

Том 20, номер 2
ISSN 0207 - 4028

Март-Апрель 2001

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



<http://www.itig.khv.ru/POG/index.htm>

СОДЕРЖАНИЕ

Геодинамика, геофизика

- И.И. Абрамович, С.Д. Вознесенский, Н.Г. Маннафов.* Геодинамическая эволюция и металлогения Охотско-Колымского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса 3
- А.Г. Нурмухамедов.* Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю Нижняя Облуковина – Адриановка (Камчатка) 13
- В.Б. Каплун.* Результаты геоэлектрического мониторинга методом магнитотеллурического зондирования (с. Забайкальское, Хабаровский край) 24
- Ф.И. Манилов, Ю.Ф. Манилов, В.А. Махинина.* Строение верхней части консолидированной коры Приамурья и сопредельных территорий по результатам редуцирования гравитационных полей 34

Петрография, геохимия

- С.В.Ефремов, Д.В. Дудкинский.* Петрография, геохимические особенности и модель формирования меловых вулканитов Телекайского района (Чукотка) 43
- А.Ю.Антонов.* Геохимия Au, Ag, Ge, Ga в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги 62

Рудогенез

- Э.Л. Школьник, Л.Б. Хершберг, Е.В. Михайлик, О.В. Чудаев, М.М. Задорнов, М.Е. Мельников, В.А. Полиновский.* Условия залегания, закономерности распространения и особенности формирования кобальто-марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) 76
- А.Н.Калягин, П.Я.Тищенко, А.Ю.Гуков, Т.И.Волкова, Л.Н.Куриленко, Р.В.Чичкин.* О природе железомарганцевых образований моря Лаптевых 87

Рецензии

- В.Г. Моисеенко, В.А. Степанов.* О книге “Платинометальные месторождения России” 97
- В.И. Гончаров.* Золоторудные гиганты России и мира 100
- Л.В. Эйриш.* О книге “Бамское золоторудное месторождение” 101
- В.Г.Моисеенко, А.А.Сидоров.* Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности 102

Юбилей

- Лев Исаакович Красный (к 90-летию со дня рождения) 105

CONTENTS

Geodynamics and Geophysics

- I.I. Abramovich, S.D. Voznesenskiy and N.G. Mannafov.* Geodynamic evolution and metallogeny of the Okhotsk-Kolyma segment of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt 3
- A.G. Nurmukhamedov.* The geoelectrical section in the upper part of the earth's crust along the Nizhnyaya Oblukovina-Andrianovka profile (Kamchatka) 13
- V.B. Kaplun.* Results of geoelectrical monitoring by the method of magnetotelluric sounding (Zabaikalskoye settlement, Khabarovsk Territory) 24
- F. I. Manilov, Yu. F. Manilov and V. A. Makhinina.* Structural peculiarities of the upper consolidated crust in Priamurye and adjacent areas from results of gravity field reduction 34

Petrography and Geochemistry

- S.V. Yefremov and D.V. Dudkinskiy.* Petrography, geochemistry, and the origin model for Cretaceous volcanites of Telekay district, Central Chukotka 43
- A.Yu. Antonov.* Geochemistry of Au, Ag, Ge, Ga in the Quaternary volcanic rocks of the Kurile island arc 62

Metallogeny

- E.L. Shkolnik, L.B. Khershberg, Ye.V. Mikhailik, O.V. Chudaev, M.M. Zadornov, M.Ye. Melnikov and V.A. Polinovskiy.* Deposition conditions, formation regularities, and peculiar concentrations of cobalt-rich ferromanganese crusts on the guyots of Magellan seamounts (Pacific Ocean) 73
- A.N. Kalyagin, P.Ya. Tishchenko, A.Yu. Gukov, T.I. Volkova, L.N. Kurilenko and R.V. Chichkin.* The nature of the ferromanganese formations of the Laptev Sea 87

Reviews

- V.G. Moiseenko, V.A. Stepanov.* The book "Platinum metal deposits in Russia" 97
- V.I. Goncharov.* Gold ore giants of Russia and the World 100
- L.V. Eirish.* The book "The BAM (Baikal-Amur Railroad) gold ore deposit" 101
- V.G. Moiseenko, A.A. Sidorov.* The origin of the Earth, and the nature of its endogenic activity 102

Anniversaries

- Lev Isaakovich Krasny (90th birth anniversary) 105

ГЕОДИНАМИКА, ГЕОФИЗИКА

УДК [551.24 + 553.3.078] (571.65)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОХОТСКО-КОЛЫМСКОГО СЕГМЕНТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

*И.И. Абрамович**, *С.Д. Вознесенский,*** *Н.Г. Маннафов***

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

** ГП Магадангеология, г. Магадан

Анализ обширного фактического материала, предпринятый в последние годы в связи с составлением комплекта геологических карт Охотско-Колымского региона масштаба 1:500 000, позволяет существенно уточнить геодинамическую историю и металлогенические перспективы соответствующего сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В изученном регионе развитие пояса можно рассматривать как результат непосредственного продолжения функционирования Кони-Мургальской зоны субдукции, начиная с поздней юры, когда скорость океанической плиты Кула резко возросла. Из-за интенсивного тектонического стресса и снижения проницаемости литосферы в этот начальный период вся фронтальная зона пояса оставалась авулканичной, и лишь в ее тылу накапливалась вулканогенная моласса. В конце юры – начале мела произошел перескок зоны Беньюфа в сторону океана, после чего вулканическая деятельность проявилась в пределах современных границ пояса, включая территорию, находящуюся под водами Охотского моря. Двустадийная история развития пояса находит отражение в его петрохимической и металлогенической зональности.

Представление о внутриастеносферном перераспределении рудных компонентов под воздействием термо- и бароградиентных полей в период тектоно-магматической активности хорошо согласуется с выявленными закономерностями пространственно-временного распределения рудной минерализации в регионе. Это дает возможность с геодинамических позиций оценить перспективы выявления здесь разнотипных рудных месторождений.

Колчеданно-полиметаллические месторождения могут быть обнаружены в амагматичных продолжениях транстензионных структур в глубоких тылах пояса. Наличие зон локальной проницаемости в сочетании со структурными ловушками дает основание положительно оценивать регион в отношении ртутного оруденения. Режим интенсивного субдуцирования не способствовал полному обособлению золота от серебра во флюидных потоках мантийного происхождения, что отражается в составе руд соответствующих месторождений. О перспективах выявления золото-серебряных объектов с тем или иным соотношением этих металлов можно судить, учитывая петрохимические особенности пород. Наиболее перспективными в отношении оловянного оруденения являются области пересечения транслитосферными разломами структур типа Тарынского субвулкана и Куйдусунского вулканического поля, являющихся поверхностными выражениями палеоастеносферных ловушек.

Ключевые слова: геодинамика, металлогения, колчеданно-полиметаллическое, золото-серебряное, оловянное оруденение, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Охотско-Колымский (Примагаданский) сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) на протяжении последних 50–60 лет по ряду объективных причин играл роль полигона, на котором изучались основные закономерности геологического строения и рудоносности, присущие ОЧВП в целом. В результате этого сегмент оказался наиболее изученной частью ОЧВП. Тем не менее, многие принципиальные вопросы, касающиеся особеннос-

тей его развития, до сих пор остаются дискуссионными [3]. Среди исследователей нет единодушия даже в оценке возрастных границ и, соответственно, длительности формирования пояса. Причем разногласия в этом вопросе весьма существенные – от 15 до 90 млн лет [4, 17]. Высказываются самые разнообразные мнения о природе петрологической и металлогенической зональности пояса. Одни геологи видят в ней отражение неоднородностей, возникших во время протопланетной аккрекции, некие “атавистические

узоры”, другие – в специфике земной коры и (или) мантии, обычно без достаточной конкретизации своих представлений. Даже в тех случаях, когда перво-степенное значение в этом плане отводится влиянию фундамента, аргументация оказывается противоречивой [8, 17]. Р.Б. Умитбаев [17], касаясь причин пространственной обособленности оловянного и полиметаллического оруденения, полагает, что первое “свойственно лишь зонам и районам, субстрат которых представлен песчано-сланцевыми толщами”, в то время как второе “предпочитает карбонатные толщи чехлов срединных массивов”. Никаких пояснений, касающихся механизмов, обуславливающих указанное “предпочтение”, не приводится.

Принципиально новый подход к изучению региона намечился в связи с использованием идей тектоники плит [5, 7, 13, 14, 18]. Однако вопросы металлогении пояса в этом плане затронуты лишь в самом общем виде [5, 12] и заслуживают дальнейшего рассмотрения. В данной статье излагаются результаты палеогеодинамического анализа, предпринятого авторами в связи с составлением Металлогенической карты Охотско-Колымского региона масштаба 1:500 000 на плейттектонической основе.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Непосредственная геологическая предьстория Охотско-Колымского сегмента ОЧВП связана с функционированием Кони-Мургальской зоны субдукции. На протяжении приблизительно 100 млн лет ($P_2 - J_3$) здесь происходило медленное – (2–3 см / год) [7] поглощение литосферы океанической плиты Кула. На первых палинспастических схемах Л.П. Зоненшайна и его коллег рассматриваемая зона субдукции располагалась на значительном удалении от Сибирского материка, так что имелись основания реконструировать геодинамическую обстановку, отвечающую энсиматической островной дуге. Позднее, однако, эту структуру рассматривали в качестве энсиалической островной дуги, заложившейся на шельфе Сибирского материка. По нашим данным, ее фундаментом, помимо сибирского шельфа, служили Охотский и Омолонский микроконтиненты, отколовшиеся от материка в девоне. В задуговом бассейне Кони-Мургальской дуги отсутствовала кора океанического типа, так что эта структура лишь в географическом смысле являлась островной дугой. С геодинамической точки зрения, ее можно считать окраинноконтинентальным образованием, подобным современной дуге Сунда, окаймляющей шельф юго-восточной Азии.

В связи с глобальной перестройкой кинематики литосферных плит в поздней юре на порядок возросла скорость плиты Кула – до 20–23 см / год [7]. С этого момента повсеместно фиксируется резкая ак-

тивизация субдукционного процесса. Именно с этого момента начинается геодинамическая история ОЧВП в пределах Охотско-Колымского сегмента.

Существенно, что развитие пояса явилось непосредственным продолжением тектоно-магматической активности Кони-Мургальской дуги (Кони-Мургальского окраинно-континентального пояса). Более того, в начальный момент развития ОЧВП субдуцирование продолжалось без изменения положения границы конвергирующих плит, т.е. в пределах ранее существовавшего глубоководного желоба. При этом из-за увеличившейся скорости плиты Кула значительная часть Кони-Мургальского вулканического ареала оказалась областью сжатия, исключавшего поступление расплавов к земной поверхности. Авулканический интервал, примыкавший к желобу, до конца юры охватывал всю фронтальную зону пояса, и только за ее пределами накапливалась вулканическая моласса. Из-за локального переполнения глубин быстро поступающим холодным и вязким материалом океанической литосферы и невозможности ее дальнейшего поглощения в начале раннего мела произошел джампинг зоны субдукции со смещением глубоководного желоба в сторону океана на 150–200 км. Вероятные следы нового желоба в виде цепочки вытянутых в субширотном направлении впадин (ТИНРО, Шелиховская и др.) глубиной до 13 км, заполненных кайнозойскими осадками, фиксируются сегодня под дном Охотского моря.

Непосредственно в момент джампинга и сразу после него произошло временное снятие тектонического стресса в пределах вышеуказанного авулканического интервала дуга – желоб, в результате чего здесь возникли области относительного растяжения, благоприятные для развития декомпрессионного магматизма. Этому тектоническому эпизоду отвечает внедрение габбро-тоналит-плагиогранитовых массивов старицкого и охотского комплексов.

В раннем мелу начинается “последжампинговая” история ОЧВП. Она знаменуется массовыми вулканическими излияниями, сопровождаемыми дифференцированными интрузиями и субвулканическими телами. Магматическая активность охватила всю фронтальную зону пояса, включая ту ее часть, которая в настоящее время скрыта под осадками Охотского моря. Далее в тыл прослеживаются лишь узкие цепочки мелких интрузий, трассирующих поперечные трансензионные зоны.

В позднем мелу наиболее широко магматизм проявился в центральной и тыловой зонах пояса с тяготением интрузий и вулканических излияний к линейным поперечным структурам. Самые поздние вулканы в центральной зоне отличаются контрастным составом, свидетельствующим о начале рифтогенеза.

К концу позднего мела Корякский и Охотско-Колымский микроконтиненты блокировали зону субдукции [7], что вызвало прекращение магматизма в регионе и финальные складчато-надвиговые и сбросо-сдвиговые дислокации.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Работами наших предшественников [4, 6, 8, 18] в Охотско-Колымском секторе ОЧВП выявлены признаки петрохимической зональности, типичной для субдукционных обстановок. Новый фактический материал, накопившийся в последние годы (более 3 тыс. полных химических анализов), позволил уточнить и конкретизировать ранее выявленные закономерности.

При сравнении средних химических составов всех основных, выделяемых в регионе вулканогенных свит обращает на себя внимание увеличение кремнекислотности и щелочности более молодых образований, что отмечалось и ранее [8,18]. Существенно, однако, что эта тенденция не монотонна, и что она находит объяснение в особенностях геодинамического развития пояса. Для иллюстрации поперечной петрохимической зональности целесообразно ограничиться сравнением близких по содержанию SiO_2 существенно андезитовых свит (табл. 1), учитывая при этом их пространственное и возрастное распределение.

На первой преджампинговой стадии развития пояса его фронтальная зона в условиях значительного тектонического стресса, обусловившего низкую проницаемость литосферы, оказалась полностью амагматичной, а соответствующего возраста лавы (хасынская и момолтыкичская свиты) изливались только в пределах центральной зоны пояса. После смещения глубоководного желоба в сторону океана началось обычное эволюционное развитие такого рода структур. Вначале ареной вулканической

дейтельности оказалась ранее преимущественно авулканическая фронтальная зона пояса (свиты раннего мела), а в дальнейшем активизировались его центральная и тыловая зоны (свиты позднего мела). Для выявления поперечного петрохимического тренда следует принять во внимание, что фронтальную область пояса характеризуют пьегинская, поперечная, мэлдэкская и сигланская свиты. Все остальные свиты, учтенные в табл. 1, размещаются в пределах его центральной области. Как видим, в андезитах фронтальной области среднее содержание калия составляет 1.2%, в то время как в центральной области оно существенно выше, варьируя в пределах 1.8–2.1 %. Для магния и кальция выявляется прямо противоположная тенденция: MgO – 3.4% и 2.5–2.9%, CaO – 6.2% и 4.9–5.8%, соответственно. Заметных изменений железистости андезитов и концентрации в них натрия не наблюдается, что, очевидно, отражает отсутствие существенных вариаций степени плавления мантийного субстрата в поперечном профиле субдукционной зоны. Подобная закономерность установлена в ряде других регионов, в частности, в Андийском вулканическом поясе.

Интрузивные образования ОЧВП представлены широким спектром формаций: габбро-тоналит-плагиогранитовой – старичкиной ($J_3 - K_1$) и охотский (K_1) комплексы, гранодиорит-гранитовой – тенькинский комплекс (K_1), монцонит-гранитовой и субщелочных биотитовых гранитов – тас-кыстабытский ($K_{1,2}$), ульбейский, сеймканский, биликанский, омсукчанский (K_2) комплексы. Будучи членами единой вулcano-плутонической ассоциации, интрузивные комплексы повторяют рассмотренные выше пространственно-временные последовательности вулканических свит. Представители наиболее ранней габбро-тоналит-плагиогранитовой формации сосредоточены исключительно во фронтальной зоне пояса. Существенно более молодые комплексы широко рас-

Таблица 1. Петрохимическая характеристика андезитовой формации Охотско-Колымского сегмента ОЧВП.

Свита	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Fe	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}$	$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$
K_2 – улынская	55	<u>58.3</u>	<u>0.9</u>	<u>17.3</u>	<u>2.7</u>	<u>5.8</u>	<u>3.5</u>	<u>1.8</u>	<u>6.6</u>	<u>0.6</u>	<u>0.7</u>
		3.5	0.3	1.8	1.3	1.5	0.7	0.7	1.8	0.2	0.1
K_2 – нараулийская, кукушкинская	51	<u>58.6</u>	<u>1.1</u>	<u>18</u>	<u>2.6</u>	<u>4.9</u>	<u>3.8</u>	<u>1.8</u>	<u>6.5</u>	<u>0.6</u>	<u>0.7</u>
		5.1	1.3	2	1.4	2	1	0.9	1.9	0.2	0.1
K_1 – нанкалинская, кирикская	88	<u>59.4</u>	<u>0.9</u>	<u>17.3</u>	<u>2.5</u>	<u>5.1</u>	<u>3.4</u>	<u>2.0</u>	<u>6.6</u>	<u>0.5</u>	<u>0.7</u>
		5.4	0.3	1.8	1.3	2	0.9	1	2	0.2	0.1
K_1 – пьегинская, поперечная, мэлдэкская, сигланская	232	<u>57.2</u>	<u>1.0</u>	<u>17.3</u>	<u>3.4</u>	<u>6.2</u>	<u>3.5</u>	<u>1.2</u>	<u>6.9</u>	<u>0.6</u>	<u>0.6</u>
		6.6	0.3	1.8	1.8	2.8	0.9	0.9	3	0.2	0.2
J_3 – нерасчлененная, J_3-K_1 – хасынская, момолтыкичская	60	<u>58.4</u>	<u>1.0</u>	<u>17.1</u>	<u>2.9</u>	<u>5.2</u>	<u>3.6</u>	<u>2.1</u>	<u>6.2</u>	<u>0.5</u>	<u>0.7</u>
		6.7	0.4	1.7	1.7	2.5	0.7	2.7	3.1	0.1	0.2

Примечание. Здесь и далее в числителе – среднее, в знаменателе – стандартное отклонение, то и другое в масс.%; n – количество анализов; $\text{Fe}=\text{FeO}+0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$; $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$.

пространены в пределах всего пояса, и их состав закономерно меняется вкост его простирания. Петрохимическая зональность гранитоидов аналогична отмеченной для их излившихся комагматов и в равной мере выявляется как в обширных ареалах ульбейского и сеймканского комплексов (табл. 2), так и в узких цепочках мелких интрузивных тел тас-кыстабытского (табл. 3), биликанского и омсукчанского комплексов, рассекающих тыловую зону пояса. Последние, являясь типичными представителями “гранитоидов поперечных рядов”, в своем размещении контролируются протяженными разломами, смещения по которым включают ротационную компоненту. При “подстроении” к рассмотренным выборкам данных по интрузивам старицкого и охотского комплексов выявленная зональность становится еще более отчетливой. С учетом известного опыта использования петрохимической информации при геодинамических реконструкциях [15] можно говорить об

отсутствии существенных систематических вариаций глубины магмогенеза и степени плавления субстрата в поперечном сечении Охотско-Колымского сектора ОЧВП. Лишь для тылов поперечных структур пояса (тас-кыстабытский и ему подобные комплексы) есть основание предполагать их повышенную флюидонасыщенность и, как следствие, несколько большую степень плавления и подъем основного магмогенерирующего слоя выше границы Конрада.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Отмеченные выше петрохимические неоднородности ОЧВП наилучшим образом согласуются с представлением о процессах перераспределения петрогенных и рудных компонентов в пределах астеносферного канала под воздействием латеральных градиентов температуры и сверхлитостатического давления, возникающих на конвергентных границах литосферных плит [1, 19]. Следствием этих процессов

Таблица 2. Петрохимическая характеристика интрузивных ареалов ульбейского и сеймканского комплексов в поперечном профиле (фронт – тыл) субдукционной зоны.

Ареал	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe	Fe ₂ O ₃ /Fe	Fe/(Fe+Mg)
ТЫЛ											
Барыллыгэлах-Арангасский	147	<u>67.3</u> 8.7	<u>0.5</u> 0.4	<u>15.5</u> 2.3	<u>1.4</u> 1.9	<u>2.6</u> 2.5	<u>3.6</u> 0.7	<u>4.2</u> 1.2	<u>4.2</u> 2.8	<u>0.3</u> 0.2	<u>0.8</u> 0.1
Балунга-Танья-Нурский	51	<u>64.5</u> 8.2	<u>0.6</u> 0.5	<u>15.9</u> 1.8	<u>2.0</u> 1.8	<u>3.7</u> 2.5	<u>3.5</u> 0.8	<u>3.3</u> 1	<u>4.5</u> 3	<u>0.3</u> 0.2	<u>0.7</u> 0.2
Хейджан-Туманинский	688	<u>67.4</u> 7.9	<u>0.5</u> 0.4	<u>15</u> 2	<u>1.6</u> 2	<u>2.8</u> 2.7	<u>3.8</u> 0.7	<u>3.3</u> 1.2	<u>3.5</u> 2.6	<u>0.4</u> 0.2	<u>0.7</u> 0.3
Челомджа-Иретский	780	<u>65.3</u> 7.7	<u>0.6</u> 0.4	<u>15.6</u> 1.9	<u>1.9</u> 1.6	<u>3.5</u> 2.5	<u>3.9</u> 0.6	<u>2.9</u> 1.2	<u>4.4</u> 2.6	<u>0.5</u> 0.1	<u>0.7</u> 0.1
Приморский	176	<u>65.7</u> 8.8	<u>0.5</u> 0.4	<u>15.5</u> 2.3	<u>2.2</u> 2	<u>3.7</u> 3	<u>3.6</u> 0.6	<u>2.8</u> 4	<u>3.6</u> 3.1	<u>0.5</u> 0.2	<u>0.6</u> 0.3
ФРОНТ											

Таблица 3. Петрохимическая характеристика интрузивных ареалов тас-кыстабытского комплекса в поперечном профиле (фронт – тыл) субдукционной зоны.

Ареалы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe	Fe ₂ O ₃ /Fe	Fe/(Fe+Mg)
ТЫЛ											
Северный (Якутский)	118	<u>67.4</u> 4.4	<u>0.6</u> 0.3	<u>15.2</u> 1.3	<u>1.2</u> 0.6	<u>2.1</u> 0.9	<u>3.2</u> 0.5	<u>4.0</u> 0.6	<u>4.2</u> 1.6	<u>0.2</u> 0.1	<u>0.8</u> 0.1
Тас-Кыстабытский массив	23	<u>69.5</u> 5.6	<u>0.4</u> 0.3	<u>14.8</u> 1.6	<u>1.0</u> 1	<u>2.3</u> 2	<u>3.0</u> 0.7	<u>3.8</u> 1.3	<u>3.7</u> 1.9	<u>0.2</u> 0.1	<u>0.8</u> 0.2
Левобережье Кулу	28	<u>64.7</u> 8.8	<u>0.6</u> 0.4	<u>15.5</u> 1.8	<u>2.4</u> 2.9	<u>3.6</u> 2.5	<u>3.5</u> 0.6	<u>3.0</u> 1.2	<u>4.8</u> 2.4	<u>0.3</u> 0.1	<u>0.7</u> 0.1
Южный (Тенькинский)	50	<u>65.2</u> 6.6	<u>0.6</u> 0.4	<u>15.7</u> 1.5	<u>1.9</u> 1.4	<u>3.4</u> 1.9	<u>3.7</u> 0.6	<u>3.2</u> 1	<u>4.4</u> 2.9	<u>0.3</u> 0.2	<u>0.6</u> 0.3
ФРОНТ											

является также металлогеническая зональность пояса, определяющая максимальную изменчивость продуктов рудогенеза в его поперечном профиле. Этому соответствуют выделяемые на схеме (рис.) Фронтальная, Центральная и Тыловая металлогенические зоны пояса. Весьма характерна “перистость” Тыловой зоны, секущий, наложенный ее характер по отношению к более ранним геологическим образованиям. Отметим здесь также наличие в Тыловой зоне особо крупных магматических масс – Куйдусунского вулканического поля и Тарынского субвулкана (они частично располагаются за пределами рассматриваемого региона). Мы рассматриваем их в качестве индикаторов астеносферных ловушек, в понимании Е.В.Артюшкова, играющих особую роль в концентрировании рудоносных флюидов.

Оруденение Охотско-Колымского сегмента ОЧВП весьма разнообразно. Оно варьирует по набору рудных компонентов, степени их концентрации и масштабу выявленных месторождений. Пространственное распределение оруденения (рис.) характеризуется отчетливой зональностью, подобной наблюдаемой во многих других окраинно-континентальных поясах [1, 19, 20].

Медно-порфировое оруденение практически не выходит за пределы Фронтальной металлогенической зоны. Признаки редкометалльных молибденосодержащих формаций присутствуют во всех металлогенических зонах, однако промышленно значимые объекты в основном сосредоточены в Тыловой зоне. При “сквозном” распространении золото-кварцевой формации, ее существенное развитие имеет место лишь в Тыловой зоне. Объекты золото-серебряной формации обнаружены в Центральной и Тыловой зонах. Наиболее рудонасыщенна, особенно редкометалльными месторождениями и рудопроявлениями, Тыловая зона, где сконцентрированы, в частности, все промышленные оловорудные объекты.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ РЕГИОНА

Мировой опыт изучения металлогенической специализации структурно-вещественных комплексов, отвечающих различным геодинамическим обстановкам [11, 20], а также опыт анализа связи параметров геодинамического и рудогенетического процессов [1, 19] позволяют с новых позиций подойти к прогнозно-металлогенической оценке Охотско-Колымского сегмента ОЧВП. Проиллюс-

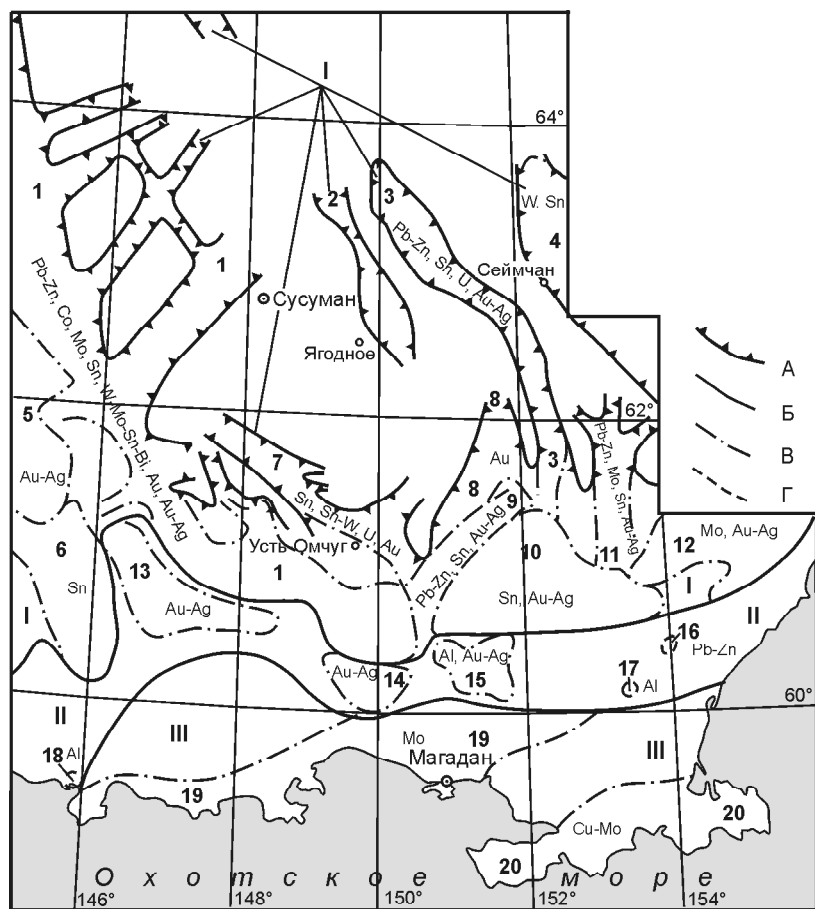


Рис. Схема металлогенического районирования Охотско-Колымского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

А – внешняя граница пояса; Б-Г – границы: Б – между металлогеническими зонами, В – рудных зон, районов, Г – отдельных рудных узлов; I – III – металлогенические зоны: I – Тыловая, II – Центральная, III – Фронтальная; 1-15, 19-20 – рудные зоны, районы: 1 – Тас-Кыстабытская, 2 – Хатыннахская, 3 – Оротуканская, 4 – Куранахский, 5 – Куйдусунский, 6 – Иняйский, 7 – Бутугычгаская, 8 – Право-Асанская, 9 – Лево-Асанская, 10 – Аткинский, 11 – Тання-Нурская, 12 – Балыгычано-Сугойская, 13 – Лево-Челомджинский, 14 – Нижне-Сеймканский, 15 – Карамкенский, 19 – Чуткаварская, 20 – Кони-Пьягинская; 16-18 – отдельные перспективные рудные узлы: 16 – Кивалга, 17 – Ховань, 18 – Молта. Символами химических элементов обозначена металлогеническая специализация выделенных площадей: металлы – главные компоненты рудных формаций в месторождениях отработанных, разведанных, оцененных (по категориям P₁ и P₂).

трируем это на примере некоторых ведущих типов рудных формаций.

Медное и молибденовое порфириное оруденение

Эта группа рудных формаций возникает почти исключительно в условиях субдукции, много реже – в задуговых рифтах, т.е. в структурах, тесно связанных с субдукционным процессом. Месторождения обычно размещаются на небольшом удалении от фронтальной части вулканического ареала, сразу за железорудными месторождениями, т.е. там, где латеральная компонента сверхлитостатического давления уже не столь значительна, а температура и флюидное насыщение существенно повышены. При стабильном и достаточно высоком градиенте глубинных РТ-условий месторождения оказываются разобщенными в пространстве: медные формируются ближе к фронту магматического ареала, молибденовые – ближе к его тылу. В ОЧВП, как показывают геофизические данные (сейсмическая томография, аномалии гравитационного потенциала и др.) и умеренный по величине латеральный градиент концентрации калия, более вероятны смешанные медно-молибденовые месторождения, что и подтверждается поисковой практикой.

Свинцово-цинковое оруденение

Миграция и перераспределение этих рудных элементов с формированием в конечном итоге месторождений контролируются исключительно латеральным температурным градиентом при отсутствии значительного тектонического стресса. Благоприятными областями, в которых аккумулируются металлы, являются наиболее холодные зоны градиентного поля. Такого рода условия возникают во многих типах геодинамических обстановок, в тех из них, где развиваются рифтогенные структуры. С этой точки зрения, перспективными в отношении колчеданно-полиметаллического оруденения являются некоторые преимущественно амагматичные (безгранитовые) зоны разломов в тылах ОЧВП.

