисленными бурными лавами. В седловине купола развиты массивные лавы, лепешковидные бомбы, содержащие большое количество ксенолитов оливин-пироксенового состава. Размер ксенолитов колеблется от 0,5 до 5—10 см. В южной части вулкана прослеживаются три лавовых потока. Один протяженностью 200 м, шириной 15 м, а другой — 100 м, шириной 10 м при мощности 3—5 м. Третий лавовый поток прослеживается вдоль долины р. Энмел'ювеев, бронирует днище долины и перекрывает первую надпойменную террасу. Протяженность его ~1,5 км, ширина от 20 до 80 м, мощность в долинной части до 30 м, на террасах 3—5 м. Река «пропиливает» поток на протяжении 0,5 км, делая многочисленные

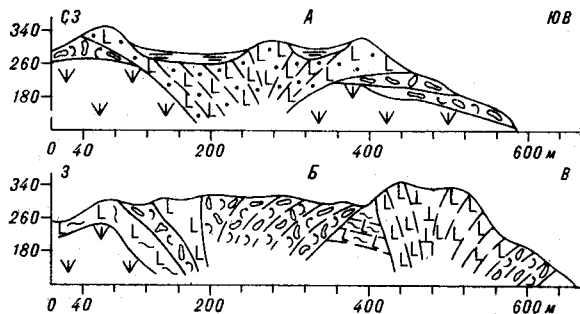


Рис. 3. Предполагаемые разрезы вулканов Энмеленской (А) и Энмел'ювеевской (В). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Таблица 1

Минералогический состав магнитной и электромагнитной фракций лав базальтов и ксенолитов (в вес. %)

Минерал	Лавы базальтов			Ксенолиты			
	1	2	3	4	5	6	7
Гегит	—	—	6,7	—	—	—	—
Лимонит	—	—	—	—	—	0,1	14,2
Ильменит	—	—	—	—	—	2,4	0,2
Шпинель	р. зн.	р. зн.	—	0,7	2,1	—	—
Хромит	ед. зн.	р. зн.	р. зн.	—	—	—	—
Магнетит	ед. зн.	ед. зн.	—	11,0	—	—	—
Титаномагнетит	—	—	р. зн.	2,0	—	97,5	26,6
Роговая обманка	ед. зн.	—	ед. зн.	—	—	—	—
Ромбический пироксен	—	—	р. зн.	33,0	42,2	ед. зн.	3,5
Моноклинный пироксен	р. зн.	40,3	0,3	13,4	12,5	р. зн.	39,8
Оливин	37,4	41,2	р. зн.	36,0	45,2	—	0,3
Альмандин	ед. зн.	р. зн.	—	р. зн.	—	—	—
Гроссуляр — андрадит	ед. зн.	ед. зн.	—	—	—	—	6,5
Эпидот	—	0,2	—	—	—	—	—
Биотит	—	ед. зн.	—	р. зн.	—	ед. зн.	ед. зн.
Обломки пород (основная неэлектромагнитная фракция)	62,4	18,5	92,7	3,9	—	р. зн.	8,9

Примечание. р. зн. — редкие знаки, ед. зн. — единичные знаки; 1, 2 — массивные лавы базальтов, 3 — массивная темная лава, 4, 5 — оливин-пироксеновые ксенолиты из вулканических бомб, 6 — ксенолит титано-магнетита из лавы базальта размером 3×5 см; 7 — ксенолит биотита.

крутые изгибы. В краевых частях потоков лав базальтов наблюдается торцовая четырехгранная отдельность. Объем продуктов извержения не превышает 0,03 км³.

Продукты извержения всех изученных вулканов — лавы, туфы, шлаки по своим петрографическим и минералогическим свойствам довольно однотипны. Лавы вулканов относятся к авгитовым базальтам, лейцитсодержащим базанитам и лимбургитам. Состав бомб чаще всего соответствует лимбургитам.

Как указывалось, в лавах и бомбах встречаются многочисленные ксенолиты кристаллических пород, минеральные сростки и отдельные минералы (табл. 1). Среди мономинеральных ксенолитов по составу выделяются оливиновые, пироксеновые и слюдяные. Полиминеральные ксенолиты представлены оливин-пироксеновыми, шпинельсодержащими лерцолитами и магнетит-ильменитовыми сростками (структуры распада). Все ксенолиты имеют, как правило, округлую, слегка уплощенную форму. Максимальными размерами обладают оливин-пироксеновые ксенолиты (до 7—10 см в диаметре), остальные — меньших размеров (1—3 см в диаметре). Минимальные размеры у ксенолитов золотисто-коричневой слюды (0,5 см в диаметре). Для большинства минералов ксенолитов определен состав с помощью микросондового анализа, результаты которого приведены в табл. 2. При их рассмотрении необходимо учитывать недоопределение воды в составе биотитов, а также определение всего железа при анализе на установке «ARLSEM»

в виде FeO (анализ происходит в окисной форме). На установке «КАМЕКА» анализ ведется в форме определения элементов, в том числе кислорода, поэтому существует возможность пересчета железа на двух- и трехвалентное с учетом постоянства валентности остальных катионов, как это сделано для анализов минералов магнетит-ильменитовых сростков.

Полиминеральные ксенолиты (лерцолиты) состоят из оливина, моноклинного и ромбического пироксенов. Пироксены выполняют промежутики между зернами светлого слабограненного оливина. Показатели преломления оливина $N_g = 1,690$, $N_p = 1,656$, плотность 3,30 г/см³. Его формула $(Mg_{1,72}Fe_{0,21}Al_{0,01})_{1,94} \cdot Si_{1,05}O_4$, что соответствует форстериту с содержанием 10—11% фаялитовой молекулы. Ромбический пироксен имеет желтовато-зеленоватый цвет, отчетливую спайность и слабый плеохроизм. Показатели преломления $N_g = 1,683$, $N_p = 1,672$. Формула минерала $(Mg_{1,70}Fe_{0,14}Al_{0,36}Ca_{0,02}Na_{0,01}Cr_{0,01})(Si_{1,88}Al_{0,11})_{2,00}O_6$. Характерной чертой является довольно высокое содержание алюминия. Моноклинный пироксен окрашен в бледно-зеленый цвет, для его зерен характерны неправильная форма и отчетливая спайность. Показатели преломления $N_g = 1,712$, $N_p = 1,683$, $CN_g = 32^\circ$. Формула минерала $(Ca_{0,79}Na_{0,11})_{0,90}(Mg_{0,81}Fe_{0,07}Al_{0,18} \cdot Cr_{0,02}Ti_{0,01})_{1,09}(Si_{1,88}Al_{0,12})_{2,00}O_6$. Кроме вышеописанных минералов, в ксенолитах присутствует шпинель (шпинельсодержащие лерцолиты) коричневого цвета. По параметру элементарной ячейки (8,10 Å) она может быть отнесена к

Состав минералов ксенолитов, вес. %

Окисел	Полиминеральные ксенолиты						Мономинеральные ксенолиты			
	Оливин-пироксеновый			Магнетит-ильменитовый			Оливин	Моноклиновый пироксен	Биотит	
	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклиновый пироксен	Магнетит	Ильменит	Вторичный магнетит			зеленый	золотисто-коричневый
SiO ₂	42,96	54,56	51,95	—	—	—	41,69	50,42	35,45	35,98
TiO ₂	0,05	0,09	0,34	10,50	50,30	12,30	—	1,52	8,0	8,17
Al ₂ O ₃	0,20	4,82	7,09	5,90	0,20	5,70	0,06	7,48	15,27	15,39
Cr ₂ O ₃	0,15	0,34	0,73	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	53,50	5,05	51,60	—	—	—	—
FeO	9,47	5,91	2,59	27,70	37,05	25,80	8,62	6,96	9,53	8,55
MnO	0,14	0,16	0,09	0,20	0,15	0,15	0,08	0,11	0,03	—
MgO	46,70	32,54	15,07	2,80	6,95	3,80	48,96	12,43	14,94	15,98
CaO	0,07	0,65	20,42	—	—	—	0,06	17,68	0,04	—
Na ₂ O	—	0,25	1,63	—	—	—	—	2,34	0,66	0,54
K ₂ O	0,03	—	—	—	—	—	—	—	10,07	10,99
Σ	99,77	99,32	99,92	100,60	99,70	99,35	99,47	99,43	93,99	95,59

ряду герцинита. Показатель преломления 1,790. Крайне редко встречающийся гранат оранжево-желтого цвета с показателем преломления ~1,763 предварительно диагностируется как гроссуляр-андрадит.

Магнетит-ильменитовые ксенолиты уплощено-овоидальной формы первоначально представляли собой, по-видимому, гомогенные обломки титаномagnetита, которые впоследствии распались. Структуры распада тонкополосчатые, напоминающие альбитовые двойники с соотношением магнетит — ильменит 3:1, 2:1. По трещинкам в них развивается вторичный магнетит, несколько отличный по составу от первичного. Формулы минералов: первичный магнетит (Fe_{0,81}Mg_{0,14}Mn_{0,01})_{0,96}(Fe_{1,41}Al_{0,24}Ti_{0,28})_{1,93}O₄, ильменит (Fe_{0,75}Mg_{0,25})_{1,00}(Ti_{0,92}Fe_{0,08}Al_{0,01})_{1,02}O₃, вторичный магнетит (Fe_{0,76}Mg_{0,20})_{0,96}(Fe_{1,36}Al_{0,24} · Ti_{0,32})_{1,92}O₄. Характерной чертой этих минералов является полное отсутствие в их составе хрома.

Составы оливина и моноклинового пироксена в мегакристаллах отличаются от таковых из лерцолитов. Для моноклинового и ромбического пироксенов характерно довольно высокое содержание полуторных окислов. Присутствие в одних ксенолитах шпинели (см. табл. 1, обр. 4, 5), в других граната (обр. 7) свидетельствует, вероятнее всего, о пограничных условиях формирования этих образований. По данным Рингвуда [1], поле устойчивости ассоциации оливин + 2 пироксена + шпинель возможно при давлении 10—18 кбар и температуре до 900°. С увеличением температуры, давления и с возрастанием содержания полуторных окислов (>4,5%) вместо шпинели кристаллизуется гранат. В самих лавах встречаются отдельные мегакристаллы оливина и пироксена, существенно отличающиеся по пока-

зателю преломления от таковых в ксенолитах. В лавах оливин большей частью бесцветен, показатели преломления Ng = 1,702, Np = 1,666, 2V = 85—88°, нередко покрыт пленкой гидроокислов железа. Моноклиновый пироксен представлен титан-авгитом (?) бурого цвета, Ng = 1,702—1,709 и Np = 1,687. Оливин из ксенолитов имеет уплощенную сфероидальную форму и псевдозернистый облик. Цвет минерала светло-зеленый. Показатели преломления Ng = 1,692, Np = 1,656, плотность минерала 3,17 г/т, формула (Mg_{1,79}Fe_{0,18})_{1,97}Si_{1,02}O₄, что соответствует форстериту с содержанием 9—10% фаялитовой молекулы.

Пироксен мономинеральных ксенолитов представлен неправильными или значительно реже призматическими зернами серовато-зеленого цвета, при раскалывании которых образуются тонкопризматические (игольчатые) выколки. Иногда в минерале присутствуют тонкие твердофазовые включения, по форме напоминающие рутил. Показатели преломления моноклинового пироксена Ng = 1,713, Np = 1,684, CNg = 40°, плотность 3,24 г/см³. Формула минерала (Ca_{0,70}Na_{0,17})_{0,87}(Mg_{0,88}Fe_{0,22}Al_{0,20}Ti_{0,04})_{1,14}(Si_{1,87} · Al_{0,13})_{2,00}O₆. Слюда (биотит) мономинеральных ксенолитов в лавах присутствует в трех разновидностях. Первая разновидность (средне- и крупночешуйчатые биотиты) слагает довольно большие сильноизмененные (гематитизированные) ксенолиты буровато-красного цвета. При рентгенофазовом анализе установлено присутствие в них, помимо биотита, существенной примеси рутила, гематита, гидроокислов железа. Две другие разновидности биотита представлены неправильными чешуями небольших размеров. По составу (см. табл. 2) они могут быть отнесены к титанистым биотитам. Амфибол в изученных породах встречается крайне

редко, представлен базальтической роговой обманкой. Цвет коричневый, показатели преломления $N_g = 1,709$, $N_r = 1,680$, $CNg = 3^\circ$.

Таким образом, предварительное изучение Эмеленской группы вулканов Восточной Чукотки дает возможность сделать следующие выводы: 1. Вулканы приурочены к единому внутриблоковому разлому северо-восточного простирания. 2. Формирование вулканов происходило в антропогеновое время, о чем свидетельствуют потоки лав, бронирующие пой-

менные части долин и перекрывающие первую надпойменную террасу р. Эмелюею. 3. Обнаружение на Северо-Востоке СССР молодых эффузивов, отвечающих субщелочным и щелочным ассоциациям Восточно-Азиатской петрографической провинции, существенно расширяет ареал распространения антропогенового вулканизма. 4. Наличие в лавах и бомбах ксенолитов лерцолитов свидетельствует, вероятнее всего, о мантийном происхождении данных образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
2. Рабкин М. И. Основные черты геологии и перспективы золотоносности южной части Чукотского полуострова.— В кн.: Проблемы Арктики, № 5, Л.: Главсевморпуть, 1939.
3. Рабкин М. И. Геолого-петрографический очерк р-на бухты Преображения р. Эргуеюем (Чукотский полуостров). Л.: Главсевморпуть, 1941. (Тр. АНИИ, т. 161).

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
24 февраля 1983 г.

УДК 551.243.11/13 : 551.22 : 551.248.2(571.56)

*В. В. Юшманов***ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
АЛДАНСКОГО ШИТА****Статья 2****ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ**

Изложены методики комплексного геоморфолого-геолого-геофизического изучения локальных и региональных тектономагматических концентрических комплексов (ТМКК) Алданского щита, разработанные на основании детально рассмотренных принципов, целей и задач комплексных исследований концентрических геологических комплексов. Данные методики, связанные с обязательным анализом наземных форм ТМКК,

с выявлением и последовательным сопоставлением каркасных элементов, структуры и формы всех слагающих ТМКК подсистем (геоморфологической, морфотектонической, геологической поверхностной, геологической глубинной), можно рекомендовать для изучения любых сложных геологических объектов, выраженных в рельефе.

Изучением геолого-геоморфологических и выраженных в рельефе геологических объектов округлой формы и концентрического строения занимаются многие исследователи [1, 2, 4]. Однако целостная и последовательно изложенная методика их изучения и описания до сих пор отсутствует, что связано с неразработанностью общих принципов исследования таких образований. Будем рассматривать их как сложные закономерно организованные и многоуровневые целостные геоморфолого-геологические системы, исследование которых должно базироваться на следующих принципах:

1. Принцип типизации. Заключается в разработке единой и последовательной системы типизации всех выраженных в рельефе линейных и нелинейных (в том числе концентрических и тектономагматических) геологических комплексов [6], основанной на наиболее характерных для них признаках (размер, форма, структура, характер выраженности в рельефе, степень эродированности, генезис, возраст заложения и длительности формирования, степень тектонической активности в кайнозойе и т. п.). По совокупности этих признаков исследуемый объект относится к определенному классу и типу.

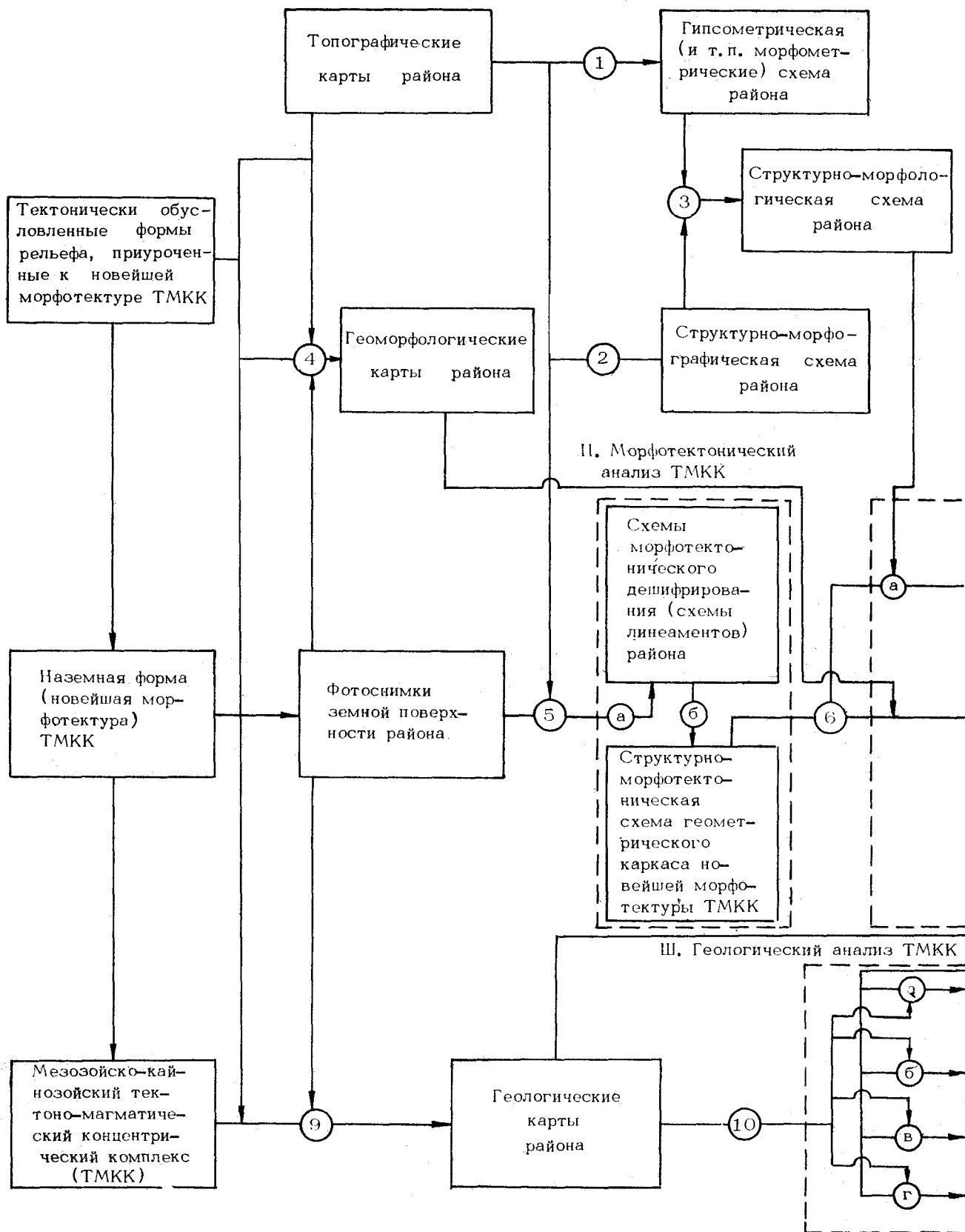
2. Принцип специализации. Позволяет выделить в рамках исследуемого объекта три взаимосвязанные друг с другом специализированные самостоятельные подсистемы: геоморфологическую, морфотектоническую и геологическую, каждая из которых может быть рас-

членена на ряд более частных составляющих, выделяемых по структурно-геометрическим (каркасная, фоновая), возрастным и генетическим признакам, а также по методам исследования. Геологическая подсистема является главной и несет информацию о структурно-вещественном строении ТМКК. Морфотектоническая подсистема представлена выраженной в той или иной степени в рельефе наземной (т. е. совпадающей с земной поверхностью) формой ТМКК или его концентрической морфотектурой. Геоморфологическая подсистема состоит из выраженных по различному на земной поверхности форм (формы) рельефа, обусловленных исследуемым ТМКК, которые могут как совпадать, так частично и не совпадать с его наземной формой, но в совокупности определяют ее геоморфологический облик.

3. Принцип структурности. Позволяет выявлять инвариантные свойства специализированных подсистем с единых структурно-геометрических позиций. Он ведет к выделению (в плане) в каждой из них латеральных неоднородностей (структурных элементов) определенного геометрического типа, установлению закономерных пространственных отношений между ними, последовательному ранжированию по схеме: простой элемент — сложный элемент — специализированная модель объекта.

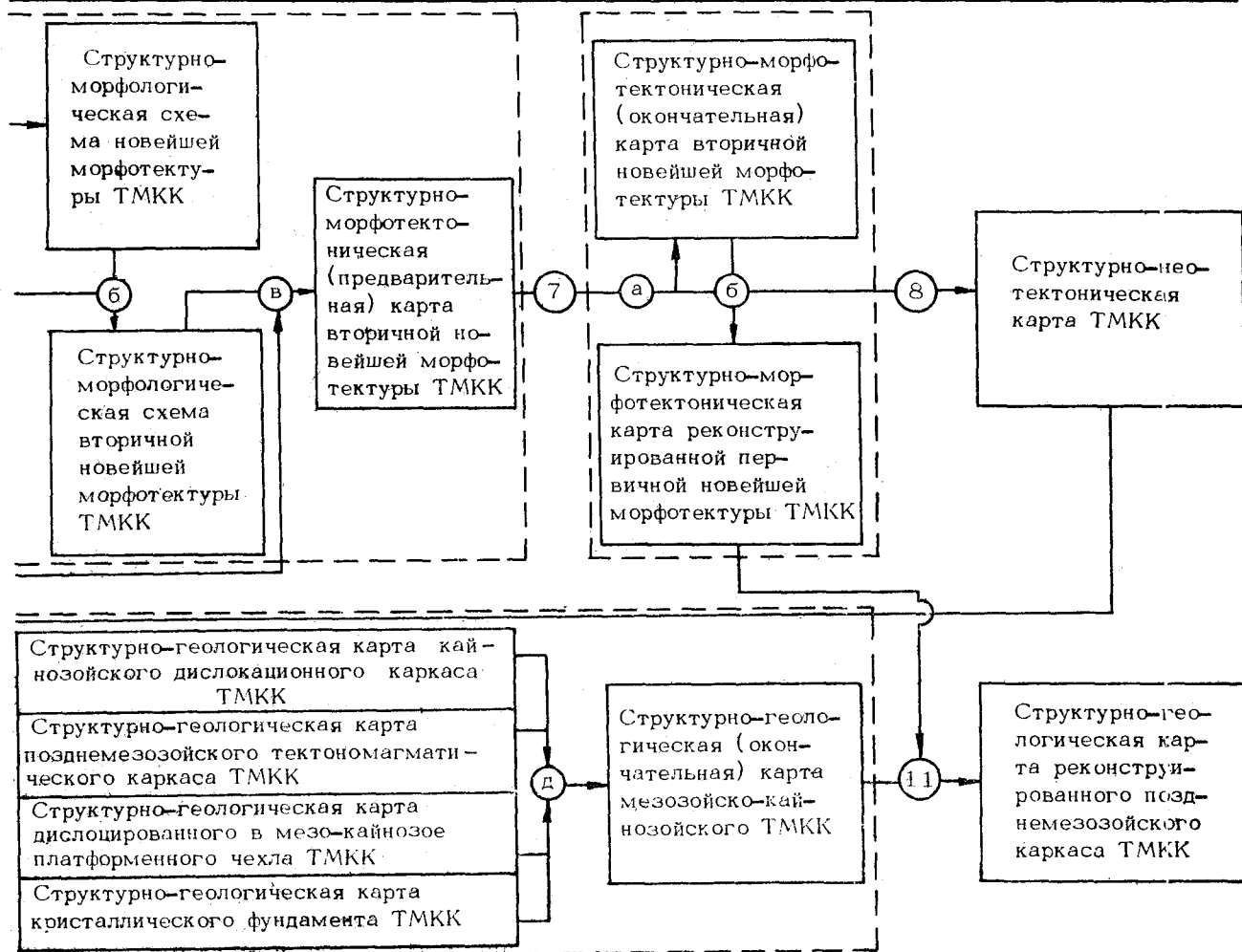
4. Принцип комплексности. Позволяет установить взаимоотношение между различными типами специализированных и структурных подсистем и наметить последовательность их

1. Геоморфологический анализ ТМКК



Модель комплексного геоморфолого-геологического изучения мезозойско-кайнозойских тектономагматических концентрических комплексов Алданского щита.

Вид анализа	№ пп	Основные методические операции
I	1	Гипсометрический (и т.п. морфометрический) анализ
	2	Структурно-морфографический анализ
	3	Сравнительно-картографический анализ
	4	Геоморфологическое картирование
II	5	Структурно-морфотектоническое дешифрирование: а - линейно-морфотектоническое дешифрирование фотоснимков и топографических карт б - структурно-геометрический анализ результатов дешифрирования
	6	Идентификация наземных форм геологических тел, слагающих ТМКК: а - геоморфологическая идентификация морфотектуры ТМКК б - географо-геоморфологическая идентификация м.э. и морфотектуры в - геологическая идентификация новейших м.э.
	7	Структурно-морфотектоническое моделирование наземных форм: а - построение модели вторичной новейшей морфотектуры ТМКК б - реконструкция модели первичной новейшей морфотектуры ТМКК
	8	Геологическая интерпретация новейшей морфотектуры ТМКК
	9	Геологическое картирование
	10	Структурно-геологическое моделирование мезозойско-кайнозойского ТМКК (а, б, в, г - по возрастным срезам, д - целостное)
	11	Геологическая реконструкция позднемезозойского каркаса ТМКК
	III	



изучения; поставить задачи совместного анализа различных специализированных моделей, которые могут как соответствовать, так и частично не соответствовать друг другу, а также использования комплекса самостоятельных, но взаимодействующих друг с другом специальных (геоморфологических, морфотектонических, геологических, геофизических) и структурных методов, в совокупности направленных на достижение конечной цели исследования — построение комплексной целостной модели объекта.

5. Целевой принцип. Заключается в определении конкретных целей исследования, на основании чего (с учетом вышеизложенных принципов и геолого-геоморфологических особенностей выбранного района) уточняются объекты исследования и четко формулируются общие (основные) и слагающие или дополняющие их более частные задачи исследования выбранных объектов и составляющие их подсистем.

При разработке методики изучения ТМКК Алданского щита, основанной на приведенных принципах, возникает необходимость в решении множества задач, главными из которых являются:

а. Специализированные (геоморфологические, морфотектонические, геологические и геофизические) задачи связаны с выделением и изучением специализированных подсистем ТМКК, каждая из которых требует специфических, независимых друг от друга методов исследования. Выделяются статические и историко-генетические специализированные задачи.

б. Структурные задачи основываются на необходимости выделения в каждой специализированной подсистеме ТМКК концентрических каркасных подсистем из множества пересекающих их фоновых. Их решение складывается из цепочки строго последовательных операций: выделение в пределах исследуемой площади системы геоморфологических, морфотектонических, геологических (разделенных по возрасту), геофизических (разделенных по методам получения) линейных исходных элементов; структурно-геометрический анализ этой системы и поиск концентрического (в плане) рисунка в пространственном расположении элементов; выделение линейных каркасных элементов, определяющих геометрический каркас и концентрическую структуру каждой специализированной подсистемы; построение предварительной структурной специализированной модели ТМКК; выделение разноранговых (простых, сложных и т. п.) объемных каркасных элементов и их ограничений; построение окончательной структурной специализированной модели ТМКК. Решение статических структурных задач позволяет выделять инвариантные для всех специализированных подсистем элементы,

структуры и границы, строить и однозначно описывать независимые и в то же время взаимосвязанные друг с другом структурные специализированные модели ТМКК.

в. Комплексные задачи выделяются в связи с необходимостью объединения всех специализированных (структурных и генетических) моделей ТМКК в сложную закономерную организованную и многоуровневую целостную систему, все элементы и части которой находятся в тесном структурном и генетическом единстве. Построение такой комплексной модели требует установления взаимосвязи между различными типами специализированных моделей (как внутри подсистем, так и между ними), что достигается разработкой специальных комплексных (геоморфолого-морфотектонических, геолого-морфотектонических, геолого-геофизических, морфотектоно-геолого-геофизических и т. п.) задач. Их можно разделить на прямые, обратные (интерпретационные) и сравнительные (идентификационные). Решение этих задач ведет к построению различных комплексных моделей ТМКК, которые также могут быть частными (геоморфолого-морфотектонические, географо-морфотектонические) и общими (морфотектоно-геологические, морфотектоно-геолого-геофизические и т. п.).

Для построения комплексных моделей ТМКК Алданского щита были использованы следующие взаимосвязанные друг с другом задачи, образующие последовательную цепочку: А. Геоморфологические (структурные). Б. Морфотектонические, новейшие: собственно морфотектонические (структурные и эволюционные), геолого-морфотектонические (прямые и обратные), геоморфолого-морфотектонические (сравнительные), географо-морфотектонические. В. Геологические (структурные и эволюционные). Г. Геофизические: собственно геофизические (структурные), геолого-геофизические (прямые и обратные).

В качестве основных взяты новейшие собственно морфотектонические, геолого-морфотектонические и геологические задачи, решение которых производилось наиболее полно. Как вспомогательные решались геоморфологические, геоморфолого-морфотектонические, географо-морфотектонические и геофизические задачи. Поэтому построенные таким образом комплексные модели ТМКК являются в основном морфотектоно-геологическими.

Решение перечисленных задач обеспечивает последовательное (от геологически молодых к геологически древним) построение и сопоставление все более усложняющихся частных и общих специализированных (геоморфологических, морфотектонических, геологических, геофизических) и комплексных (геоморфолого-морфотектонических, геолого-морфотектонических,

Принципиальная схема изучения концентрических комплексов (на примере ТМКК Алданского щита)

Объекты исследования	Вид анализа объектов	Основные задачи исследования и последовательность их решения	Содержание задач	Результаты решения
1	2	3	4	5
<p>Тектонически обусловленные формы рельефа</p> <p>Наземные формы концентрических комплексов (новейшие концентрические морфотектуры)</p>	<p>Геоморфологический (тектономорфологический)</p> <p>Морфотектонический</p>	<p>Структурно-геоморфологические</p> <p>Структурно-морфотектонические</p> <p>Геоморфолого-морфотектонические (сравнительные)</p> <p>Географо-морфотектонические</p> <p>Геолого-морфотектонические (прямые)</p> <p>Структурно-морфотектонические</p> <p>Эволюционно-морфотектонические</p> <p>Геолого-морфотектонические (обратные)</p>	<p>Выявление облика и строения хорошо выраженных форм рельефа, обусловленных исследуемыми ТМКК, в совокупности определяющих геоморфологический облик их наземных форм</p> <p>Выявление геометрических каркасов (концентрических линейчатых систем) новейших морфотектур ТМКК, определение их формы и строения в плане</p> <p>Установление характера и степени совпадения (или несовпадения) новейших морфотектур ТМКК с обусловленными ими формами рельефа (в плане и в разрезе)</p> <p>Установление взаимоотношений между морфоскульптурными и морфотектоническими элементами (м. э.), особенностей экзогенного происхождения вторичных новейших м. э. и морфотектур ТМКК, степени их эродированности</p> <p>Геологическая идентификация новейших м. э. и установление степени их достоверности и конформности кайнозойским геологическим элементам ТМКК</p> <p>Выявление разноранговых (простых, сложных и т. п.) объемных новейших м. э., установление целостного облика и особенностей строения вторичных новейших морфотектур ТМКК</p> <p>Восстановление первично-тектонического облика новейших морфотектур ТМКК, выявление особенностей их формирования и последующей эволюции в кайнозой</p> <p>Выявление облика и особенностей строения верхних частей кайнозойских (новейших) дислокационных концентрических комплексов (и ТМКК) по облику и строению их новейших концентрических морфотектур (первичных или вторичных) (конечная цель морфотектонического анализа)</p>	<p>Морфометрические (гипсометрические и т. п.), морфографические, структурно-морфологические схемы и геоморфологические карты</p> <p>Структурно-морфотектонические схемы геометрического каркаса новейших морфотектур ТМКК</p> <p>Структурно-морфологические (гипсометрические, морфографические и т. п.) схемы новейших морфотектур ТМКК</p> <p>Структурно-морфотектонические схемы вторичных новейших морфотектур ТМКК</p> <p>Структурно-морфотектонические (предварительные) карты вторичных новейших морфотектур ТМКК</p> <p>Структурно-морфотектонические (окончательные) карты вторичных новейших морфотектур ТМКК</p> <p>Структурно-морфотектонические карты реконструированных первичных новейших морфотектур ТМКК</p> <p>Структурно-неотектонические карты ТМКК (конечный результат морфотектонического анализа ТМКК)</p>

1	2	3	4	5
Концентрические комплексы (в том числе тектономагматические)	Геологический	Структурно-геологические	Выявление облика и (или) особенностей геологического строения разновозрастных (кайнозойских, позднемезозойских, мезозойско-кайнозойских, домезозойских) подсистем, слагающих ТМКК	Структурно-геологические (в основном, каркасные) карты разновозрастных (кайнозойских, позднемезозойских, мезозойско-кайнозойских и т. п.) подсистем ТМКК
		Сравнительные структурно-геологические	Выявление геологического строения мезозойско-кайнозойских ТМКК в целом	Структурно-геологические (окончательные) карты мезозойско-кайнозойских ТМКК
		Эволюционно-геологические	Восстановление первично-тектонического облика позднемезозойских ТМКК; выявление основных особенностей их происхождения, формирования и последующей эволюции в позднем мелокайнозое (конечная цель геологического анализа)	Структурно-геологические карты реконструированных позднемезозойских ТМКК, не дислоцированные в кайнозое (конечный результат геологического анализа ТМКК)
	Геофизический	Структурно-геофизические	Выявление облика и строения концентрических геофизических аномалий, приуроченных к ТМКК	Структурно-геофизические каркасные схемы ТМКК
		Геолого-геофизические	Геологическая интерпретация структурно-геофизических каркасных схем и построение глубинных моделей строения ТМКК	Карты глубинного строения ТМКК по геолого-геофизическим данным

геолого-геофизических и т. п.) моделей с суммированием и постепенным накоплением геологической (тектонической) информации от модели к модели. Изучение облика и строения различных специализированных и комплексных моделей, отражающих разные пространственно-временные подсистемы ТМКК, их совместная идентификация и интерпретация, установление степени корреляции и выявление наиболее общих, характерных для всех подсистем инвариантных каркасных элементов и их соотношений, приводит к построению целостной объемной модели ТМКК. Эта модель включает описание обусловленных ТМКК морфологических комплексов и форм рельефа (геоморфологическая модель), его наземной формы (морфотектоническая модель), геологического (морфотектоно-геологическая модель верхней части ТМКК) и глубинного (геолого-геофизическая модель нижней части ТМКК) строения, а также результаты совместной идентификации и интерпретации специализированных моделей. Она дает возможность выяснить возраст заложения ТМКК, проводить ретроспективные историко-генетические реконструкции, выявлять механизм формирования, эволюцию и закономерности пространственного размещения ТМКК. Принципиальная схема

получения таких моделей (табл. 1) может служить основой для разработки конкретных методов изучения любых выраженных в рельефе нелинейных (в том числе и концентрических) комплексов, а также других сложных геологических объектов.

Комплексное изучение локальных мезозойско-кайнозойских ТМКК Алданского щита (на примере Тимптоно-Учурского междуречья) складывается из совокупности последовательно реализуемых друг за другом методических операций, каждая из которых предназначена для решения определенной частной задачи, включенной в одну из основных, и общих специализированных или комплексных задач. При этом результаты решения каждой предыдущей задачи являются исходным документом для решения последующей. Характер, количество и сочетание разных задач и конкретных методов их решения зависят от многих причин и различаются при изучении каждого локального ТМКК. В целом в методике комплексного изучения локальных ТМКК Алданского щита можно выделить два основных варианта.

Первый вариант применяется при исследовании наиболее изученных с геоморфологической, геологической и геофизической позиций локальных мезозойско-кайнозойских ТМКК

Методика комплексного изучения мезозойско-кайнозойских тектономагматических концентрических комплексов
(на примере локальных ТМКК Тимптоно-Учурского междуречья Алданского щита)

Объекты исследования	Задачи и цели исследования	Исходные материалы	Методы исследования	Результаты
1	2	3	4	5

I. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ:

Тектонически обусловленные формы рельефа, приуроченные к новейшей морфотектуре ТМКК

Структурно-геоморфологические — выявление облика и строения хорошо выраженных форм рельефа, обусловленных исследуемым ТМКК

Топографические карты (масштаб 1 : 100 000 и др.)

Результаты предыдущих этапов

Топографические карты, фотоснимки земной поверхности, результаты полевых и аэровизуальных наблюдений, ранее составленные геоморфологические карты

1. *Гипсометрический* (и т. п. морфометрические) анализ исходных материалов, выявление облика и строения тектонически обусловленных форм рельефа (каркасных и фоновых)

2. *Морфографический* (структурно-морфографический) анализ исходных материалов, объединяющий традиционные оро- и гидрографический анализы; выявление закономерного (концентрического) сочетания в расположении морфографических элементов, разделение их на каркасные и фоновые, выявление предварительных контуров исследуемой концентрической морфотектуры в плане

3. *Сравнительно-картографический анализ* исходных схем, сопоставление контуров новейшей концентрической морфотектуры и тектонически обусловленных форм рельефа, предварительное установление характера и степени их совпадения и несовпадения

4. *Геоморфологическое картирование* — составление геоморфологической (по возможности аналитической) карты района соответствующего масштаба

Гипсометрическая (и т. п. морфометрические) схема района

Структурно-морфографическая схема района

Структурно-морфологическая схема района

Геоморфологическая карта района

II. МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ:

Наземная форма (новейшая морфотектура) ТМКК

Структурно-морфотектонические (новейшие) — выявление геоморфологического каркаса (концентрической линейной системы) новейшей морфотектуры ТМКК, предварительное установление ее формы и строения в плане

Фотоснимки земной поверхности, топографические карты, результаты аэровизуальных наблюдений

Схема морфотектонического дешифрирования района

1. *Структурно-морфотектоническое дешифрирование исходных материалов*

А. *Линейно-морфотектоническое дешифрирование* исходных материалов, выделение всех линейных морфологических (главным образом морфотектонических) элементов геометрически правильной в плане формы

Б. *Структурно-геометрический анализ* результатов дешифрирования — поиск и выявление закономерного

Схема морфотектонического дешифрирования (схема линейных элементов) района

Структурно-морфотектоническая схема геоморфологического каркаса новейшей

1	2	3	4	5
	<p><i>Сравнительные структурно-морфотектонические (новейшие) — выявление общих закономерностей в строении геометрических каркасов новейшей морфотектуры ТМКК (в плане), составленных с использованием различных методов</i></p> <p><i>Географо- и геоморфолого-морфотектонические, сравнительные — установление характера и степени совпадения новейшей морфотектуры ТМКК с обусловленными им формами рельефа, а также особенностей экзогенного происхождения и эволюции вторичных м. э. и морфотектуры, степени их эродированности</i></p>	<p>Результаты предыдущего этапа</p> <p>Структурно-морфотектоническая схема геометрического каркаса новейшей морфотектуры ТМКК; структурно-морфологическая (или гипсометрическая, структурно-морфографическая и т. п.) схема и геоморфологическая карта района</p>	<p>го сочетания новейших линейных элементов («линейной системы») с концентрической или близкой к ней структурой, выступающего в качестве геометрического каркаса новейшей морфотектуры ТМКК. Разделение линейных элементов на каркасные и фоновые</p> <p>В. Сравнительно-картографический анализ исходных схем, построенных на основании дешифрирования:</p> <p>а. фотоснимков земной поверхности и топографических карт, б. только топографических карт; установление степени их соответствия (в плане). Принципиальное совпадение обеих схем позволяет при необходимости использовать упрощенные схемы геометрического каркаса новейших морфотектур ТМКК, составленных с использованием только топографических карт</p> <p>2. <i>Идентификация наземных форм геологических тел:</i></p> <p>А. Географо-геоморфологическая идентификация (новейшей морфотектуры ТМКК и слагающих ее м. э.):</p> <p>а. Сопоставление исходных схем (исключая геоморфологическую карту), определение целостного морфологического облика новейшей морфотектуры ТМКК и уточнение ее контуров, установление характера и степени ее совпадения с обусловленными ТМКК формами рельефа</p> <p>б. Сопоставление структурно-морфологической (или структурно-морфотектонической каркасной) схемы новейшей вторичной морфотектуры ТМКК и геоморфологической карты района; установление особенностей экзогенного происхождения всех выделенных линейных и плоскостных морфологических элементов и предварительное разделение их на морфотектонические (первичные и вторичные, конформные и дисконформные, новейшие и древние), неясного генезиса и морфоскульптурные (каркасные и фо-</p>	<p>морфотектуры ТМКК</p> <p>Структурно-морфологическая схема вторичной новейшей морфотектуры ТМКК</p> <p>Структурно-морфотектоническая схема вторичной новейшей морфотектуры ТМКК</p>

1	2	3	4	5
	<p><i>Геолого-морфотектонические, прямые</i> (новейшие) — геологическое распознавание морфологических элементов, предварительно выделенных как м. э. новейшей морфотектуры ТМКК, установление степени их геологической достоверности и конформности кайнозойским геологическим элементам, слагающим ТМКК</p> <p><i>Структурно-морфотектонические</i> (новейшие) — выявление разноранговых объемных новейших м. э., установление целостного облика и особенностей строения вторичной новейшей морфотектуры ТМКК</p> <p><i>Эволюционно-морфотектонические</i> (новейшие) — восстановление первично-тектонического облика новейшей морфотектуры ТМКК, выявление особенностей ее формирования и эволюции в кайнозое</p>	<p>Результаты предыдущего этапа, геологические карты района, материалы выборочных геологических наблюдений</p> <p>Структурно-морфотектоническая (предварительная) карта и структурно-морфотектоническая каркасная схема вторичной новейшей морфотектуры ТМКК</p> <p>Результаты предыдущего этапа</p>	<p>новые) и выявление пространственных, возрастных и генетических отношений между ними; определение характера соответствия морфотектуры с тектонически обусловленными формами рельефа, степени ее эродированности, особенностей экзогенного формирования и эволюции.</p> <p>Б. Геологическая идентификация (прежде всего новейших м. э.) — совместный анализ исходных материалов и идентификация, а также частичная интерпретация новейших м. э., проводимая путем сравнения их с известными кайнозойскими геологическими телами и их границами; установление степени геологической достоверности и конформности новейших м. э., разделение их на достоверные, предполагаемые и условные (конформные и ограниченно конформные)</p> <p>3. <i>Структурно-морфотектоническое моделирование:</i></p> <p>а. Построение объемной модели вторичной новейшей морфотектуры ТМКК — выявление исходных новейших (первичных и вторичных, плоскостных и линейных, достоверных и предполагаемых, конформных и ограниченно конформных) м. э.; их последовательное ранжирование и объединение в новейшие объемные (простые и сложные) м. э. и морфотектонические зоны нескольких рангов; установление целостного облика и особенностей строения новейшей морфотектуры ТМКК</p> <p>б. Реконструкция первичной новейшей морфотектуры ТМКК — восстановление предполагаемой первичной тектонической формы объемных новейших м. э. (простых, сложных, морфотектонических зон) и новейшей морфотектуры ТМКК, окончательное уточнение ее внешних контуров и особенностей строения, выявление механизма формирования и эволюции в кайнозое</p>	<p>Структурно-морфотектоническая (предварительная) карта вторичной новейшей морфотектуры ТМКК</p> <p>Структурно-морфотектоническая (окончательная) карта вторичной новейшей морфотектуры ТМКК</p> <p>Структурно-морфотектоническая карта реконструированной первичной новейшей морфотектуры ТМКК</p>

1	2	3	4	5
	<p><i>Геолого-морфотектонические, обратные (новейшие) — выявление облика и особенностей тектонического строения верхней части кайнозойского (новейшего) дислокационного концентрического комплекса (и ТМКК) по облику и строению его новейшей морфотектуры (первичной или вторичной)</i></p>	<p>Результаты двух предыдущих этапов</p>	<p>4. <i>Геологическая интерпретация новейшей морфотектуры ТМКК — перевод новейших м. э. в кайнозойские геологические элементы (с учетом решения прямой геолого-морфотектонической задачи) и построение структурно-неотектонической модели верхней части ТМКК</i></p>	<p>Структурно-неотектоническая карта ТМКК (конечный результат морфотектонического анализа ТМКК)</p>
<p>Мезозойско-кайнозойский тектономагматический концентрический комплекс (ТМКК)</p>	<p><i>Структурно-геологические — выявление облика и (или) особенностей геологического строения разновозрастных (кайнозойской, позднемезозойской, мезозойско-кайнозойской и домезозойской) подсистем, слагающих ТМКК и характеризующих в совокупности его геологическое строение</i></p>	<p>III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ:</p> <p>Топографические карты (масштаб 1 : 25 000—1 : 200 000), фотоснимки земной поверхности (масштаб 1 : 27 000—1 : 1 000 000), результаты полевых и аэровизуальных наблюдений, ранее составленные геологические карты</p> <p>Структурно-неотектоническая карта новейшего дислокационного концентрического комплекса и ТМКК, разномасштабные геологические карты района</p>	<p>1. <i>Геологическое картирование — составление геологической карты района соответствующего масштаба</i></p> <p>2. <i>Структурно-геологическое моделирование:</i></p> <p>а. Построение структурно-геологической модели дислокационного каркаса кайнозойской подсистемы ТМКК — выделение и изучение всех известных в пределах ТМКК кайнозойских дислокационных, магматических, аккумулятивных и т. п. геологических тел; разделение их на каркасные и фоновые, достоверные и предполагаемые</p> <p>б. Построение структурно-геологической модели тектономагматического каркаса позднемезозойской подсистемы ТМКК — выделение и изучение всех известных в пределах ТМКК позднемезозойских геологических (магматических, вулканических, гидротермальных, дислокационных) образований; разделение их на каркасные и фоновые; выявление конфигурации, структуры и особенностей строения поля развития позднемезозойских каркасных геологических элементов</p> <p>в. Построение структурно-геологической модели дислоцированной покровной (преимущественно каркасной) мезозойско-кайно-</p>	<p>Геологическая карта района</p> <p>Структурно-геологическая карта кайнозойского дислокационного каркаса ТМКК</p> <p>Структурно-геологическая карта позднемезозойского тектономагматического каркаса ТМКК</p> <p>Структурно-геологическая карта дислоцированного чехла мезозойско-кайнозойской подсисте-</p>

1	2	3	4	5
	<p><i>Структурно-геологические, сравнительные</i> — выявление геологического строения мезозойско-кайнозойского ТМКК в целом</p> <p><i>Эволюционно-геологические</i> — восстановление первичного тектонического облика позднемезозойского ТМКК, эродированного в позднем мелу — палеогене; выявление основных особенностей происхождения, формирования и последующей эволюции ТМКК в позднем мелу — кайнозое</p>	<p>Структурно-геологические карты кайнозойской, позднемезозойской, покровной мезозойско-кайнозойской и фундаментной домезозойской подсистем ТМКК</p> <p>Структурно-геологическая (окончательная) карта мезозойско-кайнозойского ТМКК, структурно-морфотектоническая карта реконструированной первичной новейшей морфотектуры ТМКК</p>	<p>зойской подсистемы ТМКК — выделение и изучение всех известных в пределах ТМКК платформенных толщ и смещающих их разломов, проведение стратозоигипс по подошве чехла; выделение простых, сложных блоков и блоковых зон; разделение их на каркасные и фоновые; установление контуров, структуры и особенностей строения поля развития разноранговых дислоцированных и дислокационных тел</p> <p>г. Построение структурно-геологической модели фундаментной (преимущественно фоновой) домезозойской подсистемы ТМКК — выделение и изучение всех известных в пределах ТМКК породных и дислокационных тел домезозойского (в основном, архейского) возраста, разделение на каркасные и фоновые; установление особенностей их пространственного размещения</p> <p>д. Построение окончательной структурно-геологической модели мезозойско-кайнозойского ТМКК — наложение исходных карт и сопоставление отображенных на них разноранговых элементов и блоков, построение единой целостной модели</p> <p>3. <i>Геологическая реконструкция:</i></p> <p>а. Построение предполагаемой структурно-геологической модели позднемезозойской каркасной подсистемы ТМКК, эродированной в позднем мелу — палеогене, но не затронутой еще процессами новейшей тектонической активизации. Пространственно-временная реконструкция производится (прежде всего на разрезах) путем графического приведения поверхности реконструированной первичной морфотектуры ТМКК в первоначальное раннекайнозойское предположительно горизонтальное положение и соответствующего пространственного изменения границ других геологических тел (прежде всего мезо-кайнозойских)</p>	<p>мь ТМКК</p> <p>Структурно-геологическая карта кристаллического фундамента ТМКК</p> <p>Структурно-геологическая (окончательная) карта мезозойско-кайнозойского ТМКК или структурно-геологическая карта единого мезозойско-кайнозойского тектонического каркаса ТМКК</p> <p>Структурно-геологическая карта реконструированного позднемезозойского каркаса ТМКК (конечный результат геологического анализа ТМКК)</p>

1	2	3	4	5
		<p>Структурно-геологические карты кайнозойской, позднемезозойской и домезозойской подсистем ТМКК; единого мезозойско-кайнозойского каркаса ТМКК; реконструированного позднемезозойского каркаса ТМКК; мезозойско-кайнозойского ТМКК в целом</p>	<p>б. Выявление основных особенностей происхождения, формирования и эволюции ТМКК в позднем мелу — кайнозое</p>	

Тимптоно-Учурского междуречья и сопровождается решением наибольшего числа частных задач [5]. В нем задействовано наибольшее количество конкретных методов, сравнительный анализ которых позволил установить их относительную информативность и трудоемкость и выбрать сокращенное, наиболее оптимальное их сочетание для использования во втором варианте. Исходными документами в этом варианте изучения локальных ТМКК являются крупно- и среднемасштабные топографические, геоморфологические и магнитометрические карты, аэрофотоснимки, мелкомасштабные фотоснимки земной поверхности и гравиметрические карты, материалы непосредственных геоморфологических и геологических наблюдений. Выявление наземных форм локальных ТМКК осуществляется в основном по схеме морфотектонический элемент — морфотектоническая структура — морфотектура, реже морфотектоническая структура — морфотектонический элемент — морфотектура. Последовательность проведения и краткое описание конкретных операций, производимых при комплексном изучении локальных мезозойско-кайнозойских ТМКК в этом варианте, приведены на рисунке и в табл. 2.

Второй вариант используется при рассмотрении менее изученных мезозойско-кайнозойских ТМКК Алданского щита. Он связан с решением более узкого круга задач и содержит ограниченный набор специальных методов. Виды и сочетания этих методов определяются конкретными условиями исследования — особенностями строения объекта и характером исходных документов. В качестве исходных документов здесь используются крупно- и среднемасштабные топографические и геологические, реже крупномасштабные геоморфологические и геофизические (магнитометрические и гравиметрические) карты, мелкомасштабные фотоснимки земной поверхности. Аэрофотоснимки не применяются (хотя использование их не исключается).

Комплексное изучение региональных ТМКК Алданского щита (и некоторых других сложных геологических комплексов, контролирующих пространственное размещение локальных мезозойско-кайнозойских ТМКК) основано на ограниченном наборе конкретных методов и в целом схоже со вторым вариантом комплексного изучения локальных ТМКК. Основными исходными материалами при изучении региональных геологических объектов являются мелкомасштабные (1:1 000 000—1:10 000 000) фотоснимки земной поверхности и (или) топографические карты, а также соответствующие геоморфологические, геологические и геофизические карты. Изучаемые объекты выявляются при региональном морфотектоническом анализе (с использованием мелкомасштабных фотоснимков земной поверхности и топографических карт), причем процесс выделения контуров и элементов внутреннего строения региональных морфотектур обычно протекает по схеме морфотектоническая структура — морфотектонический элемент — морфотектура, реже морфотектоническая структура — морфотектура — морфотектонический элемент. Дистанционные методы приобретают при региональном морфотектоническом анализе особую роль, связанную с естественной генерализацией морфотектонических элементов и морфотектур, характерной для мелкомасштабных фотоснимков и топографических карт, что облегчает выявление новых типов геологических объектов при дешифрировании и структурно-геометрическом анализе этих материалов. Модели региональных морфотектур и геологических объектов отображаются на структурно-морфографических и структурно-морфологических схемах, морфотектонических, неотектонических, геологических и геофизических картах.

Геофизический анализ глубинного строения локальных мезозойско-кайнозойских ТМКК и контролирующих их региональных концентрических комплексов подробно не разрабатывал-

ся. Геофизические методы применяются для решения (в самом общем виде) собственно геофизических (структурно-геофизических, сравнительных структурно-геофизических) и интерпретационных геолого-геофизических (прямых и обратных) задач — для анализа формы и структуры сложных локальных и региональных площадных геофизических (магнито- и гравиметрических) аномалий, приуроченных к ТМКК, и их качественной геологической интерпретации. Количественное решение интерпретационных геолого-геофизических задач используется при изучении глубинного строения (по магнитометрическим данным) некоторых мезозойских интрузивов центрального типа, являющихся ядрами локальных ТМКК. Геофи-

зические методы выступают здесь в качестве дополнительных при решении структурно-геологической и эволюционно-геологической задач, связанных с построением глубинных каркасных структурно-геологических моделей локальных мезозойско-кайнозойских ТМКК [3].