Оловянное оруденение

Как известно, Охотско-Колымский регион существенной своей частью входит в пределы протяженного Чукотско-Тасманского оловоносного пояса. Формирование последнего связано с взаимодействием океанических плит, быстро перемещавшихся в западных румбах, с квазификсированным Евразийским континентом. Результатом этого взаимодействия явились вулкано-плутонические пояса, формировавшиеся в условиях значительного тектонического стресса. Свидетельством последнего (индикатором интенсивности субдукции) служат неоднородности мантии, регистрируемые в виде резко выраженной

гравитационной ступени – аномалии геоида. Латеральный градиент этого поля, как было показано ранее [1, 19], жестко скоррелирован с интенсивностью проявления оловянно-вольфрамового оруденения, масштабом оловорудных провинций. С этой точки зрения, рассматриваемый фрагмент ОЧВП безусловно перспективен в отношении выявления новых оловорудных месторождений. В его пределах градиент гравитационного потенциала высок, хотя и не достигает таких значений, как на Малаккском полуострове, где сосредоточены основные мировые запасы оловянных руд. Говоря более конкретно об условиях локализации рудных объектов, отметим следующее. Оловоносные флюиды, дающие начало рудным концентрациям в земной коре, формируются в астеносферном канале в условиях значительных латеральных градиентов сверхлитостатического давления. При этом оловосодержащие соединения совместно с крупноионными литофильными элементами (в частности, калием) мигрируют в области пониженного давления, каковыми являются тылы субдукционных зон и особенно разломы, достигающие кровли астеносферного канала, трансензионные структуры и астеносферные ловушки.

В Охотско-Колымском регионе наиболее перспективной в этом плане является Тыловая зона ОЧВП. В ее пределах особо благоприятны для локализации оруденения поперечные разломы и трансензионные зоны, трассируемые гранитоидами таскыстабытского и омсукчанского комплексов. Аналогичные структуры, в пределах которых размещаются интрузии биликанского комплекса, менее перспективны, поскольку их магматическое заполнение отвечает времени угасания деятельности рудогенерирующей системы. Весьма перспективными могут считаться Куйдусунское вулканическое поле и Тарынский субвулкан, которые, судя по геофизическим данным и наличию в их пределах признаков “петрологических и геохимических аномалий” (в терминологии В.А. Баскиной и М.А. Фаворской), соответствуют купольным структурам в кровле астеносферного канала – астеносферным ловушкам. Особо благоприятны участки пересечения ловушек с дренирующими их разломами. Подтверждением тому могут служить разведанный в последние годы крупный Ейемю-Одонканский (Верхнетарынский) олово-серебряный и Барыллахский оловянный рудные узлы, непосредственно связанные с Тарынским субвулканом.

Вольфрамовое оруденение

Богатые вольфрамоносные провинции, подобно оловорудным, формируются в условиях субдукционного и коллизионного процессов. При этом для обособления вольфрамсодержащих флюидов требуется общий интенсивный разогрев мантии и высокие

латеральные градиенты температуры. Как правило, это достигается в условиях длительного энергичного субдуцирования, которое, как уже отмечалось выше, сопровождается значительными латеральными градиентами сверхлитостатического давления. Таким образом, геодинамически обусловленное сочетание высоких латеральных РТ-градиентов, по существу, является главным условием появления хорошо известных олово-вольфрамовых парагенезисов.

Не исключено, что значительные оловянно-вольфрамовые месторождения могут быть выявлены в пределах Охотско-Колымского сегмента ОЧВП, для чего здесь требуется провести дополнительные детальные петролого-геохимические и геофизические исследования с целью оконтуривания палеотермических максимумов.

Ртутное оруденение

По причине крайне высокой летучести ртути для ее аккумуляции на астеносферном уровне достаточно даже незначительного градиента сверхлитостатического давления. Основным условием для формирования ртутных месторождений поэтому является совмещение зон транслитосферной локальной проницаемости со структурными ловушками и геохимическими барьерами на коровом уровне. В пределах Охотско-Колымского сегмента ОЧВП минимально необходимые условия такого рода могли реализоваться в разных частях пояса. Транстензионные структуры и подводящие каналы вулканических центров способствовали локализации ртутного апвеллинга из мантии, а сопряженные с ними структурные ловушки формировались как в связи с покровными излияниями базальтов, так и в условиях син- и постсубдукционной покровно-надвиговой тектоники. Учитывая шлиховые ореолы киновари, в частности в пределах распространения вулканитов мыгдыкитской свиты, можно говорить о реальных предпосылках выявления коренного ртутного оруденения, несколько отличного от типичного при “фронтальной ртутоносности”, подобной коряжской и калифорнийской, где транслитосферные разломы оказались перекрытыми пластинами обдуцированных офиолитов.

Золотое и серебряное оруденение

Область специальной металлогении, касающейся золота, до сих пор содержит множество нерешенных вопросов. Не случайно поэтому среди геологов, изучавших Охотско-Колымский регион, бытуют самые разнообразные представления и о закономерностях размещения месторождений, и об источнике этого металла. Такое положение дел отражает весьма специфическое поведение золота в рудном процессе – обилие рудных парагенезисов и “блуждающая” позиция в региональной зональности. Во мно-

гом это является следствием его геохимических свойств, в первую очередь – высокого коэффициента распределения между флюидом и расплавом. Именно этим определяется неустойчивость связи золотого оруденения с магматизмом. Золото лишь на время может совместно с расплавом использовать общие пути перемещения, но при первой возможности обособляется во флюидных потоках, разрывая хрупкие парагенетические связи с магматизмом.

Мировой опыт изучения геодинамической позиции золотого оруденения показывает, что практически все крупные месторождения так или иначе связаны с субдукционным процессом, включая случаи, когда он подготавливает условия для коллизионного рудогенеза. Именно субдукционный процесс обеспечивает крупномасштабный перенос золота в водно-флюидных потоках [1, 2]. Богатое золотое оруденение встречается как в островных дугах, так и в окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясах. Это означает, что ни мощность литосферы, ни тип коры не играют существенной роли в генезисе золотого оруденения.

В поперечном профиле субдукционных зон золото не занимает строго определенного положения. Оно может концентрироваться в их фронтальной части, ассоциируясь с медно-порфировым оруденением, в центральной области (ближнем тылу), нередко совмещаясь с оловянно-вольфрамовым оруденением, однако наиболее значительные золоторудные объекты обычно тяготеют к рифтогенным структурам в глубоких тылах субдукционных зон. Позиция золота в каждом конкретном регионе определяется совокупным влиянием термо- и бароградиентного полей на астеносферном уровне. Идеальными условиями для аккумуляции золота являются относительно холодные дальние тылы субдукционных зон. Такого рода условия обычно возникают при длительной, но “вялой” субдукции, которая является следствием малой скорости конвергенции плит и не слишком высокой вязкости подастеносферного субстрата.

Формирование Охотско-Колымского сегмента ОЧВП, как было отмечено выше, протекало в условиях весьма энергичного, но кратковременного субдуцирования. При таком режиме не происходит полного обособления золота от серебра – формируются эпитермальные золото-серебряные месторождения. Соотношение этих металлов в рудах варьирует, поскольку в термоградиентном поле на астеносферном уровне, как и в экспериментах Ф.А. Летникова [10], происходит расслоение флюидной фазы на “обводненную” (окисленную) и “сульфидную” (восстановленную) фракции. Золото в ассоциации с калием и другими крупноионными литофильными элементами, как и водосодержащий флюид, аккумулируется в области минимального сверхлитостатического дав-

Таблица 4. Рудонасыщенность металлогенических зон Охотско-Колымского сегмента ОЧВП.

Рудная формация	Металлогенические зоны					
	Фронтальная		Центральная		Тыловая	
	М	Р	М	Р	М	Р
Магнетитовых скарнов				1		3
Высокоглиноземистая вторичнокварцитовая			1	2		1
Медно-молибденовая порфировая		14				
Полиметаллическая жильная и вкрапленная				6	3	36
Полиметаллическая скарновая					1	3
Арсенидно-сульфоарсенидно-кобальтовая					2	2
Сульфидная кобальтовая жильная и вкрапл.						1
Молибденорудная кварцево-грейзеновая	1	5		6	2	6
Молибденорудная риолитовая		1		1		1
Вольфраморудная кварцево-грейзеновая					1	8
Вольфраморудная скарновая						4
Оловорудная кварцево-грейзеновая					14	41
Оловорудная силикатно-сульфидная					17	66
Оловорудная скарновая						2
Оловорудная риолитовая					4	8
Молибден-вольфрамовая кварц-сульфидная		1				3
Олово-вольфрамовая кварцево-грейзеновая						10
Вольфрам-молибден-олово-редкомет. грейз.				1	2	4
Редкометаллических гранитовых пегматитов						2
Антимонитовая аргиллизитовая					1	3
Уранорудная					1	3
Золото-кварцевая		9		3	4	62
Золото-сульфидная скарновая						2
Золотоносных конгломератов						2
Золото-серебряная			6	40	6	59

Примечание. М – месторождения, Р – рудопроявления.

ления, в данном случае преимущественно в дальних тылах пояса (месторождения Дорожное, Школьное, Малтанское, Левотахтинское). Халькофильные свойства серебра определяют относительное обогащение им той части астеносферного канала, где доминируют сульфидсодержащие флюиды. В пределах рассматриваемого сегмента ОЧВП ей соответствуют Центральная и примыкающая к ней часть Тыловой зоны, где преобладает золото-серебряная и серебряная минерализация с большим или меньшим количеством сульфидов (месторождения Бургагылканское, Сенон, Серебряное, Агатовское, Ойра, Карамкенское, Джульетта, Нявленга). Аналогичную природу имеют и локальные вариации золото-серебряного отношения, выявляемые при анализе вулканоструктур. И.Н. Котляр [9], изучавший рудонасыщенность вулканоструктур ОЧВП, вариации золото-серебряного отношения связывал с условиями экстрагирования металлов из расплавов трансмагматическими флюидами. Представляется, что определяющим фактором являются не условия экстрагирования и не кларковые соотношения рассматриваемых металлов в магматитах, а исходная металлогеническая специализация мантийных флюидов. Петрохимические особенности вулканических пород (соотношение концентраций алюминия и титана, окислен-

ность железа) свидетельствуют, что золотоносные образования формировались при участии водонасыщенного флюида, а породы, с которыми связана золото-серебряная и серебряная минерализация, несут признаки “сухого” магмогенеза.

Рассмотренные выше соотношения между характеристиками глубинного теплопереноса и металлогенической зональностью следует принимать во внимание и при крупномасштабных исследованиях, связанных с выявлением условий локализации отдельных рудных объектов и особенностей их состава. Поясним это на конкретном примере. Золото-серебряное месторождение Карамкен размещается в пределах Центральной металлогенической зоны пояса, чему вполне соответствует содержание и соотношение в нем главных рудных компонентов. Вместе с тем, это месторождение находится на продолжении Тас-Кыстабытской трансензионной структуры, ориентированной косо по отношению к простиранию пояса и не выходящей за пределы его Тыловой зоны. Тас-Кыстабытская структура, как было отмечено ранее, трассирует зону пониженного сверхлитостатического давления и потому аккумулирует существенно водные оловоносные флюиды. Суперпозицией мантийных потоков с разной геохимической (металлогенической) специализацией объясняется

Таблица 5. Потенциальная рудоносность металлогенических и рудных зон (районов) Охотско-Колымского сегмента ОЧВП.

Металлогеническая зона Рудная зона (район) Номер на схеме, наименование	Прогнозно-металлогеническая оценка: металлы - главные компоненты рудных формаций
I. Тыловая	Pb-Zn, Co, Mo, W, Sn, Mo-W, Sn-W, W-Mo-Sn-Bi, Be, Be-Ta-Nb-Sn, Al, Hg, Sb, Au, Au-Ag
1. Тас-Кыстабытская	W, Sn, W-Mo-Sn-Bi, Be, Be-Ta-Nb-Sn, Sb, Au, Au-Ag
2. Хатыннахская	Pb-Zn, Au
3. Оротуканская	Sn, Hg, Sb, Au, Au-Ag
4. Куранахский	Sn, Au
5. Куйдусунский	Sn, Sb, Au-Ag
6. Инйский	W, Sn, W-Mo-Sn-Bi, Be-Ta-Nb-Sn
7. Бутугычагская	Mo, Sn, Sn-W, Au
8. Право-Асанская	Au, Au-Ag
9. Лево-Асанская	Pb, Zn, Sn, Sb, Au, Au-Ag
10. Аткинский	Mo, Sn, Hg, Au-Ag
11. Танья-Нурская	Mo, Sn, Sb, Au-Ag
12. Балыгычано-Сугойская	W, Sn, Sn-W, Be-Ta-Nb-Sn, Sb, Au-Ag
II. Центральная	Mo, Mo-W, Al, Hg, Sb, Au-Ag
13. Лево-Челомджинский	Hg, Sb, Au-Ag
14. Нижне-Сеймканский	-
15. Карамкенский	-
III. Фронтальная	Cu-Mo, Mo, Mo-W, Al
19. Чуткаварская	Cu-Mo
20. Кони-Пьягинская	Cu-Mo

появление в золото-серебряных рудах Карамкена характерной оловянной минерализации (канфильдит, касситерит). Таким образом, отмеченное Н.Е.Саввой [16] формирование золото-серебряного месторождения “в зоне влияния магматических тел, содержащих олово-порфиоровое оруденение”, представляется как приповерхностное выражение весьма глубинного геологического явления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе реконструированной геодинамической истории региона и рассмотренных выше моделей рудогенеза, с учетом известных поисковых данных, имеется возможность дать общую прогнозно-металлогеническую оценку рассматриваемому сегменту ОЧВП (металлогенический потенциал + категория P_3). В табл. 4 отражена реально установленная рудонасыщенность выделяемых металлогенических зон. Как видим, за исключением медно-молибденовой порфиоровой формации все остальные типы оруденения сконцентрированы преимущественно в Тыловой зоне пояса. При этом из 25 рудных формаций 13 представлены здесь промышленно значимыми объектами.

В табл. 5 сведены результаты оценки потенциальной рудоносности металлогенических и рудных

зон (районов) Охотско-Колымского сегмента ОЧВП. Здесь символами химических элементов обозначены соответствующие рудные формации, в том числе сверх тех, что представлены известными месторождениями и указаны на схеме (рис.). Таким образом, рассматриваемый регион может считаться высокоперспективным в отношении широкого спектра рудных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И.И. Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. М.: МПР, ВСЕГЕИ, Геокарт, МАНПО, 1998. 140 с.
2. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамика и золотоносность Колымы (Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 1. С. 43-53.
3. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамическая история Охотско-Колымского региона // Геотектоника. 1999. № 5. С. 67-76.
4. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
5. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан, 1998. 211 с.
6. Гринберг Г.А. Позднепалеозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 9-26.

7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
8. Котляр И.Н., Белый В.Ф. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
9. Котляр И.Н. Факторы формирования золото-кварцевых и золото-серебряных рудно-магматических систем // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: РАН, Дальневост. отд-ние, СВКНИИ, 1997. С. 155–157.
10. Летников Ф.А., Жатнув Н.В., Лашкевич В.В. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. 134 с.
11. Митчелл А.Х.Г., Гарсон М.С. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
12. Натапов Л.М., Ставский Л.П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Сов. геология. 1985. № 3. С. 70–83.
13. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойда Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 192 с.
14. Парфенов Л.М., Ветлужских В.Г., Гамянин Г.Н. и др. Металлогеническое районирование территории республики Саха (Якутия) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 18–40.
15. Петрохимические исследования при геодинамических реконструкциях (Методическое пособие) / Абрамович И.И., Гельтман Л.С., Засеев В.Г. и др.; ВСЕГЕИ. Л., 1991. 99 с.
16. Савва Н.Е. Факторы, влияющие на видовой спектр и химический состав минералов серебра в рудах эпитепальных месторождений // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Магадан, 1997. С. 101–103.
17. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция: строение, рудоносность, аналоги. М.: Наука, 1986. 286 с.
18. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
19. Abramovich I. I., Klushin I.G. Geodynamics and Metallogeny of Folded Belts. New Delhi, Bombay, Calcutta. Oxford & IBH Publ. CO. PVT. LTD. 1990. 249 p.
20. Sawkins F.J. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics / Second Ed. Springer-Verlag, 1990. 461 p.

Поступила в редакцию 31 января 2000 г.

Рекомендована к печати В.И.Гончаровым

I.I. Abramovich, S.D. Voznesenskiy and N.G. Mannafov

Geodynamic evolution and metallogeny of the Okhotsk-Kolyma segment of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt

A great deal of factual data has been investigated as part of the Okhotsk-Kolyma geological maps at 1:500 000 compiled in the last few years. This provides a possibility to specify the geodynamic history and metallogenic potential of the Okhotsk-Kolyma segment of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt. The volcanogenic belt development can be regarded as a result of another stage of the Koni-Murgal subduction zone from the Late Jurassic when the Kula plate velocity rose strongly. As a consequence the tectonic stress increased to high values, the lithosphere permeability reduced significantly. And therefore the whole frontal part of the belt remained avolcanic. Only in the belt's rear part volcanogenic molasse accumulated. After the Benioff zone's jumping oceanward in the Late Jurassic – beginning of the Early Cretaceous the volcanic activity embraced the belt including the territory under the Okhotsk sea. The two-stage belt history is reflected in its petrochemical and metallogenic zonation.

The assumption that ore components being under the effect of thermo- and barogradient fields migrate within the asthenosphere in the period of tectono-magmatic activity agrees satisfactorily with the time-space regularities of ore deposits distribution throughout the belt. This allows us to make an estimate of the probability of discovering new different types of ore deposits in the region of interest. Massive sulfide-polymetallic deposits can be keyed in the amagmatic extensions of the transtension structures in the deep rear of the belt. Some local permeability zones and structural traps are a good reason for the prospects of the mercury mineralization in the region. Intense subduction was not favourable for separation of gold from silver within the mantle fluid flows, resulting in the deposit composition. A possibility to discover deposits of one or another gold/silver ratio can be inferred from petrochemical features of the host rocks. Structures like Taryn subvolcano and the Kuidusun volcanic field are the surface expressions of paleoasthenospheric traps. The points where they are intersected by translithospheric faults are most promising with reference to tin deposits.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ НИЖНЯЯ ОБЛУКОВИНА – АДРИАНОВКА (КАМЧАТКА)

А.Г. Нурмухамедов

Елизовская геофизическая экспедиция, г. Елизово

Рассмотрены результаты МТЗ по субширотному профилю, пересекающему центральную часть п-ова Камчатка. На основе анализа полярных диаграмм, амплитудных и фазовых кривых по различным направлениям показано, что в районах Центральной Камчатки для изучения верхней части разреза предпочтительно использовать регионально-продольные кривые. Приводится геоэлектрический разрез верхних частей земной коры и дана стратиграфическая привязка выделенных геоэлектрических горизонтов.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, геоэлектрический разрез, Камчатка.

В 1991–92 годах Елизовской геофизической экспедицией (ЕГФЭ) ПГО „Камчатгеологии” был проведен комплекс геофизических работ по региональному профилю посёлок Нижняя Облуковина – гора Адриановка (рис.1). Профиль входит в систему региональных профилей второго класса, пересекающих п-ов Камчатка в субширотном направлении. Основной целью работ является изучение земной коры и верхней мантии сейсмоактивных зон и областей современного вулканизма. Геологическая задача решалась комплексом геофизических методов, в том числе методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Полевые работы МТЗ осуществлялись с использованием станций ЦЭС-2, с регистрацией 5-и компонент МТ-поля в частотном диапазоне 0,001–10 Гц. В период с 1996 г. по 1998 г. осуществлена обработка и интерпретация материалов МТЗ.

Кроме названных работ, в предшествующие годы проведен большой объём МТЗ к северу от исследуемого профиля в районах Охотской эпимезозойской платформы, Центрально-Камчатского прогиба и в районе Ключевской группы вулканов [3]. Эти работы были направлены как на изучение вулканогенно-осадочного комплекса пород, с целью выделения структур, перспективных на обнаружение углеводородного сырья, так и на изучение земной коры и верхней мантии в области активной вулканической деятельности. Весь этот накопленный опыт был использован и в настоящей работе при интерпретации данных МТЗ.

В предлагаемой статье излагается методика обработки, интерпретации материалов МТЗ, а также результаты изучения верхней части земной коры, а именно, осадочных бассейнов Западной, Цент-

ральной Камчатки и разделяющего их выступа магмаметаморфического комплекса. Для геологической привязки использовались результаты тектонического районирования (рис. 1), представленные в работе [1].

ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ

Первичная обработка полевых материалов осуществлялась по общепринятой методике [2] и заключалась в определении частотных характеристик импедансов и магнитных параметров, описывающих линейные связи между компонентами электромагнитного поля в спектральной области в каждой точке наблюдений. Обработка велась на ЭВМ-1033 по программе „Днепр-88” (Томчаков Л. И., 1988). Для дальнейшей интерпретации материалов был использован комплекс программ „МТ-ЭКРАН-РС”, разработанный коллективом авторов в НИИП „Москомцентр ЭВИТА” ИВТ РАН (Москва), подготовленный для персонального компьютера типа IBM. В виде специально сформированных файлов создавались цифровые массивы частотных зависимостей модуля и аргумента основных и дополнительных импедансов по каждой точке МТЗ. С ними и проводился широкий комплекс интерпретационных работ. Конечным итогом последних явилось построение разновариантных геоэлектрических разрезов, в том числе геоэлектрического разреза верхней части земной коры.

АНАЛИЗ ПЕРВИЧНОЙ ИНФОРМАЦИИ, ОБОСНОВАНИЕ ВЫБОРА КРИВЫХ

Анализ кривых МТЗ по различным направлениям достаточно подробно изложен в ряде публикаций [3, 4, 5] и производственных отчётах (В.В. Ми-

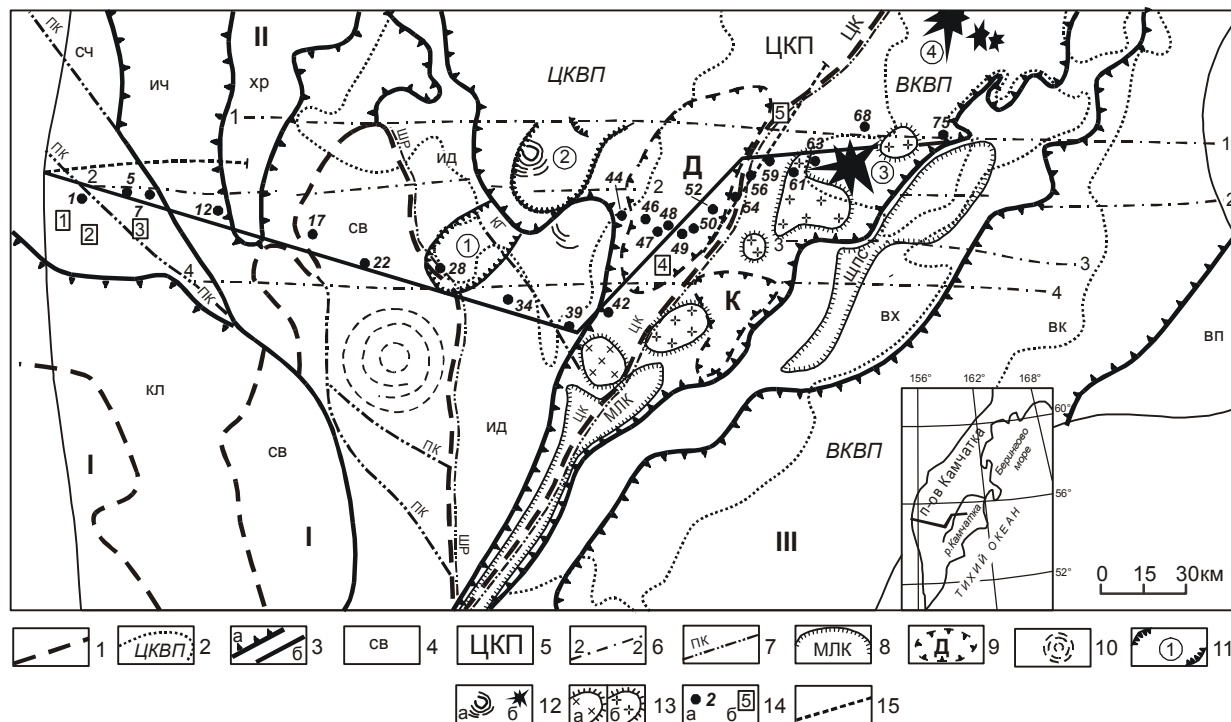


Рис. 1. Схема тектонического районирования (по С.Е.Апрелкову и О.Н.Ольшанской).

1 – границы Охотской платформы и складчатых зон (I – Охотская платформа, II – Западно-Камчатская складчатая зона, III – Восточно-Камчатская складчатая зона); 2 – границы вулканических поясов и их названия (ЦКВП – Центрально-Камчатский, ВКВП – Восточно-Камчатский); 3 – границы антиклинориев, синклинориев и блоков (а – “нормальные”, б – по разломам); 4 – названия структур: СВ – Срединный выступ основания, СЧ – Саицкий антиклинорий, ИЧ – Ичинский синклинорий, ХР – Хайрюзовский антиклинорий, КЛ – Колпаковский синклинорий, ИД – Ирунейская дуга, ВХ – горст-антиклинорий Восточных хребтов, ВП – горст-антиклинорий Восточных полуостровов, ВК – Восточно-Камчатский синклинорий; 5 – Центрально-Камчатский межгорный прогиб; 6 – транскамчатские широтные разломы (1–1 – Лаучанско-Адриановский, 2–2 – Ичинский, 3–3 – Кизиминский, 4–4 – Облуковинский); 7 – региональные разломы других направлений и их названия (ЦК – Центрально-Камчатский, ШР – Шаромский, КГ – Кирганикский, ПК – Петропавловско-Крутогоровский); 8 – новейшие грабены и их названия (ЩПС – Щапинский, МЛК – Мильковско-Быстринский); 9 – впадины ЦКП и их названия (Д – Долиновская, К – Китильгинская); 10 – Хангарский гранито-гнейсовый купол; 11 – вулканотектонические структуры (1 – Кирганикская, 2 – Кимитинская); 12 – щитовые и щитовидные вулканы (а) и стратовулканы (б) (3 – Николка, 4 – Толбачик); 13 – погребенные интрузии (а – основного – среднего состава, б – основного – ультраосновного состава); 14 – точки МТЗ вдоль профиля и их номера (а), пробуренные скважины (б): 1 – Схикийская-1, 2 – Усть-Облуковинская-1, 3 – Крутогоровская-1, 4 – Долиновская-2, 5 – Безводная-1; 15 – Профили КМПВ.

шин, А.Г. Нурмухамедов и др., 1994, 1996, 1998). Выводы и рекомендации в упомянутых работах по многим позициям сходны и отражают особенности исследований земной коры и верхней мантии в условиях Камчатки. Поэтому осветим лишь кратко особенности первичных данных МТЗ по профилю п. Ниж. Облуковина – г. Адриановка, характерные для центральных районов Камчатки.

На рис. 2А представлены наиболее характерные полярные диаграммы, полученные в различных геологических структурах (рис. 1), пересекаемых профилем. На периоде $T=25$ с выделяются эллипсоидные полярные диаграммы и диаграммы с

незначительным сжатием. С увеличением же периода ($T = 86; 1000$ с) заметно всё большее сжатие эллипсов основного импеданса. Диаграммы дополнительного импеданса часто имеют форму четырёх симметричных лепестков. Оси овалов основных импедансов при этом совпадают с минимальными значениями дополнительных. Такая закономерность отражает преобладание в районе работ структур с линейной тектоникой.

Азимуты осей полярных диаграмм в большинстве точек МТЗ с увеличением периода изменяются незначительно. Там же, где эти расхождения есть, они составляют 10° – 25° , т. е. отклонения находятся в

пределах точности их определения. В подавляющем большинстве точек, на разных периодах (25–1000 с) азимут одного из главных направлений полярных диаграмм близок или совпадает с генеральным простираем основных структур региона и в среднем составляет 30° – 35° .

Итак, анализ показывает, что главные направления полярных диаграмм в большинстве случаев совпадают с их максимальными и минимальными осями. Поэтому, более наглядное представление о величине и направлении больших осей полярных диаграмм основного импеданса может дать расчёт экстремумов (Z_{\max}) этих диаграмм [2]. На рис. 2Б экстремумы Z_{\max} представлены по всему профилю. Построены они на периоде 25 с и их направление привязано к географической системе координат. Из рисунка видно, что выделяется два основных направления Z_{\max} , это $30^\circ(\pm 12^\circ)$ и $120^\circ(\pm 12^\circ)$, разница между азимутами составляет 90° . В большинстве же точек профиля на всех периодах отмечено их близкое направление ($\sim 30^\circ$), совпадающее с генеральным простираем региональных структур.

Для изучения земной коры и верхней мантии использованы те амплитудные и фазовые кривые, которые построены по главным направлениям полярных диаграмм основного импеданса. Эти направления ($\sim 30^\circ$) в основном совпадают с генеральным простираем региональных структур. По отношению к главным геологическим структурам региона такие кривые являются регионально-продольными (в дальнейшем – продольными). При этом кривые, выбранные по другому главному направлению – 300° , назовём регионально-поперечными (в дальнейшем – поперечными). В ряде публикаций [3, 4 и др.] показано, что продольные кривые, в отличие от поперечных, в наименьшей степени подвержены искажающему влиянию регионального индукционного эффекта. Они лучше отражают строение земной коры и верхней мантии, увереннее фиксируют коровые проводящие объекты.

В районе работ присутствуют структуры более мелкого порядка, имеющие северо-западное простираем ($\sim 300^\circ$). Для них регионально-продольные кривые одновременно являются и локально-поперечными. Эти кривые, в основном, и использовались при изучении верхней части разреза, в том числе осадочных бассейнов.