Рассмотренную методику комплексного изучения ТМКК Алданского щита, связанную с обязательным геоморфологическим и морфотектоническим анализом их наземных форм, с выявлением геометрически охарактеризованных каркасных элементов, структуры и формы любой из исследуемых подсистем ТМКК, можно рекомендовать для изучения любых сложных геологических объектов, выраженных в рельефе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Василевский М. М., Некрасов Ж. А. и др. Оценка активности эндогенного структурообразования с помощью когерентно-оптической обработки изображений земной поверхности. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 5.
2. Волчанская И. К., Кочнева Н. Т., Сапожникова Е. Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975.
3. Лойгер П. П., Юшманов В. В. Методика и алгоритмы оценки параметров трехмерных геологических тел по магнитным аномалиям. — В кн.: Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей. Киев: Наукова думка, 1981.
4. Соловьев В. В. Геолого-морфологические исследования в геологии. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Л., 1978. (Тр. ВСЕГЕИ, новая серия. Т. 297).
5. Юшманов В. В. Комплексное применение аэрогеологических и структурно-геоморфологических методов для изучения мезозойских магмородоконтролирующих морфоструктур Алданского щита. — В кн.: Вопросы комплексирования современных методов геологических исследований. Воронеж: изд. Воронеж. ун-та, 1976.
6. Юшманов В. В. Типизация мезозойско-кайнозойских тектоно-магматических комплексов Алдано-Станового региона. — В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита: Кн. изд-во, 1982.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
23 января 1983 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550(265—3)

К. Ф. Сергеев, М. Л. Красный

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ КРАЕВОГО
ОКЕАНИЧЕСКОГО ПОДНЯТИЯ ХОККАЙДО

(Тихий океан)

По материалам промера и непрерывного сейсмического профилирования установлена крупная разломная зона земной коры юго-восток-северо-западного простирания. Она протягивается из области ложа Тихого океана через океаническое поднятие Хоккайдо в пределы приконтинентального склона Курило-Камчатского

глубоководного желоба. Этот факт является одним из свидетельств «наложенности» структуры желоба на гетерогенное (в геофизическом понимании термина) основание — «континентальное» на северо-западе и «океаническое» на юго-востоке.

В 21-м рейсе НИС «Пегас» Сахалинского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР выполнялись геологические и геофизические наблюдения на полигоне, приуроченном к юго-западному окончанию океанического поднятия Хоккайдо (рис. 1). Это поднятие представляет собой часть протягивающегося далее в северо-восточном направлении краевого или окраинного океанического вала Зенкевича, отделяющего от ложа Тихоокеанской впадины Курило-Камчатский глубоководный желоб.

В пределах исследованного района поднятие имеет ширину ~100—120 км (по изобате 5000 м), возвышаясь над «средним» уровнем океана примерно на 200 м, над ложем желоба — более чем на 3 км. Характерна значительная расчлененность рельефа поднятия, что выражается в наличии как отдельных подводных холмов и гор, возвышающихся над его «усредненной» по глубине поверхностью до 200—1000 м и более, так и депрессионных зон с глубиной от этой поверхности до 200 м.

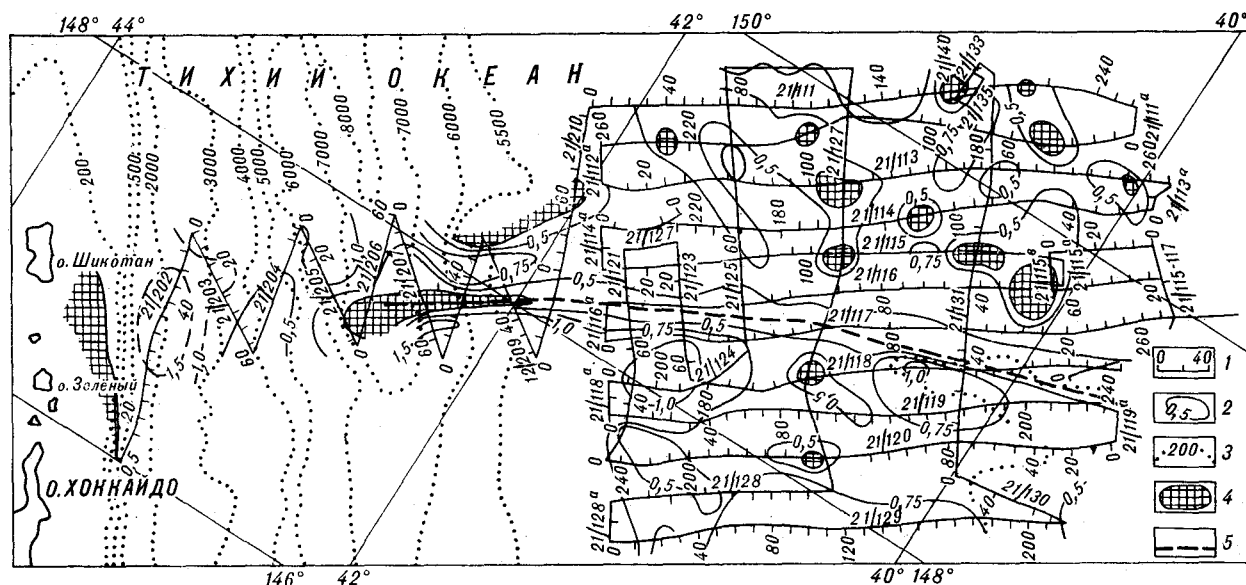


Рис. 1. Схема мощностей осадочного чехла в пределах полигона исследований.

1 — местоположение геофизических профилей, цифрами указана длина, км, 2 — изопакиты осадочного чехла, км, 3 — изобаты, м, 4 — выходы «акустического фундамента», 5 — положение осевой зоны субперпендикулярного разрывного нарушения.

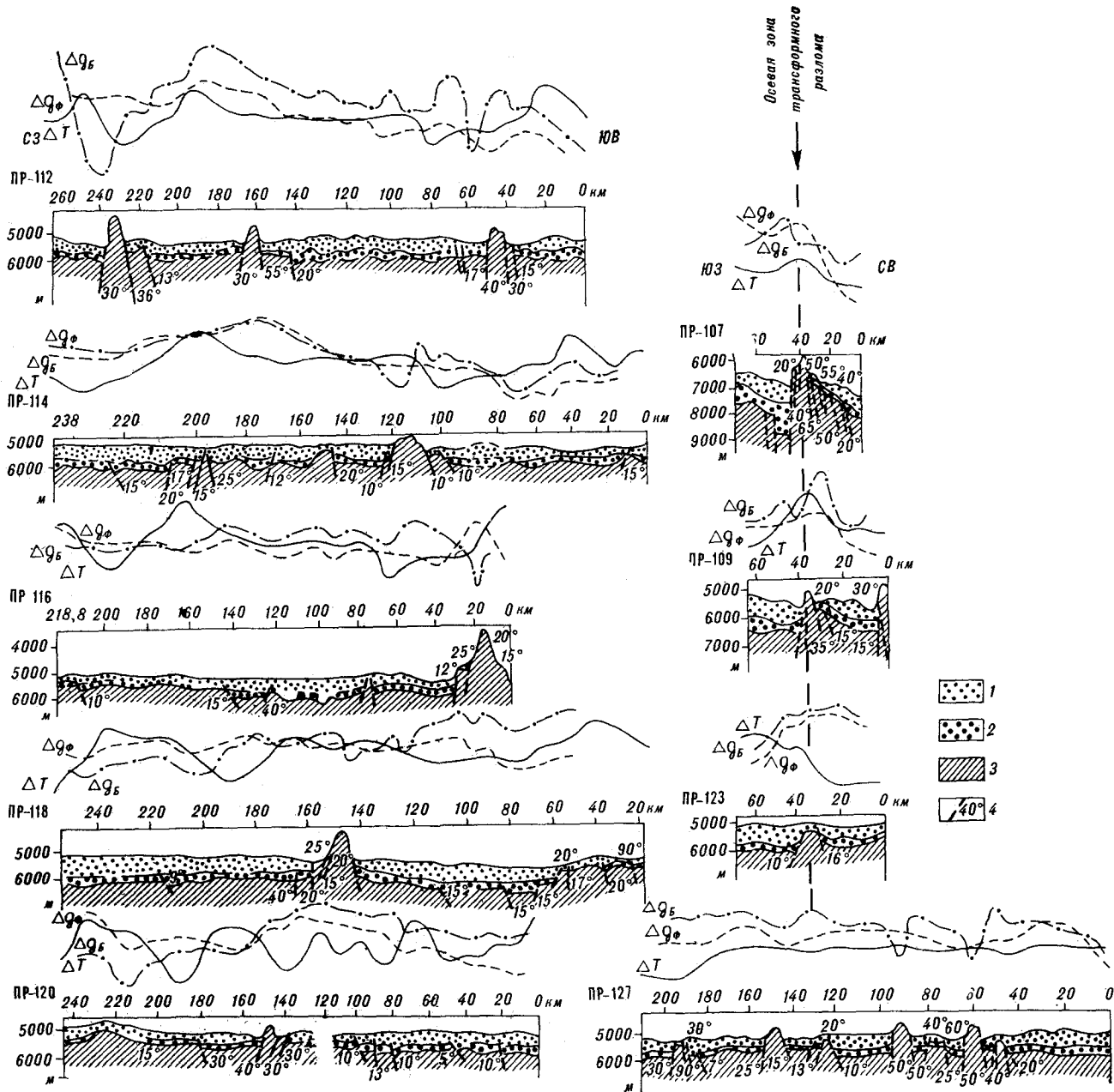


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы. Справа — вкрест простирания, слева — по простиранию краевого океанического поднятия Хоккайдо (местоположение разрезов см. на рис. 1).

1, 2 — осадочный чехол: 1 — акустически прозрачный слой, 2 — акустически непрозрачный слой; 3 — «акустический фундамент», 4 — разломы, цифрами показаны углы падения. Над разрезами показаны кривые гравитационного в редукции Буге (Δg_B) и Фая (Δg_F) и аномального магнитного (ΔT) полей.

В пределах абиссальной равнины обособляются два участка, различающихся между собой морфологией подводного рельефа. Юго-западный участок представляет собой слабо «волнистую» равнину, где обнаружены редкие возвышенности и замкнутые понижения с относительно амплитудами не более 50—100 м, тогда как для северо-восточного характерно наличие большого количества подводных воз-

вышенностей с относительными превышениями 50—500 м, разделенных депрессионными зонами глубиной до 100 м. Граница между выделенными районами фиксируется каньонообразным понижением в рельефе дна северо-западного простирания, которое раскрывается в сторону впадины Тихого океана.

В результате сейсмического профилирования методом НГП ЦЛ [2] установлено, что по па-

раметрам, характеризующим интенсивность сейсмического сигнала (коррелируемость и геометрические особенности отражающих поверхностей), возможно и необходимо построение единой для всего района сейсмогеологической модели верхней части земной коры. Эта модель в самом общем виде представляет собой сейсмогеологический разрез, в структуре которого отчетливо обособляются три сейсмически выраженных слоя (снизу вверх): «акустический фундамент», акустически непрозрачный и акустически прозрачный (рис. 2).

Кровля «акустического фундамента» повсеместно проявляется на сейсмолентах в виде длинного дуга интенсивных вступлений отраженных от нее волн в диапазоне 0—1,0 с. Коррелирующиеся отражения на больших временах регистрации, как правило, отсутствуют, фонирясь волнами, которые фиксируются в условиях резкого расширения частотного спектра регистрируемых сигналов. Не редки случаи, когда поверхность «акустического фундамента» представляется возможным выявить лишь по вершинам годографов дифрагированных волн, которые на временных разрезах располагаются столь «тесно», что создают впечатление присутствия на глубине реальных, сейсмически коррелирующихся границ. Все это говорит о том, что поверхность «акустического фундамента» зачастую выходит на поверхность океанского дна и имеет изменчивую глубину залегания. Ее очень сложная конфигурация под толщей вышележащих осадков обусловлена прежде всего широким распространением дизъюнктивных дислокаций, амплитуды которых зачастую превышают 1500 м. Если учесть, что результаты геологических драгирований на полигоне [3] свидетельствуют о большой вероятности совпадения кровли «акустического фундамента» с кровлей второго слоя океанической коры в модели глубинного сейсмического зондирования, то нельзя не констатировать наличие серьезных тектонических «потрясений» в пределах рассматриваемого участка Тихоокеанской впадины в интервале времени, соответствующем разделу между первым и вторым слоями океанической земной коры упомянутой модели.

Акустически непрозрачный слой распространен повсеместно, его мощность не превышает 0,1 с во временном масштабе. В структуре слоя обычно фиксируется несколько отражающих горизонтов, сигналы от которых обладают значительной энергией и хорошими коррелятивными признаками. Характерной особенностью слоя является существенное увеличение степени конформности отображающих его внутреннюю структуру границ и рельефа «акустического фундамента» вниз по разрезу.

Верхний, акустически прозрачный слой рас-

сматриваемой модели распространен практически повсеместно. На временных разрезах НСП его мощность варьирует в интервале 0,2—0,9 с. Иногда внутри слоя обнаруживается наличие слабо выраженных акустических поверхностей в диапазоне частот 10—100 Гц, углы наклона которых от уровня геоида не превышают 2—3°.

Латеральные закономерности распространения упомянутых выше сейсмогеологических слоев в пределах изученного полигона позволяют утверждать, что структура верхней части земной коры последнего может быть уверенно представлена как совокупность двух разнородных в геолого-геофизическом отношении областей, различия которых наиболее отчетливо проявляются при анализе морфологических особенностей кровли «акустического фундамента».

Существенно меньшей по площади, юго-западной области полигона свойствен гипсометрически выровненный рельеф поверхности «акустического фундамента», осложненный наличием немногочисленных дизъюнктивных дислокаций, амплитуды вертикальных смещений крыльев которых обычно не превышают 200—300 м. Напротив, для северо-восточной области полигона характерно отчетливо ступенчатое строение поверхности «акустического фундамента», обусловленное развитием многочисленных разломов с амплитудами вертикальных перемещений крыльев 300—400 м и более (около 2000 м).

Местоположение линии, разделяющей охарактеризованные выше области, примерно совпадает с осевой линией, ориентированной в северо-западно-юго-восточном направлении депрессионной зоны в рельефе океанического дна, и подтверждает предположение о наличии здесь трансформного разлома земной коры [1, 5]. Граница, разделяющая охарактеризованные области, является крупной разломной зоной, трассирующейся в пределах исследованного участка на расстояние более 350 км. На геофизических разрезах (см. рис. 2) четко виден сбросовый характер нарушения с вертикальным смещением, превышающим 1500 м на внешнем склоне желоба. В аномальном магнитном поле зона разрывного нарушения картируется областью резкого изменения поля, выразившейся в разрыве системы линейных магнитных аномалий, анализ которых может свидетельствовать о возможной горизонтальной компоненте.

О тектонической значимости упомянутой разломной зоны в структуре земной коры рассматриваемого района можно судить по тому, что она отчетливо протягивается из пределов собственно океанического ложа в северо-западном направлении через океаническое подня-

тие Хоккайдо вплоть до осевой зоны Курило-Камчатского глубоководного желоба, «затухая» на юго-восточном, приконтинентальном склоне последнего, т. е. уже в пределах субконтинентального блока коры. Этот факт, думается, является одним из весомых свидетельств «наложности» структуры Курило-Камчатского глубоководного желоба на гетерогенное осно-

вание. Если учесть, что в структуре подвергнувшегося интенсивному раздроблению «акустического фундамента» присутствуют образования первой половины мелового периода [3], то проявление процесса структурного новообразования следует датировать послемеловым, вероятнее всего, раннеэоценовым [4] временем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гнибиденко Г. С. и др. Тектоника Курило-Камчатского желоба. М.: Наука, 1980.
2. Красный М. Л. и др. О вещественном составе пород краевого океанического вала Хоккайдо (Тихий океан). Новоалександровск, 1981.
3. Сергеев К. Ф., Красный М. Л. и др. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятия Хоккайдо).— Тихоокеанская геол., 1983, № 2.
4. Шило Н. А., Косыгин Ю. А. и др. Строение и геологическое развитие земной коры Охотоморского и Япономорского регионов.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
5. Hilde T. W. C., Isezaki N., Wageman J. M. Mesozoic Sea Floor Spreading in the North Pacific. The geophysics of the Pacific basin and its margin.— Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Un., 1976, 19.

СазКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
19 мая 1983 г.

УДК 56.016.3 : 551.73/78

Г. И. Бурый, Е. В. Краснов

КОНОДОНТЫ В РИФОВЫХ И ОКОЛОРИФОВЫХ ФАЦИЯХ ПРИТИХООКЕАНСКОГО ФАНЕРОЗОЯ

Роль конодонтов в рифогенных отложениях изучена недостаточно. Исследования палеозоя притихоокеанских областей показали, что в разных частях рифовых комплексов существуют различные конодонтовые биофаии. Распределение конодонтов в рифовых и околорифовых фациях триаса прослежено на примере тетюхинской свиты Дальнегорского района Приморья (Сихотэ-Алинь). Коралловые известняки рифовых ядер

массивов гор Сахарной, Больничной, пади Партизанской, урочища Каменные Ворота не содержат конодонтов. В разных количествах они присутствуют в фациях рифового склона, зарифовой отмели, лагуны. В качестве критерия частоты встречаемости конодонтов авторами принят коэффициент *J*. Прослежено изменение видов конодонтов во времени.

Первые находки конодонтов в морских отложениях палеозоя привели к представлениям об эврифаииальности организмов-конодонтоносителей [10]. Однако исследования верхнего девона и нижнего карбона Северной Америки, Австралии, СССР (Закавказье, Рудный Алтай, Казахстан, Северо-Восток) показали, что существуют различные конодонтовые биофаии — мелководные, глубоководные и др. [1, 2, 6, 7, 11, 13]. Наиболее известны сообщества мелководных и глубоководных биофаии. Считается, что рифовые фаии, включающие коралловые, водорослевые, строматопоровые, криноидные и губковые известняки бедны конодонтами [12], хотя многие факты противоречат этому. Распространение нижнедевонских *Spathognathodus remscheidensis* Ziegler и *Icriodus woschmidti* Ziegler в Северных Аппалачах ограничено зоной биостромов и участками, при-

мыкающими к ней с внутренней и внешней стороны [4]. Каменноугольные криноидные известняки Северной Америки и Японии содержат значительное количество конодонтов [5, 9]. На окраинах Сибирской платформы и в Северной Америке верхнеордовикские *Panderodus compressus* (Br. et Mehl), *P. gracilis* (Br. et Mehl), *P. intermedius* (Br., Mehl et Br.) часто ассоциируют с кораллами [3, 8].

Детальный разбор разнофаииальных, в том числе и рифовых [7], комплексов бассейна Каннинг и залива Бонапарта Австралии показал, что отложения собственно рифов не содержат конодонтов. В остальных частях рифового комплекса установлено три биофаии. Для фаии переднего рифа (рифового склона) характерны *Belodella* и *Acodina*. В предрифовых и внутририфовых отложениях доминируют *Palmatolepis* в ассоциации с *Polylopho-*

Распространение конодонтов в рифовых фациях тетюхинской свиты в Дальнегорском районе Приморского края

Литолого-фациальная характеристика триасовых отложений	Платформенные конодонты	Кол-во платформ. конодонтов	Фация	Относит. кол-во конодонтов в 1 кг породы
<p>Органогенно-обломочные известняки, брекчии разнофациальных известняков с остатками Bivalvia, Brachiopoda, Crinoidea, Hydrozoa, Algae.</p> <p>Обломочно-органогенные известняки с Crinoidea, Bivalvia, Anthozoa, Hydrozoa</p> <p>Раковинно-обломочные известняки с Foraminifera, Crinoidea, Bivalvia</p> <p>Псевдооолитовые кораллово-обломочные известняки с Anthozoa, Bivalvia, Crinoidea, Brachiopoda</p> <p>Пелитоморфные, органогенные известняки с Foraminifera, Bivalvia, Crinoidea, Algae</p> <p>Псевдооолитовые органогенные раковинно-детритовые известняки с мелкими Gastropoda, Foraminifera, Bivalvia</p> <p>Микродетритовые пелитоморфные известняки</p> <p>Псевдооолитовые известняки, местами обломочные, с мелкими многокамерными Foraminifera, Bivalvia, Brachiopoda, Hydrozoa, Echinoidea, Algae (ветвистые)</p>	Epigondolella cf. multidentata Mosher	1	Предриф, рифовый склон	0,8
	Ancyrogondolella triangularis Budurov	2	Рифовый склон	1,4
	Metapolygnathus primitia Mosher	1	Рифовый склон	2,2
	Metapolygnathus vialovi Buryi	8	Лагуна	3,2
	Metapolygnathus vialovi Buryi	8	Зарифовая лагуна	3,7
	Ancyrogondolella triangularis Budurov	1		
	Metapolygnathus vialovi Buryi	14	Гидродинамически активные воды лагуны	7
	Epigondolella abneptis (Huckriede)	10	Зарифовая отмель	25
	Metapolygnathus linguiformis Hayashi, M. primitia (Mosher), Epigondolella abneptis (Huckriede), E. postera Kozur, Mostler, E. aff. multidentata Mosher	1 3 3 1 1	Гидродинамически активная зона межрифовой лагуны	42

donta, Scaphignathus, Spathognathodus и беззубчатыми спатогнатидами. В зарифовых отложениях выделена биофация с Icriodus, Pelekysgnathus, Polygnathus и единичными Belodella.

Авторы исследовали особенности распределения конодонтов в рифовых и околорифовых фациях триаса тетюхинской свиты в Дальнегорском районе Приморского края (табл. 1). В процессе сравнительного изучения разрезов триаса выяснилось, что коралловые известняки рифовых ядер массивов гор Сахарной, Больничной, пади Партизанской, урочища Каменные Ворота не содержат конодонтов. В различных количествах они присутствуют в фациях рифового склона, зарифовой отмели, лагуны. Критерием частоты встречаемости принят коэффициент J — относительное количество конодонтов в одном килограмме породы.

Самые низкие значения J (0,8—2,2) соответствуют скоплениям конодонтов в фациях рифового склона. В них встречаются Ancyrogondolella triangularis Budurov, Epigondolella cf. multidentata Mosher, Metapolygnathus primitia (Mosher). A. triangularis, представленный двумя взрослыми массивными экземплярами, наиболее характерен для этой фации. В лагунных фациях значения J более высокие (от 3,2 до 7), доминирует Metapolygnathus vialovi Buryi., встречен единичный молодой экземпляр An-

cyrogondolella triangularis Budurov. Очень многочисленны (J от 25 до 42) скопления конодонтов в фациях зарифовой отмели и межрифовой лагуны, в них преобладает Epigondolella abneptis (Huckriede).

Таким образом, в тетюхинском рифовом комплексе можно выделить биофации Ancyrogondolella triangularis Budurov (рифовый склон), Metapolygnathus vialovi Buryi (лагуна) и Epigondolella abneptis (Huckriede) (зарифовая отмель).

Таблица 2

Изменение во времени видового разнообразия платформенных конодонтов в рифовых фациях урочища Каменные Ворота

Век	Рифовый склон	Лагуна	Зарифовая отмель
Норийский	M. primitia A. triangularis E. cf. multidentata	M. vialovi	E. abneptis M. primitia M. linguiformis E. postera E. aff. multidentata
Карнийский			

Прослежены изменения видového разнообразия платформенных (имеющих боковые выступы — платформу) конодонтоносителей во времени (табл. 2). В рифовом комплексе урочища Каменные Ворота в карнийское время существовало всего четыре вида конодонтоносителей. Все они пережили рубеж карнийского и норийского веков, и в ранненорийское вре-

мя к ним добавились новые три вида. В средненорийское время существовали лишь *Epigondolella postera* Kozur, Mostler, *E. multidentata* Mosher, *Ancyrogondolella triangularis* Budurov. Максимум видového разнообразия наблюдается в ранненорийское время, что, возможно, отражает вспышку рифообразования в данном районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В. А. Конодонты верхнего девона и нижнего карбона и их стратиграфическое значение (на примере Закавказья). Автореф. канд. дис. М., 1977.
2. Гагиев М. Х. Конодонты верхнефаменских и турнейских отложений северо-восточной части Омолонского массива. Автореф. канд. дис. М., 1982.
3. Москаленко Т. А. К палеоэкологической характеристике организмов-конодонтоносителей. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеоэкологические проблемы). Новосибирск: Наука, 1974.
4. Barnett S. G. Biometric determination of the evolution of *Spathognathodus remscheidensis*: a method for precise intrabasinal time correlations in the Northern Appalachians. — *J. Paleont.*, 1971, v. 25, N 1.
5. Collinson Ch., Rexroad C. B., Scott A. J. Abundance and Stratigraphic distribution of Devonian and Mississippian conodonts in the Upper Mississippi Valley. — *J. Paleont.*, 1959, v. 33, N 4.
6. Druce E. C. Devonian and Carboniferous conodonts from the Bonaparte Gulf basin, northern Australia and their use in international correlation. — *Bur. Min. Res. Austral. Bull.*, 1969, v. 98.
7. Druce E. C. Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and recognition of biofacies, in Rhodes F. H. T., ed. *Conodont paleozoology*. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 141, 1973.
8. Kohut J. J., Sweet W. C. The American Upper Ordovician standard. X. Upper Maysville and Richmond conodonts from the Cincinnati region of Ohio, Indiana and Kentucky. — *J. Paleont.*, 1968, v. 42, N 6.
9. Koike T. A Carboniferous succession of conodont faunas from the Atetsu Limestone in Southwest Japan (Studies of Asiatic Conodonts, Part VI). — *Sc. Rep. T. K. D. Sect. C.*, 1967, v. 9, N 93.
10. Linström M. Conodonts. — Elsevier Publish Co., 1964.
11. Merrill G. K. Conodonts from the Burnam Limestone of Central Texas. — *Texas J. Sci.*, 1965, 17.
12. Müller K. J. Taxonomy, nomenclature, orientation and stratigraphic evaluation of conodonts. — *J. Paleontol.*, 1956, v. 30, N 6.
13. Seddon G. Devonian conodont biofacies in the Canning Basin, Western Australia. — *Abstr. Proc. 4-th Ann. Mtg. N. Cent. Sec., Geol. Soc. Amer.*, 1970.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
6 июня 1983 г.

УДК 550.382.3

О. С. Корнев, В. Д. Хомяков, Г. Н. Шереметьева

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД ПОЛУОСТРОВА КОНИ

(Охотское море)

Полевой каппометрией установлено, что наибольшей магнитной восприимчивостью обладает интрузивный комплекс пород полуострова — диориты и гранодиориты приконтактовой части гранитоидных plutonov. В целом наблюдается возрастание магнитной восприимчивости при приближении к периферии интрузий с повышенной дифференциацией значений вблизи боковых контактов. Менее магнитны породы небольших габброидных интрузий. В очень широких пределах варьирует магнитная восприимчивость эффузивных образований юры; широкий диапазон значений. нельзя

связывать только с составом пород, так как отмечают большие вариации в пределах локальных участков однотипной породы. Практически немагнитными или слабомагнитными являются туфогенно-осадочные породы триасовой части разреза и кайнозойские осадочные образования. Отмечается резкое снижение магнитной восприимчивости в зонах сульфидной минерализации, окварцевания и эпидотизации. Данные полевой каппометрии — дополнительный материал для однозначной геологической интерпретации магнитного поля региона.