Так как установка полевых датчиков МТ-поля выполнялась по азимутам $120^\circ(X)$ и $30^\circ(Y)$, то полученные по этим направлениям кривые ρ_{xy}^\perp и ρ_{xy}^\parallel являются соответственно регионально-поперечными (поперечными) и регионально-продольными (продольными).

ХАРАКТЕРИСТИКА КРИВЫХ МТЗ

Геологическое истолкование материалов МТЗ осуществлялось по трём фрагментам профиля, совпадающим с тремя генерализованными линиями разреза (рис. 1 и 3А), а именно: по западному фрагменту (0–185 км профиля), центральному (185–265 км) и восточному (265–335 км). Применительно к этому делению и будет произведен анализ кривых. Для удобства их сопоставления с геологическими структурами вдоль генерализованных линий вынесены некоторые точки зондирования. Полностью же точки МТЗ вынесены на разрезе на рис. 3А.

На рис. 4 представлены все продольные и поперечные кривые, собранные в семейства по принципу конформности. Разнообразие форм и уровней кривых отражает сложный характер распределения электропроводности по профилю.

В западном фрагменте профиля продольные кривые имеют форму типа Н, НК, НКН и реже К и КН. Форма поперечных кривых отличается от продольных, но их типы всё те же: Н, НКН, КН. Большинство кривых в своей левой части имеют чётко выраженный минимум, указывающий на наличие в разрезе мощного осадочного комплекса пород (МТЗ №№ 1–10). Смещение минимума от точки к точке в сторону высоких частот указывает на его постепенное выклинивание в восточном направлении (МТЗ №№ 1–16).

Начиная с точки № 17 и далее на восток по профилю, в правой низкочастотной области кривых формируется нисходящая ветвь, указывающая на наличие проводящего объекта в нижней части разреза.

Анализ полярных диаграмм, сопоставление форм и уровней кривых показывают на преимущественно квазидвумерный характер геоэлектрической среды в западном фрагменте профля. Между тем, в восточной части профиля в соотношении форм продольных и поперечных кривых просматриваются признаки трёхмерности среды.

Центральный фрагмент профиля характерен выдержанностью форм кривых (рис. 4). Здесь как продольные, так и поперечные кривые, в основном, относятся к типу НК. Нетрудно отметить, что практически на всех кривых, но в большей степени на поперечных, фиксируется смещение правых ветвей вниз. С одной стороны, соотношение продольных и поперечных кривых в ряде точек МТЗ напоминает присутствие здесь краевого эффекта [7]. Действительно, из рис. 5А видно, что в точках №№ 46–50 для поперечных кривых (в сравнении с продольными) наблюдается довольно контрастное смещение вниз правых ветвей. Смещение тем больше, чем ближе пункт наблюдения расположен к центральной части

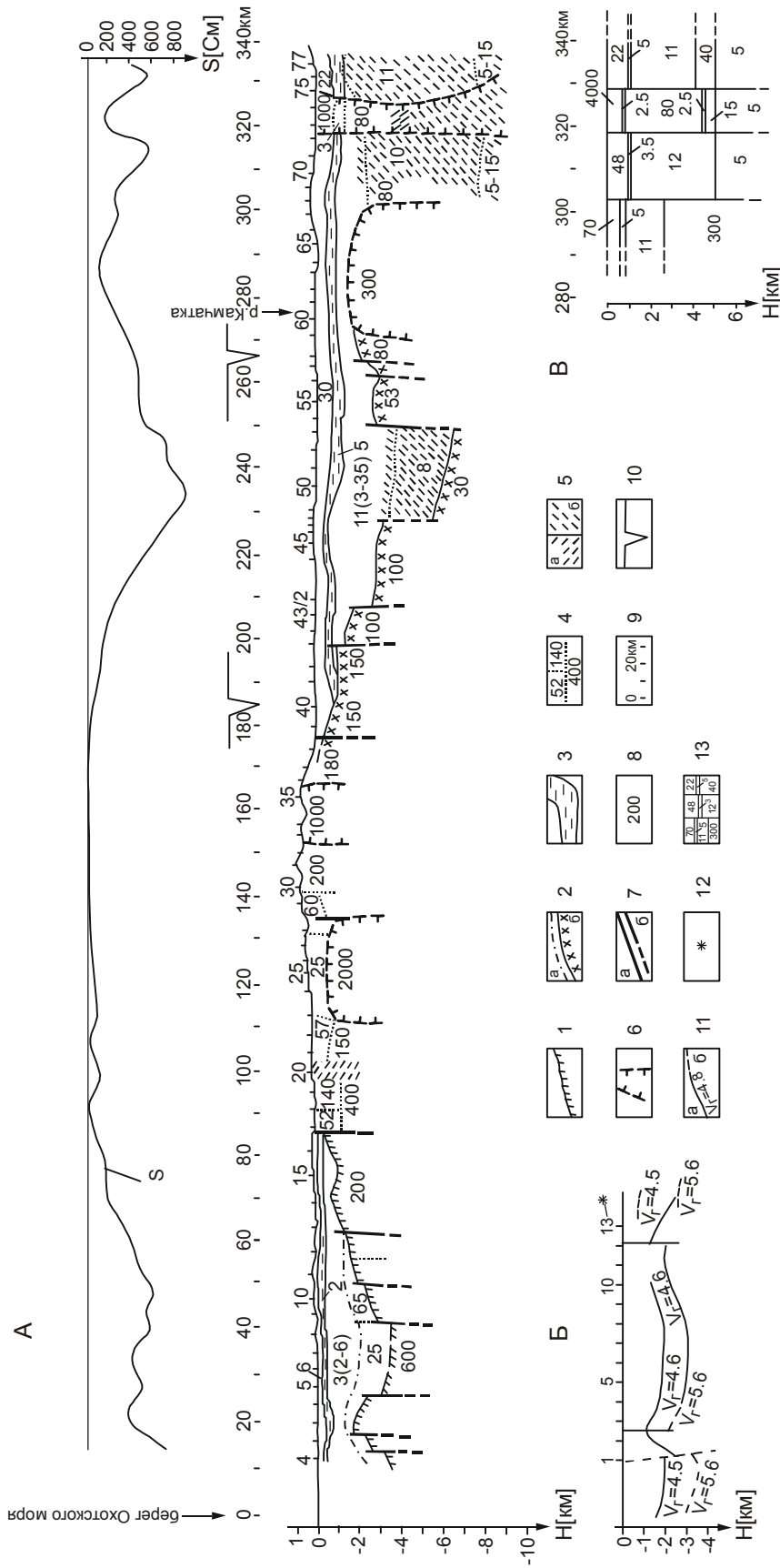


Рис. 3. А – Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю пос. Ниж.Облуковина – г.Адриановка. Б – Сейсмический разрез по профилю КМПВ (Ичинский). В – Результаты двумерного численного моделирования в восточной части профиля (290÷340 км профиля).

1 – опорный геоэлектрический горизонт, ассоциирующийся с кровлей верхнемелового комплекса Ичинского прогиба; 2 – геоэлектрические границы, ассоциирующие: а) с кровлей отложений тигильской серии (палеоген) Ичинского прогиба, б) с кровлей верхнемелового фундамента Центрально-Камчатского прогиба; 3 – низкоомный геоэлектрический горизонт, выделяемый в толще неогеновых отложений; 4 – прочие геоэлектрические границы, разделяющие участки различного сопротивления; 5 – зоны: а) аномально низкого сопротивления (1-3 Ом·м); б) низкого сопротивления (4-26 Ом·м); 6 – контуры высокоомных тел, ассоциирующихся с интрузивными образованиями; 7 – разломы; 8 – среднее значение сопротивления (Ом·м); 9 – разметка профиля в километрах; 10 – точки изгиба линии разреза профиля; 11 – сейсмические границы в разрезе КМПВ: а) уверенные; б) предполагаемые и значения граничных скоростей; 12 – пикеты на профиле КМПВ обозначают проекцию точек МТЗ на сейсмический профиль; 13 – блоки различного сопротивления (Ом·м), выделенные в разрезе по результатам двумерного численного моделирования.

впадины. Отмечается рост отношения $\rho_{yx}^{\parallel} / \rho_{xy}^{\perp}$ в прибортовой части впадины (МТЗ №№ 47, 48) и его уменьшение (МТЗ №№ 61, 63) при выходе из неё. Устойчивой линейной поляризации низкочастотного электрического поля, характерной для этого эффекта, здесь не зафиксировано, но отмечается квазилинейная поляризация. С другой стороны, в районе Долиновской впадины, в пределах 230–250 км профиля, фиксируется максимальная проводимость (рис. 3А) вулканогенно-осадочного комплекса (до 900 См). Вероятнее всего, здесь амплитудные кривые искажены S-эффектом [3]. Эффект приводит к конформному смещению правых ветвей поперечных кривых: вверх при уменьшении суммарной продольной проводимости верхнего горизонта и вниз – при её увеличении. При формальной интерпретации таких кривых можно существенно занижить глубины до кровли корового проводника. На рис. 4 видно, что на большинстве продольных кривых в левой части выделяются минимумы, указывающие на наличие в разрезе мощного осадочного комплекса, а нисходящие ветви могут быть связаны с коровым проводником. Эти кривые в дальнейшем использованы для изучения геоэлектрического разреза.

В восточном фрагменте профиля в интервале точек №№ 58–69 (265–305 км) продольные кривые имеют форму Н, НК. К типу НК можно было бы отнести и поперечные кривые (рис. 4), но в их правой низкочастотной области после восходящего фрагмента довольно уверенно проявляется перегиб, указывая на тип кривой, как НКН. Остановимся на этом подробнее.

В данном районе по результатам гравиметрической съёмки [1] выделены субширотные (~100°) разломы (Лаучанско-Адриановский, Ичинский и др.). Сочетание этих разломов с региональными структурами северо-восточного направления создаёт сложный тектонический рисунок. На этом участке профиля кривые ρ_{xy}^{\perp} , классифицированные нами как регионально-поперечные, одновременно несут в себе некоторые признаки продольных кривых. То есть, проявляется элемент трёхмерности среды. Здесь, в условиях выступа высокоомного основания (рис. 3А, 275–305 км профиля) в низкочастотной области кривых проявляется минимум (рис. 4, кривые 57–68). При формальной интерпретации можно выделить ложный проводящий слой, или, в случае с анализируемыми кривыми, существенно занижить глубины до кровли проводящего корового объекта. Вероятно, это искажение можно отнести к разряду локальных индукционных эффектов, которые возникают под влиянием соседних впадин [7]. Можно также отметить, что все характерные изгибы в амплитудных

кривых весьма уверенно повторяются и в соответствующих фазовых кривых.

В интервале точек №№ 69–77 (305–340 км профиля) фиксируются весьма сложные по своей форме кривые МТЗ. На первый взгляд, продольные и поперечные амплитудные кривые близки по форме, и большинство из них по типу можно отнести к НКНК(?). Но уже на периодах больше 200–400 с в продольных кривых (в отличие от поперечных) намечается выполаживание и образование максимума. Также уверенно эти особенности проявляются и в форме продольных фазовых кривых $\Phi\rho_{yx}^{\parallel}$. Здесь после максимума уверенно фиксируется нисходящая ветвь, указывающая на наличие корового проводящего объекта. В форме же поперечных кривых $\Phi\rho_{xy}^{\perp}$ этого не наблюдается. В какой-то степени, это ещё раз подтверждает правильность классификации кривых в восточной оконечности профиля. В целом, судя по кривым, геоэлектрический разрез характеризуется как аномально низкоомный. Мощность скин-слоя [2] в широком спектре периодов незначительна и глубинность МТ-зондирования здесь будет ограничена максимум 20–30-ю километрами. Весьма вероятно, что амплитудные кривые в точках №№ 69–77 (305–340 км профиля) подвержены влиянию гальванического эффекта. Контрастное низкоомное включение в разрезе способствует возникновению эффекта концентрации тока. Поэтому амплитудные кривые, полученные над такими объектами, сильно искажены и при формальной их интерпретации глубины до кровли корового проводника могут быть существенно занижены.

К сожалению, осуществить более углублённый анализ кривых в аномально низкоомном участке не представляется возможным, так как профиль не вышел за его пределы. Мы не имеем завершённой двумерной картины анализируемого объекта и его обрамления.

В работах [3–5] и производственных отчётах (В.В. Мишин, А.Г. Нурмухамедов, 1994, 1996, 1998) подробно проанализировано влияние регионально-индукционного (берегового) эффекта на результаты МТЗ. Это влияние сказывается на форме поперечных и, в меньшей степени, продольных кривых в их низкочастотной области. Воздействие эффекта зависит от степени удалённости точек наблюдения от береговой линии океана (<50 км). Мощный индукционный эффект со стороны Тихого океана не повлиял на результаты работ МТЗ, так как район исследования расположен на расстоянии 90 км и более от его береговой линии. Существует береговой эффект и со стороны относительно неглубокого Охотского моря, но его влияние на результаты МТЗ не столь значительно [3]. В работе [5] показано, что наличие в разрезе проводящего горизонта существенно уменьшает

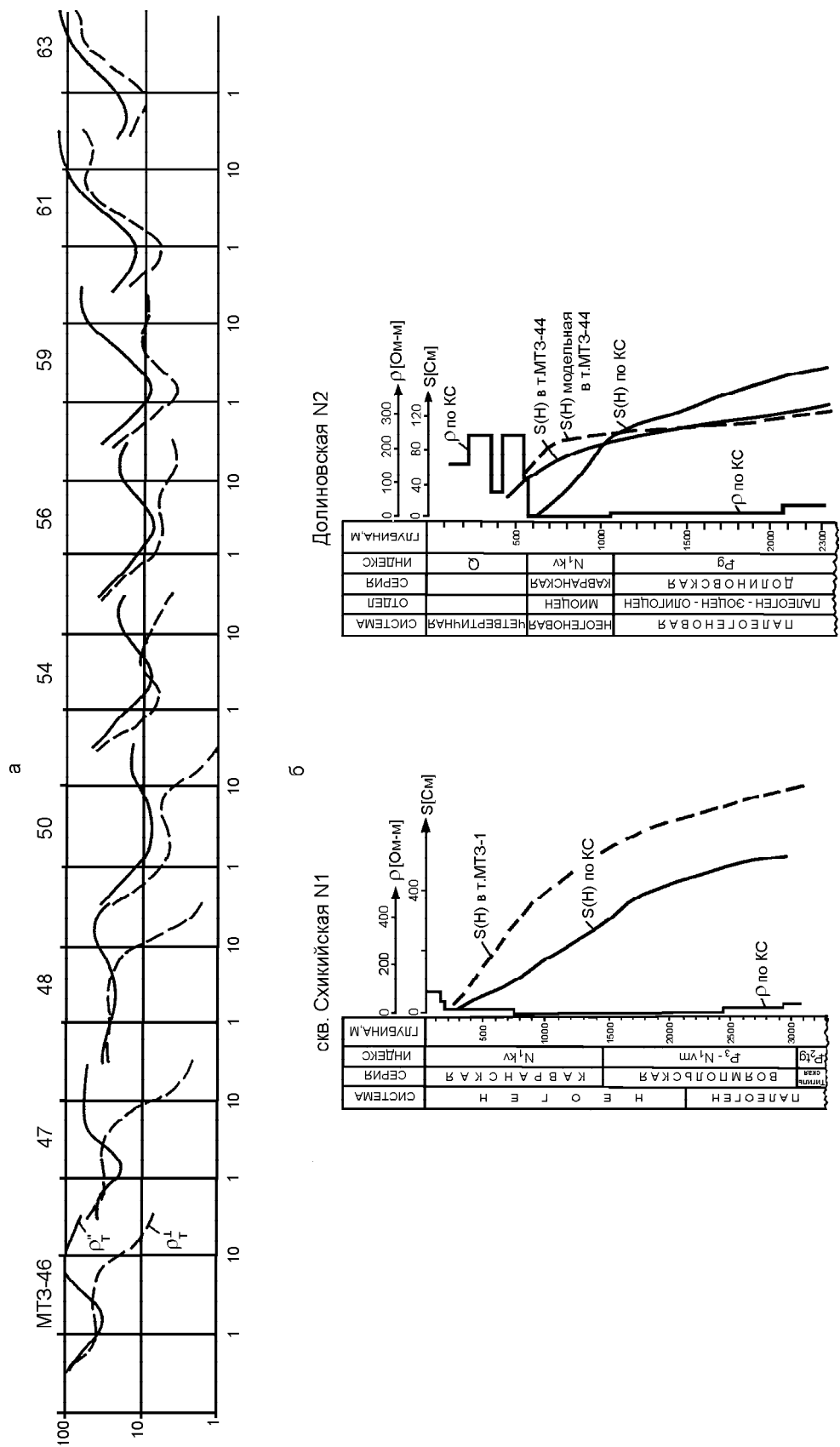


Рис. 5. Сопоставление продольных и поперечных кривых МТЗ в районе Долбиновской впадины (А) и информация по скважинам (Б). Т. – тигильская серия.

береговой эффект и сужает зону его действия. По результатам двумерного моделирования этот горизонт уверенно фиксируется в центральной части профиля (95–125 км) и имеет распространение далее на восток (В.В. Мишин, А.Г. Нурмухамедов, 1998).

Кроме ряда указанных выше эффектов в исследуемом районе имеют место и другие искажающие факторы. Их проявление связано с приповерхностными латеральными неоднородностями (интрузивными телами, зонами разломов и др.), что влечёт за собой изменение уровня и формы кривых [3]. Все эти факторы были учтены при интерпретации материалов.

ПОСТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

По кривым МТЗ не всегда удаётся получить полную информацию по вулканогенно-осадочному комплексу пород. Это обусловлено техническими возможностями станции ЦЭС-2, регистрирующей МТ-поле, начиная с частоты 10 Гц и ниже. То есть, самая верхняя часть разреза часто остаётся неизученной. Исследуемый же профиль на всём своём протяжении пересекает значительные по площади и по мощности отложений осадочные бассейны. По данным бурения и сейсморазведки (рис. 3Б и 5Б) мощность вулканогенно-осадочного комплекса достигает 2–3 км, а местами и более. Для её оценки по всему региональному профилю использовались известные в электроразведке приёмы [2]. Но, кроме этого, предпринята попытка расчленения осадочного комплекса на отдельные геоэлектрические горизонты различного сопротивления. При этом использовалась методика количественной одномерной S-интерпретации кривых МТЗ. В процессе прослеживания горизонтов учитывалась дополнительная информация по скважинам: Схикийской-1, Крутогоровской-1, Усть-Облуковинской-1 (Авдеев А.С., Коротеева Л.М., 1979; Гома Л.М., 1988) – в западной части профиля и Долиновской-2 (Никишкин А.И., Козьянина Л.П., 1986), Безводной-1 (Свистунов Е.П., 1988) – в центральной. Расположение скважин представлено на рис. 1. Данные скважины нельзя считать параметрическими для МТЗ ввиду их значительного удаления (9–20 км) от ближайших точек зондирования. Тем не менее, в качестве примера на рисунке 5Б представлены кривые S(H), рассчитанные по данным каротажа КС (скв. Схикийская-1, Долиновская-2), и для сравнения – аналогичные кривые, полученные в ближайших от скважин точках МТЗ 1 и 44. Здесь видно, что кривые, рассчитанные по разным данным довольно близки по форме и, в целом, отражают единую динамику изменения сопротивления с глубиной. В верхней же части разреза (1–1,5 км) кривые S(H) отличаются в большей степени. Объяснить это можно ря-

дом факторов, в том числе различной степенью обводнённости пород на указанных глубинах, их фациальными изменениями по латерали, выклиниванием низкоомных горизонтов к краям осадочных бассейнов. Динамика изменения проводимости с глубиной по остальным скважинам в целом остаётся такой же.

При выделении тектонических нарушений (разломов) принималось во внимание соотношение продольных и поперечных кривых МТЗ: их форма и уровень, наличие в разрезе контрастных перепадов глубин до кровли опорного высокоомного горизонта. Выделенные в разрезе разломы, как правило, совпадают с тектоническими нарушениями, выделенными по результатам гравиметрической съёмки [1].

Анализируя геоэлектрический разрез по группе скважин (Схикийская-1; Усть-Облуковинская-1; Крутогоровская-1) в западной части профиля отметим, что относительно высоким сопротивлением (20–180 Ом·м) характеризуется самая верхняя часть (40–300 м) неогеновых отложений, минимальным (первые единицы Ом·м) – неогеновые отложения кавранской серии. Незначительное увеличение сопротивления (7–9 Ом·м) фиксируется в нерасчленённых палеоген-неогеновых отложениях воямпольской серии. Скачок сопротивления (50–85 Ом·м) наблюдается в палеогеновых отложениях тигильской серии.

В центральной части профиля по данным двух скважин (Долиновская-2; Безводная-1) в верхней части разреза выделяется относительно высокоомная толща (90–190 Ом·м) четвертичных отложений. Ниже залегают низкоомные неогеновые отложения кавранской серии (2–5 Ом·м). Увеличение сопротивления до 12–40 Ом·м (скв. Долиновская-2) фиксируется в толще палеогеновых [1] отложений долиновской серии. Нерасчленённые палеоген-неогеновые отложения анавгайской и воямпольской серий (3 Ом·м, скв. Безводная-1) практически не отличаются по уровню сопротивления от пород кавранской серии.

По результатам работ КМПВ по Ичинскому профилю был построен геолого-геофизический разрез (Смирнов Л.М., Березин М.А., 1968). Его западный фрагмент в упрощённом виде представлен на рис. 3Б. Здесь сейсмическая граница с граничной скоростью 5.6 км/с отождествляется с кровлей верхнемелового фундамента. Граница с $V_r=4.5-4.6$ км/с выделена в верхней предкровельной части отложений тигильской серии. Геофизические профили расположены друг от друга на расстоянии 10–25 км (рис. 1). Сопоставление разрезов показывает удовлетворительную качественную сходимость в рисовке основных опорных горизонтов, в частности – в выделении верхнемелового основания и кровли палеогеновых отложений.

Таким образом, на основании данных МТЗ, при использовании информации по 5-и скважинам и сейсморазведке КМПВ, был построен геоэлектрический разрез (рис. 3А).

Сложным строением характеризуется разрез в центральном фрагменте профиля. В районе Долиновской впадины глубина до кровли палеогеновых отложений по данным скв. Долиновская-2 и скв. Безводная-1 составляет соответственно 1100 и 1200 м. Опираясь на эти данные, можно предположить, что применительно к геоэлектрическому разрезу кровля палеогеновых отложений должна совпадать с подошвой ($h=800-1300$ м) низкоомного (5 Ом·м) горизонта (рис. 3А, 190–330 км профиля). Сопротивление нижележащего горизонта сопоставимо по своему значению с сопротивлением долиновской серии (12–40 Ом·м) в скв. Долиновская-2 и анавайской, воямпольской серий (3 Ом·м) в скв. Безводная-1. Это даёт основание отождествлять данный геоэлектрический горизонт с палеогеновой толщей пород. Тогда нижележащую геоэлектрическую границу можно принять за кровлю верхнемелового фундамента, сопротивление которого составляет 100–150 Ом·м. В интервале глубин 4–6 км (225–250 км профиля) фиксируется зона низкого сопротивления. Можно предложить два варианта её истолкования. Первый: низкоомная зона представляет самую нижнюю часть палеогеновой толщи, и её пониженное сопротивление (8 Ом·м) можно объяснить определённой степенью минерализации водных растворов. Кровля верхнемелового фундамента при этом находится на глубине ~6 км. Второй вариант: низкоомное образование относится к катаклазированной верхней части верхнемелового фундамента. В этом случае глубина до кровли фундамента составит только ~3.5 км. Подобная ситуация отмечена в Авачинском грабене (Нурмухамедов А.Г., Желтухин А.С., 1992) на юго-востоке Камчатки. В пользу же первого варианта говорят данные сейсморазведки КМПВ (Горбадей Э.Ф., Матвеев А.Д., 1978). Сейсмопрофиль отработан к востоку от Долиновской впадины (рис. 1). На глубине 5 км выделена протяжённая сейсмическая граница с $V_r=5.2-5.6$ км/с, которую можно отождествить с кровлей верхнемелового фундамента. По глубине она довольно близка самой нижней (~6 км) геоэлектрической границе.

Геоэлектрический разрез в восточном окончании профиля (300–340 км) характеризуется весьма сложной картиной распределения электропроводности. Расположение последних по профилю точек МТЗ в плане совпадает с северо-западной границей Щапинского грабена (рис. 1). В целом, геоэлектрический разрез в этом месте можно охарактеризовать как аномально низкоомный, и выделение геоэлектрических границ здесь затруднительно. Тем не менее,

выделено несколько границ, разделяющих горизонты с близкими значениями сопротивления. Незначительное повышение сопротивления до 8-20 Ом·м (330–340 км профиля) наблюдается на глубине 1–1.3 км. Дать уверенную стратиграфическую привязку этому горизонту только по данным МТЗ затруднительно.

По всему исследуемому профилю было проведено двумерное численное моделирование. На рис. 3В представлен фрагмент этой модели в районе 300–340 км профиля. Её глубинная часть ещё требует критического осмысления, но верхняя (до ~4 км) во многом совпадает с результатами одномерной S-интерпретации. Здесь на фоне низкоомной зоны уверенно фиксируется относительно высокоомное субвертикальное образование. В верхней её части сопротивление составляет не менее 1000 Ом·м, ниже – 80 Ом·м. Это напоминает интрузию основного – ультраосновного состава [1] в ослабленной зоне. Возможно, здесь не исключена гидротермальная активность, так как сравнительно недалеко, в 15–20 км от описываемого участка, расположен вулкан Николка. Поэтому пониженное сопротивление в глубинной части интрузии можно объяснить её повышенной трещиноватостью и заполнением трещин минерализованными термальными водами. Да и низкоомный фон (8–11 Ом·м), вероятно, объясняется этими же причинами. К сожалению, дать более углублённый анализ этому участку не представляется возможным, так как профиль не вышел за его пределы, и мы не имеем информации о его восточных границах.

ВЫВОДЫ

На протяжении всего профиля многие кривые МТЗ, в большей или меньшей степени, подвержены влиянию искажающих эффектов. Наименьшему их влиянию подвержены регионально-продольные кривые. Они положены в основу при изучении геоэлектрического разреза. В целом же разрез представляется в таком виде:

В Западно-Камчатской складчатой зоне (0–85 км профиля) самая нижняя граница ассоциирует с кровлей верхнемелового комплекса. Сопротивление его составляет 200–600 Ом·м. Глубина до кровли колеблется в пределах 1–3.5 км. Наиболее погруженный его фрагмент в плане совпадает с осевой частью Ичинского прогиба. Вышележащая граница ассоциирует с кровлей палеогеновых отложений тигильской серии. Глубина до кровли колеблется в пределах 1.4–2 км. Мощность горизонта составляет 0.6–1.4 км, сопротивление – 10–100 Ом·м. Третий снизу геоэлектрический горизонт, по-видимому, можно отнести к палеоген–неогеновой (нерасчленённой?) толще воямпольской серии. Мощность его колеблется в пределах 0.5–1.6 км, среднее сопротивление составляет 3 Ом·м. Верхние два горизонта ассо-

цируют с неогеновыми отложениями кавранской серии. Общая их мощность колеблется в пределах 0.4–0.7 км. Сопротивление верхнего горизонта в среднем составляет 6 Ом·м, нижнего, вероятно более обводнённого, – 2 Ом·м.

В центральной части профиля (85–180 км) в разрезе не зафиксировано выдержанных по латерали, однородных по сопротивлению геоэлектрических горизонтов. На фоне относительно низкоомных фрагментов контрастно выделяются два фрагмента высокого сопротивления – 2000 и 1100 Ом·м. Они, очевидно, отражают гранитоидные интрузивные образования Срединного выступа Охотской платформы и восточной части Западно-Камчатской складчатой зоны. В целом же, такая мозаичная картина распределения электропроводности характерна для упомянутых структур. Она отражает степень метаморфизма средне-верхнепалеозойского и верхнемелового комплексов пород, а также наличие в них интрузий.

В районе Долиновской впадины Центрально-Камчатского прогиба (200–270 км профиля) самая нижняя геоэлектрическая граница отождествляется с кровлей верхнемелового комплекса (100 Ом·м). Её уровень по системе разломов погружается и ближе к центральной части впадины достигает глубины 5.5–6.5 км. Вышележащая граница (0.8–1.3 км) отождествляется с кровлей палеогеновых отложений. Их мощность меняется в пределах от 0.6–0.8 км до 5(?) км в центральной части впадины. Среднее сопротивление горизонта составляет 11 Ом·м. Третий снизу геоэлектрический горизонт связывается с неогеновыми отложениями. Мощность его составляет 0.3–0.5 км, сопротивление в среднем – 5 Ом·м. Самый верхний горизонт отождествляется с четвертичными отложениями. Его мощность составляет 0.5–0.8 км, сопротивление в среднем – 30 Ом·м.

В восточной части профиля к кровле верхнемелового комплекса предварительно можно отнести геоэлектрическую границу, выделенную на глубине 2–2.5 км (300–320 км профиля) и 1 км (320–340 км). В центральной части ослабленной низкоомной зоны выделяется субвертикальное тело предположительно интрузии ультраосновного состава.

Автор выражает искреннюю благодарность доктору геолого-минералогических наук Ю.Ф. Морозу за ряд практических советов по анализу материалов МТЗ и кандидату геолого-минералогических наук Апрелькову С.Е. за помощь в геологической интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53–66.
2. Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 256 с.
3. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. Л.: Недра, 1991. 184 с.
4. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Лощинская Г.А. Магнитотеллурическое зондирование земной коры Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 127–138.
5. Окулесский Б.А., Порай-Кошиц А.М., Смирнов В.С., Нурмухамедов А.Г. Глубинное геоэлектрическое строение юга Камчатки // Астеносфера по комплексу геофизических методов. Киев: Наук. думка, 1988. С. 72–83.
6. Рокитянский И.И. Исследования аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев.: Наук. думка, 1975. 280 с.
7. Справочник геофизика. Электроразведка. Книга первая. М.: Недра, 1989. 240 с.

Поступила в редакцию 15 июня 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

A. G. Nurmukhamedov

The geoelectrical section in the upper part of the earth's crust along the Nizhnyaya Oblukovina-Andrianovka profile (Kamchatka)

The results of magnetotelluric sounding along the sublatitudinal profile crossing the central part of Kamchatka Peninsula are offered. Basing on the analysis of polar diagrams, amplitude and phase curves with reference to different directions, it is shown that regional transverse curves should preferably be used to study the upper part of the section. A geoelectrical section through the upper part of the earth's crust is suggested, and stratigraphic reference of the distinguished geoelectrical horizons is given.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА МЕТОДОМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
(С. ЗАБАЙКАЛЬСКОЕ, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)**

В.Б. Каплун

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

В статье показаны результаты статистического анализа данных магнитотеллурического мониторинга, выполненного в одном пункте в течение девяти месяцев. Привлекая результаты предыдущих исследований, построены продольная и поперечная амплитудные кривые в диапазоне периодов от $\lg T = -0.6 \div 4.0$ [с]. По полученным кривым построена геоэлектрическая модель. Выделены проводящие слои в низах земной коры (30–35 км) и верхней мантии (200–250 км). Предполагается наличие третьего проводящего слоя на глубинах 100–120 км, отождествляемого с астеносферой.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, мониторинг, статистический анализ, геоэлектрический разрез, астеносфера.

ВВЕДЕНИЕ

В с. Забайкальском, расположенном на берегу р. Уссури в 120 км южнее г. Хабаровска, трижды за последние тридцать лет были выполнены глубинные магнитотеллурические зондирования с интервалом в десять лет. Эти исследования являются уникальными на юге Дальнего Востока РФ, так как регистрация в каждом случае велась в течение нескольких месяцев, и результаты базируются на большом объеме полевого материала. Полученные данные позволяют использовать их в качестве опорных при анализе и интерпретации кривых для сопредельных районов, имеющих слабую изученность методом МТЗ и сложное тектоническое строение.

Сихотэ-Алиньское сводовое поднятие в пределы изучаемой территории заходит частью своего западного крыла. Для тектонического плана характерна отчетливая продольная зональность, обусловленная омоложением складчатых комплексов в направлении с запада на восток. Среднеамурская впадина представляет собой сложную систему горстов, грабенов и поднятий фундамента, различного по возрасту, составу и степени консолидации. Грабены и погружения впадины выполнены палеогеновыми и неогеновыми терригенно-осадочными породами [2]. Верхняя часть разреза осадочных отложений представлена высокоомными аллювиальными отложениями, сопротивление которых составляет 300–700 Ом·м, иногда достигая 1000 Ом·м и более. Ниже залегают более проводящие горизонты, представленные глинами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сопротивле-

ние которых колеблется от 200 Ом·м (песчаники) до 10–30 Ом·м (глины). Средняя суммарная проводимость осадочного чехла составляет 10–100 См. Сопротивление пород верхней части фундамента составляет 100–500 Ом·м и возрастает с глубиной по мере уплотнения и увеличения степени метаморфизма горных пород. Точка наблюдения расположена на палеогеновых отложениях (андезиты, дациты, их туфы и туфобрекчии), мощность которых составляет около 300 м. Ниже залегают смятые в складки породы фундамента, представленные яшмами, известняками и аргиллитами мощностью более 1200 м.

Проведение электромагнитных исследований методами магнитовариационного и магнитотеллурического зондирования на территории Приамурья начато в 1964 г. Сахалинским комплексным НИИ (СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, г. Южно-Сахалинск) [6]. Основные результаты этих исследований методом МТЗ изложены в работе [1], в том числе и по пункту Забайкальское. Регистрация вариаций переменного геомагнитного поля велась трехкомпонентными полевыми магнитовариационными станциями «ИЗМИРАН» с вариометрами конструкции В.Н. Боброва. Электрическое поле в пункте наблюдения было линейно поляризовано во всем анализируемом интервале периодов в субширотном направлении. Поляризация геомагнитного поля в интервале периодов $T = 1000 - 10\,000$ с изменялась от квазилинейной до эллиптической. Кривые ρ_T были построены по направлениям измерительных линий (меридиональному и широтному). Они идентичны по форме, представлены нисходящими ветвями с

последующими перегибами, сдвинутыми относительно друг друга по оси ординат. Широтная кривая расположена по оси ординат значительно выше меридиональной. Анализ возможных искажений показал, что поведение продольных ρ^{\parallel} и поперечных ρ^{\perp} кривых вызваны влиянием трехмерных поверхностных неоднородностей. Левые нисходящие ветви кривых ГМТЗ не связаны с искажающим влиянием регионального индукционного эффекта и горизонтальных геоэлектрических неоднородностей, а несут информацию о вертикальном геоэлектрическом разрезе. В связи с трехмерным распределением геоэлектрических свойств, для интерпретации были взяты среднегеометрические кривые ρ_T , именуемые в работе [1] эффективными и рассчитанные по формуле

$$\rho_T = \sqrt{\rho_{B-Z} \times \rho_{C-Y}},$$

где: ρ_{B-Z} , ρ_{C-Y} – сопротивление вдоль линий, ориентированных в направлениях восток-запад и север-юг, соответственно.

В результате интерпретации была определена глубина залегания проводящего слоя на уровне 110–120 км.

Кроме этого в работе [1] проанализированы результаты зондирования еще в четырех пунктах: Южно-Сахалинск, Александровск, Итуруп и Комсомольск-на-Амуре. Сделан вывод, что при существенно разных уровнях расхождения продольных и поперечных кривых на каждом из пунктов зондирования, характеризующихся резко различными геоэлектрическими условиями, эффективные кривые находятся примерно на одном уровне по оси сопротивлений и при наложении практически совмещаются в интервале первой нисходящей ветви.

Повторное зондирование в с. Забайкальском проводилось нами в период с 1986 по 1988 гг. [3]. Регистрация электромагнитного поля велась пятикомпонентной станцией МЭВС с датчиками В.Н. Боброва. Для увеличения диапазона кривой зондирования использовалась аналоговая станция МТЛ-71. Зондирования проводились при различных длинах электрических диполей и в различные сезоны года. Построена кривая МТЗ и семь кривых ГМТЗ в диапазоне 625÷10 000 с, которые затем были усреднены в единую кривую ГМТЗ. Из-за влияния поверхностных неоднородностей уровень этих кривых по оси сопротивлений различен, но в связи с тем, что кривые имели перекрывающийся диапазон периодов, произведено их совмещение и коррекция уровня полученной кривой к уровню кривой ρ_N , соответствующей нормальному разрезу. При интерпретации этой кривой получены мощность первого слоя – 16 км, сопротивление – 2100 Ом·м. Выделены три зоны повышенной проводимости на глубинах 30–35, 100–120 и 200–220 км. Также выявлено, что в магнитоактивные

дни практически невозможно построить импедансную характеристику разреза, т.к. получаемые параметры имеют очень большой разброс. Это связано с нарушением связи между компонентами электромагнитного поля.

Третий этап магнитотеллурических исследований в с. Забайкальском относится к декабрю 1996 г. Цель – магнитотеллурический мониторинг геодинамических процессов. Режимные наблюдения электромагнитного поля проводились цифровой автоматической станцией ЦАИС согласно методике, предложенной в программе Федеральной системы сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Регистрировалось пять компонент электромагнитного поля (H_x, H_y, H_z, E_x, E_y) в непрерывном режиме с частотой опроса 10 сек, начиная с 8 декабря 1996 года по 6 августа 1997 года. Регистрация магнитного поля осуществлялась при помощи кварцевых магнитостатических вариометров, расположенных в немагнитном термостатированном помещении на бетонном основании, не связанном с полом. Датчики соединялись с блоком регистрации, расположенным в отдельном помещении, посредством вкопанного кабеля. Электрическими датчиками являлись два электрических диполя длиной по 50 м, ориентированных в направлениях север-юг и восток-запад. В качестве заземлений использовались графитовые стержни. Для уменьшения влияния изменений поверхностного сопротивления электроды располагались в глиняно-соляном растворе. Периодический контроль за поляризуемостью электродов и сопротивлением между ними показал практически полное отсутствие межэлектродной поляризации и незначительные вариации сопротивления. За период регистрации получено 373 записи длительностью 14 час 27 мин. Обработка предварительно подготовленных данных велась по программе, использующей спектральный анализ электромагнитного поля [8]. Расчеты магнитотеллурических параметров были выполнены для всех 373 записей без отбраковки по качеству первичного поля. В результате были построены кривые сопротивлений ρ_T по двум взаимно перпендикулярным осям – субширотной E_x и субмеридиональной E_y .

АНАЛИЗ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ КРИВЫХ

Из анализа амплитудных кривых, полученных ранее в с. Забайкальском [4], был сделан вывод, что наименее искаженной кривой и более точно отражающей разрез региона является субширотная кривая ρ_{xy} магнитотеллурического зондирования. В связи с этим, для дальнейшего анализа была рассмотрена форма кривых в экстремальных точках и уровень по оси сопротивлений кривых, построенных в широтном направлении. Однако субмеридиональные кри-

вые ρ_{yx} также учитывались при анализе геоэлектрического разреза. Все кривые построены в диапазоне периодов $\lg T = 1.4 \div 3.2$ [с]. Большая часть кривых ρ_{yx} лежит в диапазоне сопротивлений $\lg \rho = 2.0 \div 4.0$ [Ом·м]. Основная часть кривых имеет левую ниспадающую ветвь с минимумом при $\lg T = 2.0$ [с], затем восходящую ветвь с максимумом при $\lg T = 3.0$ [с] и правую ниспадающую ветвь.

Исследование амплитудных кривых проводилось с использованием статистических методов. На первом этапе был выполнен корреляционный анализ всех квазипродольных кривых. При этом коэффициенты взаимной корреляции менялись от 1 до -1. Это свидетельствует о том, что форма кривой очень сильно зависит от зарегистрированного поля, т.к. все остальное оставалось неизменным (аппаратура, методика регистрации, способ обработки и т.д.). А так как зарегистрированное поле является суммой полей внешнего и внутреннего происхождения, изменяющихся во времени, то следующим шагом была попытка выяснить, какая форма кривой является преобладающей, в какие периоды и в каком виде происходит её изменение. Для этого использовался кластерный анализ, а в качестве независимой переменной была выбрана средняя продольная кривая, полученная по результатам работ, проведенных вдоль субширотного профиля в пределах Буреинского массива и Среднеамурской впадины [5].

Перед использованием кластерного анализа все кривые были проверены на принадлежность к одному классу, и определено, какому закону подчинена ошибка измерения амплитудных кривых. На рис. 1 видно, что все анализируемые кривые принадлежат к одному типу и ошибка измерения подчинена нормальному закону распределения.

При кластерном анализе применялся метод полных связей, мерой сходства объектов служил

квадрат евклидовой метрики. Результаты анализа представлены в виде дендрограммы (рис. 2).

Из дендрограммы видно, что все кривые можно разделить на три кластера. Расстояние связи между кривыми внутри кластеров небольшое, что говорит о хорошем сходстве кривых зондирования. Расстояние связи между кластерами в семь раз больше расстояний внутри кластеров.

На рис. 3 видно, что кривая кластера № 3 занимает промежуточное положение между кривыми кластеров № 1 и № 2, в левой своей части тяготея к кривой кластера № 1, а в правой – к кривой кластера № 2. Коэффициент корреляции кривой кластера № 3 с кривой кластера № 1 составляет 0.93, а с кривой кластера № 2 – 0.6. На графиках расстояний каждой кривой от центра своего кластера в каждом кластере имеется некоторое количество кривых, явно выходящих за пределы доверительного интервала 0.95. Это говорит о том, что ряд кривых, имеющих сходные черты с тем или иным кластером, несут в себе какие-то признаки, выводящие их за пределы доверительного интервала.

При разделении совокупности кривых на 4 кластера (рис. 4) следует, что кривые кластеров № 1, № 2 и № 3 в целом конформны друг другу, а форма кривой кластера № 4, состоящего из 41 кривой от всех 300 кривых, резко отличается. Количество кривых, входящих во второй кластер, составляет почти половину всех кривых.

При разделении на семь кластеров (рис. 5) можно видеть, что в основном кривые делятся на две группы. К первой группе можно отнести кривые кластеров № 2, № 3, № 4 и № 7, которые состоят из 30, 64, 20 и 14 кривых, соответственно, и имеют более круглую восходящую левую ветвь без промежуточного минимума. Эти кривые составляют 43% от всего количества кривых. Коэффициент корреляции этих

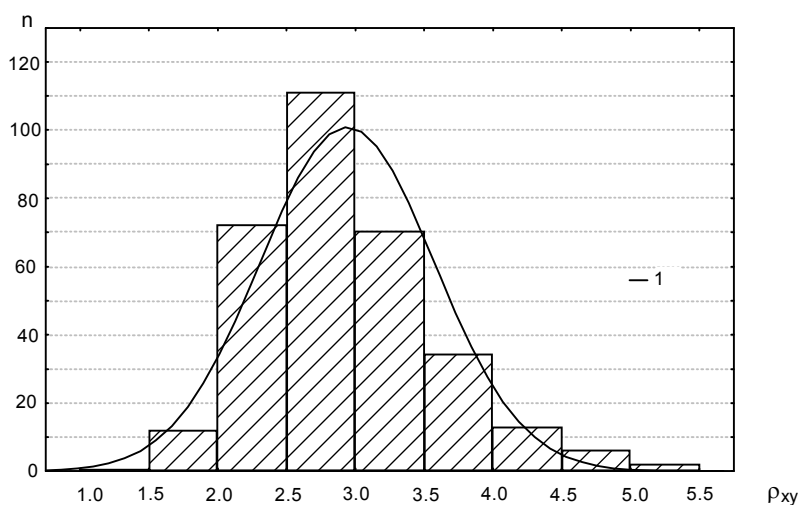


Рис. 1. Гистограмма распределения сопротивления $\lg \rho_{yx}$ на периоде $\lg T = 2.7$ [с]. 1 – кривая нормального распределения.

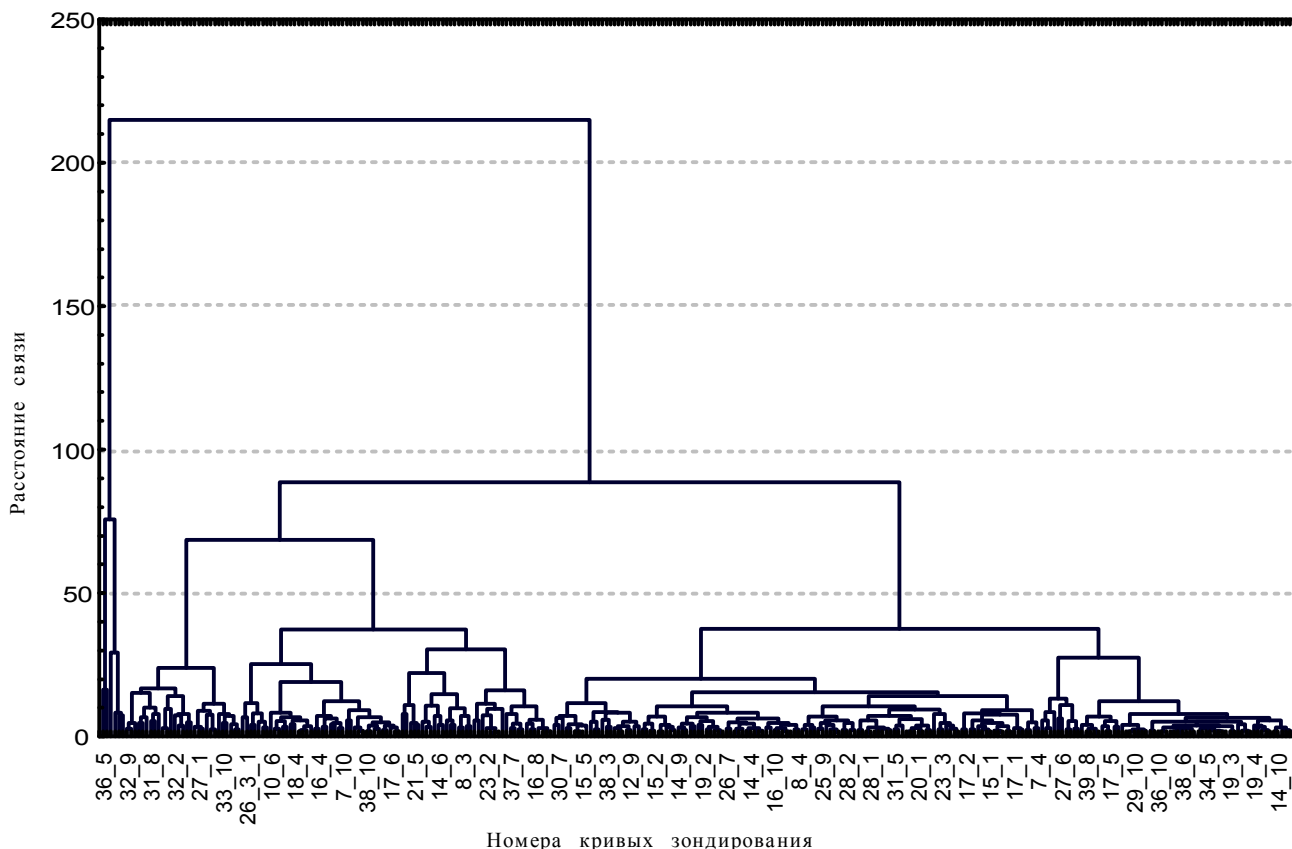


Рис. 2. Дендрограмма связи амплитудных кривых ρ_{xy} .

кривых между собой варьирует от 0.85 до 0.96. Вторая группа кривых, к которой относятся кластеры № 1, № 5 и № 6, включающие в себя 31, 61 и 80 кривых, соответственно, в отличие от первой группы, имеют нисходящие левые ветви с локальным минимумом при $\lg T=2.0$ [с]. Корреляция между кривыми кластеров № 1 и № 5 достигает 0.86, а самого большого кластера № 6 с кривыми кластеров № 1 и № 5 составляет 0.52 и 0.69, соответственно.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

- форма большинства кривых ρ_{xy} подобна, в основном варьирует уровень кривых;
- наибольшее подобие кривых наблюдается в их правой части в диапазоне $\lg T=2.0 \div 3.2$ [с];
- наиболее устойчиво ведет себя группа кривых, входящих в кластер № 2 (159 кривых) при трехкластерном анализе, в кластер № 2 (148 кривых) – при четырехкластерном анализе, и в кластер № 6 (80 кривых) – при семикластерном анализе.

Исходя из вышесказанного, можно предположить, что основной кривой ρ_{xy} в пункте зондирования является кривая, полученная при трехкластерном анализе и соответствующая кластеру № 2.

Форма этой кривой и ее положение по оси сопротивлений оставались устойчивыми при всех анализах, описанных выше. Кроме того, эта кривая своей правой частью выходит на уровень стандартной кривой [9] (рис. 3).

Описанный выше анализ был также выполнен и для субмеридиональных кривых ρ_{yx} . В результате этого была определена форма кривой ρ_{yx} и ее местоположение на оси сопротивлений. На рис. 6 показаны кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} , построенные в пункте Забайкальское при помощи кластерного анализа 300 зондирований, выполненных в непрерывном режиме в течение девяти месяцев. Вероятность построения составляет около 0.75. Лишь 25% всех кривых имеют значительное расхождение или в уровне или в наклоне одной из частей кривых.

Таким образом, мы получили с большой долей достоверности часть кривой магнитотеллурического зондирования в диапазоне $\lg T=1.4 \div 3.2$ [с].

В результате рассмотрения кривых, построенных для различного количества кластеров, была замечена одна характерная особенность поведения их формы. Практически на всех кривых в диапазоне $\lg T=2.7 \div 2.9$ [с] отмечается локальный минимум. Наличие данного минимума отмечалось и раньше, но в

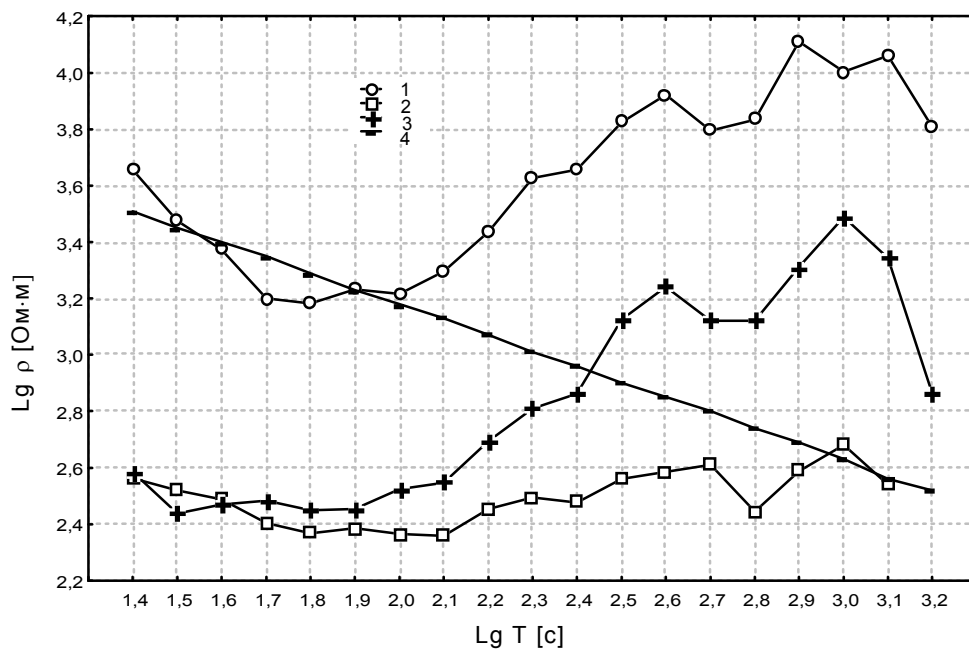


Рис. 3. Средние кривые ρ_{xy} , полученные путем разделения на три кластера.

1 – кластер № 1 (53 кривых),
2 – кластер № 2 (159 кривых),
3 – кластер № 3 (88 кривых),
4 – стандартная кривая.

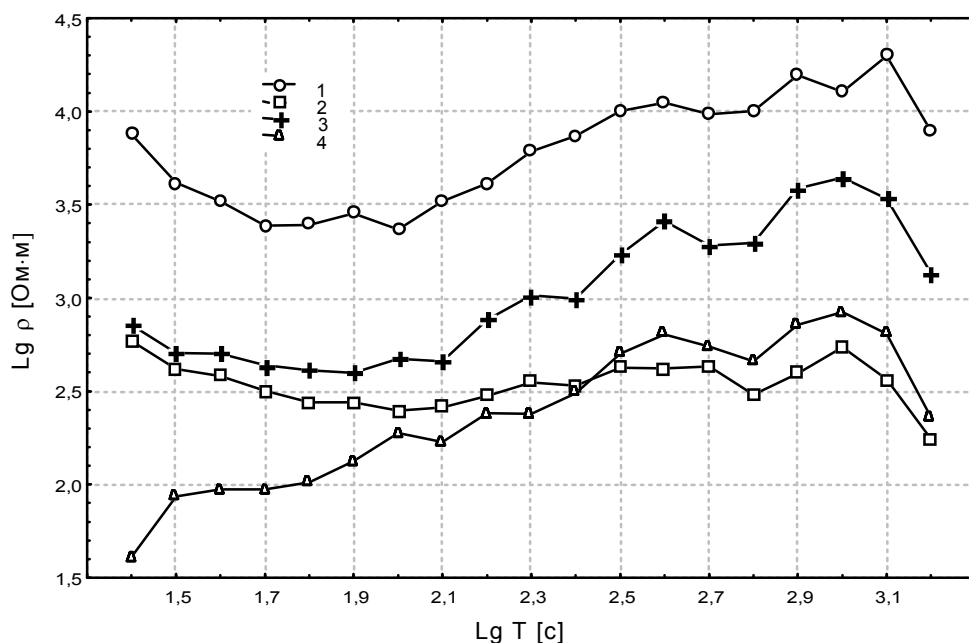


Рис. 4. Средние кривые ρ_{xy} , полученные путем разделения на четыре кластера.

1 – кластер № 1 (35 кривых),
2 – кластер № 2 (148 кривых),
3 – кластер № 3 (76 кривых),
4 – кластер № 4 (41 кривая).

связи со слабой выраженностью его наличие всегда оспаривалось. Данное исследование показало его устойчивое положение на кривой в течение продолжительного времени и доказывает его достоверность. Положение данного минимума связывается с наличием в геоэлектрическом разрезе хорошо проводящего слоя в верхней мантии, называемого астеносферой.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ ЗОНДИРОВАНИЯ

Сопоставим данные кривые с кривыми, полученными в с. Забайкальском в различные годы и опубликованными в работах [3, 4] (рис. 7). На рис. 7

показаны квазипродольная кривая ρ_{xy} из работы [3], которая получена путем совмещения кривых МТЗ и ГМТЗ, но не нормированная к уровню стандартной кривой; кривые МТЗ и ГМТЗ из работы [4], но не совмещенные между собой, и кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} , полученные станцией ЦАИС в 1997 г. в диапазоне коротких периодов, для которых $\lg T = -0.6 \div 2.2$ [с].

Рассматривая приведенные кривые, можно видеть, что кривая ρ_{xy} из работы [3] имеет минимумы на тех же периодах, что и кривые, полученные при помощи станции ЦАИС, и расположена примерно на том же уровне сопротивлений. Кривые МТЗ из работы [4] отличаются от других кривых своей сильной

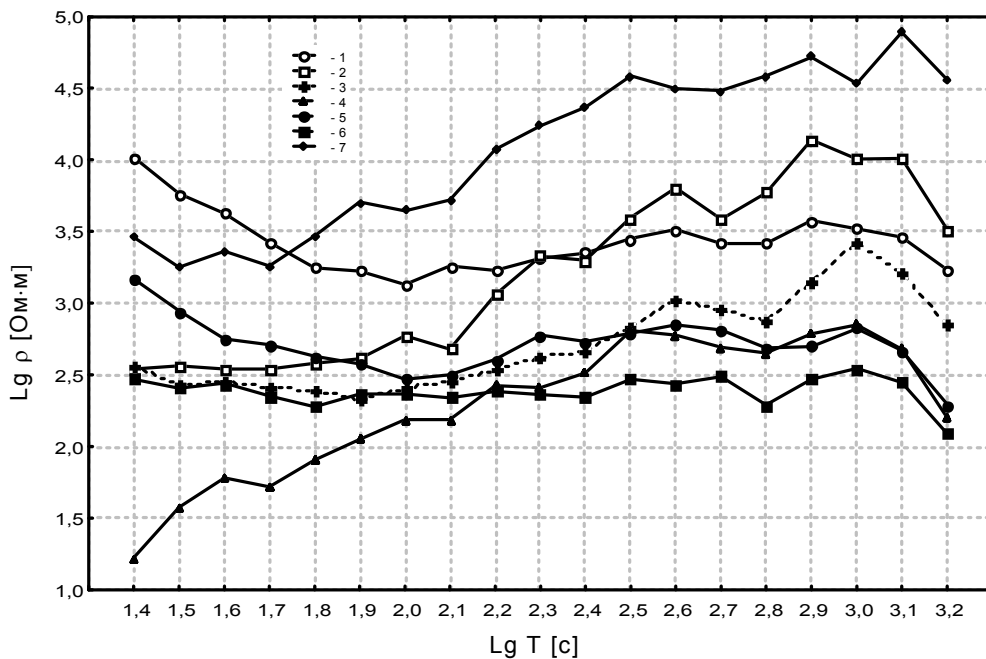


Рис. 5. Средние кривые ρ_{xy} , полученные путем разделения на семь кластеров.

1 – кластер № 1 (31 кривая),
 2 – кластер № 2 (30 кривых),
 3 – кластер № 3 (64 кривых),
 4 – кластер № 4 (20 кривых),
 5 – кластер № 5 (61 кривая),
 6 – кластер № 6 (80 кривых),
 7 – кластер № 7 (14 кривых).

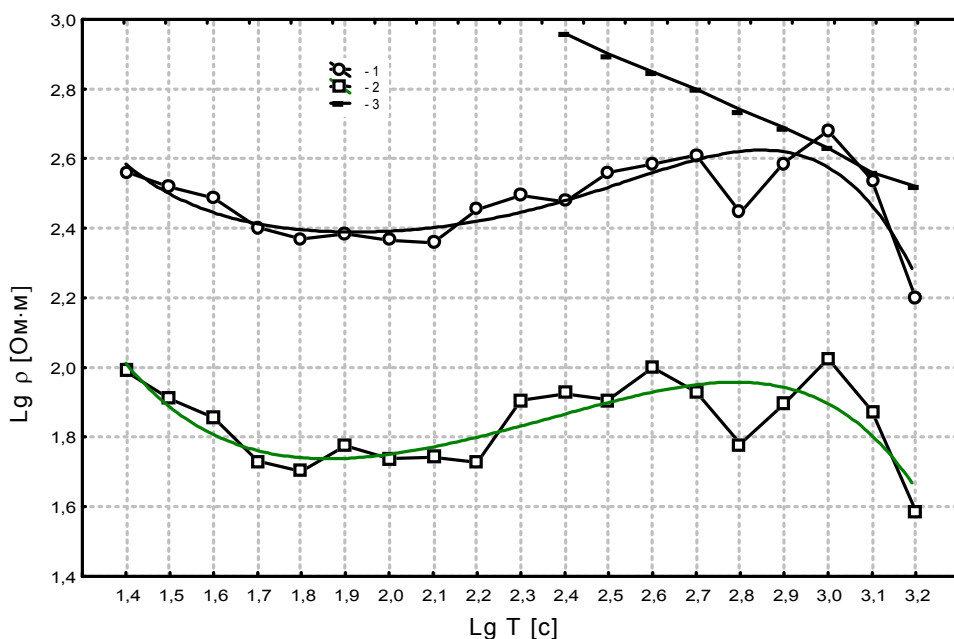


Рис. 6. Кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} , полученные с помощью кластерного анализа.

1 - ρ_{xy} , 2 - ρ_{yx} , 3 – стандартная кривая.