Север Охотского моря обладает сложным магнитным полем, интерпретация которого может дать ценный дополнительный материал для познания геологического строения этого

региона. Большой интерес с этой точки зрения представляет п-ов Кони, горный массив которого вдаётся в море на 45—80 км. Учитывая сравнительно хорошую обнаженность, свя-

занную с особенностями новейшей тектоники, п-ов Кони можно считать идеальным репером для экстраполяции геолого-геофизических данных с суши в море.

С целью геологического обеспечения магнитометрических исследований на севере Охотского моря авторами статьи проведена каппометрия пород эффузивно-осадочного комплекса триаса и юры по обнажениям залива Забияка, в бассейне р. Авара, мыса Таран и мыса Скалистый и интрузивных образований Северо-Западного, Бургалинского и Юго-Восточного гранитоидных массивов и локального массива диоритов, обнажающихся на западном берегу бухты Сигнал.

Магнитную восприимчивость изучали на каппометре ИМВ-2 непосредственно на обнажениях путем измерений группы точек в различных частях геологических тел. Всего выполнено ~5000 измерений, 5% из которых контрольные.

П-ов Кони слагают главным образом породы вулканогенного комплекса трех отделов юры, залегающие на самых верхах триаса и прорванные раннемеловыми интрузиями преимущественно гранитоидного состава [2].

Магнитовозмущающие массы представлены в основном юрскими эффузивами основного и среднего состава и интрузиями гранитоидов. Немагнитными являются породы триасового возраста и части юрского разреза, насыщенные туфогенно-осадочными и осадочными материалами, кислыми эффузивами, и осадочный комплекс кайнозоя, имеющий крайне ограниченное развитие.

Триасовую часть разреза слагают туфогенно-осадочные образования с магнитной восприимчивостью $20-80 \cdot 10^{-6}$ СГС*. Низкие значения ($30-60 \cdot 10^{-6}$) имеют также алевролиты, песчаники, глинистые сланцы и туфы андезит-дацитов. Лишь андезитовые туфы обладают несколько повышенной магнитностью ($100-500 \cdot 10^{-6}$). Породы среднего отдела юры, имеющие наиболее широкое развитие, представлены вулканогенными образованиями среднего и основного состава, магнитная восприимчивость которых варьирует в очень широких пределах ($1200-7000 \cdot 10^{-6}$). Следует заметить, что значительные колебания магнитной восприимчивости можно наблюдать даже в одних и тех же породах в пределах локального участка (обнажения); например, по данным измерений андезитов, обнажающихся в морском клифе устья р. Антара, магнитная восприимчивость изменяется в пределах $1200-3400 \cdot 10^{-6}$ с модальным значением $2500 \cdot 10^{-6}$.

* Далее размерность единицы магнитной восприимчивости опускается.

Осадочные породы разреза и их туфогенные разности имеют магнитную восприимчивость в пределах от 40—50 до $340-640 \cdot 10^{-6}$ в зависимости от основности туфогенной части.

Высокую магнитность в осадочном комплексе имеют лишь отдельные крупные обломки эффузивов, которые на общую намагниченность пластов не влияют.

Практически немагнитны отложения кайнозоя, если не считать грубообломочный материал (продукт разрушения мезозойских магнитоактивных образований), из которого формируются осыпи, курымы, четвертичные морены.

Среди пород интрузивного комплекса наиболее широко развиты крупные массивы гранодиоритового состава, которые в периферических частях, в области взаимодействия с вулканогенными комплексами основных пород, сменяются диоритами. Магнитная восприимчивость гранодиоритов варьирует в пределах $250-6000$ и даже $7000 \cdot 10^{-6}$ с модальным значением $1600-2000 \cdot 10^{-6}$ (см. рисунок). Максимальные значения связаны с участками ассимиляции ксенолитов вмещающего комплекса основного состава. Минимальные значения характерны для эпофиз гранитоидов среди вмещающего комплекса кислых пород на участках сульфидной минерализации. Так, в бассейне р. Антара магнитная восприимчивость в гранитоидах сульфидной минерализации не превышает $20 \cdot 10^{-6}$.

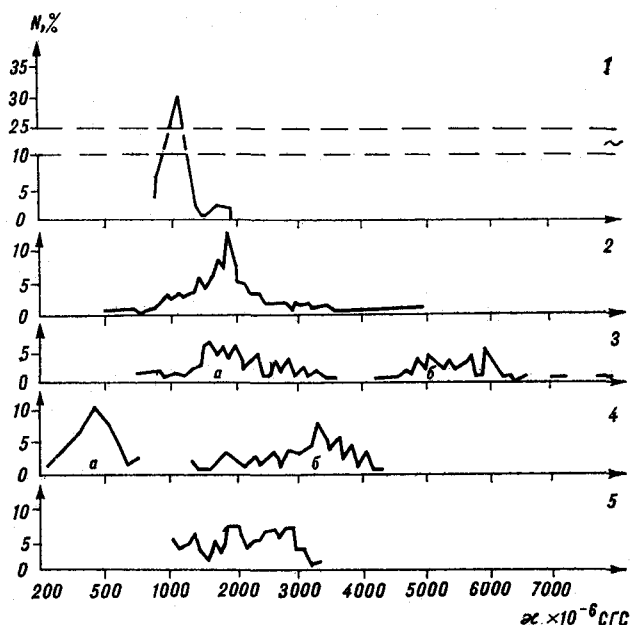
Ферромагнетик измененных гранодиоритов представлен изоморфными включениями магнетита в темноцветных минералах и во внешней зоне зональных плагиоклазов.

Диориты в приконтактной области имеют магнитную восприимчивость $4250-8000 \cdot 10^{-6}$ с модельными значениями $6750-6000 \cdot 10^{-6}$ и $5000-5200 \cdot 10^{-6}$. Максимальные значения (~ 7000 и $8000 \cdot 10^{-6}$) единичны и связаны со спорадическими крупными вкраплениями ферромагнетика в породе.

Для гранодиоритовых массивов в целом наблюдается возрастание величины магнитной восприимчивости с приближением к боковым контактам и апикальной части плутона, при этом в области боковых контактов наблюдается более высокая дифференциация значений.

Помимо диоритов периферических частей плутонов изучались породы самостоятельного диоритового массива (побережье бухты Сигнал). Модальные значения их магнитности ($1600-1800 \cdot 10^{-6}$) близки к таковым гранодиоритовых массивов.

Значительно меньшую магнитную восприимчивость ($550-780 \cdot 10^{-6}$), несмотря на большую основность, имеют обнажающиеся в клифе залива Забияка габбро-диориты, мелкие ин-



Гистограмма магнитной восприимчивости горных пород.

1 — граниты, 2 — гранодиориты, 3 — диориты, 4 — базальты; а — на контакте с гранитами, б — покровы, дайки, 5 — андезиты.

трузии которых прорывают осадочно-вулканогенную толщу нижней юры.

Изучалась магнитность гранитов пород, слагающих массив предположительно раннемезозойского возраста; граниты обнажаются в клифе залива Забияка, в основании самой нижней части мезозойского разреза полуострова. Их магнитность ($1000-1500 \cdot 10^{-6}$) менее дифференцирована, чем у раннемеловых гранодиоритов. Вблизи контакта с породами вмещающего комплекса прослеживаются анофизы гранитов с магнитной восприимчивостью $15-20 \cdot 10^{-6}$, низкие значения отмечены также на участках окварцевания и эпидотизации породы.

Таким образом, магнитоактивными образованиями п-ова Кони являются все крупные

интрузивные массивы и эффузивы основного и среднего состава. Исходя из того, что по периферии гранитоидных массивов развита зона высокомагнитных диоритов, магнитное поле таких плутонов, апикальная часть которых эродирована, в плане должно характеризоваться кольцевой аномалией. Это подтверждается наличием подобной аномалии над Северо-Западным массивом полуострова, а также кольцевыми аномалиями над батолитоподобными интрузиями южной части Яно-Колымской складчатой области и над ранне- и позднемеловыми гранитоидами Чукотской складчатой области [1].

Неэродированные или слабоэродированные интрузии такого рода при прочих равных условиях должны иметь аномалии с меньшими градиентами по сравнению с равномерно намагниченными плутонами. Различия в величине и дифференциации магнитной восприимчивости пород интрузий (их разных частей) могут стать дополнительным признаком при выяснении принадлежности интрузии к тому или иному возрастному или генетическому типу.

Для всех магматических пород отмечается снижение магнитной восприимчивости при окварцевании, эпидотизации и сульфидной минерализации, поэтому, детализируя картину аномального магнитного поля, представляется возможным обнаружение гидротермально- и метасоматически измененных зон, которые могут найти отражение в магнитном поле в виде его депрессий.

Очень сложной представляется интерпретация магнитного поля вулканогенных образований в связи со слабой изученностью структурных особенностей толщ и магнитных свойств пород по разрезу. Крупные скопления четвертичных грубообломочных масс, состоящих из обломков магнитных пород (осыпи, курымы, морены), не могут иметь интенсивных аномалий в силу дезориентации обломочного материала в магнитном поле Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев И. В., Беляева Д. Н., Мигович И. М. Изверженные породы Северо-Востока СССР в аномалиях магнитного и гравитационного полей. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1976.

2. Якушев И. Р. Государственная карта СССР, масштаб 1:1 000 000, лист 0-56 (Магадан). Объяснительная записка. Л.: Госгеолтехиздат, 1958.

Н. А. Виславных

СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ В УРУША-ОЛЬДОЙСКОМ РАЙОНЕ (Верхнее Приамурье)

Изложены новые данные о сдвигах Уруша-Ольдойского района, расположенного на юго-западе Становой области. Сдвиги по морфологии, ориентировке, вещественным преобразованиям в зонах нарушений и другим признакам разделяются на допозднемезозойские, возможно, раннепротерозойские, ориентированные по

Уруша-Ольдойский район находится между реками Омутная и Бол. Уркан, на юго-западе Становой области, характеризующейся широким проявлением протяженных сдвигов северо-западного (правосторонние) и северо-восточного (левосторонние) простираний [2—4 и др.]. Считается, что сдвиговые дислокации наиболее ярко проявились в мезозое, а точнее, в позднеюрско-раннемеловое время. Однако в последнее время в Уруша-Ольдойском районе установлены и описаны сдвиги, подразделяющиеся на две разновозрастные группы, различающиеся также по морфологии, ориентировке, вещественным преобразованиям в зонах нарушения и направлению перемещения блоков.

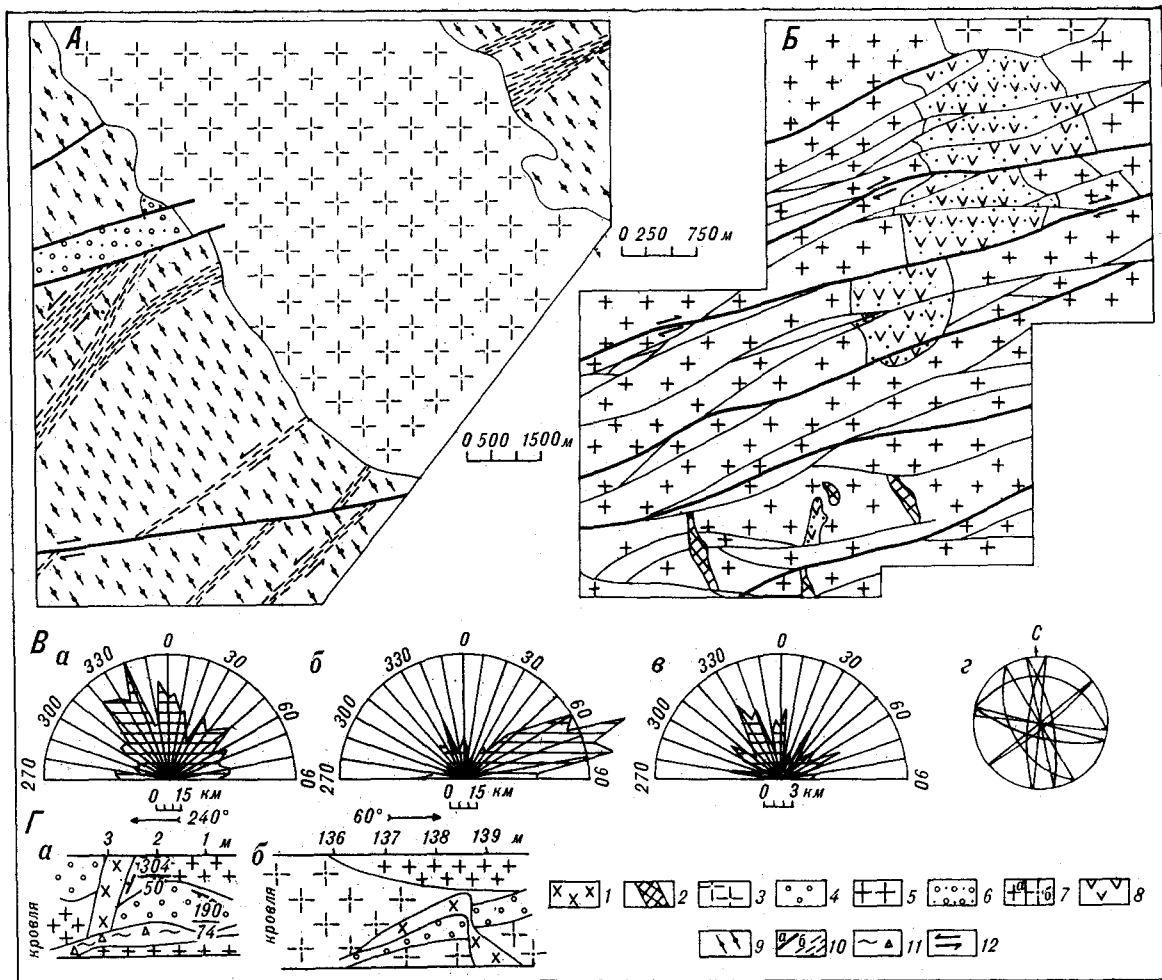
Для разрывов первой, наиболее древней, возможно раннепротерозойской, группы характерна диагональная ориентировка. Они простираются по азимуту СЗ 315—330°, СВ 45—62° и имеют в основном крутые углы падения (60—90°) на юго-запад и юго-восток соответственно. Ширина зон нарушения составляет 1,3 км. Как правило, в зонах нарушений породы слабо изменены; преобразования выражены в развитии вторичных минералов кварца, биотита, калишпата, хлорита и эпидота. Анализ простирания штрихов и борозд на поверхности зеркал скольжения в зонах нарушений, структуры поперечных уступов на их плоскости, направлений смещения отдельных прожилков и контактных поверхностей блоков пород, пересекаемых этими нарушениями, позволил установить, что сдвиги северо-западного простирания имеют правосторонние, а северо-восточного — левосторонние смещения.

Изученные сдвиги с установленными для них кинематическими признаками и специфичной регрессивной минеральной ассоциацией развиты среди докембрийских пород и не встречаются в более молодых образованиях. Кроме того, на некоторые из этих разрывов наложены правосторонние сдвиги северо-восточного простирания следующей группы (рис. А). При сравнении роз-диаграмм разломов (см. рис. В, б) и тектоногенных элементов рельефа (см. рис. В, а, в) устанавливается, что изученные древние

азимуту СЗ 315—330°, СВ 45—62°, и позднемезозойские, простирающиеся по азимуту СЗ 335—345°, СВ 63—75°. Приведенные материалы позволяют считать, что в процессе развития структур юго-запада Становой области наряду с общепризнанными вертикальными дважды широко проявились горизонтальные движения.

структуры, простирающиеся по азимуту СЗ 315—330° и СВ 45—62°, на первых двух диаграммах ориентировки разломов и тектоногенных элементов рельефа выражены отчетливо и занимают вполне определенное положение, а на диаграмме тектоногенных элементов рельефа гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса разломы северо-западной ориентации (315—330°) не выразились, так как указанные гранитоиды, очевидно, представляют собой более молодые образования, чем рассматриваемые разломы. В то же время исходя из приведенных диаграмм, нельзя однозначно ответить на вопрос о верхней возрастной границе образования разрывов северо-восточного простирания, так как на диаграмме тектоногенных элементов рельефа гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса нарушения такой ориентации присутствуют (СВ — 50°). Однако все наблюдаемые в гранитоидах этого комплекса разрывы, в том числе и разрывы с простиранием 50°, отраженные на диаграмме (см. рис. В, г), являются в основном сбросами и характеризуются проявлением в зоне поверхности сместителя наложенных низкотемпературных минеральных ассоциаций, главным образом эпидот-хлоритовых. Это свидетельствует о том, что сдвиги с простиранием СВ 50° в гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса не проявились.

По своему положению и кинематическим характеристикам рассмотренные системы сдвигов полностью соответствуют сдвигам, выделенным ранее [3 и др.] и прослеженным на значительные расстояния в пределах всей Становой области. Однако по возрасту они являются не позднеюрско-раннемеловыми, как это принималось предыдущими исследователями, а более ранними, возможно, раннепротерозойскими. В зоне поверхности сместителя в них развит вторичный биотит, а наложенные регрессивные процессы в ней проявились, по меньшей мере, трижды. Кроме того, образование сдвигов можно увязать с деформациями, проявленными при формировании нижнепротерозойских широтных зон дробления, широко



Сдвиги Уруша-Ольдойского района.

А, Б — схемы геологического строения междуречья рек Вол. Ольдой, Монголи (А) и рек Хайкта, Орогжан (Б); В — розы-диаграммы направлений: а — тектоногенных элементов рельефа, б — разломов, в — тектоногенных элементов рельефа гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса, г — сферограмма ориентировки систем разломов, развитых в гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса; Г, а, б — зарисовки кровли выработок, пройденных в метасоматически измененных гранодиоритах водораздела рек Хайкта, Орогжан (а — штрек 1, б — штрек 2). 1 — позднемеэозойские мигродиориты, 2 — зоны метасоматически измененных пород,

развитых на рассматриваемой территории и возникших в связи с нижнепротерозойской тектономагматической активизацией.

Разрывы второй группы, частично закартированные в 1980 г. К. Д. Вахтоминым (см. рис. Б), ориентированы по азимуту СЗ 335—345° и СВ 63—75°, углы падения их плоско-сти сместителя в районе составляют 65—90° с падением соответственно на ЮЗ и ЮВ. Данные нарушения изучались автором в левом «борту» р. Хайкта, при этом особое внимание обращалось на характер трещиноватости пород вблизи поверхности сместителя, позволяющей определить направление перемещения блоков. Небольшие нарушения этой группы,

оперяющие более крупные структуры, секут также раннемеэозойские кварцевые жилы (см. рис. Г). Анализ соотношения рассматриваемых структур с кварцевыми жилами и с более древними нарушениями, а также изучение характера поверхности зеркал скольжения показали, что в отличие от сдвигов первой группы изученные нарушения северо-западного простирания являются левыми сдвигами, а северо-восточного — правыми. В зоне поверхности сместителей этих нарушений широко развиты продукты наложенных гидротермально-метасоматических преобразований: хлорит, энидот, серицит, кварц, бесцветная роговая обманка, клинопироксен, калишпат, лейкоксен, пренит,

цеолит, карбонат, гидроокислы железа и др. [1]. Сдвиги северо-восточного простирания особенно отчетливо выражены на водоразделе рек Хайкта и Орогжан (см. рис. В), а также в бассейне р. Монголи и фиксируются зонами диафтореза, состоящими из полос зеленых сланцев, милонитов и рассланцованных мелкоочковых blastsмилонитов общей мощностью до 0,5 км. Зоны диафтореза прослеживаются на первые десятки километров. Среди нарушений северо-западного простирания наиболее характерными можно считать сдвиги, наблюдаемые вдоль рек Уруша, Далахит и др., где мощность зон деформированных пород составляет 500—700 м и протяженность 15—20 км. Амплитуда горизонтального смещения достигает 0,7 км. Разрывы рассматриваемой группы смещают не только кварцевые жилы, но и раннеюрские эффузивы (верховье р. Уруша), гранитоиды такого же возраста (водораздел рек Хайкта и Орогжан) и как бы контроли-

руют размещение меловых гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса (верховье рек Урка, Нюкжа, Бол. Ольдой и др.). Сдвиги отчетливо выражены на составленных диаграммах (см. рис. В, а, б).

Таким образом, изложенный материал свидетельствует о том, что на юге Становой области наряду с надвигами и сбросами проявлены сдвиговые дислокации, различающиеся по возрасту проявления на допозднемезозойские (возможно, раннепротерозойские) и позднемезозойские. Учитывая направление перемещения блоков, ограниченных разновозрастными сдвигами, можно полагать, что происшедшие по ним разновозрастные горизонтальные движения вызваны неодинаково ориентированными силами, имеющими различную природу. Все это позволяет во многом раскрыть проблему горизонтальных движений литосферы юго-запада Становой области и смежных территорий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурак В. А., Гуменюк В. А. и др. Новый (турмалин-гранат-кварц-серицитовый) тип золотоносных метасоматитов.— ДАН СССР, 1978, т. 241, № 5.
2. Карсаков Л. П., Парфенов Л. М. Системы разломов, связанные с горизонтальными перемещениями внутриконтинентальных блоков.— В кн.: Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
3. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. и др. Главные сис-

темы разломов Дальнего Востока и их возможная природа.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1976.

4. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Попеко Л. И. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой области.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита: СО АН СССР, 1982.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
27 января 1983 г.

УДК 550.831.016

О. С. Комова, Л. А. Маслов, И. К. Туезов

РЕШЕНИЕ ПРЯМОЙ ТРЕХМЕРНОЙ ЗАДАЧИ ГЕОМЕХАНИКИ ДЛЯ АНОМАЛЬНЫХ ПЛОТНОСТНЫХ ТЕЛ

(анализ механического состояния зоны сопряжения континент — океан)

Предложена методика расчета напряжений в Земле и алгоритм ее численной реализации. Для различных плотностных моделей сделаны расчеты скоростей перемещения и деформаций. Рассмотрена возможность

образования и развитие многих геологических тел и структур обязано гравитационному тектогенезу. Можно выделить целый ряд таких объектов, если их геологические границы рассматривать как резкостные, физические и конкретно плотностные. Движение и дислокации этих объектов происходят под действием

образования зоны типа Заварицкого — Бенъофа, вызванной динамикой аномалий плотности в нормальном гравитационном поле Земли.

силы тяжести, т. е. вызваны собственными аномальными плотностями на фоне механически равновесного распределения плотности нормальной Земли.

В зависимости от конкретной геологической обстановки — формы и размеров аномальных плотностных тел, их взаимного расположения

и распределения в них плотности в материальной среде генерируются напряжения и деформации, распределение которых и определяет ее механическую эволюцию.

Вообще говоря, напряженно-деформированное состояние в точке выделенного объема обусловлено двумя факторами: внутренними объемными силами и внешними силами, действующими на поверхность, окружающую исследуемый объем. В настоящей работе рассматриваются силы только первого типа. Влияние неучитываемых граничных сил может быть весьма велико. В то же время соотношения «внешних» и «внутренних» факторов и влияние каждого в отдельности на эволюцию оценить из общих соображений довольно трудно.

Приводимые в настоящей работе расчеты ставят своей целью выяснить величину и характер распределения напряжений, вызываемых самими телами, и роль этих напряжений в тектоническом развитии среды.

Учет внешних сил следует рассматривать как второй этап исследования. Эти силы могут быть различного происхождения, в том числе и гравитационного. Поэтому при соответствующем расширении исследуемой области граничные условия могут быть частично учтены путем «захвата» других плотностных тел. Дадим математическую формулировку задачи.

Если задана аномальная плотность $\rho = \rho(x, y, z)$ как функция точек среды, деформации и напряжения находятся путем решения уравнения механического равновесия с объемными силами, которыми являются силы тяжести $\rho \bar{g}$:

$$\mu \nabla^2 \bar{u} = \nabla p - \rho \bar{g}. \quad (1)$$

Здесь μ — коэффициент вязкости, \bar{u} — вектор скорости перемещений, p — давление, $\bar{g} = \{0, 0, g\}$ — нормальное ускорение силы тяжести.

Ограничимся постановкой региональных задач, т. е. таких, когда сферичностью Земли можно пренебречь и решение разыскивать в материальном полупространстве, содержащем рассматриваемые плотностные тела. Введем декартову систему координат. Начало расположим на поверхности полупространства S , а ось z направим внутрь. Полное решение задачи определяется действием внутренних источников и действием нагрузок, приложенных к дневной поверхности S . В первую очередь это нагрузки, вызванные рельефом. Приближенно можно учитывать только вес топографических масс, т. е. нагрузку на S :

$$\sigma_z = \rho_0 g H(x, y), \quad \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0. \quad (2)$$

Здесь σ_z — вертикальные напряжения, τ_{xz}, τ_{yz} — касательные, ρ_0 — плотность топографических масс, H — высота рельефа.

Уравнение (1) описывает медленное, установившееся движение вязкой несжимаемой жидкости.

Возможна также другая интерпретация уравнения (1). А именно, оно отражает начальное распределение скоростей перемещений вязкой среды, возникающее в момент приложения однородного гравитационного поля к материальным геологическим телам.

Различие между этими двумя интерпретациями заключается в соответствующем учете граничных условий (2) на поверхности среды.

Для произвольного распределения объемных источников $\rho(x, y, z)$ в конечном объеме V решение поставленной задачи записывается как свертка фундаментальных решений \hat{u}_i при $i = 1, 2, 3$ [1, с. 238]

$$u_i(x) = g \int_V \rho \hat{u}_i dV. \quad (3)$$

Таким образом, задача сводится к вычислению интеграла (3). При ее алгоритмизации было выбрано следующее представление плотностной модели.

Схема объемного распределения плотностей задается поточечно в узлах равномерной прямоугольной сетки. Объемные силы предполагаются сконцентрированными в точках — узлах сетки. Хотя при такой форме задания существует неудобство из-за большого объема работы по подготовке данных, но она окупается получением наиболее гибкой и общей структуры данных: каждая точка может иметь свою плотность, в отличие от задания плотностной модели методом набора уступов или призм; любая геологическая схема может быть аппроксимирована достаточно точно путем уменьшения шага сетки (однако более частая сетка приводит к увеличению времени счета и объема памяти, отводимой под исходное задание); поточечное задание данных удобно для численного решения задач на ЭВМ. В этом случае область задания можно рассматривать как прямоугольный параллелепипед, составленный из элементарных объемов в виде кубиков со стороны, равной шагу сетки, и постоянной плотностью. Это дает основание использовать простой и надежный метод прямоугольников для вычисления интегралов (3).