сглаженностью, которая привела к образованию одного минимума. Кривая ρ_{xy} ГМТЗ [4] своей правой ветвью соответствует стандартной кривой, что может свидетельствовать об ее уровне по оси сопротивлений, близком к нормальному. Кривая ρ_{yx} ГМТЗ [4] лежит ниже кривой ρ_{xy} и параллельна ей. Ее уровень и форма хорошо согласуются с кривыми, полученными в данной работе при помощи статистического анализа. Сглаживая и совмещая имеющиеся кривые, мы можем получить амплитудные кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} в широком диапазоне $\lg T = -0.6 \div 4.0$ [с]. В результате совмещения и сглаживания короткопериодных и среднепериодных кривых ρ_{xy} и ρ_{yx} , опреде-

ленных статистическим методом, мы получили кривые, уровень которых выше, чем у кривых ГМТЗ [4]. Это может свидетельствовать о том, что в районе пункта зондирования присутствует локальная неоднородность, приводящая к смещению амплитудных кривых вверх по оси сопротивлений. Различия уровней кривых МТЗ и ГМТЗ возникает из-за того, что МТЗ проводилось при длине электрических диполей, равной 50 м, а ГМТЗ – 500 м, и, следовательно, на уровень кривых влияли неоднородности различного порядка. В работе [5] на примере анализа ГМТЗ на 400-километровом субширотном профиле, расположенном севернее пункта исследования, показана

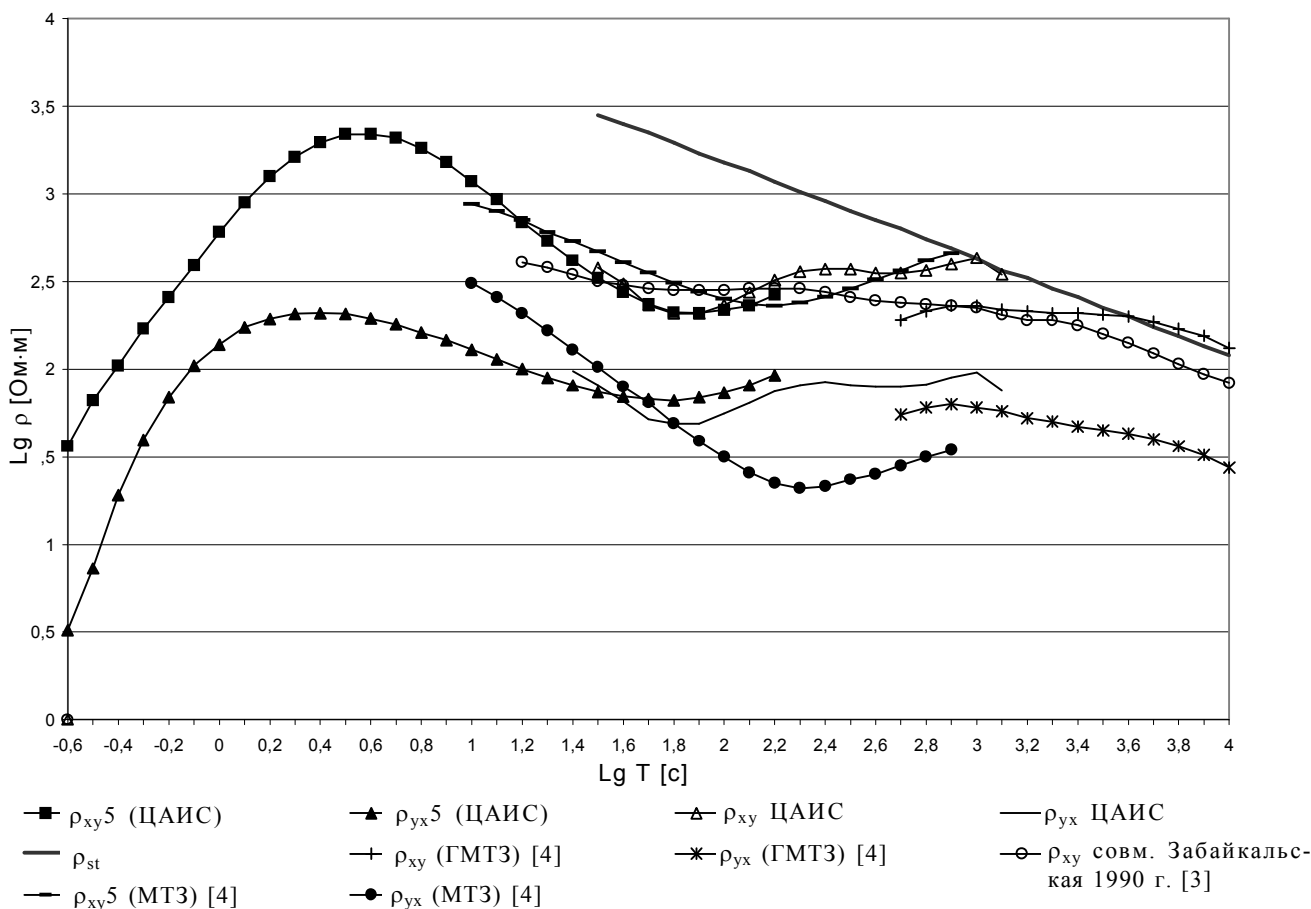


Рис. 7. Кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} , полученные в с. Забайкальском в разные годы.

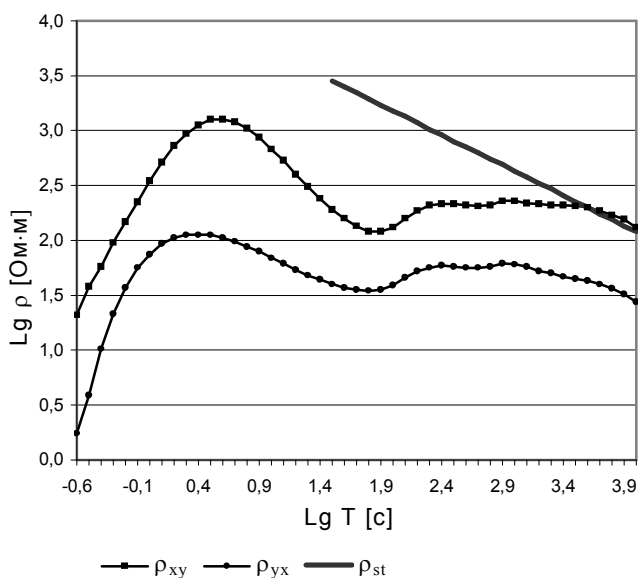


Рис. 8. Совмещенные, сглаженные и нормированные кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} в пункте Забайкальское.

предпочтительность уровня кривой ГМТЗ, выходящей своей правой ветвью на стандартную кривую. Сказанное выше свидетельствует о том, что простое осреднение кривых МТЗ в одной точке или даже на некоторой плоскости, имеющей локальные неоднородности одного класса и порядка, например, поля даек, может приводить к смещению их уровня в ту или иную сторону. Для получения неразрывной кривой в пункте Забайкальское проведем нормирование кривых МТЗ к уровню кривых ГМТЗ (рис. 8).

Кривые ρ_{xy} и ρ_{yx} (рис. 8) близки по форме друг другу, но различаются по уровню сопротивлений (кривая ρ_{xy} лежит выше кривой ρ_{yx}). Обе кривые имеют левую восходящую ветвь с максимумом в точке $\lg T=0.6$ [с], хорошо выраженный минимум в точке $\lg T=1.8$ [с], правую пологую ветвь с двумя слабо проявленными минимумами при $\lg T=2.6$ [с] и $\lg T=3.3$ [с]. Ниспадающая часть примерно с периода соответствующего $\lg T=3.6$ [с], совмещается со стандартной кривой ρ_{xy} или параллельной ей ρ_{yx} .

Интерпретация результатов проводилась для широтной кривой ρ_{xy} в рамках одномерной модели. Моделирование выполнялось на компьютере путем

автоматического подбора параметров геоэлектрического разреза под кривую ρ_{xy} . В результате чего был получен следующий геоэлектрический разрез:

$h_1 = 0.06$ км	$\rho_1 = 3.6$ Ом·м	$S_1 = 16$ См
$h_2 = 2.0$	$\rho_2 = 126$	
$h_3 = 4.0$	$\rho_3 = 5903$	
$h_4 = 15.0$	$\rho_4 = 34\ 000$	
$h_5 = 18.0$	$\rho_5 = 4.7$	$S_2 = 3830$ См
$h_6 = 33.0$	$\rho_6 = 1109$	
$h_7 = 43.0$	$\rho_7 = 171$	$S_3 = 251$ См
$h_8 = 40.0$	$\rho_8 = 348$	
$h_9 = 65.0$	$\rho_9 = 162$	$S_4 = 463$ См
$h_{10} = 105.0$	$\rho_{10} = 189$	
$h_{11} = \infty$	$\rho_{11} = 18.9$	

В разрезе имеются три хорошо проводящих слоя на глубинах 21–39, 72–115 и 155–220 км. Первый слой расположен в низах земной коры, а два других – в верхней мантии. Расчеты проводимости проводящих слоев показывают, что проводимость нижнекорового проводящего слоя очень высока и почти на порядок выше проводимости нижележащих проводящих слоев. Это говорит о том, что параметры этого слоя определены не совсем точно, так как в этом случае может быть полное экранирование нижележащих слоев. Для уточнения параметров геоэлектрического разреза было выполнено математическое моделирование кривой ρ_{xy} над геоэлектрическим разрезом с автоматическим подбором его параметров. В результате расчетов получены следующие значения:

$h_1 = 0.06$ км	$\rho_1 = 6.4$ Ом·м	$S_1 = 9$ См
$h_2 = 1.3$	$\rho_2 = 181$	
$h_3 = 5.5$	$\rho_3 = 7228$	
$h_4 = 24.7$	$\rho_4 = 2954$	
$h_5 = 2.6$	$\rho_5 = 6.4$	$S_2 = 406$ См
$h_6 = 112.5$	$\rho_6 = 1912$	
$h_7 = 15.9$	$\rho_7 = 251$	$S_3 = 63$ См
$h_8 = 21.0$	$\rho_8 = 431$	
$h_9 = 77.5$	$\rho_9 = 67$	$S_4 = 1157$ См
$h_{10} = 174.0$	$\rho_{10} = 206$	
$h_{11} = \infty$	$\rho_{11} = 46.2$	

Графические результаты представлены на рис. 9.

Результаты показывают, что при неплохом совпадении практической и расчетной кривых, получены изменения параметров геоэлектрического разреза. Мощность нижнекорового проводящего слоя уменьшилась до 2.6 км на глубинах 31.6–34.2 км, и проводимость его составила 406 См, что хорошо согласуется с результатами, полученными ранее [3, 7]. Мощность второго проводящего слоя тоже изменилась и стала составлять 16 км против 43 км предыдущей модели, глубина залегания достигла от 147 до 163 км, а проводимость уменьшилась до 63 См, что является очень низким значением по сравнению с

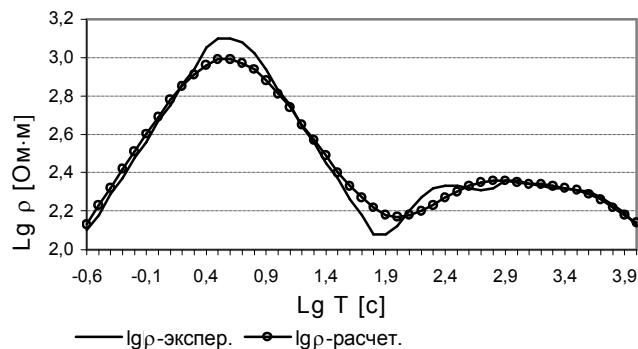


Рис. 9. Экспериментальная и расчетная кривые ρ_{xy} пункта Забайкальское 1999 г. Модель RE-14.

проводимостью вышележащего слоя. Возросла глубина до третьего проводящего слоя и составила 184–261 км, при незначительном увеличении мощности этого слоя резко увеличилась его проводимость до 1157 См. Дальнейшие результаты моделирования показали, что при той же самой сходимости практической и расчетной кривых, показанных на рис. 9, можно подобрать геоэлектрический разрез без второго проводящего слоя при практически тех же параметрах остальных проводящих слоев. В этом случае представляет интерес график изменения сопротивления с глубиной (рис. 10), полученный путем трансформации Ниблетта кривой ρ_{xy} .

Из рис. 10 хорошо видно наличие тонкого, хорошо проводящего слоя на глубине около 30 км, второго проводящего слоя – на глубинах около 100 км и третьего – от 170 до 210 км. Полученные результаты хорошо подтверждаются данными ГСЗ о мощности земной коры региона и мощности инверсного слоя в ее низах [7], о глубине залегания астеносферы и ее мощности, а также хорошо согласуются с результатами МТЗ, выполненными в данном районе ранее [5]. Таким образом, возьмем полученные данные из рис. 10 и постараемся подобрать новый геоэлектрический разрез с наилучшим совпадением практической и расчетной кривыми.

Теоретические расчеты показали, что под экспериментальную кривую с совпадением, близким к показанному на рис. 9, можно подобрать по крайней мере три типа геоэлектрического разреза. Общим для всех типов разрезов является наличие тонкого проводящего слоя в низах земной коры на глубинах 30–35 км проводимостью до 500 См и второго проводящего слоя в верхней мантии на глубинах 195–275 км и проводимостью до тысячи и более См. Первый тип разреза характеризуется отсутствием промежуточного проводящего слоя на глубинах 120–150 км. Второй тип разреза имеет промежуточный проводящий слой, но с очень низ-

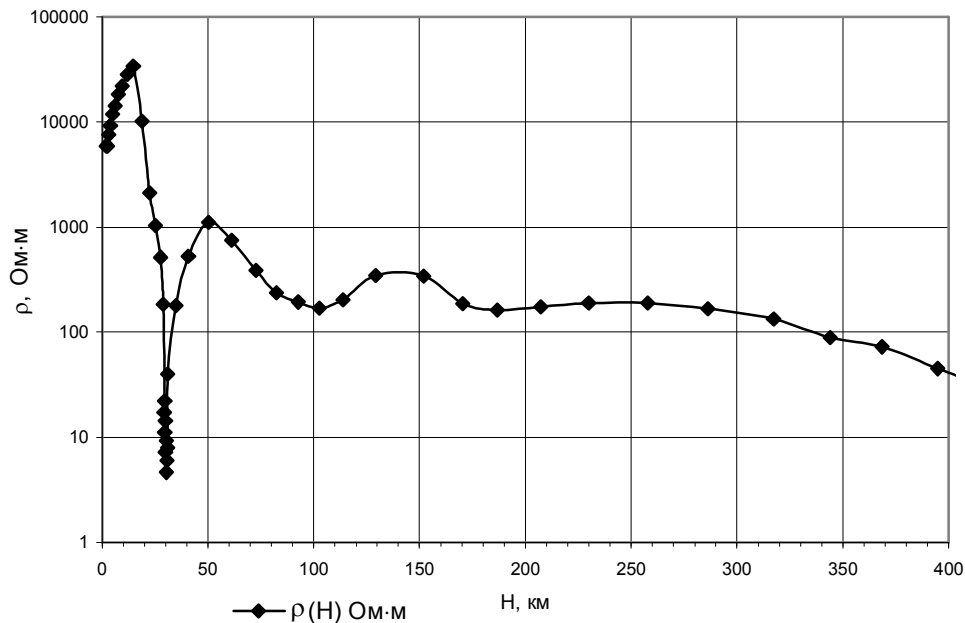


Рис. 10. График изменения сопротивления с глубиной, рассчитанный по кривой ρ_{xy} .

кой проводимостью, как это было показано выше. И третий тип геоэлектрического разреза содержит промежуточный проводящий слой, но на глубинах 180–225 км и проводимостью около 800 См. Глубина залегания третьего проводящего слоя в этом случае составляет 250–275 км, а проводимость – около 900 См. Пример такой модели приведен ниже:

$h_1 = 0.6$ км	$\rho_1 = 38$ Ом·м	$S_1 = 16$ См
$h_2 = 30$	$\rho_2 = 37\ 800$	
$h_3 = 3$	$\rho_3 = 6.7$	$S_2 = 448$ См
$h_4 = 148$	$\rho_4 = 10\ 200$	
$h_5 = 45$	$\rho_5 = 55$	$S_3 = 822$ См
$h_6 = 22$	$\rho_6 = 253$	
$h_7 = 28$	$\rho_7 = 32$	$S_4 = 869$ См
$h_8 = 140$	$\rho_8 = 318$	
$h_9 = \infty$	$\rho_9 = 14.4$	

Результаты моделирования с высокой степенью достоверности показали наличие в геоэлектрическом разрезе двух проводящих слоев – нижнекорового и верхнемантийного (на глубинах 250–275 км). Наличие промежуточного проводящего слоя на глубинах 80–150 км остается под вопросом, хотя его наличие более вероятно, чем его отсутствие, т.к. это подтверждается результатами МТЗ в сопредельных районах и сейсмическими данными об астеносфере. Подобные результаты объясняют, что при проведении одиночных магнитотеллурических зондирований астеносферный проводящий слой не всегда может быть обнаружен вследствие слабой контрастности геоэлектрических слоев в верхней мантии.

ВЫВОДЫ

1. В результате режимных наблюдений в пункте Забайкальское были построены широтная и меридиональные амплитудные кривые МТЗ в широком диапазоне периодов от $\lg T = -0.6$ до $\lg T = 4.0$ [с] и геоэлектрический разрез для широтной кривой ρ_{xy} , уточнены и дополнены ранее полученные данные.

2. Показана возможность использования кластерного анализа для обработки большого объема информации при режимных наблюдениях. Статистические методы позволяют исключить влияние случайных помех, но не могут избавить от влияния локальных неоднородностей в пункте зондирования.

3. Показана неоднозначность определения астеносферного проводящего слоя, связанная с его слабой контрастностью в геоэлектрическом разрезе. Только всесторонний анализ полученных кривых, а также их сравнение с результатами других геофизических методов могут привести к выделению астеносферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борец В.В., Мардерфельд Б.Е., Чернявский Г.А. К результатам глубинных магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 4. С. 91-96.
2. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 184 с.
3. Каплун В.Б. Результат глубинного электромагнитного зондирования в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1990. № 2. С. 111-115.
4. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез верхней мантии

- западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 4. С. 77-87.
5. Каплун В.Б. Предварительные результаты глубинных магнитотеллурических зондирований по профилю п.Облучье-оз.Гасси (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 122-135.
6. Мардерфельд Б.Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М.: Наука, 1977. 30 с.
7. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным) / ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1980. С. 43-53.
8. Семёнов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М.: Недра, Сиб.отд-ние, 1989. 128 с.
9. Электроразведка: Справочник геофизика / Под ред. В.К.Хмелевского и В.М.Бондаренко. Т. 1. М.: Недра, 1989. 438 с.

Поступила в редакцию 7 января 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

V.B. Kaplun

Results of geoelectrical monitoring by the method of magnetotelluric sounding (Zabaikalskoye settlement, Khabarovsk Territory)

This paper offers the results of statistical analysis of magnetotelluric monitoring conducted at one site during 9 months. Involving results of previous investigations, a longitudinal I and a transverse amplitude curve have been constructed in a period range of $\lg T = -0.6 \div 4.0$ [s]. A geoelectrical model has been computed on the basis of these curves. Conductive layers in the lowermost strata of the earth's crust (30–35 km) and upper mantle (200–250 km) have been distinguished. The third conductive layer is inferred at depths of 100–120 km identified with the asthenosphere.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ ПРИАМУРЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕДУЦИРОВАНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЕЙ

Ф.И. Манилов, Ю.Ф. Манилов, В.А. Махнина

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Для территории юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая (в координатах 120°–144° в.д., 42°–62° с.ш.) построена карта гравитационного поля со снятым эффектом контрастных плотностных неоднородностей верхней части земной коры, что повысило эффективность гравиметрии при глубинных исследованиях за счет существенного усиления выраженности более глубоких частей коры. Составлена схема разломов. Выявлены особенности строения земной коры осадочных бассейнов Сунляо, Амуру-Зейского, Среднеамурского и Учуро-Майского.

Ключевые слова: редуцированное гравитационное поле, земная кора, осадочный бассейн, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория представляет собой область сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов. Особенности глубинного строения региона в целом и отдельным его частям посвящены публикации российских и китайских исследователей [4, 8–10, 13, 20–22 и др.]. Примером всесторонне изученного объекта, как в отношении его осадочного заполнения, так и строения консолидированной части земной коры, может служить нефтегазоносный бассейн Сунляо. При глубинных исследованиях в качестве каркасных (опорных) приняты сейсмические (ГСЗ) и сейсмогравитационные профильные модели. Гравиметрические данные использовались преимущественно для выделения плотностных неоднородностей в рамках геометрического каркаса сейсмической модели. Морфология подошвы литосферы изучалась методом теллурических зондирований, по данным геотермии, сеймики обменных и поверхностных волн. Площадные построения глубинных границ путем анализа осредненных карт рельефа дневной поверхности, основывающиеся на принятии модели изостатической уравновешенности земной коры, неудовлетворительно учитывают различную среднюю плотность отдельных блоков коры. Построенный по гравиметрическим данным рельеф поверхности Мохоровичича в точности повторяет морфологию поля Δg [22], отображающего суммарный эффект разноглубинных компактных плотностных неоднородностей и неровностей глубинных петроплотностных границ. В случае наличия крупных контрастных неоднородностей в верхней части коры имеет место завуалиро-

вание эффектов неоднородностей средней и нижней частей коры, особенно морфологии субгоризонтальных глубинных поверхностей раздела. Причем широко применяемые формальные приемы разделения полей (осреднение, пересчеты в верхнее полупространство, спектральное разделение и др.) в этих условиях малоэффективны [11].

В связи с изложенным мы попытались ослабить влияние неоднородностей верхней части коры путем снятия гравитационного эффекта этих неоднородностей [19, 11]. Для этого нами были собраны и обобщены данные о крупных геологоплотностных неоднородностях в пределах территории, ограниченной меридианами 120° и 144° в.д., параллелями 42° и 62° с.ш. В геологическом отношении территория охватывает восточную часть Центрально-Азиатского и западную Тихоокеанского подвижных поясов (в центре площади), юго-восточную окраину Сибирской платформы (на севере) и северную окраину Северо-Китайской платформы (на юге).

Для получения новой информации об особенностях глубинного строения рассматриваемой территории был оценен и исключен гравитационный эффект, в первую очередь, контрастных петроплотностных неоднородностей верхней части коры с целью существенного усиления выраженности в гравитационном поле эффектов глубинных частей разреза.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика исследований определилась задачей визуализации гравитационных эффектов консолидированной коры, в первую очередь, в пределах мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов. Задача

эта решилась путем составления карты поля силы тяжести с исключенным эффектом петроплотностных неоднородностей верхней части коры в интервале глубин 0–10 км, по сути – варианта карты Δg в геологической редукции. При ее составлении в качестве исходных приняты следующие основные материалы:

1. Сводная карта гравитационного поля рассматриваемой территории в редукции Буге (Ю.Ф. Малышев)

2. Петроплотностная карта (Н.П. Романовский, Ю.Ф. Малышев, В.Г. Гурович)

3. Сводная карта изопахит осадочных комплексов континентальных и прибрежно-морских осадочных бассейнов (составлена нами по опубликованным и фондовым работам).

Сводная карта гравитационного поля составлена преимущественно по картам масштаба 1:1 000 000 с сечением изолиний через 5–10 мГал. Для материалов с таким сечением по номограмме, приведенной в [12], выполнена оценка минимальных критических параметров (геометрических, физических) геологических тел, гравитационный эффект которых ощутим на исходных картах. Анализ плотностных характеристик пород, слагающих рассматриваемую территорию, показывает, что в пределах верхней части коры максимальной контрастностью выделяются осадки, заполняющие наложенные депрессионные структуры ($\sigma=1,9\pm 2,3$ г/см³). Относительно вмещающих пород дефицит плотности колеблется в пределах $0,35\pm 0,75$ г/см³. Мощность нелитифицированных осадочных комплексов колеблется от нескольких сотен метров до 6–10 км.

Вулканогенные комплексы характеризуются преимущественно дефицитом плотности $\Delta\sigma=- (0,1\pm 0,27)$ г/см³ по отношению к плотности вмещающих пород. Оценка эффекта вулканитов выполнена путем принятия их средней глубины распространения порядка 2 км. Учет эффекта выполнен для тел с минимальными параметрами (в поперечнике) 12,5 км и более (0,5 см в масштабе 1:2 500 000).

Составление карты гравитационного поля с исключенным эффектом плотностных неоднородностей верхней части коры ($\Delta g_{ред}$) включало: а) моделирование (расчет) эффекта плотностных неоднородностей; б) составление карты их прямого эффекта; в) вычитание (исключение) этого эффекта из первичной карты поля в редукции Буге.

Расчет прямого эффекта выполнен по формуле для плоскопараллельного слоя [1]: $\Delta g_n = 2\pi f\Delta\sigma\Delta H$, где f – постоянная тяготения, $\Delta\sigma$ и ΔH – дефицит плотности и вертикальная мощность соответствующих объектов. Контрольное моделирование по программам для слоев с переменной мощностью и плотностью дает расхождение до 12% преимущественно в краевых частях объектов.

При моделировании гравитационного эффекта петроплотностных неоднородностей обсчету подверглись три группы объектов:

1. Депрессионные структуры, заполненные мезозойскими и кайнозойскими осадками. При этом для оценки мощности осадков использована сводная карта изопахит (рис. 1), составленная нами по опубликованным [2, 3, 6, 7, 15 и др.] и фондовым источникам. Мощности осадков определены по данным бурения, сейсморазведки, ВЭЗ и в меньшей мере – гравиметрии и магнитометрии. Для масштабов наших построений (1:2 500 000 и мельче) точность сводной карты удовлетворительно обеспечивает решение целевой задачи.

2. Участки развития вулканогенных пород, характеризующиеся $|\Delta\sigma| \geq 0,15$ г/см³ по отношению к вмещающей толще. Для большинства ареалов вулканитов отсутствуют удовлетворительные оценки их распространения на глубину. Для отдельных вулканогенных структур эти оценки колеблются от 0,5 до 4,5 и более км. Исходя из того, что при моделировании учитывались достаточно крупные ареалы вулканитов (размерами более 12,5 км), для расчетов принята средняя глубина 2 км. Учитывая гравитационный эффект вулканитов, можно говорить о его ослаблении, но не о полном исключении.

3. Прибрежно-морские линейные депрессии, выполненные достаточно мощной толщей молодых осадков [17]. Карты гравитационного поля прибрежных морских акваторий составлены в редукции Буге с $\sigma=2,67$ г/см³ с поправкой за слой воды до морского дна, в то время как мощность неучтенных осадков достигает 5–10 км, эффект которых и был нами учтен.

В целом составленную карту $\Delta g_{ред}$ (рис. 2) можно рассматривать как геологическую редукцию поля Δg (с глубиной редуцирования до 10 км), характеризующуюся полным исключением эффекта петроплотностной контрастности континентальных и прибрежно-морских осадочных бассейнов и ослабленным эффектом вулканогенных пород.

Районирование редуцированного поля силы тяжести (рис. 3) выполнено на основе сопоставления интенсивности и морфологии его в различных частях рассматриваемой территории. Выделение предполагаемых разрывных нарушений проводилось путем анализа морфологии поля, линейных зон повышенных градиентов, резкой смены полей, разрывов и смещений локальных аномалий. Соответствие на дневной поверхности выделенным линейным отрезкам геологически зафиксированных разломов [5] явилось основанием для трактовки их в качестве глубинных частей последних. В этой связи проявленность их в редуцированном поле $\Delta g_{ред}$, отражающем неоднородности консолидированной коры, позволяют классифицировать их как разломы глубокого заложения.

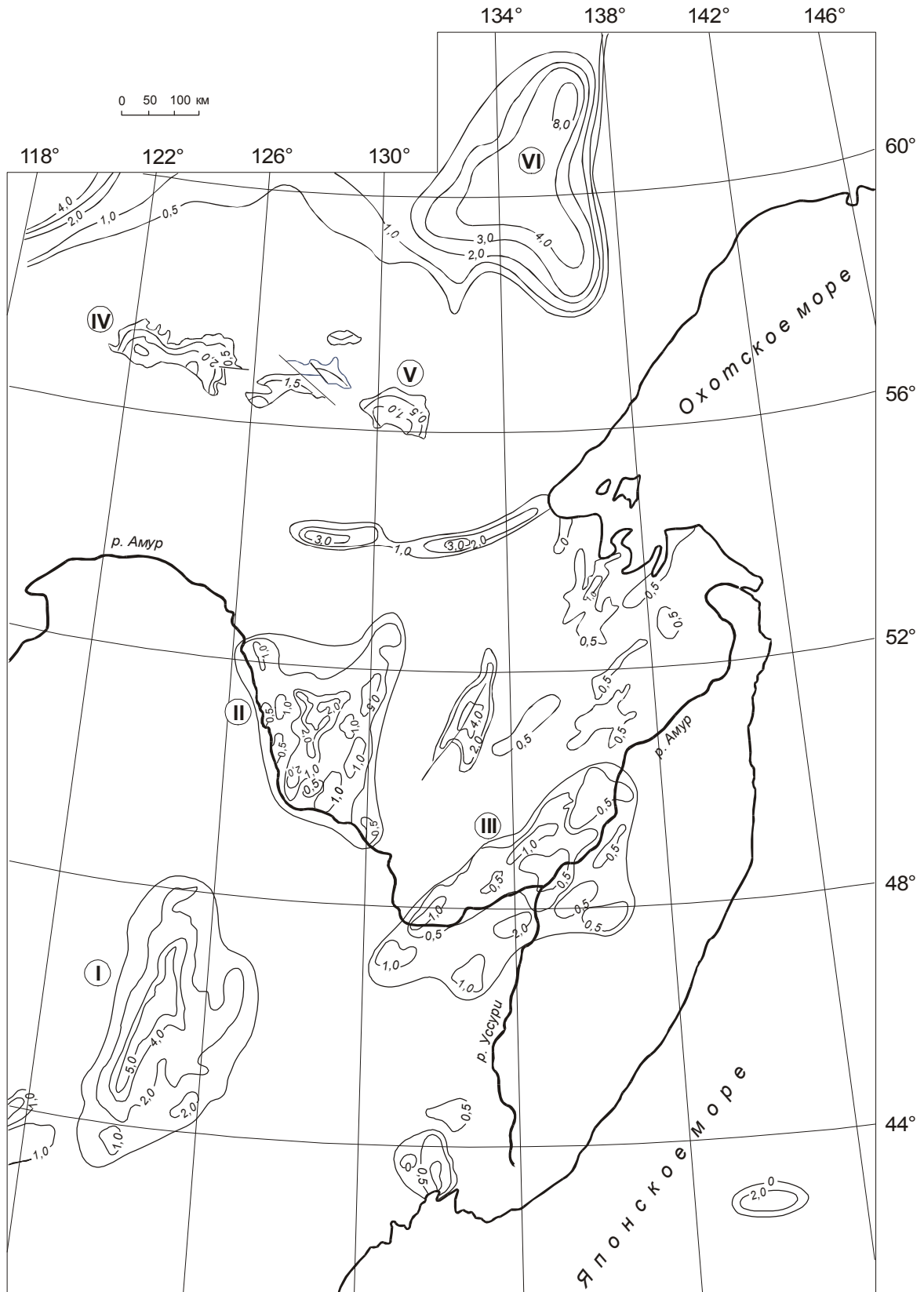


Рис. 1. Карта изопхит (в км) мезозойско-кайнозойских депрессий региона (учтенных при составлении карты редуцированного поля силы тяжести).