Подынтегральная функция u_i имеет особенность порядка $1/r$. Поэтому при вычислении подынтегральных функций в (3) в алгоритме возникает деление на нуль. Нами предусмотрена обработка таких вариантов. Значения интегралов по элементарным областям, содержащим эти точки, вычисляются аналитически при условии, что в них $\rho = \text{const}$, и учитываются затем при суммировании по всему объему.

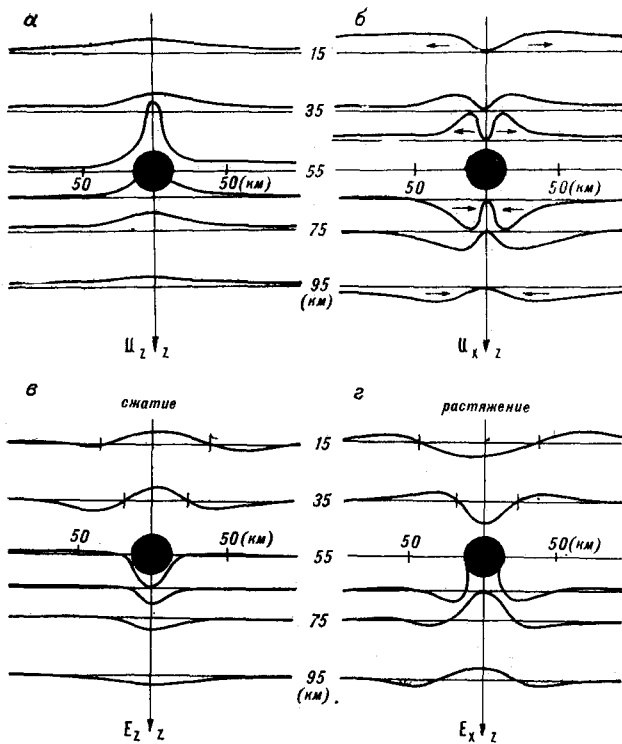


Рис. 1. Распределение скоростей перемещений и деформаций вокруг поднимающегося шара аномальной плотности $\Delta\rho = -0,1 \text{ г/см}^3$. Радиус шара $R = 10 \text{ км}$, глубина залегания центра $H = 55 \text{ км}$.

a — вертикальная компонента скорости точек среды, *б* — горизонтальная компонента, *в* — скорость деформации в направлении оси *z* и *x* соответственно.

С помощью разработанного алгоритма решен ряд задач.

1. О распределении перемещений и деформаций вокруг шара с аномальной плотностью $\Delta\rho$ радиуса R , находящегося на глубине H .

На рис. 1, *a*, *б* показано распределение вертикальной и горизонтальной компонент скорости перемещения вещества (задача осесимметрична). Интересно отметить существование двух областей вокруг поднимающегося шара — области растекания вещества в стороны над ним и области движения вещества внутрь вслед за шаром.

На рис. 1, *в*, *г* показано распределение вертикальной ϵ_z и горизонтальной ϵ_x компонент тензора скорости деформаций. Непосредственно над шаром находится расширяющаяся кверху область вертикального сжатия. С увеличением расстояния от эпицентра на каждом фиксированном горизонте эта область в латеральном направлении сменяется областью вертикального растяжения. Если рассматривать рельеф как пьезометрическую высоту H подъема свободной от внешних нагрузок поверхности жидкости, то H и скорость деформации ϵ_z связаны соотношением $H = 2\mu\epsilon_z/\rho_0g$. Эта зависимость и указанный выше характер изме-

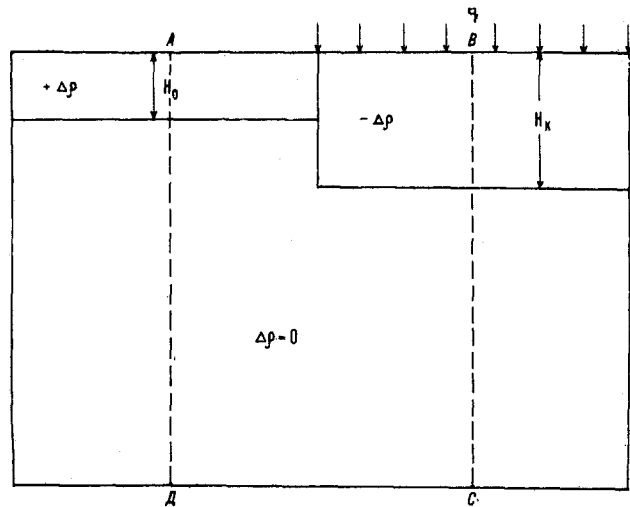


Рис. 2. Геометрическая схема модели.

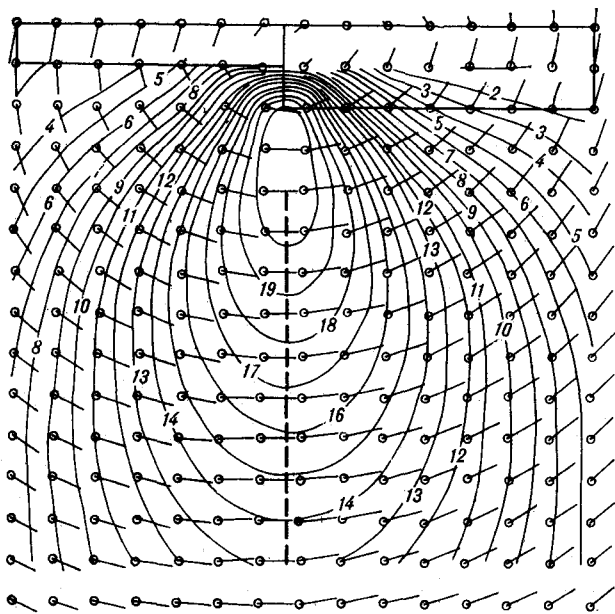
$H_k = 40 \text{ км}$ — мощность «континентального» блока, $H_0 = 20 \text{ км}$ — мощность «океанического» блока, g — компенсирующая нагрузка. ABCD — часть модели, изображенная на рис. 3, 4, 5.

нения ϵ_z вблизи поверхности позволяют объяснить существование так называемых краевых депрессий, окружающих большие сводовые поднятия и ряд других изометричных форм рельефа (имеются в виду неотектонические структуры).

На графиках ϵ_x над движущимся шаром наблюдается горизонтальное растяжение, которое далее по латерали сменяется областью сжатия. Такое распределение горизонтальных деформаций приповерхностных слоев хорошо отражает тот факт, что в центральных частях сводов наблюдается интенсивная трещиноватость с образованием структур растяжения. Приуроченные к краевым депрессиям окаймляющие области складкообразования хорошо подтверждаются в проведенных расчетах зонами горизонтального сжатия — деформациями ϵ_x .

2. Расчет напряженно-деформированного состояния в области сочленения двух блоков земной коры различной мощности и плотности (рис. 2). На этом рисунке слой мощностью H_0 условно будем называть «океанической» корой, а мощностью H_k — «континентальной». Плотности слоев H_0 и H_k (аномальные) обозначим соответственно $\Delta\rho_0$ и $\Delta\rho_k$. Будем отсчитывать их относительно нижележащего субстрата, аномальная плотность которого, следовательно, равна нулю. Нагрузкой q , приложенной к «континентальному» блоку, моделируется влияние рельефа.

Рассматривалось состояние плоской деформации, т. е. расчет проводился для параллелепипеда, и параметры модели в измерении, перпендикулярном плоскости рис. 2, оставались неизменными. На рис. 3, 4, 5, 6 приведены ре-

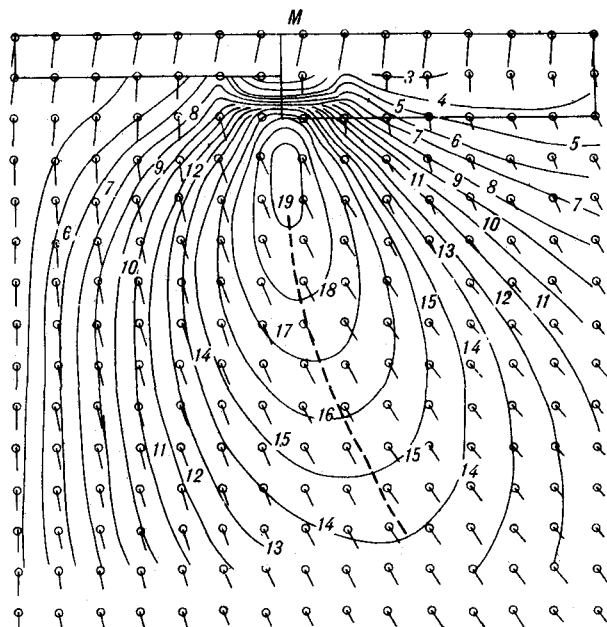


УРОВНИ ИЗОЛИНИЙ

1	0,00006	2	0,0000	3	0,0008	4	0,0016	5	0,0024
6	0,0032	7	0,0040	8	0,0048	9	0,0056	10	0,0064
11	0,0072	12	0,0080	13	0,0088	14	0,096	15	0,0104
16	0,0112	17	0,0120	18	0,0128	19	0,0136	20	0,144

Рис. 3. Векторы скоростей перемещений и изолинии касательных деформаций. Расчет для нагрузки q , составляющей 50% от компенсирующей.

Уровни изолиний до нулевой (изолиния 2) имеют отрицательные значения (на рис. указаны их абсолютные величины) и проведены с шагом $-8 \cdot 10^{-10}$.

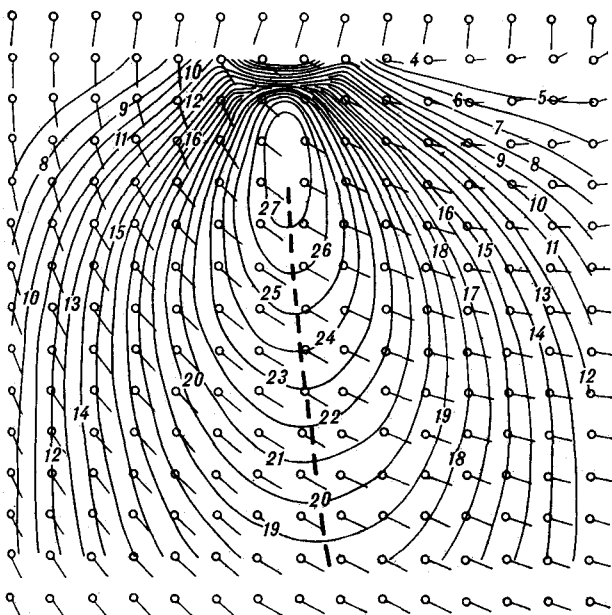


УРОВНИ ИЗОЛИНИЙ

1	0,0145	2	0,0070	3	0,0005	4	0,0000	5	0,0005
6	10,0000	7	0,0015	8	0,0020	9	0,0005	10	0,0030
11	0,0035	12	0,0040	13	0,0045	14	0,0050	15	0,0055
16	0,0060	14	0,0065	17	0,0070	18	0,0075	19	0,0080

Рис. 5. Скорости перемещений и изолинии касательных деформаций. Расчет для нагрузки, составляющей 100% от компенсирующей.

Обозн. те же, что на рис. 3. Уровни изолиний: 4 — 0, шаг изолиний $-5 \cdot 10^{-10}$.



УРОВНИ ИЗОЛИНИЙ

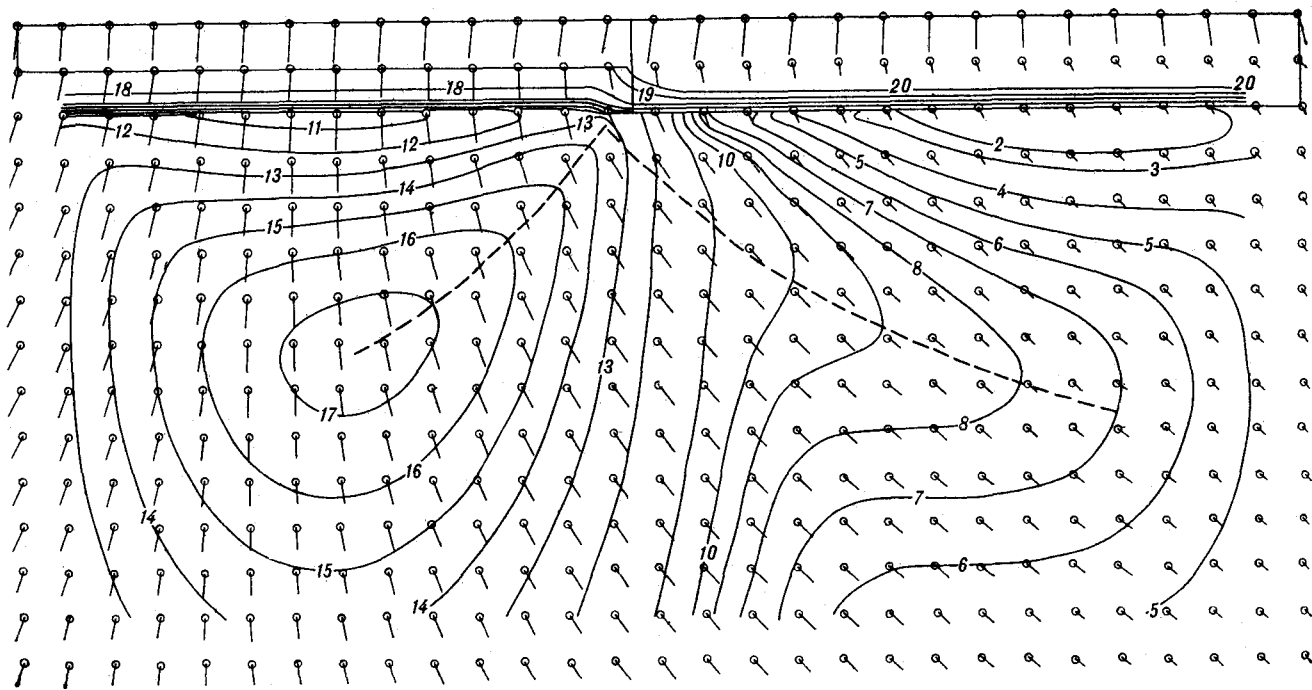
1	0,0060	2	0,0040	3	0,0020	4	0,0005	5	0,0000
6	0,0005	7	0,0010	8	0,0015	9	0,0020	10	0,0025
11	0,0030	12	0,0035	13	0,0040	14	0,0045	15	0,0050
16	0,0055	17	0,0060	18	0,0065	19	0,0070	20	0,0075

Рис. 4. Скорости перемещений и изолинии касательных деформаций. Расчет для нагрузки, составляющей 75% от компенсирующей.

Обозн. те же, что на рис. 3. Уровни изолиний: 5 — 0, шаг изолиний $-5 \cdot 10^{-10}$.

зультаты конкретных расчетов. Размер модели по горизонтали 600, по вертикали 300 км. Мощности «континентального» и «океанического» блоков указаны на рис. 2. Их аномальные плотности соответственно равны $-0,1$ и $+0,1$ г/см³. Шаг расчетов в вертикальном и горизонтальном направлениях постояен и составляет 20 км. Вязкость μ среды равна $1,26 \cdot 10^{23}$ пуаз. Расчеты велись для всех точек модели и выводились на графопостроитель полностью для рис. 6, для рис. 3, 4, 5 отображалась область ABCD модели размером 300×300 км.

На рис. 3, 4, 5 приведены скорости движения точек среды и изолинии скоростей касательных деформаций, индуцируемых таким движением. Рассчитанные скорости составляют миллиметры в год. Горизонтальная компо-



УРОВНИ ИЗОЛИНИЙ: 10E-7 50E-7 10E-6 20E-6 30E-6 40E-6 50E-6 60E-6 70E-6 80E-6
10E-5 15E-5 20E-5 25E-5 30E-5 35E-5 40E-5 10E-4 50E-4 10E-3

Рис. 6. Скорости перемещений и изолинии величины энергии формоизменения. Полная компенсация континентального блока.

1 — векторы скорости, 2 — изолинии энергии формоизменения. Изолинии построены в относительных единицах.

нента вектора скорости при выводе на графо-построитель увеличивалась в 3 раза. Максимальное значение вектора скорости показано на рис. 5 в точке *M*, здесь его значение составляет $\sim 0,85$ см/год.

Размерность $[\epsilon_{xz}]$ отн. ед. год. Максимальные по модулю значения касательных напряжений составляют для выбранного коэффициента вязкости величины порядка $10^7 - 10^8$ дин/см².

Значения скоростей перемещений и деформаций на рис. 3, 4, 5 вычислялись при нагрузке рельефа, составляющей 50, 75 и 100% соответственно от компенсирующей. При этом касательные напряжения на уровне изолиний 20, 27 и 19 составляют $0,18 \cdot 10^8$, $0,14 \cdot 10^7$ и $0,1 \cdot 10^8$ дин/см². Таким образом, степень компенсации внутренних источников рельефом существенно влияет на уровень напряжений в среде. Возникающие при этом напряжения могут достигать критического уровня и приводить к образованию разломов. Отсюда следует, что образование разломов более вероятно на ранних стадиях формирования структуры, когда неуравновешенность является максимальной.

На рис. 6 для модели с полной компенсацией в изолиниях дано поле величины, пропорциональной энергии формоизменения, которая рассчитывалась по формуле $\Delta\phi = c \left[\epsilon_x^2 + \epsilon_z^2 + (\epsilon_z - \epsilon_x)^2 + \frac{3}{2} \gamma_{zx}^2 \right]$. Здесь *c* — константа пропорциональности, ϵ_x , ϵ_z , γ_{zx} — компоненты тензора деформации.

Анализ результатов, приведенных на рис. 3—6, позволил сделать следующие выводы.

Как известно из экспериментов, при кратковременной нагрузке сопротивление горных пород на скалывание составляет $\sim 50 \cdot 10^7$, а на отрыв $\sim 1 \cdot 10^7$ дин/см². Таким образом, возникающие в рассмотренной модели напряжения вполне достаточны для образования в среде разрывов.

Если ввести соответствующую реологию материала, то в приближении невозмущенного поля направления, отвечающие минимальным значениям градиента касательных напряжений или энергии формоизменения, можно рассматривать как наиболее вероятные линии образования разрывов (отмечено на рис. 3, 4—6, пунктиром). Как видно, различные критерии

предельного состояния по-разному определяют направление распространения трещин. Какой из них ближе всего удовлетворяет реальным требованиям к предельному состоянию материала, находящегося на рассмотренных глубинах, в настоящее время неясно. Важно отметить, что возникающих в среде напряжений в результате ее неоднородного плотностного строения достаточно для образования в ней областей разрушения. Однако, как уже отмечалось, рассчитанные скорости вязкого движения среды в такой модели составляют единицы миллиметров в год. Сопоставление этих ве-

личин со скоростями перемещений, наблюдающихся в активных тектонических районах Земли (например, в зонах субдукции), показывает, что последние оказываются на порядок или два больше теоретических. Отсюда следует вывод, что неоднородности плотностного строения среды в рассмотренной модели не в состоянии обеспечить наблюдаемые в действительности скорости движения среды. Это требует, видимо, учета дополнительных тектонических сил в виде боковых нагрузок, действующих на рассмотренные блоки.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Новацкий В.* Теория упругости. М.: Мир, 1975.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
11 августа 1983 г.

УДК 621.391.826 : 550.8.08

Е. В. Вержбицкий

ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОКЕАНЕ

Рассмотрены принципы построения измерительных геофизических комплексов для изучения рельефа дна,

Интерпретация полученных в океане геофизических данных невозможна без детальных представлений о рельефе. Рельеф несет важнейшую информацию о геологическом строении океанического дна. Главным средством получения данных о рельефе являются эхолоты, устанавливаемые на научно-исследовательских судах. Однако они часто не обеспечивают надежного измерения глубин, особенно при работе судна в неблагоприятных гидрометеорологических условиях, на больших глубинах и при значительной расчлененности рельефа. Это определяется малым средним уровнем отраженной от дна акустической энергии и сильным воздействием на вход антенн эхолотов помех от источников шумообразования в океане.

Эффективное снижение составляющих суммарного шумового поля, обусловленного гидродинамическими условиями обтекания водой корпуса судна, кавитацией, турбулентностью пограничного слоя, аэрацией и другими причинами, может быть достигнуто буксировкой приемной многоэлементной акустической системы эхолота на определенной глубине вне

магнитного поля и теплового потока в океане, обеспечивающих высокую информативность научных данных.

кильватерной струи. Недостатком буксируемой многоэлементной приемной системы является отсутствие эффекта направленного действия в плоскости, перпендикулярной оси антенны [3].

Приемная система, реализующая методику асинхронного накопления эхосигналов нескольких буксируемых антенн, имеет эффект направленности и в плоскости, перпендикулярной оси буксировки. Кроме того, такая система обладает значительной помехоустойчивостью, которая зависит от степени нерегулярности помех по отношению к отраженному сигналу [7]. Буксировка и спуско-подъемные операции системы не требуют специального оборудования и какой-либо переделки корпуса судна. Устройство подключается к любым стандартным судовым эхолотам как дополнительное приемное устройство без изменения конструкции самих эхолотов. Система дополняет любые цифровые эхолотные устройства, позволяя более надежно выделить отраженный сигнал и, следовательно, обеспечить более уверенное кодирование данных о глубине и более качественную запись профиля рельефа дна [2].

Создание буксируемых многоэлементных си-

стем требует определенных технологических усилий, поэтому в качестве приемных антенн в устройстве асинхронного накопления эхосигналов удобно применять судовые вибраторы эхолотов. Помехоустойчивость такой системы ниже системы с несколькими буксируемыми антеннами, поскольку судовые вибраторы подвержены (особенно в штормовую погоду) воздействию помех, образующихся при движении судна [1].

Применение прецизионных самописцев при обычных геоморфологических исследованиях в океане резко повышает качество измерений глубины эхолотом, позволяя регистрировать и расшифровывать детали рельефа (десятки метров): мелкие холмы, небольшие ступени, плоские вершинные поверхности гор и хребтов, днища желобов и депрессий. В этом случае время между излучениями зондирующего импульса электроакустическим преобразователем эхолота становится независимым от времени прихода эхосигнала, и на самописце фиксируется только приращение глубины в определенных пределах, называемых фазой регистрации глубин. Фазу и, следовательно, абсолютную глубину приходится периодически определять на глубоководном диапазоне эхолота. Определение фазы таким образом значительно усложняет работу во время геоморфологических исследований и часто приводит к грубым ошибкам в измерениях. Особенно существенные ошибки могут возникнуть при резких изменениях глубин (крутые склоны, сильно раздробленные поверхности), когда фазы меняются быстро и неоднократно, а линия профиля оказывается нечеткой или прерывистой. Это приводит к ошибкам в измерениях на одну или две фазы (например, на 750, 1500 м) и более.

Надежное измерение фазы обеспечивает метод, в котором реализуется принудительное изменение скорости развертки прецизионного самописца эхолота. Суть метода заключается в следующем. Напряжение высокостабильной частоты кварцевого генератора поступает в регистрирующее устройство и быстро изменяет скорость его развертки на несколько процентов. Это вызывает резкое отклонение линии записи на ленте прецизионного самописца. Величина отклонения зависит от глубины, времени изменения скорости развертки и может быть рассчитана для каждой фазы. Таким образом, по величине отклонения линии профиля дна определяется фаза и, следовательно, абсолютная глубина отражающих поверхностей.

Система измерения диапазона глубин обладает следующими достоинствами: 1. Исключается возможность грубых просчетов в измерении глубины, связанных с ошибочным определением фазы. 2. Для определения фазы не требу-

ется производить измерение на глубоководном диапазоне обычного эхолота. 3. Имеется возможность определения фазы как автоматически (через заданные промежутки времени), так и вручную. 4. Сохраняется запись эхосигналов в момент определения фазы (нет потери полезной информации). 5. Измерение фазы осуществляется за короткий промежуток времени. 6. Запись величины фазы фиксируется на самой ленте, что дает возможность ее последующей проверки. 7. Определяются фазы одновременно для всех отражающих поверхностей, регистрируемых на ленте самописца. 8. Исключается необходимость постоянного дежурства оператора при проведении батиметрической съемки, что уменьшает трудоемкость геоморфологических исследований в океане [4].

Геоманнитные исследования являются одним из ведущих геофизических методов изучения дна Мирового океана. Для морской магнитной съемки в океане широко применяются ядерные магнитометры. Основным требованием, предъявляемым к датчикам ядерных магнитометров и определяющим точность измерений, является получение максимальной амплитуды сигнала ядерной прецессии и малой ориентационной зависимости. В настоящее время в ядерных магнитометрах применяются соленоидальные однокатушечные датчики, системы из двух и трех соленоидов с взаимноперпендикулярными осями и тороидальные датчики.

Как показали эксперименты, соленоидальные датчики имеют реализуемый максимум сигнала прецессии при изменении толщины катушки соленоидов. Трехкатушечный всенаправленный датчик, катушки которого размещены в пространстве примерно на величину, равную диаметру соленоидов, практически не имеет ориентационной зависимости. Все это позволяет обеспечить высокое соотношение сигнал/шум, независимое от направления движения судна. Полученные результаты дают возможность увеличить точность измерений поля, расширить возможности магнитных исследований и, кроме того, осуществлять процесс кодирования и регистрации данных о распределении магнитного поля в океане [6].

Данные о распределении теплового потока несут важнейшую информацию о температурном режиме литосферы и подстилающей ее мантии. В настоящее время при геотермических исследованиях в океане в отечественных термоградиентографах в основном применяется одноканальный (двухдатчиковый) метод измерений. Одноканальный метод не позволяет из-за малого количества датчиков проследить изменение температурного градиента с глубиной и, следовательно, оценить такой важный, искажающий градиент фактор, как колебания придонной температуры. Эту проблему позволя-

ет решить многоканальный термоградиентограф (МТГ), созданный в Институте океанологии АН СССР. Он имеет четыре канала для измерения геотермического градиента, один из которых может использоваться для измерения абсолютной температуры. Чувствительность прибора к измеряемой разности температур 0,005°C, погрешность измерения $\pm 0,01^\circ\text{C}$, диапазон измерения 0—2°C [7].

В систему датчиков термоградиентографа входит пять термисторов, которые в интервале 1 м размещаются на геологической грунтовой трубе.

Термоградиентограф МТГ одновременно с изменениями геотермического градиента на разных уровнях дает возможность регистрировать абсолютную температуру грунта и придонного слоя воды. Это позволяет более обоснованно судить о термических процессах, протекающих в недрах Земли.