Депрессии: I – Сунляо, II – Амуро-Зейская, III – Среднеамурская, IV – Чульмановская, V – Токинская, VI – Учуро-Майская.

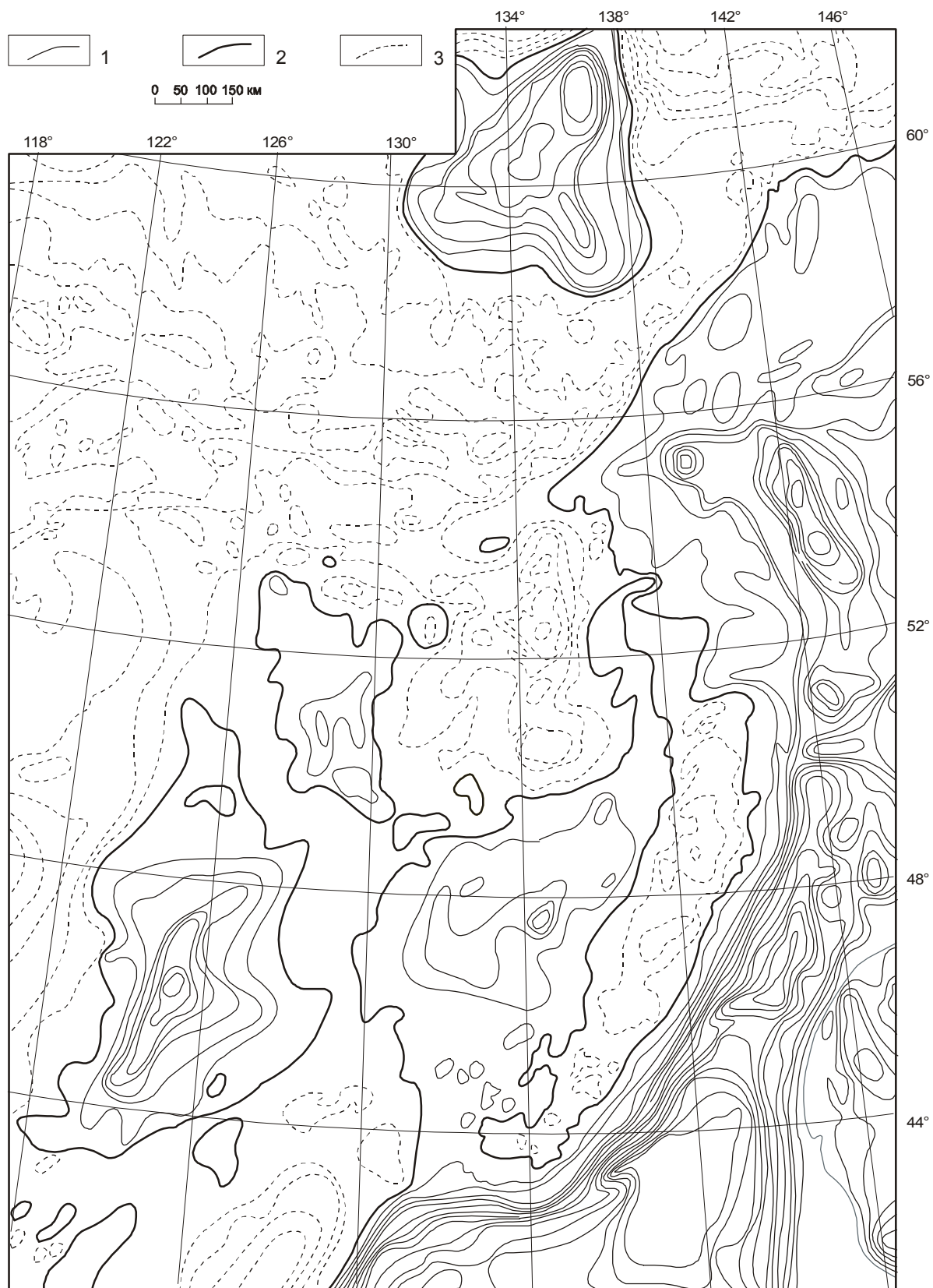


Рис. 2. Схема гравитационного поля ($\Delta g_{ред}$) со снятым эффектом контрастных плотностных неоднородностей верхней части коры.

Изоаномалы: 1 – положительные, 2 – нулевые, 3 – отрицательные.

При исследовании особенностей структуры коры осадочных бассейнов была принята классификация типов консолидированной коры осадочных бассейнов, предложенная Н.И. Павленковой [14]. Рассмотрение аномалий редуцированного поля $\Delta g_{ред}$ депрессионных структур позволяет уже на этапе качественного анализа разобраться с типом коры конкретных структур. Указанное, а также последующие аналитические оценки по локальным аномалиям $\Delta g_{ред}$ параметров возмущающих объектов позволили построить удовлетворительные модели нулевого приближения, дающие с первых же итераций удовлетворительные сходимости расчетных кривых с графиками $\Delta g_{ред}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Одним из основных результатов выполненных исследований явилось составление карты гравитационного поля со снятым эффектом контрастных плотностных неоднородностей верхней части земной коры ($\Delta g_{ред}$) на территории юга Дальневосточного региона России и Северо-Восточного Китая (рис. 2). Наиболее существенное отличие карты редуцированного поля от исходной карты в редукции Буге заключается в появлении над большинством континентальных осадочных бассейнов положительных гравитационных аномалий различной интенсивности, положительных аномалий над прибрежно-морскими осадочными бассейнами, повышение аномального уровня в пределах развития вулканитов, изменение морфологии аномального поля на исследованной территории.

Интенсивность аномалий $\Delta g_{ред}$ над некоторыми структурами приближается к интенсивности аномального поля в районах развития земной коры переходного и океанического типов. В пределах разных конкретных структур аномалии различаются по форме (линейные, изометричные, сложные, с крутыми и пологими крыльями), что свидетельствует о разной их природе: поднятие границы Мохоровичича, внедрение (диапиры) мантийного субстрата, наличие плотной консолидированной коры и др. На Алдано-Становом щите (исключая Учуро-Майскую плиту) и северной окраине Северо-Китайской платформы преобладают отрицательные поля $\Delta g_{ред}$. В области сопряжения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов морфология поля усложняется. В результате формального анализа составлена карта типов поля $\Delta g_{ред}$ со схемой линейных элементов, выделенных в этом поле (рис. 3). При типизации полей наряду с интенсивностью учтены элементы морфологии поля (“мас-

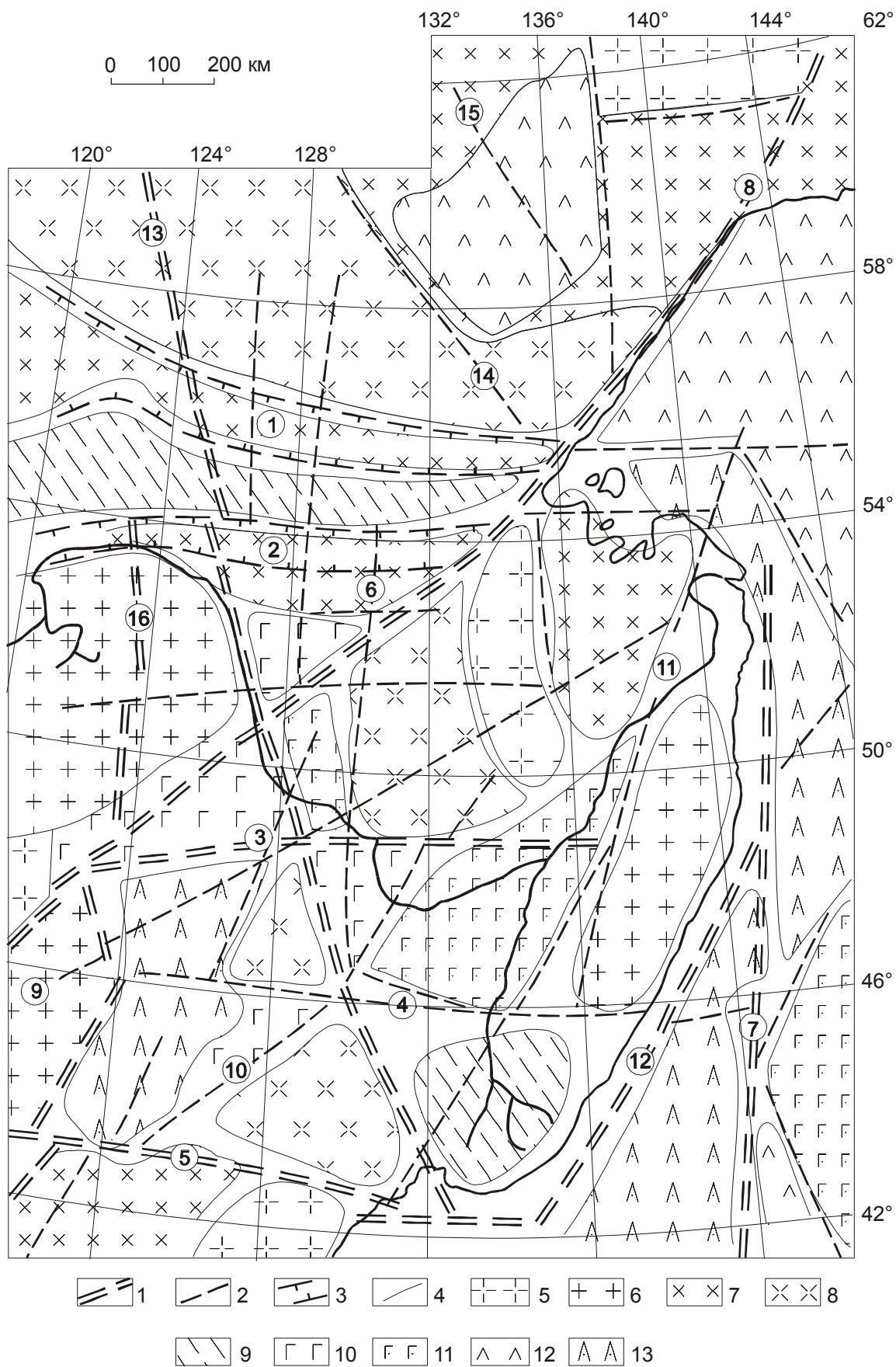
сивность”, мозаичность, упорядоченность структуры и т.п.).

Выделяются две системы разломов глубокого заложения: ортогональная – субмеридиональные и субширотные – и диагональная – северо-восточные и северо-западные разломы. Максимальная насыщенность разнонаправленных систем разломов характеризует центральную часть территории – область сочленения двух подвижных поясов. Наименование основных разломов даны по названиям систем разломов, закартированных на дневной поверхности [5]. Среди субширотных разрывных структур в северной части территории наиболее крупными являются зона 1 (рис. 3) – Становая система разломов и зона 2 – Монголо-Охотская система, ограничивающая Алдано-Становой геоблок (юго-восточная окраина Сибирской платформы). На юге разлом 5 ограничивает с севера Северо-Китайскую платформу. В центральной части территории разлом 3 на поверхности соответствует системе Намурхэ. Из субмеридиональных структур на востоке выделяется разлом 7 (Прибрежный), проявленный линейной зоной высоких градиентов $\Delta g_{ред}$ и цепочкой линейных положительных магнитных аномалий. Из систем северо-восточного простирания разлом 8 на поверхности отвечает Нэньцзян-Селемджинской (южная часть) и Западно-Охотской (северо-восточная окраина) системам разломов. Его северная половина совпадает с разломом первого порядка – Пограничным, выделенным ранее Ю.Ф. Малышевым [9]. Разлом 11 соответствует Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому. Разлом Танлу (10) проявлен отрезками отдельных структур. Из системы северо-западных структур на карте $\Delta g_{ред}$ наиболее четко резкой сменой полей выделяется разлом 13, геологически проявленный в центральной части Алданского щита. В целом, на наш взгляд, рассмотренные системы разломов позволяют выделить из сложной насыщенной системы разрывов [5] ограниченное количество структур, имеющих достаточно глубокое заложение.

Рассмотрение редуцированного поля ($\Delta g_{ред}$) позволяет охарактеризовать особенности строения земной коры осадочных бассейнов территории. Н.И. Павленкова по сейсмическим данным выделяет пять типов коры [14] осадочных бассейнов континентов. В качестве общих черт моделей коры осадочных бассейнов выделяются следующие: изостатическая уравновешенность коры, уменьшение под прогибами мощности консолидированной коры. Изостатическая уравновешен-

Рис. 3. Схема районирования поля $\Delta g_{ред}$.

Линеаменты (1-3): 1 – первого порядка, 2 – второго и более; 3 – зоны. Номера линеаментов пояснены в тексте. Типы полей: 4 – границы типов, 5–7 – отрицательные аномальные поля интенсивностью (в мГал): -100÷-60 (5), -60÷-40 (6), 7 – линейно-упорядоченные -100÷-40; 8 – переходная область с нечеткими ограничениями интенсивностью -20÷+20, 9 – мозаичное поле интенсивностью -20÷+20; 10–13 – положительные поля интенсивностью +20÷+40 (10), +40÷+60 (11), +60÷+80 (12), более 80 (13).



достигается преимущественно за счет поднятия границы Мохоровичича.

В свете оговоренных представлений рассмотрены геофизические разрезы отдельных осадочных бассейнов. На рис. 4 приведен сейсмический разрез через рифтогенную депрессионную структуру Сунляо (фрагмент трансекта Маньчжурия – Суйфэнхэ [18]). Здесь же вынесена кровля глубинного проводящего слоя по данным МТЗ. Разрез специально не нагружен результатами гравитационного моделирования (взяты по [18]) с целью установления на первом этапе черт соответствия графиков наблюдаемого и редуцированного полей сейсмическому разрезу. Сопоставление этих данных показало следующее (рис. 4). В исходном поле заполнения депрессионной структуры Сунляо не выражено. В поле $\Delta g_{ред}$ названному блоку соответствует положительная аномалия, на фоне которой фиксируется контрастная локальная положительная аномалия. При сопоставлении с сейсмическим разрезом отмечается следующее: аномалия первого порядка соответствует поднятиям глубинных границ – Мохоровичича, подошвы литосферы, но особенно четко – кровли глубокой области низких электрических сопротивлений (по данным МТЗ). Природа этой области требует специальных исследований и обсуждения. Не исключено, что этот факт как-то связан с аномалиями теплового пото-

ка. Локальная аномалия пространственно соответствует повышению пластовой скорости продольных волн в средней части коры. Неувязка сводится лишь к тому, что по характеру графика $\Delta g_{ред}$ здесь следует ожидать крутопадающее тело избыточной плотности, которое, в соответствии с представлениями китайских исследователей [4, 20], можно рассматривать как диапир мантийного вещества. В целом качественный анализ поля $\Delta g_{ред}$ говорит в пользу того, что наряду с глубинными границами существенный вклад в суммарное поле силы тяжести вносят плотностные неоднородности глубинных слоев коры. Это подтверждает и послойное гравитационное моделирование [16]. Все это позволяет отнести осадочный бассейн Сунляо к третьему типу (по Павленковой) – впадины глубиной более 5–7 км, которым соответствуют поднятия глубинных границ, уменьшение мощности верхнего этажа консолидированной коры.

На рис. 5 приведены кривые аномальных полей Δg и $\Delta g_{ред}$ по профилям, секущим Амуро-Зейскую (А), Среднеамурскую (Б) и Учурско-Майскую (В) депрессии. Первые две (А и Б) депрессии размещены в области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского подвижных поясов и выполнены мезозойско-кайнозойскими и кайнозойскими осадками. На участках максимального погружения фундамента ожидаются отложения

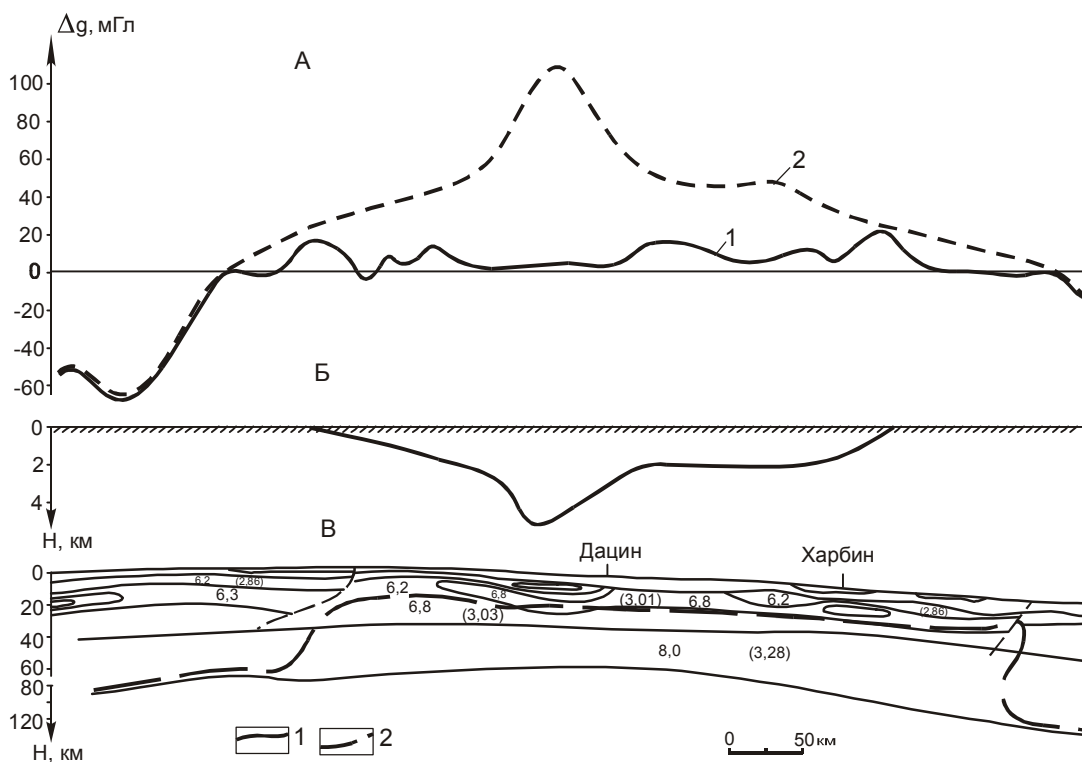


Рис. 4. Глубинный разрез осадочного бассейна Сунляо (фрагмент геотрансекта Маньчжурия – Суйфэнхэ [18]).

А – графики гравитационного поля: 1 – исходного ($\Delta g_{Буге}$), 2 – редуцированного ($\Delta g_{ред}$); Б – кровля фундамента депрессии; В – сейсмический разрез: цифры без скобок – скорости в км/сек, в скобках – плотность в g/cm^3 , 1 – сейсмические границы, 2 – кровля проводящего слоя по данным МТЗ.

верхнего мела; скважинами они вскрыты в юго-восточной части Среднеамурской депрессии. Максимальные глубины погружения фундамента – 2–3,5 км. Учуро-Майский бассейн расположен на юго-восточной окраине Сибирской платформы, выполнен юрскими, частично меловыми осадками. В отличие от Сунляо, Среднеамурской и Амуро-Зейской депрессий, включающих серии линейно-вытянутых грабенов, Учуро-Майский бассейн имеет в плане близизометричную форму. Мощность заполняющих осадков достигает 6 и более км. Все рассмотренные бассейны в исходном поле Δg почти не проявлены, что говорит, по-видимому, об изостатической компенсации их коры. В то же время, характер кривых $\Delta g_{ред}$ (рис. 5) позволяет предположить, что положительные аномалии в первом (А) и втором (Б) случаях возможно обусловлены небольшими поднятиями глубинных границ и плотными породами в нижней части коры. В третьем (В) случае аномалия вызвана преимущественно относительно неглубоко залегающими плотными породами фундамента депрессии. Изложенное позволяет отнести Амуро-Зейскую и Среднеамурскую депрессии ко второму типу – относительно неглубокие впадины, которым соответствуют небольшие поднятия глубинных границ. Учуро-Майская депрессия отвечает пятому типу – отсутствие четко выраженного поднятия консолидированной коры и наличие в верхней и средней части коры компенсирующих плотных масс. Отличаются по своей проявленности в исходном и редуцированном полях Чульмановская и Токинская впадины. Депрессии

эти вытянуты в субширотном направлении, заполнены верхнеюрскими и меловыми осадками. Они располагаются на Алдано-Становом щите, относящимся к активизированному типу блоков докембрийской коры [10].

Аналитические расчеты параметров возмущающих объектов по графикам $\Delta g_{ред}$ и последующее моделирование в общем подтвердило выводы качественного анализа. Для Учуро-Майской депрессии верхняя кромка возмущающего тела совпала с дном депрессии ($h_1 \approx 5$ км) (рис. 5, В). Здесь изостатическая компенсация произошла, по-видимому, за счет толщи метаморфических комплексов. В блоке Амуро-Зейской депрессии кровля плотных пород находится на глубине около 30 км (рис. 5, А), для Среднеамурской – около 20 км (рис. 5, Б). Последующее моделирование показало удовлетворительную сходимость теоретических кривых от моделей нулевого приближения с кривыми $\Delta g_{ред}$.

ВЫВОД

Составленная карта поля силы тяжести со снятым эффектом плотностных неоднородностей верхней части коры является вспомогательной основой для глубинных исследований различных частей консолидированной коры. Ее построение повышает эффективность использования гравиметрических данных за счет улучшения выраженности в гравитационном поле глубинных аномалие-создающих объектов.

ЛИТЕРАТУРА

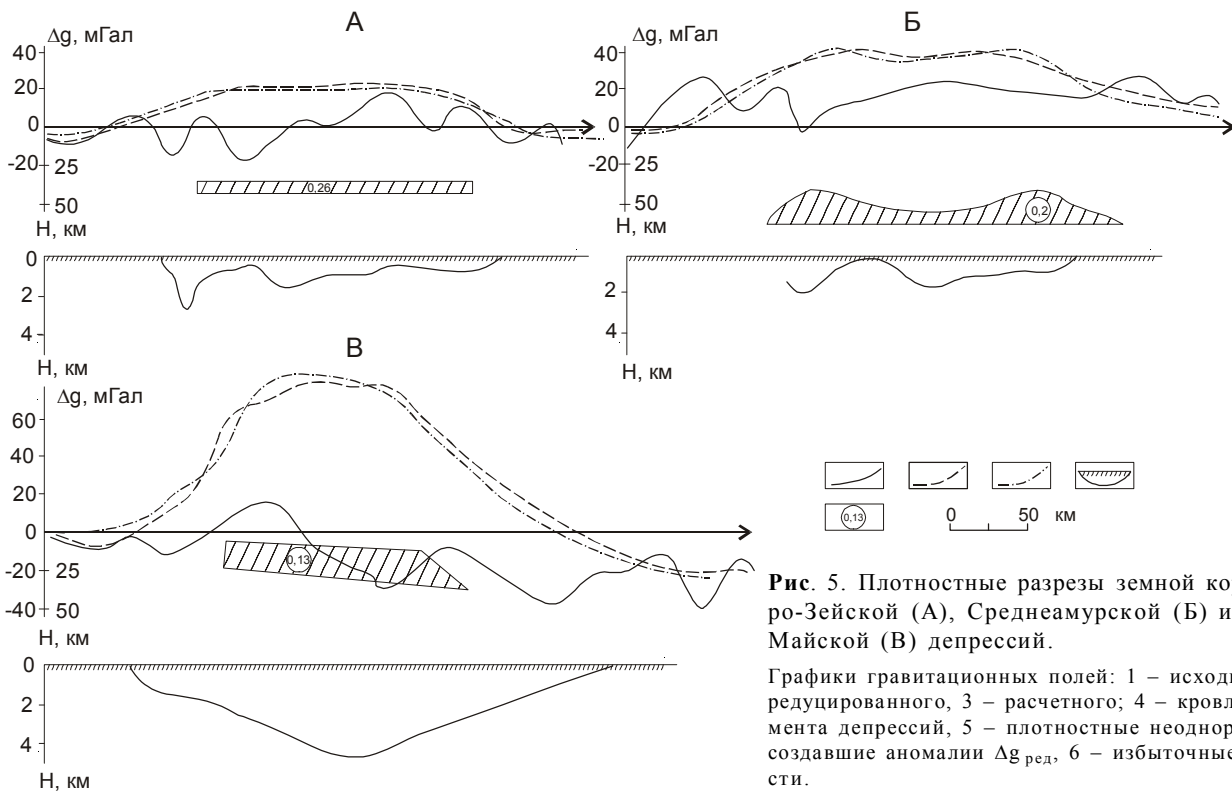


Рис. 5. Плотностные разрезы земной коры Амуро-Зейской (А), Среднеамурской (Б) и Учуро-Майской (В) депрессий.

Графики гравитационных полей: 1 – исходного, 2 – редуцированного, 3 – расчетного; 4 – кровля фундамента депрессий, 5 – плотностные неоднородности, создавшие аномалии $\Delta g_{ред}$, 6 – избыточные плотности.

1. Андреев Б.А., Клушин И.Т. Геологическая интерпретация гравитационных аномалий. М.: Недра, 1965. 495 с.
2. Бабаян Г.Д., Мокшанцев К.Б., Уваров В.В. Земная кора восточной части Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. 56 с.
3. Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 184 с.
4. Ван Цзюнь. Современная структура и история формирования нефтегазоносного бассейна Сунляо // Вестн. МГУ, сер. 4. 1996. № 3. С. 53–61.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000. 1999. СПб, Благовещенск, Харбин. 134 с.
6. Данкевич И.В., Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульмановской впадины // Геотектоника. 1969. № 4. С. 85–95.
7. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских-кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.
8. Лишневицкий Э.Н., Елисеева И.С., Богомазова Г.А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным // Сов. геология. 1968. № 7. С. 75–85.
9. Малышев Ю.Ф. Связь поверхностных и глубинных структур на окраине Востока Азии (проблемы западной глубинной границы зоны сочленения континент - океан) // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода: Материалы I Сов.-Кит. симпоз. (г. Находка). Владивосток, 1987. С. 45–46.
10. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение Восточной Азии и размещение минерального сырья: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1993. 50 с.
11. Манилов Ф.И., Саксин Б.Г. Объемное геолого-геофизическое картирование. Владивосток, 1984. 129 с.
12. Манилов Ю.Ф. Оценка эффекта плотностных неоднородностей верхней части коры при глубинных гравиметрических исследованиях (на примере профилей ГСЗ Приамурья) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 17, № 6. С. 110–114.
13. Осадочные бассейны Дальнего востока СССР и перспективы их нефтегазоносности / Ред. Ю.С. Воронков. Л.: Недра, 1987. 263 с.
14. Павленкова Н.И. Структура земной коры глубоких осадочных бассейнов континентов по сейсмическим данным // Физика Земли. 1988. № 4. С. 72–82.
15. Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1973. 110 с.
16. Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Маньчжурия - Суйфэнхэ). Строение и эволюция востока Азии // II Косыгинские чтения. Хабаровск: ДВО РАН, 1999. С. 175–197.
17. Косыгин Ю.А., Равдоникас О.В. Флюидодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. 1:250000. Хабаровск. ДВО АН СССР, ИТиГ, 1989.
18. Ши Баолин, Лю Ваньсун, Уяньган, Мэн Тао. Геологический профиль Маньчжурия - Суйфэнхэ: особенности гравитационного поля и интерпретация глубинных структур. Пекин, 1994. С. 6–17.
19. Hummer S. Deep gravity interpretation by stripping // Geophysics. 1963. V. 28, N 3. P. 369-378.
20. Yang Bao-Jin, My Shi-min, Jin Xu, Liu Cai. Synthesized study on the geophysics of Manzhouli - Suifenhe geoscience transect. China // Acta Geophysica Sinica. V. 39, N 6. 1996.
21. Liu Yanlong, Zheng Jianchang, Liao Lingxiu. A study of deep crustal structure of China and distribution of mineral deposits // Developments in geoscience. 1989. P. 41–49.
22. Wang Qianshen, Wu Chuanzhen, Liu Hongchen et al. Studies on the general distribution of crustal thickness and characteristics of crustal structure under the Asian continent // Seismology and Geology. 1982. V.4, N 3. P. 1–9.

Поступила в редакцию 4 мая 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

F. I. Manilov, Yu. F. Manilov and V. A. Makhinina

Structural peculiarities of the upper consolidated crust in Priamurye and adjacent areas from results of gravity field reduction

Gravity field map with elimination of contrast density heterogeneities of the upper crust is compiled for the southern part of the Russian Far East and Northeast China bounded by the longitude 120°E and latitude 42–62°N. This increased efficacy of gravimetry for deep geophysical studies due to more clearly displayed deep crustal peculiarities. The scheme is constructed for deep-seated faults distinguishable on the map compiled. The structural features of the crust in the Songliao, Amur-Zeya, Middle Amur and Uchur-Maya sedimentary basins are revealed.

ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК [552:550.42:551.763](571.651)

**ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МОДЕЛЬ
ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ТЕЛЕКАЙСКОГО
РАЙОНА (ЧУКОТКА)***

С.В.Ефремов, Д.В.Дудкинский

Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск

В статье рассмотрены петрография, геохимические особенности меловых вулканитов Телекайского района и предложена модель их формирования. Согласно полученным результатам, вулканиты района подразделяются на три генетических группы: производные первичных магм – андезиты, латиты; производные коровых магм – риолиты; вулканиты, образовавшиеся за счет контаминации первичных магм коровым материалом – дациты, трахидациты. По своей вещественной характеристике вулканиты групп андезитов и дацитов соответствуют производным шошонит-латитовой и высококалийевой известково-щелочной серий. Риолиты соответствуют высококалийевой известково-щелочной серии и по составу близки к широко распространенным гранитоидам телекайского комплекса. Предложенная модель формирования вулканитов состоит из трех стадий. Первая стадия включает в себя внедрение первичных расплавов состава андезита, латита в плутоны гранитоидов телекайского комплекса. Вторая – плавление гранитоидов в тепловом поле первичных магм с образованием расплавов риодацитов и риолитов. Третья – образование магм дацитов, трахидацитов в результате контаминации первичных расплавов кислым коровым материалом. Апробация модели проводилась на основе данных петрографии и геохимии, с использованием математических, графических и физико-химических методов. Полученные результаты указывают на хорошее соответствие предложенной модели с эволюцией природных составов вулканитов.

Ключевые слова: петрография, геохимия, генезис магм, меловые вулканиты, Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

Меловые вулканогенные образования широко распространены в пределах Телекайского района Центральной Чукотки и относятся к Чукотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Чтобы охарактеризовать меловой вулканизм в этом районе, было изучено десять разрезов

вулканитов, приуроченных к периферической части Телекайского гранитоидного массива (рис.1).

По схеме структурно-формационного районирования меловых вулканитов [3], северный участок приурочен к внешней зоне Центрально-Чукотского сектора ОЧВП, а южный располагается в пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны этого пояса.

*Геологическое строение рассматриваемой в статье части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса описывается в ней главным образом в соответствии с материалами Госгеолкарты-200 первого поколения (листы Q-60-V,VI и R-60-XXXIII, XXXIV). В 1997 г. НРС МПР России утвердил для Госгеолкарты-200 нового поколения Легенду Пыкарваамской серии листов, куда входят и названные листы. При подготовке новой легенды корреляция и номенклатура меловых стратиграфических подразделений пересмотрены. Понятия осиновская толща, туманинская толща, толщи K_2a и K_2b Госгеолкарты-200 первого поколения упразднены как невалидные. То, что показывалось как осиновская толща, теперь трактуется как верхняя часть пыкарваамской свиты, также толща K_2a , туманинская свита соответствуют леурваамской свите, а толща K_2b – экитыкинской толще. Легко видеть, что корреляция, предложенная авторами (рис. 2), в общем согласуется с новой стратиграфической схемой, но при этом верхняя граница пыкарваамской свиты должна быть перемещена на уровень показанной ими границы K_2a/ K_2b . Поэтому произошедшее преобразование стратиграфии не мешает пониманию и использованию содержащихся в публикуемой статье данных и выводов. Однако все перечисленные стратиграфические подразделения, которые авторы, как принято после 2-го Регионального стратиграфического совещания по Северо-Востоку СССР в 1975 г., рассматривают в пределах нижнего мела – сеномана, в Легенде Пыкарваамской серии листов датируются поздним мелом (до позднего турона включительно). Спорный вообще вопрос о геологическом возрасте образований, составляющих Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, будет рассматриваться новым стратиграфическим совещанием, которое намечается на 2002 г. В статье упоминается также нижнемеловая вульвеевская свита; она теперь рассматривается как аналог каленьмуваамской, а в некоторых зонах разделена на нырвакинотскую и амгеньскую толщи.

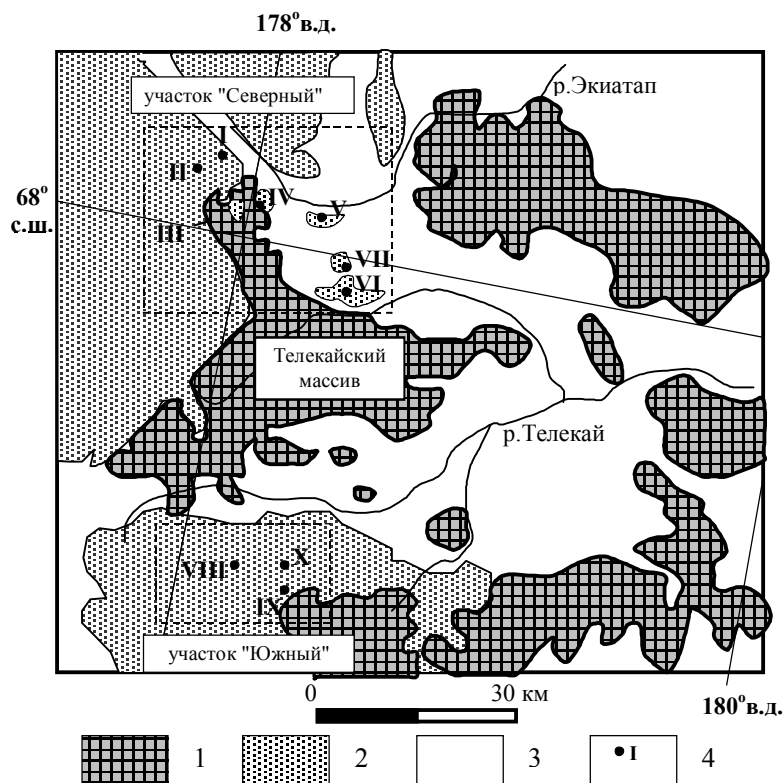


Рис.1. Схематическая геологическая карта Телекайского района Центральной Чукотки, по В.Ф.Белому [3] и др., с дополнениями авторов.

1 – меловые гранитоиды; 2 – вулканиты ОЧВП; 3 – триасовые осадочные отложения Чукотской складчатой области; 4 – положение и номера изученных разрезов вулканитов: I-II – водораздел руч. Быстрый – Лишайниковый, правых притоков р.Экиатап; III, IV – верховья руч.Озерного, правого притока р.Экиатап; V – гора Отдельная, правый берег р.Экиатап; VI, VII – бассейн р.Голубой, правого притока р.Экиатап; VIII – водораздел рр.Молодая – Голубичная, правых притоков р.Телекай; IX, X – бассейн р.Цветущей, правого притока р.Телекай. Пунктирной линией ограничены участки полевых работ.

Согласно В.Ф.Белому, для вулканитов обеих зон характерен антидромный характер магматизма. Во внешней зоне центрального сектора наиболее широко распространены пирокластические образования риолит-дацит-андезитовой формации, а в пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны – формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезибазальтов, при подчиненной роли кислых пород.

В пределах северного участка разрез вулканитов начинается с отложений пыкарваамской свиты дацит-риодацит-риолитового состава, имеющей флористически установленный раннемеловой возраст. Свита без значительного перерыва перекрывается сеноманскими кислыми вулканитами толщи K_2a . На вулканитах толщи K_2a залегают вулканиты среднего состава толщи K_2b , имеющие сеноманский возраст [11].

В пределах южного участка разрез вулканогенных отложений начинается с кислых вулканитов осинонской толщи, на которых, без видимого несогласия, залегают андезиты экитыкинской свиты, перекрытые, в свою очередь, кислыми эффузивами туманинской свиты. Возраст этих свит определен как сеноманский [4].

Вулканиты в этом районе залегают на размытой поверхности дислоцированных мезозойских терригенных отложений и гранитоидов телекайского

комплекса, формирование которых связано с завершением развития Чукотской складчатой области. Геологический возраст гранитоидов этого комплекса определяется тем, что они прорывают нижнемеловые андезиты вульвыеемской свиты, а сами, в свою очередь, перекрываются верхнемеловыми сеноманскими вулканитами осинонской толщи и толщи K_2a , с галькой всех разновидностей гранитоидов комплекса в базальных туфоконгломератах, т. е. наиболее вероятно датируются концом раннего мела [4,5,11]. Вышеприведенные данные свидетельствуют, что гранитоиды телекайского комплекса и вулканиты ОЧВП довольно близки по возрасту. Это позволило ряду авторов высказать предположение о возможности генетической связи кислых вулканитов этого сектора ОЧВП с гранитоидным магматизмом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В результате полевых исследований было отобрано 96 проб вулканитов различного состава и геолого-стратиграфического положения. Все отобранные породы были изучены в прозрачных шлифах, выбрано 84 образца для аналитических исследований. Аналитические исследования были выполнены в лабораториях Института геохимии СО РАН. Содержание петрогенных элементов определялись рентгено-флюоресцентным методом, редких щелочных элементов – пламенной фотометрией, остальных ред-

ких элементов – количественным оптическим спектральным анализом. Далее, были рассчитаны средние содержания петрогенных и редких элементов для большинства разновидностей вулканитов. В группу для усреднения объединялись вулканиты с близкой вещественной характеристикой, отобранные в пределах единого геологического тела. Из десяти проб, характеризующих различные группы вулканитов, были выделены монофракции плагиоклаза, калишпата, биотита, ромбического пироксена, Fe, Ti-оксидов. Составы минералов были определены методом «мокрой» химии. Изучение эволюции составов минералов является самостоятельной работой, и поэтому химические составы минералов в этой статье не приводятся.

Для кислых разновидностей вулканитов были рассчитаны составы основной массы. Расчет производился на основе количественных минеральных подсчетов в прозрачных шлифах (шаг между точками – 0,1 мм) и данных по химическим составам минералов. Предварительно результаты минеральных подсчетов были переведены в объемные количества, с использованием молярных объемов минералов из работы [13].

Для иллюстрации возможности образования части вулканитов в результате контаминации инициальных магм коровым материалом была рассчитана линия смешения вида $Ay + Bx + Cx + D = 0$ [10], где x и y – наносимые параметры, а A, B, C, D – коэффициенты уравнения. В нашем случае: $A = -101, B = 4,04, C = 0,4392, D = 4,95$. Координаты точек, по которым рассчитывались эти коэффициенты, равны: $x_1 = 20,41, y_1 = 0,75, x_2 = 10,33, y_2 = 0,16$. Выбор уравнения гиперболы для линии смешения обусловлен тем, что одной из координат является отношение $Mg\# = 100MgO / (MgO + Fe_2O_3^{общ})$ (окислы в весовых процентах).

Для характеристики процессов кристаллизационной дифференциации был выполнен расчет баланса масс методом наименьших квадратов. Для расчета использовались реальные химические составы плагиоклаза (Pl), биотита (Bt), калишпата (Kfs), магнетита (Mt), ромбического пироксена (oPx). Составы кварца (Q), ильменита (Ilm) и апатита (Ap) были взяты в соответствии с их химической формулой. Алгоритм расчета подробно рассмотрен в работе [25]. Результаты расчета (см. табл. 3) нанесены на диаграмму (см. рис. 7). Несмотря на то, что все эволюционные тренды на этой диаграмме должны иметь гиперболическую зависимость, тренды кристаллизационной дифференциации в группах нанесены в виде векторов. Это сделано для большей наглядности и ввиду незначительной кривизны соответствующих им гипербол.

Для иллюстрации возможности образования кислых вулканитов в результате плавления гранитоидов телекайского комплекса были рассчитаны ли-

нии котектики (место равновесия двух твердых фаз и расплава) в системах $Ab-An-Or-H_2O, Ab-Q-Or-H_2O$ с использованием методики Н. Nekvasil [26]. Необходимые для расчета соотношения состав – термодинамические свойства приведены в работе [14], остальные данные и выражения – в вышеупомянутой статье Н. Nekvasil. Нами рассчитывались точки равновесия расплава с двумя твердыми фазами при фиксированных температуре, давлении и концентрации воды, для которых в последующем определялись пропорции компонентов. При таком подходе простой перебор значений температуры даст нам линию котектики. Расчет производился для следующих параметров: давление – 100 Мпа, концентрация воды – 3% (использована модель недосыщенной относительно H_2O , буферированной системы), начальная температура 1400°K.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Стратиграфия и петрографическая характеристика вулканитов района

Северный участок. Разрез вулканитов на северном участке начинается с отложений пыкарваамской свиты, описанной на водоразделе руч. Быстрый и Лишайниковый, стратиграфические колонки I, II (рис. 1, рис. 2), где свита с угловым несогласием залегает на триасовых терригенных отложениях. Мощность свиты составляет 250 м. Она сложена чередующимися прослоями тонкополосчатых игнимбритов риолитового состава и линзами риолитов (возможно реоигнимбритов). Вулканиты свиты имеют выдержанные минеральный состав (табл. 1) и структурные особенности. Им свойственна порфировая структура, количество вкрапленников колеблется при этом от 23 до 30%. Минералы-вкрапленники представлены ксеногенными зернами калишпата, кварца, плагиоклаза (№ 20–22) и биотита. Они имеют угловатую форму, значительные размеры и иногда несут следы плавления. Для калишпата обычны пертиты распада, не свойственные вулканическим породам. Ассоциация, размеры, морфология и структурные особенности этих минералов-вкрапленников свидетельствуют о гранитоидной природе ксеногенного материала. Основная масса пород стекловатая, имеет псевдофлюидальную текстуру и сложена сильно сваренными пепловыми частицами кислого вулканического стекла. Аксессуарные минералы представлены зернами апатита и тонкой пылью Fe, Ti-оксидов в основной массе. Вторичные изменения выражены хлоритизацией биотита, по плагиоклазу развиваются эпидот, серицит, карбонат, калишпат незначительно пелитизирован.

Толща K_2 более широко распространена в пределах северного участка, колонки II–V, рис. 2. Она залегает либо на размытой поверхности триасовых отложений, либо, без видимого перерыва, на вул-

Таблица 1. Вещественная характеристика вулканитов Телекайского района.

Свита, толща номер п/п	пыкарвааская	К _{2а}				К _{2б}	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71,69	72,26	75,00	79,50	57,86	61,76	64,61
TiO ₂	0,24	0,10	0,13	0,10	0,87	0,75	0,59
Al ₂ O ₃	13,92	12,13	12,79	11,11	16,16	16,40	14,84
Fe ₂ O ₃ *	2,48	1,91	2,18	1,66	5,89	4,68	4,17
MnO	0,03	0,07	0,03	0,01	0,09	0,07	0,08
MgO	0,35	0,17	0,20	0,12	2,44	1,20	1,14
CaO	1,11	3,46	0,85	0,14	4,64	3,32	3,46
Na ₂ O	2,14	0,20	1,09	0,39	2,48	2,23	2,38
K ₂ O	5,73	4,92	5,20	5,03	3,00	5,62	4,65
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,03	0,02	0,23	0,20	0,16
Rb	269	228	256	218	87	181	197
Li	47	28	27	59	63	44	59
Cs	12	13	11	8	20	16	12
Ba	513	260	350	410	1070	1580	958
Sr	137	100	58	30	360	395	318
Zr	207	160	145	120	360	410	258
Be	2,8	3,9	3,2	2	1,4	2,6	3
F	1218	800	563	450	500	575	1000
B	12	89	73	22	31	16	17
Sn	15,9	26	17,3	9,6	10	6,3	9,8
W	2,3	2,3	1,4		0,8	1,8	1,3
Mo	1,5	1,2	2,9	4,5	4,1	1,2	1,9
Pb	31	44	66	15	20	23	28
Zn	99	100	125	32	260	123	123
Cu	19	20	25	7	34	20	22
Ni	6,6	-	12,4	5	-	9,1	12,4
Co	6,1	-	3,8	1,6	-	8,3	8,7
Cr	12	-	11,6	6,4	-	18	19,5
V	20	-	8,1	6,5	-	53	39,5
Модальный состав вулканитов в объемных процентах							
Q	9	11	15,6	2		4	7,4
Pl	5,8	2	2	1	26	21,8	24
Kfs	13,2	10,5	11,4	8,5			1,4
Bt	1,5	0,5	0,6	3	5,5	5,8	7,2
oPx					9	4	2
cPx							
O.M.	70,5	76	70,4	85,5	59,5	64,4	58
N*	3	4	7	3	3	4	6

канитах пыкарваамской свиты. Ее максимальная мощность составляет 80 м. Толща имеет двучленное строение. Первая снизу пачка сложена слабо спекшимися туфами риолитов, вторая – спекшимися туфами риолитов. Петрографическая характеристика этих пород довольно близка. Они имеют порфировую структуру, количество вкрапленников колеблется при этом от 15 до 27%. Вкрапленники имеют кластическую природу, представлены пертитом, кварцем, плагиоклазом (№ 20–30), биотитом и по внешнему облику напоминают минералы гранитоидов Телекайского массива. Некоторые зерна кварца, калишпата и плагиоклаза несут следы плавления. Помимо кристаллокластического материала в породах присутствуют ксенолиты андезитов, роговиков и гранитоидов Телекайского массива. Основная масса вулканитов толщи имеет пепловую структуру и состоит из мелких угло-

ватых обломков кислого стекла. Ассоциация акцессорных минералов состоит из апатита, циркона, Fe, Ti-оксидов, иногда касситерита. Вторичные минералы представлены мусковитом (по биотиту) и соссюритом (по плагиоклазу), калишпат частично пелитизирован.

Вулканиты толщи К_{2б} также широко распространены в периферической части Телекайского массива, где они без видимого несогласия залегают на отложениях пыкарваамской свиты и толщи К_{2а} (рис. 1, рис. 2, колонки I–VI). Максимальная мощность толщи в изученных разрезах составляет 400 м. Разрез толщи начинается с агломератового горизонта, перекрываемого туфами высококалийевых андезитов и кварцевых латитов, которые, в свою очередь, перекрываются лавами высококалийевых андезитов и кварцевых латитов (рис. 2, колонки I–IV). Выше лавового горизонта

Продолжение таблицы 1.

Свита, толща номер п/п	К ₂ б			осиновская			эжиктыкинская
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	65,88	68,25	73,61	72,50	74,05	77,24	58,09
TiO ₂	0,54	0,49	0,29	0,16	0,14	0,15	0,90
Al ₂ O ₃	14,97	14,93	12,86	13,07	12,93	13,12	16,00
Fe ₂ O ₃ *	3,99	3,20	2,71	2,53	2,48	1,02	6,33
MnO	0,07	0,05	0,04	0,05	0,05	0,00	0,10
MgO	0,83	0,72	0,38	0,29	0,24	0,16	2,48
CaO	2,62	1,95	1,66	1,51	0,95	0,16	5,43
Na ₂ O	2,70	2,43	2,99	2,02	2,24	1,21	2,64
K ₂ O	4,62	4,84	2,37	5,51	5,25	5,22	3,11
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,05	0,04	0,03	0,08	0,24
Rb	231	223	108	197	189	153	100
Li	49	42	46	23	24	26	23
Cs	14	15	13	13	12	7	5
Ba	718	813	330	213	184	770	920
Sr	328	270	233	98	83	45	615
Zr	230	223	210	180	171	170	210
Be	3,1	3,4	1,6	2,1	2,5	1,4	1,7
F	1163	800	517	663	413	375	950
B	12	17	22	19	14	113	17
Sn	12,6	13,8	11,7	5,9	8,0	5,9	3,1
W	1,4	1,5	-	-	-	-	-
Mo	0,6	0,9	1,8	2,2	1,5	1,2	2,5
Pb	25	32	19	24	26	18	17
Zn	65	55	60	53	53	23	100
Cu	18	15	13	12	18	12	23
Ni	12	8,4	7,0	15	11,1	7	11
Co	6,7	6,4	2,7	2,6	2,6	1,7	16
Cr	18,5	16,7	9,6	12	10,3	4,3	30
V	35	26	16	8,4	8	5	110
Модальный состав вулканитов в объемных процентах							
Q	6,5	6,6	3,3	11,3	9,1	8	
Pl	19,7	17,3	11	4	2,6	4	26,1
Kfs	1	1,83	3,8	12	10,5	17	
Bt	9,3	5,4	4	1	0,3		1,3
oPx	1	0,5					10,9
cPx							2
O.M.	62,5	68,37	77,9	71,7	77,5	71	59,7
N*	6	5	4	4	8	4	4

Примечание. Fe₂O₃* – суммарное железо в форме Fe₂O₃; N* – количество образцов, использованных для подсчета средних значений; - нет данных; Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Kfs – калишпат, Bt – биотит, oPx – ромбический пироксен, cPx – моноклинный пироксен, O.M. – основная масса; 1–14 – породы: 1–4, 10–13 – риолиты, 5, 14 – высококалийевые андезиты, 6 – кварцевый латит, 7–9 – дациты - трахидациты (пояснения в тексте). Анализ 10 условно соответствует туманинской свите (пояснения в тексте). Содержания оксидов даны в весовых процентах, редких элементов – в граммах на тонну.

залегает мощная пачка спекшихся туфов дацитов-трахидацитов (рис. 2, колонки I–VI), разделенная на две части прослоем агломератовых туфов. Выше дацитовой пачки залегает маломощная пачка слабоспекшихся туфов риолитов (рис. 2, колонка II), также имеющая в основании прослой агломератовых туфов. Наличие агломератовых горизонтов в разрезе толщи К₂б свидетельствует о сложной истории ее формирования и позволяет разделить толщу на три пачки: дацит-андезитовую, дацитовую и риолитовую. Бомбы и блоки всех агломератовых горизонтов имеют идентичный состав и представлены гранитоидами Телекайского

массива, роговиками и туфами риолитов толщи К₂а. С риолитовой пачкой, вероятно, можно соотнести небольшие штоки и дайки кварцевых порфиров, прорывающие отложения дацитовой пачки в бассейне р. Голубой (рис. 1, 2, колонка VI).

Вулканиты, слагающие толщу К₂б, имеют выдержанный петрографический состав (табл.1.). Высококалийевым андезитам и кварцевым латитам свойственна порфировая структура, количество вкрапленников колеблется в туфах от 37 до 41%, в лавах – от 19 до 23%. Минералы-вкрапленники в туфах и лавах представлены фенокристами плагиоклаза (№ 30–40),

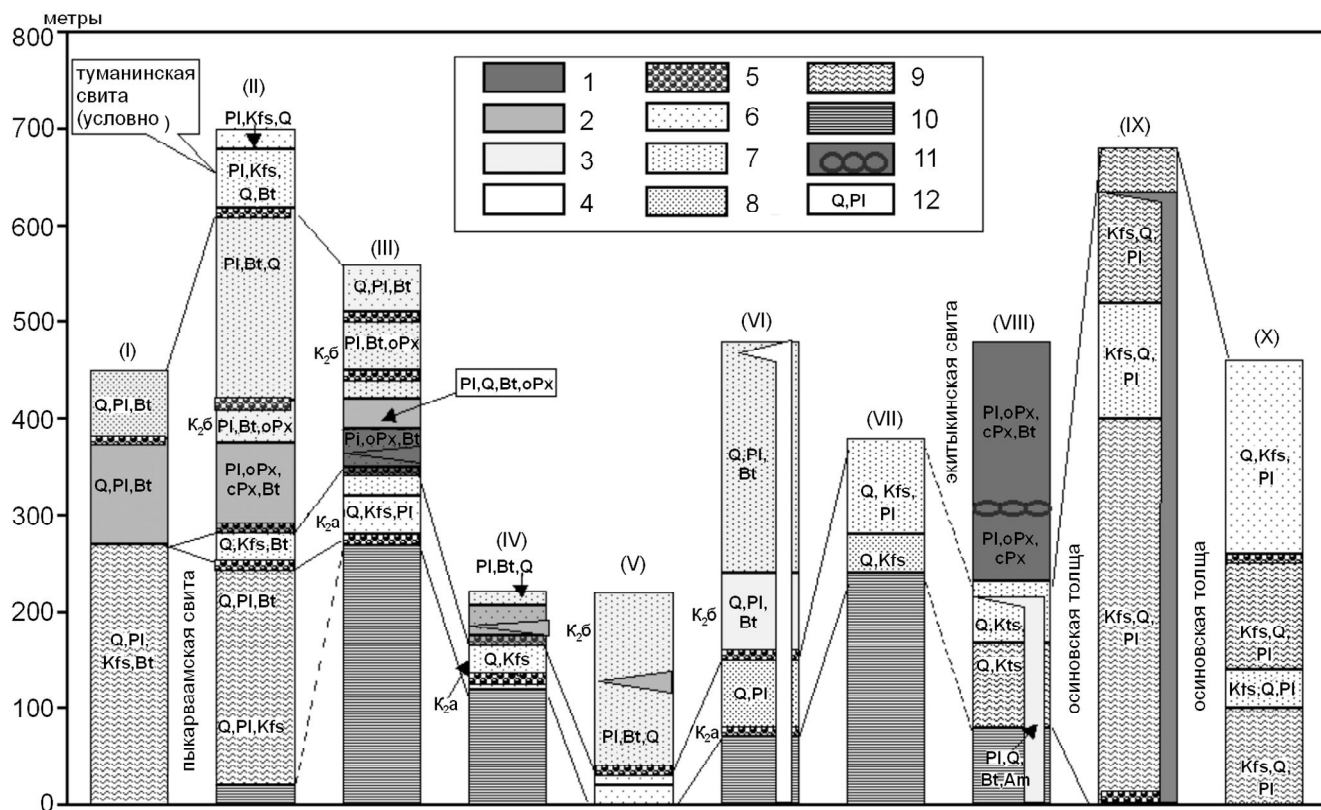


Рис. 2. Стратиграфическая схема вулканогенных отложений района.

1 – 4 – состав пород: 1 – высококальциевые андезиты, 2 – кварцевые латиты, 3 – дациты, трахидациты, 4 – риолиты; 5–9 – текстурные особенности и литификация вулканитов: 5 – агломеративные горизонты, 6 – слабоспекшиеся туфы, 7 – туфы средней степени спекания, 8 – сильноспекшиеся туфы, 9 – игнимбриты, если крап отсутствует – лавы; 10 – фундамент ОЧВП; 11 – шаровая отдельность в вулканитах; 12 – ассоциация минералов-вкрапленников (сокращения названий минералов приведены в табл.1). Римские цифры – номера разрезов вулканитов, соответствуют таковым на рис.1.

ромбического пироксена, биотита, редко авгита. Фенокристы плагиоклаза и пироксенов имеют идиоморфные, свойственные им кристаллографические формы и, как правило, образуют гломеропорфировые сростки. Биотит образует лейсты и равномерно распределен по породе. В породах также присутствуют ксенолиты роговиков, гранитоидов, базальтов, туфов риолитов. Основная масса лав сложена хлоритизированным стеклом, туфов – обломками хлоритизированного вулканического стекла. Среди аксессуарных минералов отмечаются апатит, сфен, циркон, Fe, Ti-оксиды. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом и серицитом, иногда эпидотом, замещающими биотит, пироксен и плагиоклаз. Туфы и лавы дацитов – трахидацитов также имеют порфировую структуру, количество вкрапленников в них колеблется от 29 до 44%. Вкрапленники представлены фенокристами плагиоклаза (№ 30–40), ромбического пироксена, биотита, ксенокристами плагиоклаза (№ 22–30), биотита, кварца и калишпата. Ксенокристы имеют угловатую форму. Некоторые из них несут

следы интенсивного плавления (рис. 3). По внешнему облику и составу они напоминают минералы гранитоидов Телекайского массива. Дациты и трахидациты имеют практически идентичную с андезитами ассоциацию аксессуарных минералов, состав фенокристов и их особенности, отличаясь от андезитов присутствием ксеногенного гранитоидного материала, меньшим содержанием ромбического пироксена, отсутствием авгита (табл.1.) и более кислым составом основной массы. Риолиты и их туфы имеют порфировую структуру, количество вкрапленников в них колеблется от 10% до 30%. Вкрапленники представлены ксенокристами кварца, плагиоклаза, калишпата, реже биотита, которые иногда несут следы плавления. Основная масса лав часто имеет флюидальную структуру и сложена кислым вулканическим стеклом, туфов – имеет пепловую структуру, серицитизирована и сложена угловатыми обломками кислого вулканического стекла и минералов. От вулканитов толщи K_2a эти породы отличаются преобладанием кварца над полевыми шпатами и плаги-

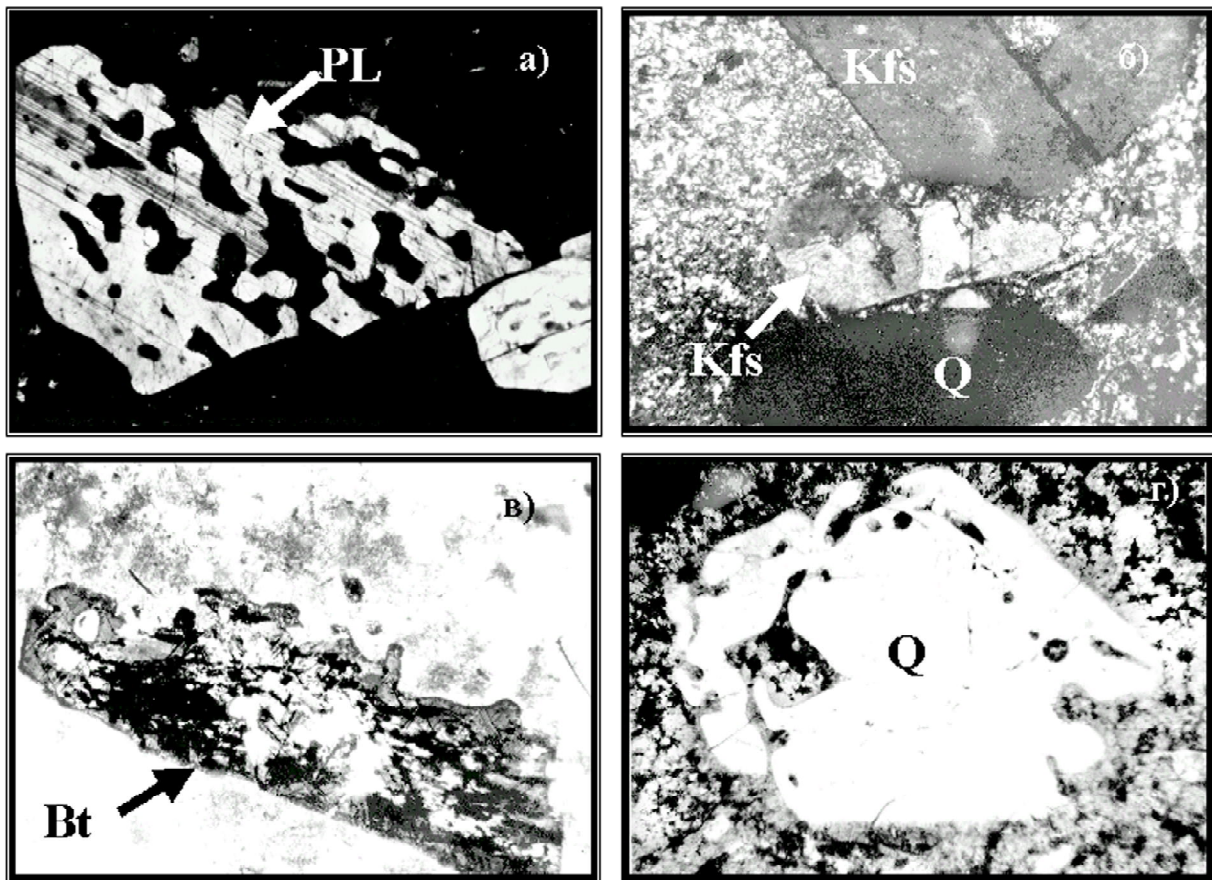


Рис.3. Следы плавления в минералах-вкрапленниках вулканитов района.