Таким образом, созданные измерительные системы обеспечивают повышение информативности научных данных при изучении строения дна океана комплексом, включающим три важнейших геофизических метода: эхолотирование, измерения магнитного поля и теплового потока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вержбицкий Е. В., Канаев В. Ф. и др. Прибор для контроля фазы прецизионного измерения глубин.— Океанология, 1975, т. 15, вып. 3.
2. Вержбицкий Е. В., Лев И. С., Вишняков Е. П. Применение метода асинхронного накопления для выделения эхо-сигналов на фоне помех.— В кн.: Разведочная геофизика. Вып. 69. М.: Недра, 1975.
3. Вержбицкий Е. В., Мерзликин Л. Р. и др. Повышение помехоустойчивости судовых эхолотов.— Океанология, 1974, т. 14, вып. 5.
4. Вержбицкий Е. В., Неймарк Л. М., Беляев И. И. Ме-

- тоды оптимизации параметров датчиков ядерных магнитометров.— Океанология, 1982, т. 22, вып. 3.
5. Вержбицкий Е. В., Неймарк Л. М., Мерзликин Л. Р. Исследования по повышению помехоустойчивости при эхолотировании.— Океанология, 1980, т. 20, вып. 1.
6. Вержбицкий Е. В., Савостин Л. А. Многоканальный термоградиентограф.— Океанология, 1978, т. 18, вып. 6.
7. Воуцкий В. С. Метод и аппаратура для асинхронного накопления сейсмических сигналов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 11.

Институт океанологии АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
5 апреля 1983 г.

УДК 550.42 : 546.027 : 553.98 (571.642+571.66)

Е. И. Кудрявцева, В. А. Лобков

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА МЕТАНА КАК КРИТЕРИЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Изучен изотопный состав углерода метана газов Сахалинских месторождений. Выявлено, что газам газовых и нефтяных месторождений присущи различные вариации изотопного состава углерода. Величина $\delta^{13}\text{C}$

Ранее [1, 3] изучался изотопный состав углерода газов естественных газовых выходов и разведочных площадей на территории Камчатки с целью выяснения условий образования и миграции газа. В настоящей работе сделано сопоставление изотопии и химического состава газов Камчатки и Сахалина, характеризующихся сходной геолого-тектонической обстановкой.

Исследованные на изотопный состав углерода пробы газа, отобранные В. В. Тихомировым на Сахалине, были привязаны к нефтяным, газовым, газоконденсатным и смешанным месторождениям. К смешанным отнесены месторож-

является дополнительным показателем для прогнозирования дифференцированных залежей углеводородов в неизученных и слабоизученных районах Тихоокеанского подвижного пояса.

денция, содержащие залежи нефти и газа (Некрасовка, Эхаби, Тунгор и др.). Как видно из табл. 1, газы газовых месторождений Сахалина содержат менее 1% тяжелых углеводородов. Изотопный состав углерода метана ($\delta^{13}\text{C}$)‰ колеблется от -35,3 до -53,6‰ при среднем значении -41,4‰. CO_2 в составе газа или отсутствует, или содержится в незначительных количествах от -0 до 1,5% при среднем 0,6%. В газах смешанных (газонефтяных) месторождений Сахалина содержание тяжелых углеводородов варьирует в широких пределах от 1,03 до 13,42%. Содержание углекислого газа в них

Химический и изотопный состав углерода газов месторождений Сахалина (коллекция В. В. Тихомирова)

№ п/п	Наименование площади, номер скважины, интервал опробования (м), возраст вмещающих пород, горизонт	Химический состав газа, об. %					$\delta^{13}\text{C}$, ‰		
		CH_4	ΣTU^*	H_2	$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$	$\text{N}_2 + \text{редкие газы}$	CH_4	C_2H_6	C_3H_8
<i>Газовые месторождения</i>									
1	Гиляко-Абунавское, 30, ~1300—1400, N_1 — XV (залежь)	94,75	0,71	0,145	0,8	3,6	—37,3		
2	Колендинское, 5, 752—770, N_1 — V — VI	96,88	0,52	0,0	0,2	2,4	—40,1		
3	Центрально-Сабинское, 54, 1058—1073, N_1	98,98	0,26	0,01	0,4	0,35	—47,7		
4	Зап. Катанглинское, 623, ~350, N_1 — XI	96,36	0,21	0,029	0,0	3,4	—42,4		
5	Прибрежное, 36, 773—797, N_1 — I	98,47	0,05	0,027	1,0	0,45	—35,3		
6	Прибрежное, 36, N_1 — I	89,14	0,05	0,014	1,2	9,6	—35,8		
7	Айская, 3, 972—980, N_1 — XII — XIII	93,03	0,17	0,004	1,5	5,3	—53,6		
8	Малинковская, 5, 380—386, N_1 — V — VI	95,54	0,05	0,009	0,0	4,4	—39,2		
						Среднее	—41,4		
<i>Смешанные (газонефтяные) месторождения</i>									
9	Некрасовское, 45, 1401—1407, N_2 — II	94,56	1,03	0,012	3,1	1,3	—40,5		
10	Некрасовское, 41, 2217—2227, N_1 — XIIIa	87,29	8,71	0,0	0,4	3,6	—37,5		
11	Некрасовское, 36, 1668—1681, N_1 — IV	88,08	9,52	0,0	0,8	1,6	—40,0	—26,4	
12	Некрасовское, 29, 2180—2185, N_1 — XIIIa	87,94	10,06	0,005	1,0	1,0	—36,9	—27,2	
13	Юж. Охинское, 24, N_1 — XVII	70,40	3,12	1,26	21,0	4,22	—37,0		
14	Юж. Охинское, 23, 1200—1300, N_1 — XIX	79,24	1,43	0,032	12,1	7,2	—37,0		
15	Восточно-Эхабинское, 692, 1220—1372, N_1 — XXII — XXIII	68,74	4,55	0,015	14,6	12,1	—46,3	—28,9	
16	Восточно-Эхабинское, 130, 879—1114, N_1 — XVII — XX	75,04	2,16	0,9	0,8	21,1	—38,8	—25,1	
17	Восточно-Эхабинское, 283, 1850—1885, N_1 — XXVIII	71,78	10,84	0,48	14,6	2,3	—36,4		
18	Эхабинское, 254, N_1 — XII	65,85	6,55	0,0	10,1	17,5	—37,2	—27,8	
19	Эхабинское, 258, N_1 — XIII	58,44	13,42	0,003	14,5	13,64	—35,1	—26,3	—13,8
20	Тунгорское, 36, 903—915, N_2 — III	92,39	4,81	—	2,0	0,8	—37,9		
21	Тунгорское, 1, 1909—1918, N_1 — XVIII	76,5	6,8	—	16,2	0,5	—34,4		
22	Тунгорское, 36, 660—656, N_2 — II	86,65	4,2	0,005	8,5	0,65	—34		
23	Тунгорское, 101, 2000—2008, N_1 — XVIII	71,81	6,96	0,037	20,7	0,50	—37,3	—23,0	
						Среднее	—37,8		
<i>Нефтяные месторождения</i>									
24	Гиляко-Абунавское, 56, 2404—2411, N_1 — XXIX (залежь)	76,3	12,0	0,005	9,3	2,4	—34,8	—27,8	
25	Одоптинское, 67, 2211—2288, N_1 — XXI	92,01	1,57	0,02	4,4	2,0	—33,2	—25,3	
26	Восточно-Дагинское, 18, 1035—1065, N_1	94,36	4,60	0,038	0,0	1,0	—31,6		
						Среднее	—33,2		
<i>Газоконденсатные месторождения</i>									
27	Астрахановское, 4, 2804—2814, N_1	93,87	5,23	0,0	0,3	0,6	—32,4	—25,2	
28	Узловое, 7, 2490—2482, N_1	92,45	5,0	0,0	1,9	0,65	—32,6		
						Среднее	—32,5		

* Тяжелые углеводороды.

Химический и изотопный состав углерода газов разведочных площадей Камчатки (коллекция Е. И. Кудрявцевой)

№ п/п	Наименование площади, номер скважины, интервал опробования (м), возраст вмещающих пород	Химический состав газа, об. %					$\delta^{13}\text{C}$, ‰		
		CH_4	$\Sigma\text{C}_2\text{H}_6$	H_2	$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$	$\text{N}_2 + \text{редк. газы}$	CH_4	C_2H_6	C_3H_8
1	Богачевская, скв. 8, 420, N_1	72,45	0,0	0,004	0,402	27,144	-35,1	—	—
2	Богачевская, Р-2, 1571, N_1	89,28	9,11	0,009	0,4	1,2	-31,0	-26,2	-21,5
3	Богачевская, Р-3, 797—2313, $\text{P}_3 - \text{N}_1$	90,88	5,6	0,020	0,0	3,5	-31,0	-26,5	-25,6
4	Богачевская, Р-4, 1359, N_1	98,31	0,54	0,0	0,0	1,15	-33,2	—	—
5	Богачевская, 72, 430, N_1	98,19	0,11	—	0,0	1,7	-32,2	—	—
6	Двухлагерная, ГК-1, 1204, $\text{P}_3 - \text{N}_1$	96,70	0,0	0,001	0,0	3,3	-43,5	—	—
7	Долиновская, 1; 1348—1370, Р	89,70	0,0	0,003	0,0	10,3	-48,7	—	—
8	Рассошинская, 6, 941—975, Р	91,50	0,0	0,0	0,6	7,9	-47,4	—	—
9	Рассошинская, 6, 932—1070, Р	96,76	0,0	0,036	1,0	2,2	-43,5	—	—
10	Рассошинская, 4, 948—990, Р	97,45	0,55	0,0	0,2	1,8	-39,6	—	—
11	Рассошинская, ГП-1, 2240—2295, Р	80,13	16,13	0,036	0,4	3,3	-39,4	-29,0	—
12	Хромовская, ГП-1, 2175 Р	85,95	9,33	0,021	0,0	4,20	-33,2	-25,6	-24,8
13 *	Гаванская, ГП-1, 948—957, Р	10,96	0,34	18,5	0,2	34,7	-26,0	—	—
14	Гаванская, ГК-38, 342—345,5, Р	89,52	3,03	0,12	0,0	7,33	-35,4	-24,4	-24,5
15	Верхне-Низковская, ГП-2, 774—760, N_1	77,09	0,11	6,6	0,0	16,2	-61,8	—	—
16	Междуречевская, ГП-3, 1480—1605, Р — N_1	78,96	1,04	0,0	1,5	18,5	-27,3	-25,3	-25,2
17	Озерная, 1, 1438—1509, Р — N	92,92	0,58	0,003	0,0	6,5	-31,9	—	—
18	Лиманская, 1, 2085—2110, Р	90,87	5,03	0,0	0,0	4,1	-31,4	-26,6	—
19	Лиманская, 4, 2629—2660, K_2	89,97	6,29	0,140	0,6	3,0	-35,0	-26,9	-22,2
20	Тхуклукская, 3, 2905—2910, K_2	51,87	1,66	0,013	1,7	44,77	-30,6	—	—
21	Схикийская, 1, 1054—1189, N	94,06	2,94	0,004	0,0	3,0	-39,8	—	—
22	Схикийская, 1, 1390—1410, N	86,50	10,70	0,002	0,8	2,0	-37,8	-26,8	-26,8
23	Схикийская, 1, 2853—2896, Р	80,23	11,47	4,40	0,0	3,9	-38,4	-21,6	—
24	Усть-Облуковинская, 1, 2468—2472, P_3	53,73	8,26	0,005	2,5	35,5	-36,6	-27,2	-24,4
25	Крутогоровская, 1, 1214—1232, N_1	96,07	4,42	0,115	0,4	2,0	-34,5	—	—
26	Половинная, 1, 1990—2153, N_1	91,99	3,95	0,0	0,56	3,5	-31,8	-21,9	-19,0
27	Дорожная, 1, 2540—2607, N_1	72,87	3,03	0,002	0,2	23,9	-34,9	-28,0	—
28 **	Дорожная, 1, 2552—2568, N_1	66,40	5,06	5,64	0,0	20,2	-36,7	-25,5	—
29	Дорожная, 1, 2829—2861, N_1	85,92	10,58	0,001	1,0	2,5	-38,0	-26,9	—
30	Дорожная, 1, 2813—2835, N_1	84,09	10,34	3,57	0,2	1,8	-37,2	-25,9	—
31	Кшукская, 1, 1219—1232, N	97,47	0,177	0,0	0,95	1,4	-37,4	—	—
32	Кшукская, 1, 1814—1835, N	92,94	0,19	0,0	1,55	5,32	-36,0	—	—

* В пробе содержится 35,3% CO_2 .** В пробе содержится 2,7% CO_2 .

значительно повышено (0,4—21,0%) и в среднем составляет 9,4%. Изотопный состав углерода метана колеблется от -34,0 до -46,3‰. Среднее $\delta^{13}\text{C}$ метана -37,8‰. По содержанию тяжелых углеводородов (1,57—12,0% при среднем 6,06%) газы нефтяных месторождений сходны с газами смешанных. Углекислота в некоторых месторождениях отсутствует, в других же ее количество повышается до 9,3%. Изотопный состав метана $\delta^{13}\text{C}$ в газах нефтяных месторождений Сахалина значительно утяжеляется по сравнению с газовыми и в среднем составляет -33,2‰ при колебаниях от -31,6 до -34,8‰. Газы газоконденсатных месторождений (Астрахановское, Узловое) в среднем содержат 93% метана, 5,11% тяжелых углеводородов, 0,3—1,9% CO_2 . Среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ метана составляет -32,5‰, что почти совпадает с измеренными величинами для нефтяных месторождений.

Намечающиеся в целом для месторождений закономерности прослеживаются при изучении отдельных залежей. Например, на месторожде-

нии Гиляко-Абунаи в метане верхней газовой залежи, локализуемой на глубине 1300 м, $\delta^{13}\text{C}$ равно -37,3‰, а газ нефтяной залежи этого же месторождения на глубине 2404 м содержит метан $\delta^{13}\text{C}$ равным -34,8‰. С глубиной увеличивается и содержание тяжелых углеводородов. В газовой залежи оно составляет 0,71, а в нефтяной 12%.

Проведенные исследования показывают, что газы газовых месторождений Сахалина обогащены изотопно-легким углеродом метана и имеют низкое содержание тяжелых углеводородов. Для газов нефтяных и газоконденсатных месторождений характерен более тяжелый изотопный состав углерода метана. Для газов смешанных месторождений характерны промежуточные значения $\delta^{13}\text{C}$ в метане.

Отмеченные закономерности могут быть в некоторой степени объяснены следующими обстоятельствами. Метан большинства газов Сахалина имеет значения $\delta^{13}\text{C}$, характерные для больших глубин генерации, что предполагает значительную тектоническую подвижность в

рассматриваемых регионах. Облегченный изотопный состав углерода метана с глубин до 1 км можно объяснить бактериальной генерацией изотопно легкого метана ($\delta^{13}\text{C} \sim -70\text{‰}$). Нефтяные залежи залегают обычно на большей глубине, где бактериальная деятельность отсутствует. Поэтому газы нефтяных залежей имеют тяжелый изотопный состав углерода.

Примечательно, что изотопный состав углерода этана в изученных залежах практически постоянен. Средняя величина $\delta^{13}\text{C}$ равна $-26,3\text{‰}$. Это подтверждает предположение о том, что метан и этан генерировались на больших глубинах, но в связи с тем, что этан бактериями не продуцируется, заметных изменений в его изотопном составе не наблюдается.

Выявленные закономерности вариаций изотопного состава углерода месторождений нефти и газа позволяют прогнозировать дифференцированные залежи углеводородов с аналогичными геологическими условиями. Поэтому в комплексе с ранее выявленными показателями $\left(\sum \text{TU}, \frac{\text{C}_4\text{H}_{10}}{\sum \text{TU}}, \frac{i\text{C}_4\text{H}_{10}}{n\text{C}_4\text{H}_{10}}, \frac{i\text{C}_5\text{H}_{12}}{n\text{C}_5\text{H}_{12}} \right)$ [2] для рай-

онов Тихоокеанского подвижного пояса можно рекомендовать и $\delta^{13}\text{C}$ метана.

Результаты изучения изотопного состава углерода метана на Камчатке (табл. 2) указывают на возможность газовых, смешанных (газо-нефтяных), нефтяных, газоконденсатных месторождений в различных частях ее территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескровный Н. С., Кудряцева Е. И., Лобков В. А. Изотопный состав углерода природных газов Камчатки.— *Геохимия*, 1975, № 11.
2. Кудряцева Е. И. Нефтепоисковое значение соотношений различных углеводородов в природных газах (на примере Японии, Сахалина, Камчатки).— В кн.:

- Гидрогеологические условия нефтегазоносности некоторых регионов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1981.
3. Лобков В. А., Кудряцева Е. И. Изотопный состав углерода природных газов осадочных бассейнов Камчатки и Чукотки.— *ДАН СССР*, 1981, т. 261, № 6.

ВИГРИ
Ленинград

Поступила в редакцию
16 марта 1983 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 553.435 : 551.35

Г. М. Власов

ОБ УСЛОВИЯХ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ОКЕАНЕ

Констатируется, что открытие в океанических рифтах массивных залежей сульфидных руд меди и цинка не случайно. Рифтовые структуры во многих случаях отличаются высокой рудной продуктивностью. Указано, что высокотемпературные сульфидные руды и отложения марганца в конкрециях на дне океанов могут оказаться, как и на континентах, звеньями еди-

Американским исследователем сульфидных руд на дне Тихого океана А. Малаховым любезно присланы сотруднику Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР профессору И. К. Туезову отписки двух статей [18, 19]. Материалы статей имеют принципиальное значение для оценки рудных ресурсов дна океана. Некоторые высказываемые в статьях положения в какой-то мере аналогичны выводам, сделанным в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР при исследованиях по теме «Магматогенно-рудные системы» [3]. Это главным образом и обусловило появление настоящей статьи.

В [18] А. Малаховым описаны сульфидные руды, открытые в 1981—1982 гг. на глубине 2600 м в Галапагосской рифтовой долине. Особенности этих руд сопоставлены с «континентальными» рудами медно-колчеданного месторождения на о. Кипр.

Массивная подводная сульфидная залежь мощностью до 35 м, шириной выхода на дне ~200 м вытянута на расстояние ~1 км вдоль краевой (северной) сбросовой системы Галапагосского рифта. Отложение сульфидов приурочено к активным и в настоящее время гидротермальным каналам, температура в устьях которых достигает 350°C. Несмотря на то, что руды, по имеющимся данным, были отложены в течение последних 100 лет, они подверглись переотложению, что способствовало слиянию отдельных рудных «труб» у выходов гидротерм в общую массивную залежь. Руды залежи представлены преимущественно пиритом, халькопиритом и сфалеритом и содержат до 11% меди и до 0,8% (по другим источникам до 28%) цинка с очень небольшими количествами серебра, свинца, молибдена и олова.

Залежь перекрыта и окружена желтым осад-

ной рудной цепи; противопоставление эндогенных геологических явлений на континентах и в океанах неправомерно. Учет данных о континентах, лучше изученных, чем океан, в некоторых случаях помогает понять геологические процессы, происходящие на дне океанов.

ком, представляющим нонтронит (железистый монтмориллонит), отложенный теми же, но охлажденными рудоносными гидротермами. Осадок сходен с породами, залегающими в кровле сульфидных залежей на о. Кипр. Галапагосские рудные залежи похожи на кипрские по содержанию в качестве главных рудных компонентов меди и цинка. Сопоставимы они и по масштабам оруденения. Кипрские сульфидные залежи, как известно, уже дали многие миллионы тонн руды. Ориентировочные подсчеты [17] показывают, что в галапагосской рудной залежи содержится ~25 млн. т сульфидов. А. Малахов оценивает запасы залежи в несколько миллионов тонн.

Массивные сульфиды обнаружены А. Малаховым и в другом пункте Галапагосского рифта, в двух километрах восточнее описанной залежи. Драгированием в другой рифтовой долине — Хуан де Фука подняты образцы массивных сульфидов, сложенные преимущественно сфалеритом. Активные гидротермальные каналы с трубообразными телами, сложенными полиметаллическими сульфидами, встречены в нескольких пунктах Восточно-Тихоокеанского хребта, а также в Срединно-Атлантическом рифте.

Все это обусловило предположение А. Малахова о широком распространении сульфидных руд в пределах мировой рифтовой системы. Такое мнение в какой-то мере подтверждается материалами, полученными при исследовании гидротермальных продуктов в рифте, контролирующем линейную зону вулканов Гавайского хребта [19]. По мнению А. Малахова, эта линия вулканов связана с воздействием мантийной «горячей точки» на движущуюся литосферную плиту.

На юго-восточном продолжении Гавайского

рифта, уже в пределах океана, расположен активный подводный вулкан Лохи, вершина которого находится на глубине ~1000 м. Гидротермальные отложения на вершине вулкана и вдоль проходящей через него оси рифта представляют тот же обогащенный железом монтмориллонит, что распространен в кровле галапагосской рудной залежи. Он образовался при температуре 30—31°C. В местах развития монтмориллонита устанавливается температурная аномалия того же порядка, как над Галапагосским рифтом и Восточно-Тихоокеанским хребтом.

Железистый монтмориллонит является важнейшим компонентом отложений из горячих рудных расколов Красного моря, где он обычно непосредственно покрывает металлоносные осадки. Можно добавить, что над рудными сульфидными телами куроко в Японии обычно находится монтмориллонит-цеолитовая зона, сменяющаяся вниз, у кровли рудных залежей, серицит-хлоритовыми породами с пиритом. Монтмориллонитизация нередко проявляется и у верхнего уровня выклинивания сульфидных рудных жил [14].

Помимо отмеченных фактов в пользу вероятного образования железистого монтмориллонита из поднимающихся, по трещинам и охлаждающихся при этом металлоносных растворов указывает обедненность гидротермальных отложений марганцем, который вследствие своей легкоподвижности отгоняется на периферию гидротермальной системы, входя там в состав корок и конкреций. Это еще один довод возможности нахождения под гидротермальным чехлом вулкана Лахи сульфидных рудных залежей. Вывод, который делает А. Малахов из рассмотрения донных гидротермальных отложений вулкана Лахи, следующий: образование сульфидных руд возможно не только в срединно-океанических хребтах, но и в пределах литосферных плит над горячими точками. Второй его вывод: на дне рифтов возможно существование необнаженных залежей сульфидов, которые могут быть прикрыты не только лавовыми потоками и грубообломочными отложениями склонов, но и гидротермальными осадками типа железистых монтмориллонитов.

Таким образом, перспективы нахождения в рифтовых структурах дна океана колчеданных руд, в первую очередь медных и цинковых, по результатам исследований последних трех лет обнадеживающие. Это в какой-то мере противоречит мнению В. И. Смирнова и др. [13] об относительно скромных рудных возможностях дна океана из-за слабо проявленных там процессов магматической дифференциации. В связи с новыми данными о рудах на дне океана возникают вопросы: Как связывается между собой почти полное отсутствие в океане кислых

магматических дифференциатов и мощное колчеданонакопление в некоторых зонах океанических рифтов? Каким процессом обязано широкое развитие марганцевых конкреций на дне океана? Есть ли связь между этими процессами и отложением сульфидных руд? Предварительные выводы, полученные исследованиями магматогенно-рудных систем (преимущественно рудных месторождений на континентах), могут, как нам кажется, ответить с какой-то долей приближения к истине на эти вопросы.

Оптимальными для рудообразования оказываются магматогенно-рудные системы, представляющие сопряженные друг с другом поднимающиеся и опускающиеся блоки земной коры — системы первого типа по классификации Г. М. Власова [3]. Контрастность движений в этом случае обычно дополняется контрастностью составов магматических пород, более кислых в поднимающихся блоках и более основных в опускающихся. Разломы, по которым сопрягаются блоки, являются проводниками мантийных магматических и рудных продуктов. К этому типу систем в числе других вариаций относятся рифты с их контрастными движениями дна и бортов. Многочисленные примеры на континентах показывают исключительную рудную продуктивность рифтов, начиная с архейских зеленокаменных трогов и кончая современными рифтами типа Красного моря. Промежуточные по времени образования рифтовые структуры — Урал (первоначальный рифт, видоизмененный впоследствии тектоническими процессами), Жайильминская «мульда» Центрального Казахстана и другие также представляют уникальные рудоносные структуры. Причина этого, по-видимому, в том, что рифты часто являются предвестниками геосинклиналей, начальной формой выражения геосинклинального трога. Заложение рифта уже подразумевает существование крупных неоднородностей в земной коре и нижележащей мантии, предрасположение к развитию процессов дифференциации магматических продуктов. Кажется справедливым распространенное мнение о возможности рассматривать срединно-океанические рифты как эмбрионы эвгеосинклинальных прогибов.

Естественно поэтому, что и в океане, несмотря на, казалось бы, неблагоприятные условия для накопления руд металлов, относительно концентрированные рудные накопления приурочены к рифтам. Пример кипрских колчеданных залежей в офиолитовой толще среди толеитовых базальтовых лав показывает возможность колчеданного рудообразования и в областях, лишенных сколько-нибудь значительных количеств кислых магматических дифференциатов. Пример этот не единичен. Сходные колчеданные месторождения известны

в Канаде, США, Финляндии, Турции, Италии [12].

Если рифты являются наиболее тектонически активными и «колчеданотворящими» структурами океана, связанными глубинными разломами с подкоровыми источниками, то обширные площади ложа океана относительно удалены от гидротермальных очагов и к ним доходят лишь наиболее подвижные рудные компоненты. К числу последних относится марганец, который и по наблюдениям А. Малахова отлагается в виде корок лишь в зонах, относительно удаленных от выходов высокотемпературных гидротерм. Отсюда понятны обширные площади дна океана, «умощенные» марганцевыми конкрециями. *Масштабы этого явления в том случае, если оно парагенетически связано с сульфидообразованием в рифтах, будут свидетельствовать о большой интенсивности и экстенсивности и последнего процесса.* Материалы по рудным месторождениям на континентах свидетельствуют в пользу именно такой парагенетической связи.

По-видимому, первым исследователем, который высказался за парагенетические соотношения железомарганцевых и колчеданных месторождений, был А. Н. Заварицкий [4]. Позднее такую точку зрения подтвердил С. Н. Иванов [5], показавший присутствие в рудах этих месторождений общих характерных примесей. В последующем парагенетические фациальные взаимоотношения между колчеданными и железомарганцевыми месторождениями были установлены во многих рудных провинциях [7, 8, 10, 11 и др.], убедительный пример чего представляет Атасуйский район Центрального Казахстана, где на месторождении Ушкатын-II пласты железомарганцевых руд в западном и полиметаллических в восточном крыльях синклинальной складки находятся в одном и том же стратиграфическом горизонте — верхнефаменском подъярусе верхнего девона. Как особенность докембрийских колчеданосных эвгеоантиклинальных структур Г. В. Ручкин [11] отмечает тесную пространственную связь с колчеданными месторождениями кремнистых марганецсодержащих пород и железистых кварцитов. Подобная ассоциация распространена в Центральной Карелии, Центральной Швеции, Канаде, Австралии, Гренландии и в других областях. И. Р. Плаймер [20], систематизировавший обширные материалы по стратиформным рудным месторождениям Австралии и других областей, установил парагенетические латеральные ряды месторождений, различно удаленных от вулканических и вулканоплутонических очагов. Ближайшими к очагам (проксимальными) членами этих рядов являются медно- и цинково-колчеданные месторождения, а наиболее удаленным (дистальным) — железомарганцевые от-

ложения. В общем случае марганец более подвижен, чем железо, мигрирует дальше от гидротермальных очагов и отлагается дальше, чем железо. Парагенез железомарганцевых и колчеданных месторождений устанавливается и в молодых мезокайнозойских и современных образованиях. В Красноморском рифте железомарганцевые месторождения находятся на западном берегу. Разлом, с которым они связаны, прослеживается к оси рифта, где развиты сульфидные полиметаллические осадки [6]. Существование медистых и марганцевистых «фаций» устанавливается также и в рифте Северной Эфиопии [15]. По заключению Н. М. Беляшова и К. М. Муканова [2], совмещенные стратиформные железомарганцевые и полиметаллические месторождения известны на всех континентах и приурочены к разновозрастным толщам.

Большинство авторов объясняют временную и пространственную близость железомарганцевых и колчеданно-полиметаллических руд соседством их зон рудоотложения: колчеданно-полиметаллических в прибрежной зоне морского бассейна, железомарганцевых в большем удалении от берега. Выполненный анализ материалов показывает более тесные парагенетические связи между этими рудными формациями, чем предполагалось раньше.

Вехой к установлению такой связи явился анализ данных о происхождении красноцветных отложений. Происхождение кор выветривания, в частности красноцветных, обычно объясняют особыми климатическими условиями. В последнее время выяснилось, однако, что за экзогенные коры выветривания нередко принимались гидротермальные продукты, образующиеся в результате сернокислотного разложения вулканических пород [9]. Минералогия этих образований почти тождественна. О большой роли гидротермального разложения пород в образовании так называемых красноцветов говорит целый ряд обстоятельств. Это прежде всего большие массы гидроокисей железа (лимонит, гетит), которые мобилизуются при серно-кислотной деятельности на вулканах. Так, у позднеплиоценового — четвертичного вулкана Северной Камчатки, названного именем В. А. Обручева, количество гидроокисей железа, отложенных в виде пластов структурного лимонита и цемента обломочного материала, превышает 100 млн. т. Образование красных гематитизированных яшмовидных пород, которые многими исследователями считаются продуктами экзогенной, подводной коры выветривания, фактически связано с обычным выпадением окисей железа (гематит, гетит) в подводной обстановке при охлаждении перегретых хлоридных растворов и удалении из них углекислоты. Охлаждение растворов вызы-

вает также выпадение опала, совмещенное во времени и по месту отложения с гидроокисями железа.

На связь некоторых красноцветов с поствулканическими гидротермальными процессами указывает характерная закономерность: в раннюю стадию (довулканическую) обычно образуются сероцветные молассы, а после массовых излияний вулканитов формируются, как правило, красноцветы. Эта закономерность устанавливается на примерах моласс Средней Азии, Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана, Южной и Северной Америки, Великобритании, Гренландии и других областей. Молассовые красноцветы в большинстве своем представляют «вулканогенные молассы», в которых значительная часть железа породообразующих минералов вулканитов перешла в водноокисную форму при процессах гидротермального разложения. Тщательные исследования красноцветов в ряде случаев устанавливают содержание в них остатков эдуктов и продуктов гидротермальных изменений: пирокластических обломков, монтмориллонита, цеолитов и др. Наряду с железом в красноцветах обычно присутствует то или иное количество марганца. Показательны составленные В. А. Ян-Жин-Шином [16] колонки рифейских и палеозойских отложений хр. Сете-Дабана, из которых видно, что все красноцветы там сопряжены с горизонтами вулканитов и залегают в большинстве случаев в их кровле.

Устанавливаемая связь, во всяком случае, значительной части красноцветных образований не с климатическими условиями выветривания, а с гидротермальными постмагматическими процессами, решает вопрос, поставленный А. И. Анатольевой, занимавшейся выяснением условий образования красноцветов: почему пространственное распределение ископаемых красноцветов не подчиняется существовавшей климатической зональности, а по времени образования они связываются с вулканическими эпохами? Этот вопрос А. И. Анатольева пыталась решать следующим образом: «Парагенез вулканических пород с красноцветами ясно указывает, что его появление обусловлено активизацией тектонических процессов в окружающих областях в те периоды времени, когда на значительной территории земного шара распространилось общее потепление, благоприятное для накопления красноцветных отложений» [1, с. 13]. Каким образом активизация тектонических процессов согласовывалась с потеплением — оставалось не ясным.

Количественные расчеты показывают достаточность мобилизуемого при гидротермальных процессах железа (и марганца) для образования крупных месторождений. Например, по расчетам Р. А. Мусина [7], количество железа,

вынесенного из алунитизированных вулканитов Заглика, равноценно залежам магнетитовых руд Дашкесана.

Итак, сильные гидротермальные процессы, сопровождающие колчеданное, колчеданно-полиметаллическое и прочее оруденение в приочаговых зонах, могут мобилизовать большие массы железа и марганца из вулканических пород, за счет чего возможно возникновение отдельных отложений железных и марганцевых руд. До развития кремнеземпотребляющих организмов железо и марганец связывались кремнеземным гелем и давали железокремнистые и марганцево-кремнистые породы, часто совмещенные в общих толщах. Когда возник дефицит кремнезема в океане, железо и марганец могли мигрировать дальше от очагов, причем марганец обычно отлагался дальше, чем железо. Можно допустить, что часть железа при этом реализовалась непосредственно у места разгрузки гидротерм, входя в состав железистых монтмориллонитов и гидроокисей. Марганец же осаждался в форме конкреций, устилающих сейчас дно океана в зонах, относительно удаленных от очагов вулканической деятельности. В таком случае формирование сульфидных руд и марганцевых конкреций представляет звенья общей рудной цепи*.

Парагенез колчеданно-полиметаллических и железомарганцевых руд, установленный на рудных месторождениях континентов, имеет и другую форму выражения, нежели латеральные переходы одних руд в другие. Зональные соотношения этих месторождений, естественно, проявляются и по вертикали, в разрезах, отчего во многих случаях железные и марганцевые накопления находятся в кровле колчеданных и колчеданно-полиметаллических залежей. Характерно, например, обычное перекрытие колчеданно-полиметаллических руд куроко в Японии гематитовым или кремнистым железисто-марганцевым слоем [14]. Марганцевый «ореол» может проявляться как в кровле, так и на флангах колчеданных залежей, причем характер взаимоотношений марганцевой минерализации с полиметаллической свидетельствует о единстве их происхождения [10]. Переноса эти закономерности в условия океана, можно допустить возможность перекрытия в некоторых случаях колчеданных руд на дне рифтов («плащом» марганцевых корок и конкреций или отложениями железистых монтмориллонитов и гидроокисей железа, что предполагал А. Малахов.

* Уже после написания этой статьи удалось познакомиться со статьей Г. Н. Батурина и В. Т. Дубинчук «Сульфидные минералы в железомарганцевых конкрециях Тихого океана» (ДАН СССР, 1983, т. 272, № 4), в какой-то степени подтверждающей парагенез железомарганцевых конкреций и сульфидных руд дна Тихого океана.

В заключение можно отметить, что работы последних лет А. Малахова и других зарубежных исследователей показали возможность открытия на дне океанических рифтов промышленных медных и цинковых руд. Нахождение залежей массивных сульфидов в рифтах согласуется с устанавливаемой на континентах оптимальной рудоносностью рифтовых структур. Марганцевые конкреции на дне океана могут представлять отдаленные образования, связанные парагенетически с околоочаговыми суль-

фидными залежами. Возможно частичное перекрытие сульфидных залежей в рифтах не только лавами и обломочным материалом склонов, но и отложениями железистых монтмориллонитов или марганцеворудными горизонтами. Имеющее иногда место противопоставление геологических явлений на континентах и в океанах неправомерно. Учетывание данных по лучше изученным континентам в некоторых случаях помогает понять геологические процессы, происходящие на дне океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Анатольева А. И.* Современное состояние изученности терригенных красноцветных отложений.— В кн.: Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1980.
2. *Беляшов Н. М., Муканов К. М.* О парагенезисе железомарганцевого (железного) оруденения с полиметаллическим.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 4.
3. *Власов Г. М.* Главные типы магматогенно-рудных систем складчатых областей.— ДАН СССР, 1981, т. 258, № 5.
4. *Заварицкий А. Н.* Геологический очерк месторождений медных руд на Урале.— Тр. Геол. комитета. Новая серия, 1927, т. 173.
5. *Иванов С. Н.* Некоторые проблемы локализации рудных месторождений колчеданного типа.— Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1959, вып. 32.
6. *Ишутин В. В.* Красноморский рифт и его роль в размещении железомарганцевого оруденения.— Геотектоника, 1982, № 3.
7. *Мусин Р. А.* Сопряженность экзогенного и эндогенного оруденения.— Записки Узбекистан. отд. ВМО. Вып. 35. Ташкент: ФАН, 1982.
8. *Нуварьева Ю. А., Сливинский А. А.* Некоторые признаки парагенеза стратиформных колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождений Забайкалья.— В кн.: Процессы осадочного вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980.
9. *Разумова В. Н.* Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания.— ДАН СССР, 1972, т. 207, № 3.
10. *Резников Н. В.* Генетическая связь марганцевой минерализации с колчеданными рудами в зоне Передового хребта.— Геол. рудных месторождений, 1980, т. 22, № 4.
11. *Ручкин Г. В.* Геотектоническая позиция и палеотектоническая обстановка локализации докембрийских колчеданных месторождений.— Геол. рудных месторождений, 1980, т. 22, № 2.
12. *Серавкин И. Б.* Палеовулканические условия формирования и размещения колчеданных месторождений Южного Урала. Автореф. докт. дис. Свердловск, 1983.
13. *Смирнов В. И., Богданов Ю. А. и др.* Сульфидная минерализация в основных породах дна Тихого океана.— ДАН СССР, 1975, т. 223, № 3.
14. *Тацуми.* Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973.
15. *Унксов В. А.* Тектоника плит. Л.: Недра, 1981.
16. *Ян-Жин-Шин В. А.* Геологическое строение и тектоническое развитие хр. Сетте-Дабана. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1980.
17. *Bornhold R. D., Cross C. A. et al.* Polymetallic sulphide deposits on ocean ridges.— CIM Bull., 1982, v. 75, N 41.
18. *Malahoff A.* Polymetallic sulphides from oceans to the continents. Sea technology, January, 1982.
19. *Malahoff A., McMurtry G. M. et al.* Geology and chemistry of hydrothermal deposits from Loihi, the latest active submarine volcano of the Hawaiian "Hot spot". Hawaiian Institute of Geophysics, Contribution, 1982.
20. *Plimer I. R.* Proximal and distal stratabound ore deposits.— Mineralian Deposita (Berl.), 1978, v. 13, N 3.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
1 ноября 1983 г.

В. Б. Нейман

О СТАТЬЕ Ю. А. КОСЫГИНА «ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ. ЗАМЕТКА ПЯТАЯ. РАСШИРЯЮЩАЯСЯ ЗЕМЛЯ»*

Расширение Земли подтверждается моделированием смыкания всех материков в начале мезозоя и древних зон с возрастом свыше 1 млрд. лет. Последовательное расширение Земли доказывается возникновением все новых зон, имеющих «дефектную» структуру коры, что может происходить лишь вследствие горизонтального растяжения.

Мне хотелось бы выразить свое удовлетворение в связи с тем, что академик Ю. А. Косыгин высказал объективное и положительное суждение о моей книге [4].

Рецензент прав в том отношении, что мною были слабо обоснованы причины расширения Земли, связываемые с превращением невещественной формы материи («эфир») в вещественную. Ныне это положение подтверждено рядом исследований [1, 6]. И, напротив, позиция Иордана—Дирака—Иваненко о том, что увеличение размеров планет идет без приращения массы за счет уменьшения гравитационной постоянной, опровергнута [7].

Развиваемые мною положения подтверждены моделированием процесса смыкания континентов, а для ранних эпох древнее 1 млрд. лет — древних материковых зон. Первая из этих моделей уточнена автором, а вторая опубликована [8] позднее рецензируемой Ю. А. Косыгиным работы. Для второй модели автору удалось найти метод идентификации ныне разрозненных докембрийских зон различных материков, как известно имеющих неидентичную стратификацию до уровня 300—400 млн. лет [2, 5, 6].

Наибольшее внимание рецензент обратил на «метод кройки» или «подгонки» материков друг к другу, используемых в концепциях расширения Земли и тектоники плит. Замечание о том, что для ряда сторонников этих концепций моделирование сочленения материков — чисто механическая задача, во многом правомерно. Более всего оно касается не второй, а первой концепции, ибо концепция тектоники плит здесь уже апробирована, теория же расширения Земли нуждается в экспериментах, особенно в отношении Тихоокеанской впадины. А так как указанные концепции становятся «модными», к ним присоединяются часто специалисты, лишенные геологического образования и не спо-

Рецензент справедливо критикует «субдукцию» сторонников концепции тектоники литосферных плит как явление антифизичное. Однако признанное и сторонниками этой концепции расширение океанов в условиях отсутствия «субдукции» логически должно приводить к концепции расширения Земли.

собные геометрические построения аргументировать геологическими данными.

Геологическая аргументация дает возможность сторонникам концепции расширения Земли не только разобраться в мезо-кайнозойской истории развития Земли (что в какой-то степени делают сторонники гипотезы тектоники плит для океанов), но и в истории гораздо более древней.

Следует подчеркнуть, что для понимания палеореконокструкций сочленения древних зон большое значение имеет генезис наложенных тектонических зон. Появляется все больше данных о новообразовании этих зон вследствие горизонтального растяжения и разрыва более древних, именно в силу чего наложенные зоны имеют «дефектную», «ущербную», утоненную кору, лишенную своих существенных элементов. Примером может служить Западносибирская платформа, практически лишенная верхней («гранитной») части коры. О новообразовании ее может свидетельствовать палеомагнитная реконструкция Б. В. Гусева [2, с. 50], согласно которой магнитные аномалии Восточноевропейской и Восточносибирской платформ в прошлом непосредственно смыкались. В связи с тем, что наложенность зон на более древние доказывается для всех материков и океанов, а эти зоны — следствие горизонтального растяжения (что доказывается палеореконокструкциями смыкания зон), концепция расширения Земли не должна вызывать сомнения.

Иными словами, нельзя признать справедливым мнение Ю. А. Косыгина о том, что спрединг не существует. Раз есть новообразования, есть и спрединг. Причем вопреки традиционному мобилизму, а также и представлениям сторонников тектоники плит, горизонтальное перемещение плит это главным образом не движение по субстрату (в этом отношении Н. С. Шатский оказался прав!), а раздвиг за счет генерации вещества на глубинах в промежуточных зонах. Справедливо замечание рецензента в ад-

* Статья опубликована в журнале «Тихоокеанская геология», 1982, № 6.

рес сторонников тектоники плит о том, что датировка магнитных аномалий океанов, по которой строятся этапы расширения последних, «требует уточнений». Как известно, они «привязаны» чисто условно к моментам прямого и обратного поля Земли в прошлом. Геологические доказательства возраста аномалий, как правило, отсутствуют.

Автор рецензии довольно детально останавливается на понятии «субдукции», предложенном в теории тектоники плит для объяснения того парадоксального «факта», что движение материков, расширение океанического дна происходит при неизменных (??) размерах Земли. Правда, несмотря на все усилия, сторонники данной концепции нигде этих зон, кроме некоторых участков Тихого океана, не находят. Тем самым механизм «увода» океанических масс под материк не имеет той универсальности, которой он должен был бы обладать, если бы раздвижение океанического дна шло на Земле неизменного радиуса. Но дело даже в том, что «субдукция» не доказана и физически невозможна. Во-первых, если уход океанической коры на глубины 600—700 км под материк и был бы возможен, то это, безусловно, должно было бы происходить в условиях сжатия данных зон. А для Дальнего Востока, где это было бы возможно, характерны условия растяжения, за счет которых явно возникли окра-

инные моря (лишенные материковой коры) и океанические трюги. Кроме того, подобный процесс — уход поверхностных толщ на столь большие глубины — антифизичен [3]. Нереально, что кора с плотностью верхней части 2,7—2,9 г/см³, существующая обычно в условиях температур 100—200°С, может «сама по себе» оказаться в условиях температур порядка 600—700° и плотности порядка 3 г/см³ и более. Ведь это не пластина, сделанная из сверхстойких материалов! Да и силы, которая сделала бы это, в природе нет. Просто непостижимо, что такая позиция (без которой, однако, невозможна концепция плит) существует уже целое десятилетие.

В силу вышесказанного мне представляется, что при всей справедливости замечаний Ю. А. Косыгина в адрес концепций расширения Земли и литосферных плит их, вопреки мнению рецензента, нельзя рассматривать в одном ряду. Опираясь первоначально на гипотезу А. Вегенера, обе концепции развивались самостоятельно. Сторонники первой, поняв, что расширяются все океаны, отказались от метафизического взгляда на неизменность размеров Земли. Сторонники второй остались на позиции «неизменности всего сущего», почему и вынуждены были выдумать противоестественную «субдукцию».

ЛИТЕРАТУРА

1. Вопросы превращений в природе. Ереван, 1971.
2. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975.
3. Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1965, вып. 1, 2.
4. Нейман В. Б. Расширяющаяся Земля. М.: Географгиз, 1962.
5. Нейман В. Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1974.
6. Смирнов Л. С., Любимова В. Н. О возможности изучения изменения силы тяжести в геологическом прошлом.— ДАН СССР, 1969, 187, № 4.
7. Трапезников Ю. А. Реферативный обзор и критика гипотез расширяющейся Земли.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, 38, № 3.
8. Neiman V. B. Geological and Geophysical Proofs of the Earth's Expansion.— Expanding Earth Symposium, Sydney, 1983.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
30 ноября 1983 г.

их изображения четко подчеркивают генетическую преемственность и эволюционную направленность развития отдельных структур, например, длительность геосинклинального режима в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской системах и последовательную его миграцию в направлении Тихого океана. Заметим, что авторы рассматривают Монголо-Охотскую систему в границах Амуро-Охотской складчато-глыбовой ветви, ограниченную системами Северо- и Южно-Тукурингского разломов, а также крупные мезозойские отрицательные структуры, как Верхнеамурский и Ушумунский, относят к окраинным прогибам Буреинского массива. Подобная схема районирования во многом спорная, так как в разрезе указанных мезозойских известны аспидные и флишеидные формации (ульдугучинская, ковалихинская, сковородинская, ошурковская и др. свиты), сопоставимые по мощности и составу с геосинклинальными формациями «центрального ствола» Монголо-Охотской системы. Типичные глинисто-аркозовые формации присущи здесь герцинским и верхнемезозойским стратиграфическим горизонтам.

Вызывает интерес трактовка разрывных нарушений Дальнего Востока. Выделение систем разломов активных континентальных окраин коллизионного типа, связанных с горизонтальным перемещением континентальных блоков (см. схему мезозойско-кайнозойских разломов), свидетельствует о стремлении объяснить мезозойско-кайнозойские деформации востока Евразии с позиции сближения и столкновения жестких блоков земной коры.

Необходимо отметить ряд существенных дополнений и уточнений (по сравнению с предыдущими картами) в строении основных структур Дальнего Востока. В мезозойских геосинклинальных системах установлены формационные различия ранних и поздних мезозойских (типа А и Б) и миеосинклинальные области, различные по составу, полноте стратиграфического разреза и структурным признакам. Авторы в качестве автономных тектонических единиц рассматривают мезозойские и кайнозойские вулканические пояса, сопоставляя их с современными вулканическими островными дугами. Вполне современны и представления о различиях в строении срединных массивов (возрасту фундамента, мощности и составу чехла и др.).

Многие достоинства и положительные решения, указанные выше — результат длительных и целенаправленных исследований, выполняемых в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР под руководством акад. Ю. А. Косыгина по выявлению основных закономерностей тектонического строения, эволюции окраины Евразии и акваторий дальневосточных морей. Результаты этих работ широко известны и получили всесоюзное и международное признание. Весомый вклад в составление Тектонической карты внесли и геологи-производители, в первую очередь ПГО Дальгеология. Совместным трудом создана интересная и современная карта, которая может быть исходной для целой серии специализированных карт и схем, включая ориентированные на поиски полезных ископаемых.

*АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР
Благовещенск*

*Поступила в редакцию
22 ноября 1983 г.*

Ю. А. Колясников

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ГИПЕРБАЗИТОВЫХ БРЕКЧИЙ ГОРЫ ДЛИННОЙ (Камчатка)

Для доказательства тектонической природы гипербазитовых брекчий горы Длинной приводятся микрофотографии шлифов. Вулканическое происхождение

Гипербазитовые брекчии, широко распространенные на Валижгенском поднятии (Корякское нагорье), известны уже почти 30 лет. Их уникальность состоит в том, что не только в Корякском нагорье, но и во всем мире подобные образования чрезвычайно редки [2]. Это подчеркивает специфические, необычные условия их формирования, которые не могли быть связаны ни с магматическим внедрением, ни с медленным протрудированием или шарьированием [6]. Как показано В. В. Велинским [2], особенности состава и строения брекчиевых гипербазитов не согласуются и с вулканической гипотезой их происхождения. По данным [2, 6], кластические породы ультраосновного состава сформировались благодаря тесному сочетанию денудационных и тектонических процессов. В последней работе В. Ф. Белого предпринята попытка еще раз доказать вулканическую природу этих образований, а гипербазитовый комплекс горы Длинной трактуется как типичная вулканоструктура [1]. В указанной статье приводится подробное петрографическое описание пород, однако отсутствуют фотографии или зарисовки шлифов, хотя в затянувшейся дискус-

рассматриваемого комплекса ультрабазитов противоречит известным в настоящее время данным по ультраосновному вулканизму мира.

сии они могут оказаться решающим аргументом. В связи с этим ниже приводятся серия микрофотографий наиболее типичных структурно-текстурных разновидностей пород горы Длинной и краткие комментарии к ним.

Прежде всего отметим, что толкование обычных структур серпентинизированных альпийских гипербазитов в качестве вулканических ошибочно [2]. Ведь «мелкозернистый агрегат оливина основной массы» в совокупности с более крупными его выделениями представляет собой наиболее распространенную петельчатую и одновременно порфировидную структуру этих пород [3, с. 224, фиг. 99, б). Вместе с тем практически всегда по почти одновременному угасанию «глазков» оливина можно усмотреть бывшую равномерно-зернистую структуру исходного гипербазита (рис. 1). Описанные В. Ф. Белым призматические и шестоватые формы оливина появились лишь в результате начального брекчирования слабо серпентинизированных гарцбургитов по системе субпараллельных микротрещин (см. рис. 1). Конкретные признаки интенсивного катаклаза гипербазитов горы Длинной приводятся в [2].

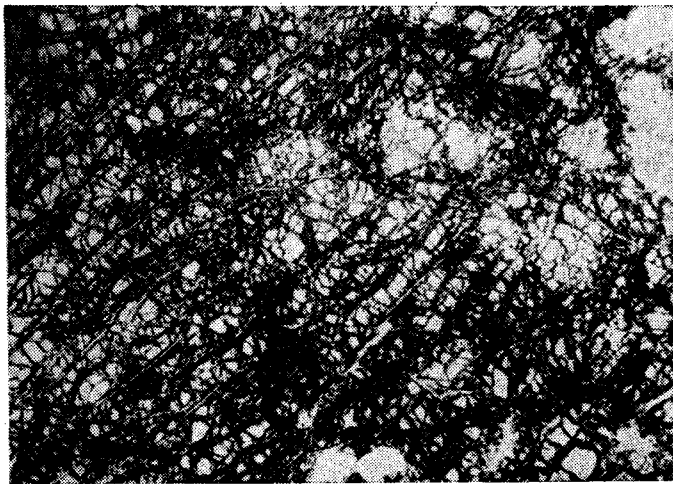


Рис. 1. Гарцбургит слабо серпентинизированный. Наблюдается система параллельных микротрещин, дающая, иногда шестоватые агрегаты оливина. Шл. 98-2, без анализатора, увел. 25.

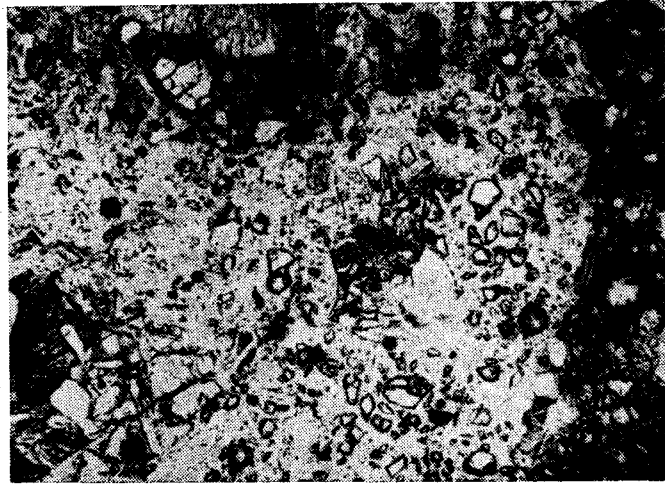


Рис. 2. Брекчия серпентинизированного гарцбургита. Состав обломков: гарцбургиты с петельчатой структурой, оливин и серпентиниты, редко хромшпинель. Цемент: слабо зеленоватый скрытокристаллический слабополяризующий агрегат серпентиновых минералов. Шл. 100, без анализатора, увел. 30.

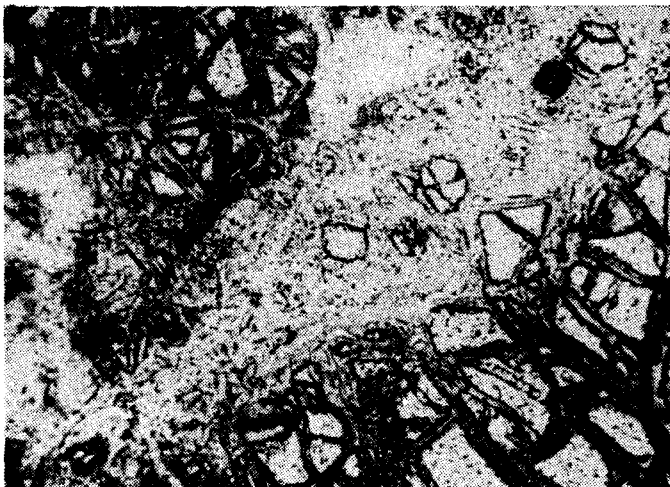


Рис. 3. Дезинтеграция кристаллов оливина и замещение его обломков серпентинитовым цементом брекчий с сохранением реликтов пчельчатой структуры.
Шл. 100, без анализатора, увел. 60.



Рис. 4. Серпентинитовая брекчия с обломком жильного гипергенного серпофита.
Шл. 110-3, с анализатором, увел. 25.

В. Ф. Белый, отмечая, что «в шлифах почти всегда хорошо видно брекчиевое строение глыбовой лавы», не акцентирует внимание на типичности именно этих текстур. Видимо, поэтому их описание выглядит крайне неопределенным: «...породы с каким-либо одним типом порфировой структуры заключены в породе того же петрографического состава, но с несколько иной структурой и могут содержать в себе в виде обломков такую же породу, но отличающуюся либо цветом, либо некоторыми признаками строения». Из описания вытекает, что эти брекчии имеют тектоническое происхождение, которое может объяснить быструю смену «пор-

фировидной структуры порфировой». При внимательном рассмотрении приведенных здесь микрофотографий можно установить постепенные переходы от массивных, в различной степени серпентинизированных гарцбургитов, к их разнообломочным брекчиям (см. рис. 1—4).

Предполагаемая В. Ф. Белым вулканическая природа брекчиевых и массивных гипербазитов горы Длинной противоречит всему имеющемуся эмпирическому и экспериментальному материалу по ультраосновному вулканизму планеты, обобщенному в работе [7]. Так, эффузивы дунит-гарцбургитового состава (исключая кумуляты архейских коматиитов) пока нигде достоверно не описаны. Неудачной выглядит у В. Ф. Белого аналогия отдельного тела гарцбургитов, обладающих, как известно, аномальной текучестью [4, 7], с потоком вязкой лавы. Практически мгновенная кристаллизация дунит-гарцбургитов [4] и связанная с этим невозможность закалки, т. е. получения ультраосновного стекла [5], явно противоречат описанию В. Ф. Белым «апостекловатой серпентинитовой основной массы со следами пепловых обломков». Далее, в проявлениях фанерозойского ультраосновного вулканизма обычными являются миндалекаменные и флюидалные текстуры лав и гиалокластитов, чего не обнаружено в породах горы Длинной, хотя В. Ф. Белым подчеркивается взрывной характер начальной стадии извержений. Кроме того, все известные ультраосновные вулканисты характеризуются заметными минералогическими и петрохимическими различиями состава вкрапленников и основной массы, особенно при наличии вулканического стекла, чего не установлено в «лавах» горы Длинной [1, 2].

В формировании трещинных тел необычных гипербазитовых брекчий горы Длинной реализовалось, по-видимому, редкое сочетание относительной свежести исходных гарцбургитов и скоротечного брекчирования с одновременной гипергенной серпентинизацией [6]. Такое сочетание было возможным лишь в условиях достаточно быстрого подводного гравитационного оползания пластины массивных свежих ультрабазитов. Подобные брекчии не могли сформироваться как при значительной степени серпентинизации, так и при медленном тектоническом их перемещении.

Итак, феномен горы Длинной является ярким примером конвергентности различных природных процессов, что, в свою очередь, должно предостерегать исследователей от одностороннего подхода к многообразным природным явлениям и от абсолютизации в ущерб истине внешних, пусть «замечательных своей простотой и выразительностью» их признаков.

1. *Белый В. Ф.* Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 7.
2. *Велинский В. В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан — континент. Новосибирск: Наука, 1979.
3. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
4. *Иванов О. К., Штенгельмейер С. В.* Вязкость и температура кристаллизации расплавов ультрамафи-

- тов.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск, 1980.
5. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979.
 6. *Колясников Ю. А., Красный Л. Л.* О тектонической позиции массива ультрабазитов горы Длинной (северо-западная Камчатка).— Геотектоника, 1981, № 1.
 7. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
25 октября 1982 г.

УДК 551.24+551.26(571.6)

В. Г. Моисеенко, А. П. Сорокин

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов масштаба 1:2 000 000 (главные редакторы Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов) составлена на формационной основе, более информативна по сравнению с предыдущими картами и существенно допол-

няет и уточняет строение крупнейших структур Дальнего Востока. Она может служить основой для целого ряда специализированных карт, в том числе и минералогического направления.

Дальневосточный фонд карт пополнился Тектонической картой Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) м-ба 1:2 000 000. Она сопровождается схемами-врезками: тектонического районирования, областей складчатости и мезозойско-кайнозойских разломов. Карта составлена в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР при сотрудничестве с другими организациями АН СССР, Мингео РСФСР и Мингео СССР и включает как континентальную часть, так и акватории советского Дальнего Востока и сопредельных областей. В основу ее положено изображение геологических тел, выделяемых по вещественным признакам, — осадочных, магматических и метаморфических формаций и комплексов формаций, условий их залегания и взаимоотношений. Опыт применения формационных признаков (в сочетании со структурными) в составлении Тектонических карт Дальнего Востока уже имеется. Они были определяющими в Структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (1969 г.) (главный редактор Л. И. Красный). В отличие от последней Тектоническая карта Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова основана на количественных соотношениях типов пород, более информативна за счет детализации и показа многокомпонентности метаморфических и осадочных формаций. Увеличение на-

грузки Тектонической карты достигнуто разнообразным сочетанием штриховых знаков, а возрастная последовательность (взаимотношение) комплексов — тональностью окраски. В целом Тектоническая карта со схемами-врезками отражает структурно-вещественные комплексы и на их основе тектонические единицы, характерные для современных континентальных окраин и островных дуг.

Совокупность подобных приемов выразительно показывает внутреннюю структуру большинства докембрийских блоков в Становой складчатой области (Тунгиро-Олекминский, Янканский, Ларбинский, Брянтинский, Иликанский, Купуринский и др.), а также линейные звенья Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. Менее «структурно» выглядят мезозойско-кайнозойские впадины, в первую очередь Верхнезейская и Амуро-Зейская, морфология которых по подошве плитного комплекса (с позднего мела) изучена достаточно хорошо. Вместе с тем нельзя не указать на стремление авторов к объемно-вещественному выражению отрицательных наложенных структур и акваторий дальневосточных и полярных морей, показанных изопакетами и комплексами осадочных и вулканогенных формаций.

Акцентируя внимание на формационной сути Тектонической карты, необходимо отметить, что принципы ее построения и способы

их изображения четко подчеркивают генетическую преемственность и эволюционную направленность развития отдельных структур, например, длительность геосинклинального режима в Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской системах и последовательную его миграцию в направлении Тихого океана. Заметим, что авторы рассматривают Монголо-Охотскую систему в границах Амуро-Охотской складчато-глыбовой ветви, ограниченную системами Северо- и Южно-Тукурингского разломов, а также крупные мезозойские отрицательные структуры, как Верхнеамурский и Ушумунский, относят к окраинным прогибам Буреинского массива. Подобная схема районирования во многом спорная, так как в разрезе указанных мезозойских известны аспидные и флишоподобные формации (ульдугучинская, ковалихинская, сковородинская, ошурковская и др. свиты), сопоставимые по мощности и составу с геосинклинальными формациями «центрального ствола» Монголо-Охотской системы. Типичные глинисто-аркозовые формации присущи здесь герцинским и верхнемезозойским стратиграфическим горизонтам.

Вызывает интерес трактовка разрывных нарушений Дальнего Востока. Выделение систем разломов активных континентальных окраин коллизионного типа, связанных с горизонтальным перемещением континентальных блоков (см. схему мезозойско-кайнозойских разломов), свидетельствует о стремлении объяснить мезозойско-кайнозойские деформации востока Евразии с позиции сближения и столкновения жестких блоков земной коры.

*Амурский ДВНЦ АН СССР
Благовещенск*

Необходимо отметить ряд существенных дополнений и уточнений (по сравнению с предыдущими картами) в строении основных структур Дальнего Востока. В мезозойских геосинклинальных системах установлены формационные различия ранних и поздних мезозойских. Среди них впервые выделены эвгеосинклинальные (типа А и Б) и миогеосинклинальные области, различные по составу, полноте стратиграфического разреза и структурным признакам. Авторы в качестве автономных тектонических единиц рассматривают мезозойские и кайнозойские вулканические пояса, сопоставляя их с современными вулканическими островными дугами. Вполне современны и представления о различиях в строении срединных массивов (возрасту фундамента, мощности и составу чехла и др.).

Многие достоинства и положительные решения, указанные выше — результат длительных и целенаправленных исследований, выполняемых в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР под руководством акад. Ю. А. Косыгина по выявлению основных закономерностей тектонического строения, эволюции окраины Евразии и акваторий дальневосточных морей. Результаты этих работ широко известны и получили всеобщее и международное признание. Весомый вклад в составление Тектонической карты внесли и геологи-производственники, в первую очередь ПГО Дальгеология. Совместным трудом создана интересная и современная карта, которая может быть исходной для целой серии специализированных карт и схем, включая ориентированные на поиски полезных ископаемых.

*Поступила в редакцию
22 ноября 1983 г.*

ХРОНИКА

ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ ДЕВОНА И КАРБОНА
НА X МЕЖДУНАРОДНОМ КОНГРЕССЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И ГЕОЛОГИИ КАРБОНА

(12—17 сентября 1983 г., Мадрид)

На XIV Тихоокеанском научном конгрессе (Хабаровск, 1979 г.) при обсуждении проблемы о границе девона и карбона мною была высказана мысль о возможном решении этого вопроса при специальных сравнительных исследованиях карбонатных толщ Омолонского разреза Северо-Востока СССР и разрезов Рейнских Сланцевых гор. Она основывалась на проводимых Северо-Восточным комплексным институтом ДВНЦ АН СССР работах в этом районе (К. В. Симаков) и получила поддержку Международной рабочей группы. Были организованы совместные работы советских и бельгийских ученых, увеличившие объем информации по палеонтологическому обоснованию границы между девонем и карбоном. Идея сотрудничества возникла в рамках комитета «Твердая оболочка Земли» Тихоокеанской научной ассоциации. Исследования дали ценные результаты и в области сотрудничества между бельгийскими, голландскими, западно-германскими и советскими учеными. В связи с этим я был приглашен Бельгийским университетом на X Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона и принял участие в обсуждении итогов работ и выработке программы дальнейших исследований. Дискуссия показала, что полученные данные хотя и расширили наши представления о проблеме, но не позволили принять окончательного решения на основе только сравнительного изучения Омолонского разреза и разрезов Рейнских Сланцевых гор.

Вопрос о положении границы девона и карбона обсуждался на специальном симпозиуме и на заседании Международной рабочей группы по границе девона и карбона (MRG D/C). На симпозиуме были заслушаны доклады, посвященные анализу развития различных групп фауны на рубеже девона и карбона: цефалопод (Хаус, Англия, Кульман, ФРГ), кораллов (Поти, Венгрия), остракод (Блесс, Нидерланды), мисоспор (Клейтон, Англия), а также доклады по общим проблемам определения границы (Симаков, СССР, Стрил, Бельгия, Сандберг, США) и результатам деятельности национальных рабочих групп (Симаков, СССР, Папрот, ФРГ, Мамэ, Канада). При обсуждении докладов основная дискуссия развернулась по вопросу о выборе стратотипа границы девона и карбона. Сандберг предложил сосредоточить внимание на изучении разреза Мугуа (Китай), тогда как Симаков и Стрил предлагали в качестве основного претендента на стратотип рассматривать разрез Мугоджар (СССР).

Анализируя содержание докладов и дискуссию по вопросу стратотипа, современную ситуацию с границей девона и карбона можно оценить следующим образом. В 1979 г. на IX МКСиГК (Урбана, США) MRG D/C по предложению специалистов по конодонтам (Циглер, ФРГ, Сандберг, США и др.) принято решение установить границу D/C по появлению в филогенетической линии конодонтов *Siphonodella praesulcata* — *S. sulcata* вида *S. sulcata*. Советские специалисты участия в заседании не принимали и повлиять на решение группы не могли. С 1979 г. MRG D/C прово-

дятся поиски стратотипического разреза границы. Основное внимание сосредоточено на разрезах Рейнских Сланцевых гор, в которых расположен современный стратотип границы (Оберредингхаузен), и на разрезах Советского Союза. Работы, проведенные западно-германскими специалистами в Рейнских Сланцевых горах, показали, что подобрать на этой территории стратотип границы, удовлетворяющий всем требованиям, невозможно. На территории СССР интерес в настоящее время представляют разрезы Мугоджар. Для определения стратотипа в этом районе необходимы дополнительные исследования, которые позволили бы установить точное положение палеобиологического репера границы, предлагаемого Советской и Международной рабочими группами. Разрез Мугуа, предложенный в качестве эталона Сандбергом, в литературе не описан. Судить о его пригодности на роль международного эталона невозможно. Вероятнее всего, в ближайшие годы китайскими специалистами будут проведены детальные исследования этого разреза, результаты которых могут быть опубликованы к XI Международному конгрессу по стратиграфии и геологии карбона (1987 г., Китай). Международная рабочая группа по границе девона и карбона обратилась с просьбой к советской делегации провести в мае — июне 1984 г. экскурсию на опорные разрезы Мугоджар с целью ознакомления с ними с участием, по крайней мере, трех членов группы: проф. М. Хауса (Англия), проф. В. Циглера (ФРГ) и проф. Э. Папрот (ФРГ).

В настоящее время точки зрения Советской и Международной рабочих групп на положение границы девона и карбона в основном совпадают. Главное различие между ними заключается в выборе палеобиологического репера границы: Советская рабочая группа предлагает в качестве такового использовать появление одного из первых представителей рода *Ascutimioseras* (цефалоподы), а Международная продолжает настаивать на своем предложении, принятом в 1979 г. Вероятно, вопрос о выборе палеобиологического стандарта границы может быть решен после детальных исследований одного из разрезов Мугоджар, в которых установлено присутствие представителей различных групп фауны (цефалопод, конодонтов, фораминифер, брахиопод, кораллов, остракод и др.). Поэтому решено было организовать в этом районе работы, которые, возможно, окажутся завершающими в поисках стратотипического разреза.

Все участники дискуссии отметили, что проблема границы между девонем и карбоном приблизилась к окончательному решению благодаря активному участию специалистов Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР и Геологического института АН СССР при поддержке комитета «Твердая оболочка Земли» Тихоокеанской научной ассоциации.

Н. А. Шило

СОВЕЩАНИЕ ПО ВОПРОСАМ РУДОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

С 13 по 15 октября 1983 г. в Хабаровске состоялось совещание «Рудная специализация осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири», организованное Дальневосточным и Сибирским отделениями Междугосударственного литологического комитета на базе Дальневосточного научно-исследовательского института минерального сырья. В работе совещания приняли участие представители 16 научно-исследовательских институтов АН СССР, Министерства геологии СССР, пяти Производственно-геологических объединений, четырех организаций Министерства высшего и среднего специального образования СССР.

Академик Ю. А. Косыгин во вступительном слове отметил, что проблема изучения рудоносности осадочных формаций весьма актуальна. С осадочными комплексами пород генетически или пространственно связана большая часть полезных ископаемых, имеющих народнохозяйственное значение. Перед геологами Дальнего Востока СССР стоят большие задачи по изучению шельфа Тихого океана.

На совещании рассматривались вопросы рудной специализации главных типов осадочных формаций (в том числе углеродистых и терригенных, карбонатных и метаморфизованных) и кор выветривания. Большое внимание уделено закономерностям размещения и типизации концентраций железа, марганца, меди, свинца, цинка, золота, бокситов, фосфоритов, каолинитов, бентонитов, цеолитов; влиянию эндогенных процессов на экзотенный рудогенез; вопросам эволюции экзогенного рудообразования на протяжении геологической истории Земли.

В докладе Г. В. Ручкина «Рудоносность докембрийских осадочно-вулканогенных и осадочных формаций: цветные и благородные металлы» выделены типоморфные терригенно-кремнистые, железисто-кварцитовые, вулканогенно-терригенные, черносланцевые, терригенные, пестроцветные и карбонатные формации, с которыми пространственно и парагенетически связаны промышленные месторождения золота, меди, свинца и цинка. Рудоносные формации впервые возникают и закономерно повторяются на определенных этапах развития земной коры. Предпосылкой метаморфогенного оруденения является образование стратиформных месторождений с последующим наложением процессов прогрессивного и регрессивного метаморфизма.

Вопросам эволюции процессов формирования железорудных месторождений на протяжении всей истории Земли был посвящен доклад Ю. П. Казанского «Модель железонакпления в геологической истории Земли». Изменение химизма, минеральных форм и структурно-текстурных особенностей железосодержащих пород достаточно хорошо коррелируется с характером общего развития сред седиментации и источников осадочного материала.

В. И. Бгатов с соавт. в докладе «Проблемы комплексного изучения закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых Сибири» отметил, что для совершенствования основ научного прогнозирования месторождений необходимо выявление и изучение закономерностей глобального (стратиграфических, необратимости эволюции процессов рудообразования), регионального (структурно-тектонических и ландшафтно-климатических) и локального (строение и состав рудных залежей, фациальная и формационная принадлежность и др.) порядка. Обсуждаются перспективы поисков различных полезных ископаемых на территории Сибири. К ним относятся фосфориты на границе венда с кембрием, руды цинка, свинца, меди на нескольких уровнях развития карбонатных формаций позднего докембрия и нижнего палеозоя, соли эвапоритовых формаций, флюоритовая, целестиновая, бо-

ровая минерализация в нижнепалеозойских доломитовых формациях, рудоносные черносланцевые терригенные и терригенно-карбонатные формации, залежи магнетитов среди карбонатных формаций протерозоя, золотоносные россыпи в кайнозойских отложениях, мел-палеогеновые бокситы, каолины, кварцевые пески и россыпи титаномагнетита, циркона и ряд других объектов.

В докладе Р. Я. Склярова и Г. Ф. Скляровой «Экзогенные полезные ископаемые Дальнего Востока СССР» рассмотрено распространение в пространстве и во времени месторождений алюминиевых, железных, марганцевых, фосфатных, медных, свинцово-цинковых и серно-колчеданных руд, россыпей минералов железа, титана, олова, вольфрама и благородных металлов, каменных и бурых углей, графита, вермикулитовых слюд, цеолитов, жидких йод-бромных руд, термознергетических и лечебных минеральных вод. Отмечается общая тенденция усиления интенсивности экзогенного рудообразования в течение геологического времени. На основании количественного подсчета ресурсов выделены основные периоды экзогенного рудообразования.

В обобщающем докладе Д. Г. Сапожникова с соавт. «Рудоносные коры выветривания Байкало-Амурского региона» констатируется региональное распространение на Дальнем Востоке позднеюрско-раннемеловых палеогеновых и неогеновых кор выветривания. Рассматриваются перспективы для поисков россыпей минералов железа и титана, железных, марганцевых и кобальт-никелевых руд, бокситов, магнетитов и руд зон окисления.

В докладе Е. Т. Боброва «О корях выветривания и высокоглиноземистых породах архей — раннего протерозоя» на основании изучения докембрийских высокоглиноземистых конкреций высказывается мнение о том, что исходными для их образования были каолинит и, возможно, свободные окислы алюминия, но не привнесенные в бассейн, а диагенетически возникшие при преобразовании гидрослюдистых, хлоритовых, монтмориллонитовых и смешаннослойных минералов в восстановительных условиях.

Проблемам железо-, марганце-, боксито- и фосфоритности осадочных формаций по отдельным регионам посвящены доклады Е. А. Панских и Л. И. Кулиш, В. М. Мазилова, А. В. Лейпиг, Г. Н. Черкасова, В. И. Мысжица, Г. В. Роганова, В. А. Нагорного и др.

Перспективы на нерудное сырье отражены в докладах сотрудников ВНИИГеолНеруда: Г. П. Васянова и соавт. — «Каолиноносные формации Сибири и Дальнего Востока и перспективы поисков в них месторождений высококачественных каолинов», В. В. Шабалина и О. П. Мартынова — «Перспективы поисков глинистого сырья для огнеупорной и керамической промышленности в континентальных осадочных формациях Сибири и Дальнего Востока», Н. В. Кирсанова и соавт. — «Закономерности образования и размещения бентонитовых формаций Сибири и Дальнего Востока».

Проблемам изучения стратиформных месторождений цинка, свинца, меди, колчеданных руд на территории Сибири и Дальнего Востока посвящены доклады А. И. Трубочева, А. Е. Мирошниковой, Ю. А. Забировой и Н. И. Кириченко, Г. Ф. Скляровой, Ю. В. Давыдова, П. П. Петровского, А. И. Старникова. Докладчики подчеркнули, что для стратиформных месторождений различных регионов характерен строго выдерживающийся литолого-стратиграфический и формационный контроль. Уровнями стратиформного оруденения для Сибири являются протерозой, кембрий, реже ордовик, силур, девон, карбон, а для Дальнего Востока

ка протерозой, кембрий, девон. Независимо от источника рудного вещества свинцово-цинковые руды концентрируются в карбонатных, медные в терригенных, а колчеданные в вулканогенно-терригенных отложениях. Условия образования стратиформных месторождений реконструируются на основе широкого применения структурно-формационного, палеогеографического, литолого-фациального и других видов анализов.

Ряд докладов (Т. Н. Брѣвков и др., В. М. Гавшин и Ф. Г. Гурари, В. А. Баранов и др.) посвящен рудоносности углеродистых и терригенных формаций. Витумосодержащие образования в протерозое и фанерозое являлись концентраторами золота, полиметаллов и других элементов, установлена корреляционная связь их содержаний с количествами углеродистого, глинистого и органического вещества.

В докладе С. В. Денисова «Системы золотоносных россыпей Дальнего Востока» представлен системный подход к выделению рудоносных узлов россыпного золота на примерах изучения месторождений Дальнего Востока. В докладе Е. Н. Белова и А. Г. Филиппова «Верхнепротерозойские уровни россыпеобразования центральной части Сибирской платформы» по результатам исследований трех алмазонасных районов выделены четыре уровня россыпеобразования: раннекарбонный, средне-позднекарбонный, раннепермский и позднепермский.

Взаимосвязь гидротермальных и осадочных процессов в образовании экзогенных полезных ископаемых проанализирована в докладах Р. Я. Склярова «Рудная специализация и сопоставление экзогенных гидротермальных и магматических формаций», М. Е. Королева «Остаточные гидротермальные растворы как важней-

ший источник вещества для формирования экзогенных месторождений», В. А. Гуменюка «Эндогенные и экзогенные факторы в гидротермальном и осадочном рудообразовании». Высказанные положения позволяют конкретизировать представления о полигенности источников вещества для осадочных и эпигенетических рудных месторождений, более объективно подходить к вопросам прогноза месторождений с учетом тектонической активности седиментационных структур.

В рамках совещания проведен семинар «Технология обогащения минерального сырья», на котором применительно к месторождениям Сибири и Дальнего Востока затронуты вопросы флотационно-пирометаллургической схемы переработки и комплексного использования оловянно-полиметаллических руд, минералого-технологического картирования и обогащения оловянных и сложных окисленных свинцово-цинковых руд, повышения эффективности обогащения силикат-карбонатных апатитовых руд, влияния некоторых халькогенидов на процесс солевого хлорирования, перспективности экстракционных процессов в технологии олова и другие.

В принятом решении констатируется, что совещанием подведены итоги изучения рудоносности осадочных формаций, отмечена актуальность обсуждаемых проблем экзогенного рудообразования для регионов Сибири и Дальнего Востока, где осадочные формации составляют ~ 85% всей площади, определены основные направления дальнейших научных исследований в свете решения задач, выдвинутых XXVI съездом КПСС.

Г. Ф. Склярова

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ
(несоблюдение правил подготовки рукописи 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 морях и прилегающих 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 присылаемых статей не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение руководителя организации, в которой проводилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимо разрешение.

5. Статья представляется в двух экземплярах (один из них обязательно первый). Рукопись, в том числе приложения, примечания, список литературы, должна быть напечатана на машинке на одной стороне листа через два интервала (27 строк на страницу, 60 знаков в строке).

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. Стилистическая правка, дополнения, сокращения текста в корректуре не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны быть приведены в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общеупотребляемых (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускаются.

10. Употребляемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны или вписаны от руки четко и ясно. Во избежание ошибок необходимо соблюдать строгое различие между прописными (большими) и строчными (малыми) буквами, имеющими сходное начертание (например, К и к, О и о, С и с и другие); подчеркивая двумя черточками заглавные буквы снизу, строчные — сверху, а также буквами, похожими одна на другую:

g и *q*, *l* и *e*, *n* и *u* и т. д. Латинскую букву *I* следует писать, как римскую единицу в отличие от буквы *J* (йота). Индексы и степени должны быть написаны строго ниже или выше символов, к которым они относятся, и соответственно отмечены простым карандашом дугой \frown или \smile ; штрихи необходимо четко отличать от единицы, а в нижних индексах — единицу от запятой. Буквы греческого шрифта нужно подчеркивать красным карандашом, готического — синим, рукописные — желтым. Векторы обозначаются буквами полужирного начертания, для этого их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях рукописи пометать «п/ж» (надбуквенная стрелка не употребляется).

12. Цифровые таблицы, например, химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

13. 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 литературные источники обозначаются соответственно порядковой цифрой в квадратных скобках.

14. Список литературы оформляется в следующем порядке: для книг указываются фамилии и инициалы авторов, полное название статьи, издания, номер тома, части, выпуска, город, издательство, год издания, количество страниц в издании (например, 328 с.); для журналов — фамилии и инициалы авторов, название статьи, журнала, год, номер журнала (в соответствующих случаях — номер тома и выпуска); количество страниц статьи (например, с. 28—42).

15. Иллюстрирование статей картами, разрезами и микрофотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для ясности излагаемых автором фактов (общее количество иллюстраций — не более пяти; вклейки не принимаются).

16. Иллюстрационный материал, выполненный с учетом размеров журнальной полосы, прилагается к рукописи в особом конверте в двух экземплярах, один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими.

Рисунки необходимо пронумеровать и приложить в двух экземплярах напечатанный через два интервала список подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи. На чертежах, картах должно быть указано минимальное соответствующее тексту количество буквенных и цифровых обозначений, объяснение которых обязательно дается в подписи к рисунку. На полях рукописи необходимо указать место расположения рисунков и таблиц.

17. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), почтовые домашние и служебные адреса, телефоны.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Шеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), Ч. Б. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Е. В. Краснов, Е. А. Кулиш, В. А. Кулындышев, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Туезов, В. Н. Шапов

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИГиГ
ДВНЦ АН СССР, ком. 203, тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *С. А. Смородинова*
Корректоры *В. В. Борисова, Г. И. Шведкина*

Сдано в набор 16.02.84. Подписано к печати 27.04.84.
МН-01526. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.-
печ. л. 14,3. Уч.-изд. л. 15. Усл. кр.-отт. 14,7. Тираж
690 экз. Заказ № 65.
Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

1 р. 80 к.

Адрес подписчика

Индекс 70985