а – оплавленное зерно плагиоклаза в спекшемся туфе дацита, николи скрещены; б – оплавленное зерно калишпата в туфе риолита, николи скрещены; в – оплавленное зерно биотита в спекшемся туфе дацита, без анализатора; г – оплавленное зерно кварца в риолите, николи скрещены. Фотографии сделаны при увеличении 23.

оклаза над калишпатом. Ассоциация акцессорных и вторичных минералов в этих породах аналогична таковым толщ K_2a .

Южный участок. Разрез вулканитов на южном участке начинается с отложений осиновской толщи, описанной на левом борту р. Цветущей, правого притока р. Телекай (рис. 1,2, колонки VIII–X). Видимая мощность толщи в этом районе составляет 680 м. Она сложена чередующимися прослоями игнимбритов и сильносваренных туфов риолитового состава. Для них обычна порфирировая структура, количество вкрапленников колеблется от 20 до 33%. Вкрапленники представлены ксеногенными зернами пертита, кварца, плагиоклаза (№ 22–35), иногда биотита. Фельзитические минералы несут следы плавления. В породах также присутствуют ксенолиты роговиков, гранитоидов, фельзитов, в некоторых риолитах помимо

вышеперечисленных пород присутствуют включения андезитов. Основная масса пород имеет флюидальную структуру и сложена сильносваренными, деформированными обломками кислого стекла. Ассоциация акцессорных и вторичных минералов аналогична таковым толщ K_2a .

Выше по разрезу на отложениях осиновской толщи без видимого несогласия залегают вулканиты экиത്യкинской свиты (рис. 2, колонка VIII). Ее мощность в этом районе составляет 250 м. Свита сложена лавами высококалийевых андезитов. Они имеют порфирировую структуру, вкрапленники составляют 32–43% объема породы и представлены плагиоклазом (№ 40–50), моноклинным и ромбическим пироксенами. Ромбический пироксен частично замещен хлоритом и карбонатом. В центре пачки прослеживаются лавы андезитов, имеющие шаровую отдельность. Выше в

лавах свиты среди минералов – вкрапленников появляется биотит, содержание которого увеличивается вверх по разрезу. Плагноклаз и пироксены образуют характерные гломеропорфировидные сростки, аналогичные таковым в высококальциевых андезитах толщи K_2b . Аксессуарные минералы представлены апатитом и Fe, Ti-оксидами. Помимо андезитов, в разрезе экитыкинской свиты широко распространены дациты [4], но авторами настоящей работы в изученном разрезе они не наблюдались. Субвулканические тела дацитов, трахидацитов, прорывающие отложения осиновской свиты, были опробованы в правом борту р.Голубичной (рис.1, 2, колонка VIII).

Согласно принятой стратиграфической схеме [4], на андезитах экитыкинской свиты залегают кислые пирокластические отложения туманинской свиты. Изученные нами кислые вулканиды (рис. 2, колонка IX), отнесенные Е.Г.Бордюговым к туманинской свите, прорываются дайками андезитов, которые по внешнему облику и составу аналогичны породам экитыкинской свиты и на этом основании включены нами в состав осиновской толщи. Таким образом, достоверный разрез туманинской свиты нами изучен не был. В работе также не приводятся петрографические описания гранитоидов телекайского комплекса, ввиду того, что они довольно широко представлены в литературе [4, 5, 11 и др.]

Согласно вышеприведенным данным, вулканиды северного и южного участков обладают рядом общих черт, позволяющих провести корреляцию геологических разрезов. На обоих участках магматизм начинается с пирокластических отложений риолитов, продолжается лавами двупироксеновых высококальциевых андезитов, перекрываемых дацитами, трахидацитами, и заканчивается пирокластическими отложениями риолитов. При этом, коррелируемые горизонты имеют близкие вещественный состав и петрографические особенности. Учитывая вместе с этим сеноманский возраст этих вулканидов, можно сделать предположение о временной и вещественной корреляции вулканизма в северном и южном обрамлении Телекайского гранитоидного массива. При этом, отложения осиновской толщи соответствуют вулканидам толщи K_2a , экитыкинская свита – андезитовой и дацитовой пачкам толщи K_2b , а отложения туманинской свиты целесообразно сопоставить с вулканидами риолитовой пачки толщи K_2b и субвулканическими телами бассейна р.Голубой.

Особо необходимо рассмотреть вопрос о природе ксеногенного материала в вулканических отложениях района. Совершенно очевидно, что ксеногенный материал имеет гранитоидную природу и наиболее вероятным источником его являются гранитоиды телекайского комплекса, широко распространенные в этом районе. Ксеногенный кластический материал

практически отсутствует в андезитах, кварцевых латитах, что позволяет рассматривать их в качестве производных инициальных неконтаминированных магм. В дацитах, трахидацитах, помимо минералов-вкрапленников, свойственных андезитам (oPx, Bt, Pl № 40–50), присутствуют ксеногенные зерна гранитного материала (Q, Pl № 20–30, Bt, Kfs), имеющие иную морфологию и неравновесный состав, о чем свидетельствуют следы их интенсивного плавления (рис. 3.). Это делает вполне очевидным гипотезу об образовании дацитов, трахидацитов в результате усвоения андезитовыми расплавами гранитоидного материала. Минералы-вкрапленники кислых вулканидов представлены исключительно кластическим материалом, что накладывает ряд ограничений на гипотезу их формирования. Присутствие кластического гранитного материала, несущего следы плавления (рис. 3), в пирокластических отложениях, лавах и субвулканических интрузивных образованиях, свидетельствует о том, что он имеет, скорее всего, не ксеногенную, а реликтовую природу. Следовательно, наиболее вероятной гипотезой образования кислых вулканидов является гипотеза парциального плавления гранитоидов под термальным воздействием интродуцировавших андезитовых магм.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ РАЙОНА

Петрогенные элементы. Вещественная характеристика главных разновидностей вулканидов приведена в таблице 1. Как следует из таблицы, вулканиды имеют довольно широкий спектр составов, с содержанием кремнекислоты от 57.86 до 79.5 весовых процентов. Одной из наиболее интересных особенностей большинства вулканидов является высокое содержание калия и его значительное преобладание над натрием, более заметное в кислых разновидностях пород. Исключение составляют только вулканиды третьей пачки K_2b и малых интрузий р. Голубой, условно отнесенных к туманинской свите, которым свойственны близкие концентрации натрия и калия при невысоких содержаниях последнего. На классификационной диаграмме TAS [9] фигуративные точки составов пород приурочены к линии, разделяющей поля пород субщелочного и нормального рядов (рис. 4а). При этом, вулканиды экитыкинской свиты попадают в поле андезитов, нижней пачки толщи K_2b – в поля андезитов и латитов, вулканиды средней пачки K_2b – в поля дацитов и трахидацитов, а вулканиды пыкарваамской, осиновской и туманинской свит – в поле риолитов. Практически все вулканиды представлены высококальциевыми разновидностями. Исключение составляют породы, условно отнесенные к туманинской свите, являющиеся умереннокальциевыми. В дальнейшем вулканиды средней пачки K_2b мы будем рассмат-

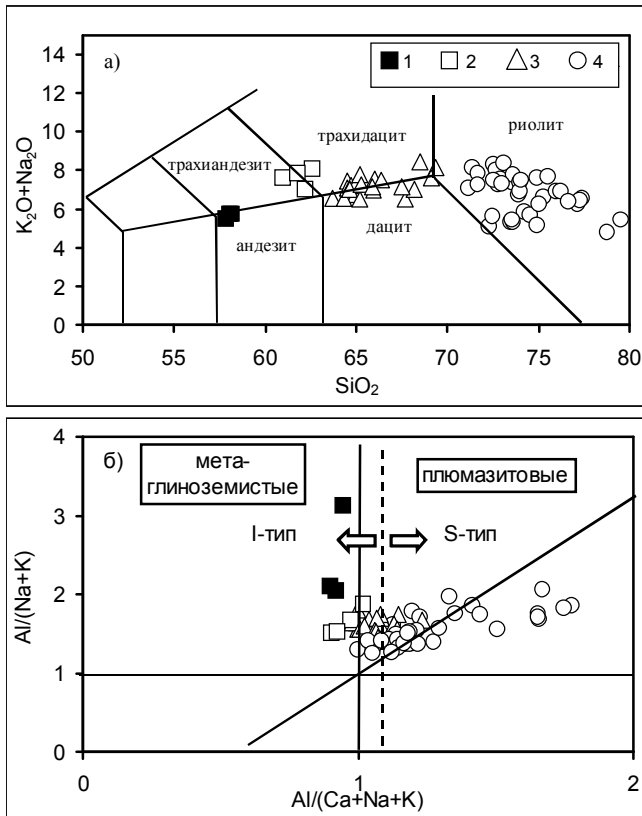


Рис. 4. Петрохимическая характеристика вулканитов Телекайского района.

а – фрагмент диаграммы TAS [9]; б – диаграмма ASI, по [29] с дополнениями авторов. При расчете коэффициентов в диаграмме б использовались атомные количества элементов. 1 – высококальциевые андезиты; 2 – кварцевые латиты; 3 – дациты, трахидациты; 4 – риолиты.

ривать в составе единой группы дацитов-трахидацитов, так как разделение пород единой генетической серии по названию на основании статистически определенной граничной линии нецелесообразно.

По соотношению алюминия, щелочей и кальция (рис. 4б) большинство вулканитов являются избыточно глиноземистыми, т.е. имеют псевдосубщелочной характер. Для большинства риолитов и части дацитов, трахидацитов величина коэффициента $Al/(Na+K+Ca)$ превышает значение 1,1 – границы, разделяющей породы, образовавшиеся в результате плавления насыщенного (метаглиноземистого, I-тип) и пересыщенного глиноземом (плюмазитового, S-тип) протолитов [15], т.е. эти породы являются плюмазитовыми, что указывает на участие вещества верхней земной коры в их генезисе. Согласно данным [17], магмы, образовавшиеся в результате плавления метаглиноземистого «изверженного» протолита, либо в результате эволюции первичных метаглиноземистых расплавов также обычно являются мета-

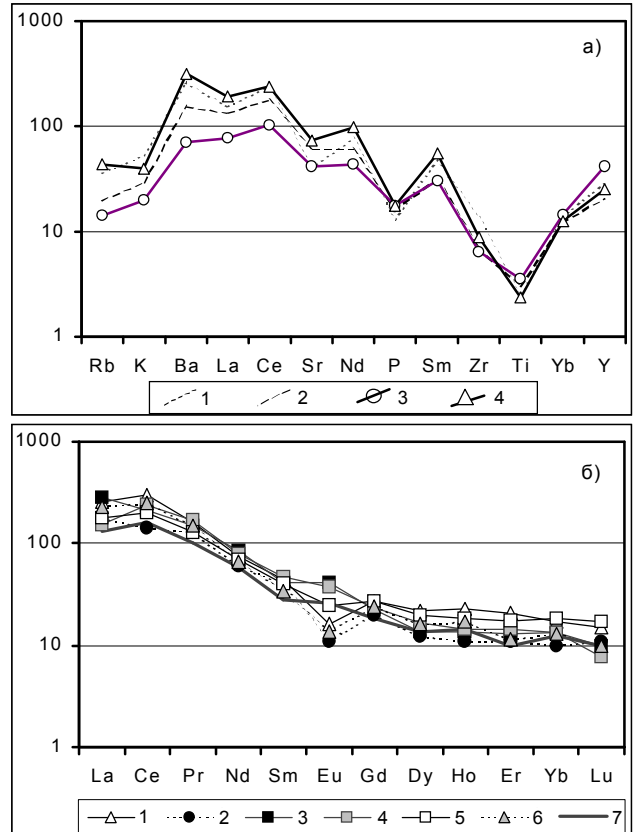


Рис. 5. Редкоземельная характеристика вулканитов Телекайского района.

а – диаграмма подобия: 1 – кварцевые латиты толщи K_2b , 2 – высококальциевые андезиты экитыкинской свиты, 3 – высококальциевые андезиты Чили [21], 4 – кварцевые латиты восточного побережья Чаунской губы [7]; б – распределение редкоземельных элементов в вулканитах, номера кривых соответствуют таковым в табл. 2. По оси ординат отложены содержания элементов, нормированные по хондриту [6].

глиноземистыми, и, следовательно, маловероятно происхождение плюмазитовых дацитов, трахидацитов и риолитов за счет глубокой дифференциации инициальных андезитовых, латитовых магм. Избыточная глиноземистость дацитов, трахидацитов вероятнее всего обусловлена ассимиляцией инициальной андезитовой магмой корового (гранитоидного) материала, а риолитов – парциальным плавлением этого материала, что не противоречит выдвинутым ранее гипотезам.

Редкие элементы. Содержания большинства редких элементов в вулканитах района близки к кларковым. Для риолитов характерны слабо повышенные относительно кларка по А.П. Виноградову [6] содержания Rb, Pb, Zn, аномально высокие концентрации Sn, В, иногда W и Mo, пониженные концентрации Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, т.е. выдерживаются геохи-

мические особенности, присущие гранитоидам Телекайского массива [8]. Вулканиды первой и второй пачки толщи $K_2б$ и экитыкинской свиты по своей геохимической характеристике близки к производным шшонит-латитовой серии, что наглядно иллюстрируется рис. 5а, на котором помимо этих вулканидов приведены составы высококалийевого андезита Чилийских Анд [21] – типичного представителя пород известково-щелочной серии, а также латита восточного побережья Чаунской губы (Центральная Чукотка) [7]. Как следует из рисунка, кривые распределения редких элементов описываемых вулканидов занимают промежуточное положение между составами латита и высококалийевого андезита и обогащены относительно последнего К, Rb, Ba, Zr, легкими лантаноидами. Помимо вышеперечисленных, вулканидам свойственны повышенные концентрации редких рудных элементов (Sn, W, Mo) и В (табл.1). В целом, как и высококалийевые андезиты Чили, эти вулканиды обогащены элементами с большим радиусом иона (К, Rb, Ba), при пониженных концентрациях высокочарядных катионов (Ti, P), что типично для магматических пород конвергентных границ океан–континент и указывает на возможность их образования в пределах активной континентальной окраины.

Редкоземельные элементы. Средние содержания редкоземельных элементов в вулканидах приведены в табл. 2. Вулканиды района обладают повышенными содержаниями редкоземельных элементов (TR+Y), суммарная концентрация которых колеблется от 205 г/т в высококалийевых андезитах экитыкинской свиты,

до 391 г/т в кварцевых латитах толщи $K_2б$. Помимо высоких содержаний, им свойственно значительное преобладание легких элементов спектра над тяжелыми ($La_N/Yb_N=12-29$), что является характерной особенностью производных латитовых магм [1, 2]. Распределение редкоземельных элементов в вулканидах иллюстрируется диаграммой, приведенной на рис. 5б. Как следует из диаграммы, все вулканиды обладают довольно близкими концентрациями и поведением TR, им свойственен значительный отрицательный наклон линии спектра в области легких лантаноидов, отражающий обогащение этими элементами, и выполаживание кривой в области средних и тяжелых TR. Для высококалийевых андезитов экитыкинской свиты и кварцевых латитов толщи $K_2б$ фиксируется небольшой избыток Eu ($Eu/Eu^*=1,1$), выраженный в виде положительного экстремума на кривой, что, наряду с другими геохимическими и петрографическими данными, позволяет рассматривать их в качестве производных первичных магм. Эти особенности распределения редкоземельных элементов позволяют сделать некоторые петрологические выводы. Так, например, высокое La/Yb отношение в высококалийевых андезитах и кварцевых латитах наиболее вероятно обусловлено присутствием в реститовой фазе граната, концентрирующего тяжелые лантаноиды [2], а выполаживание кривой спектра в области средних и тяжелых TR – присутствием амфибола в источнике генерации магм [2, 24]. Наиболее вероятным механизмом формирования расплавов, имеющих подобное распределение редкоземельных элементов, является инконгруэнт-

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов и итрия в вулканидах Телекайского района.

Свита, толща	пыкарваамская	K_2a	$K_2б$			осиновская	экитыкинская
порода	риолит	риолит	кварцевый латит	дацит	дацит	риолит	андезит
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ в табл.1	1	3	6	7	8	11	14
La	77	53	46	86	54	68	40
Ce	150	72	120	105	100	125	80
Pr	16	13	17	15	13	15	10
Nd	45	36	47	51	42	40	35
Sm	9	8	9,3	8,3	8	6,8	5,6
Eu	1,3	0,87	3	3,3	2	1,1	2,1
Gd	11	7,9	9,4	9	11	9,7	7,3
Dy	7,6	4,3	5,8	4,8	6,9	2,5	4,8
Ho	1,6	0,77	1	0,96	1,3	1,2	1
Er	4,2	2,2	2,9	2,6	3,5	2,3	2
Yb	3,4	2	2,7	2,7	3,7	1,5	2,5
Lu	0,53	0,38	0,27	0,35	0,6	0,35	0,35
Y	28	17	23	23	22	11	14
TR+Y	355	217	287	312	268	284	205

Примечание. TR+Y – суммарное содержание редкоземельных элементов и итрия. Номера проб соответствуют такому на рис. 5б. Содержания элементов даны в граммах на тонну.

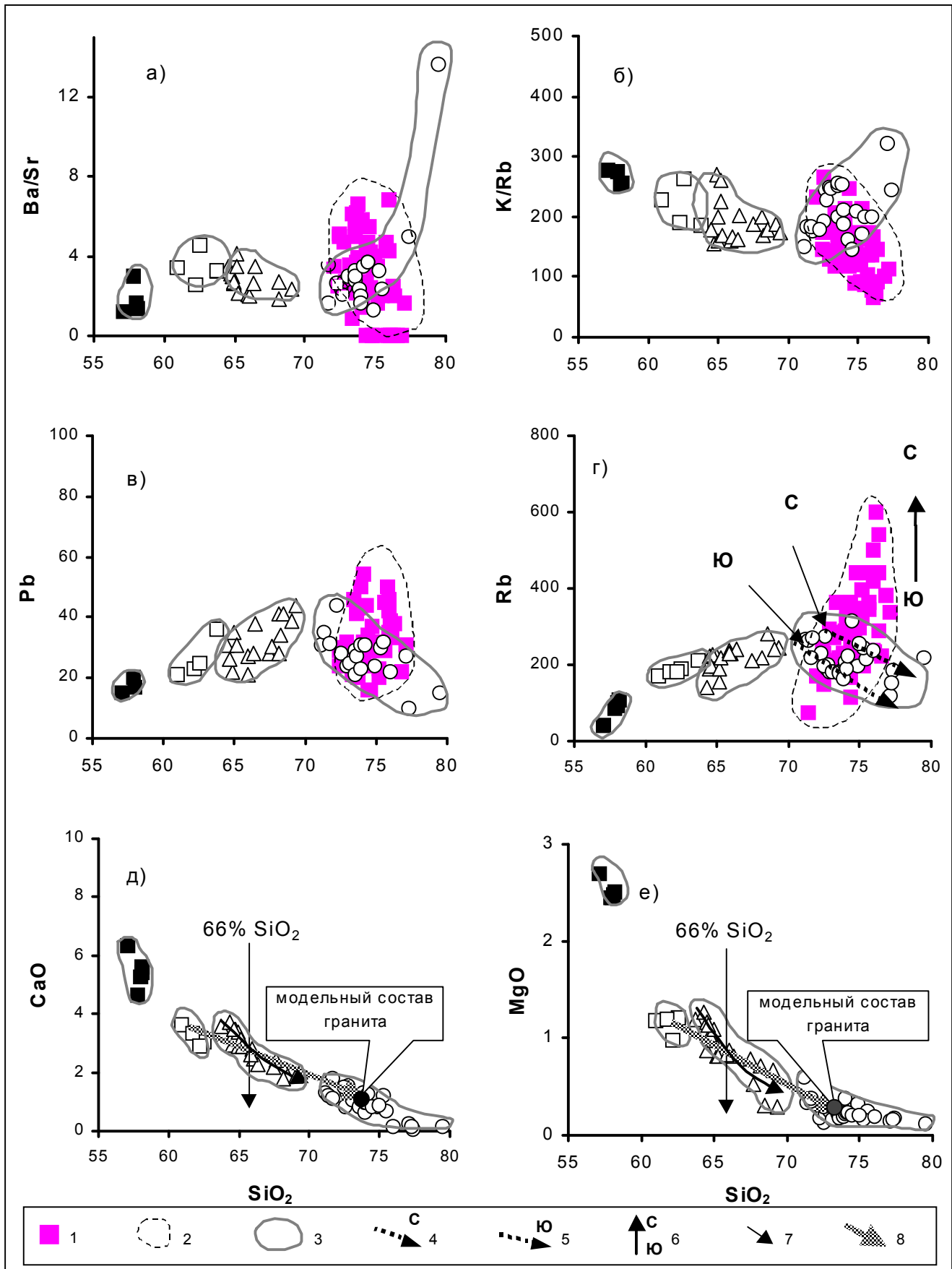
ное дегидратационное плавление амфибола, с присутствием в виде реститовых фаз граната и моноклинного пироксена. Образующиеся в результате этой реакции расплавы несколько обеднены Са относительно Na и обогащены Fe относительно Mg, что фиксируется кристаллизацией из них кислого (относительно основности пород) плагиоклаза и железистых темноцветных минералов. Помимо этого, им свойственен небольшой избыток Eu, обусловленный перераспределением Са между плагиоклазом, гранатом и моноклинным пироксеном [18]. Для высококальциевых андезитов экитыкинской свиты и кварцевых латитов нижней пачки толщи K_2b характерны более кислые, чем в обычных известково-щелочных андезитах, вкрапленники плагиоклаза (№ 30–50 относительно № 60–80 [19]), железистые темноцветные минералы, о чем свидетельствует пониженная магнезиальность пород (в среднем 28 относительно 40 [19]) и небольшой избыток Eu, что, наряду с распределением редкоземельных элементов, свидетельствует о важной роли реакции дегидратационного плавления амфибола в их генезисе. По этим же данным можно оценить глубину генерации инициальных магм. Устойчивость амфибола в ассоциации с гранат–клинопироксеновым парагенезисом ограничена вариацией давления 20–25 кбар (в зависимости от состава источника и температуры) [10] и др., что указывает на верхнемантийный уровень магмогенерации и согласуется с оценкой глубины формирования магм шошонит-латитовой серии [1].

Эволюция составов вулканитов. Согласно данным, приведенным на рисунках 4, 6, составы вулканитов не образуют единого эволюционного тренда, а распадаются на три группы: высококальциевые андезиты, кварцевые латиты; дациты, трахидациты; риолиты. Это позволяет нам рассмотреть их каждую по отдельности. Поведение петрогенных и редких элементов в группе дацита-трахидацита и группе риолита обладает собственными чертами, что не позволяет их рассматривать как производные единого ряда последовательных дифференциатов. Распределение петрогенных и редких элементов в группе андезитов, кварцевых латитов также неоднозначно. Так, например, при переходе от андезитов толщи K_2b к кварцевым латитам этой толщи в породах снижаются концентрации Fe, Mg, Ca, возрастают содержания Si, K, Al, большинства гранитофильных элементов. Подобное изменение геохимических особенностей пород довольно обычно для последовательных дифференциатов и может быть объяснено простым фракционированием темноцветных минералов [10]. В то же время, для некоторых составов кварцевых латитов, наряду с вышеизложенными особенностями, характерно значительное обогащение Ba, Zr, K, в сочетании с увеличением суммарной концентрации TR, отношения La/Yb и положительной Eu аномалией, которые не могут быть

объяснены с позиции кристаллизационной дифференциации. Таким образом, наиболее вероятно, что некоторые вулканиты этой группы являются прямыми дифференциатами андезитовых магм, а другие представляют первичные магмы состава кварцевого латита.

Эволюция составов вулканитов в группе дацитов, трахидацитов хорошо объясняется простым фракционированием породообразующих минералов. В этой группе пород с увеличением кремнекислотности отмечается снижение концентраций фемических компонентов, щелочноземельных элементов, элементов семейства железа, увеличение концентраций щелочных и рудных элементов (рис. 6, табл. 1, №№ 7–9). О широком развитии процесса кристаллизационной дифференциации также свидетельствуют хорошо проявленные Eu аномалии, положительные в более основных породах группы, отрицательные – в более кислых, что свидетельствует о наличии в ее пределах как фракционированных составов, так и кумулятов. Помимо избытка Eu, кумулятивная природа наиболее основных пород группы подтверждается повышенными содержаниями плагиоклаза и пироксена (табл. 1, № 7), выраженными в химическом составе повышенными концентрациями CaO, MgO относительно более основных кварцевых латитов (рис. 6). Закономерное распределение химических элементов и минералов в вулканитах этой группы свидетельствует о существовании долгоживущих магматических камер и не может быть объяснено простым механическим захватом обломочного материала более основной магмой во время эрупции. В целом этот ряд дифференциатов отражает виртуальную линию эволюции, т.к. не проявлен целиком ни в одном разрезе. Тем не менее, он дает возможность вычислить модельный состав магмы, подвергшейся фракционированию. Наиболее вероятный состав, давший начало всему ряду пород группы, соответствует трахидациту с приблизительно 66% SiO_2 . Вычисленный состав магмы лежит на линии тренда, соединяющего средний состав кварцевого латита и модельный состав гранитоидов телекайского комплекса (рис. 6) и, теоретически, может быть получен простым смешением этих двух компонентов, что хорошо согласуется с петрографическими данными, приведенными в предыдущем разделе. Используя эти данные, можно обоснованно предположить, что весь ряд составов дацитов, трахидацитов образовался в результате процессов кристаллизационной дифференциации магмы, образованной в результате контаминации расплава состава кварцевого латита гранитоидным материалом.

Распределение петрогенных и редких элементов в риолитах обладает рядом особенностей. Для этих вулканитов, как и для любых других последовательных дифференциатов, с увеличением кремнекислотности отмечается снижение содержаний Mg, Fe,



Ti, Ca, Ni, Co, Cr, V, Zr, суммарной концентрации TR и «углубление» Eu аномалии, что указывает на широкое развитие процессов фракционирования. В то же время, в них наблюдается необычное для эволюции кислых магм увеличение содержаний Ba, резкое снижение концентраций Na, редких щелочных и рудных элементов. Это хорошо иллюстрируется табл. 1 и рис. 6, на котором помимо вулканитов изображены поля составов гранитоидов телекайского комплекса, демонстрирующие поведение химических элементов при дифференциации типичной кислой магматической системы. Как следует из этого рисунка, эволюция составов вулканитов вряд ли может быть объяснена простым последовательным фракционированием твердых фаз из кристаллизующейся магмы или простым парциальным плавлением кислого протолита. В данном случае обращает на себя внимание необычное поведение K, Ba и Rb (рис. 6), требующее разделения их минералов-носителей – биотита и калишпата, а также поведение Ba и Sr (рис. 6.), требующее разделения калишпата и плагиоклаза. Разделение биотита и калишпата, а также калишпата и плагиоклаза может быть получено при гравитационном (согласно величине удельного веса: биотит–плагиоклаз–калишпат) расслоении частично расплавленной кислой кристаллической породы (гранита), либо в результате ее дегидратационного плавления.

При образовании вулканитов по модели гравитационного расслоения наиболее основные породы группы должны быть обогащены биотитом и плагиоклазом, чего в реальных составах мы не наблюдаем (табл. 1). Модель дегидратационного плавления кислого кристаллического протолита более реальна и объясняет многие минералогические-геохимические особенности вулканитов. Так, при дегидратационном плавлении самой ранней резорбируемой фазой является биотит [17,18, 27], что объясняет обогащение первых выплавов относительно последних редкими щелочными и рудными элементами, калиевый состав вулканитов и значительное преобладание калия над натрием. В то же время, геохимическая характеристика вулканитов свидетельствует о фракционировании плагиоклаза (Na, Eu, Sr) и аксессуарных минералов (Zr, Ni, Co, Cr, V), что указывает на необходимость дополнения модели дегидратационного плавления моделью грави-

тационного осаждения кристаллов. Таким образом, геохимические данные позволяют предположить, что рассматриваемые кислые вулканиты могли образоваться в результате дегидратационного плавления кислой кристаллической породы, с последующим фракционированием плагиоклаза и аксессуарных минералов.

Зональность. В вулканитах района намечается латеральная геохимическая зональность, выраженная в обогащении некогерентными элементами по направлению от фронтальной к тыловой зоне ОЧВП. Эта зональность проявлена как в кислых, так и в средних по составу вулканитах и выражена в увеличении концентраций K, Ba, Sr, Zr, легких лантаноидов, редких щелочных и рудных элементов (табл. 1, рис. 6). Подобная латеральная зональность по составам вулканитов часто бывает проявлена в пределах островных дуг и активных континентальных окраин и интерпретируется многими авторами как результат погружения очагов магмогенерации, в связи с погружением сейсмофокальной зоны [22]. Однако в нашем случае принцип аналогии не может быть применен, так как геохимическая зональность, аналогичная таковой в вулканитах, проявлена в гранитоидах Телекайского массива. Это иллюстрируется диаграммой Rb–SiO₂ (рис. 6), показывающей обогащение рубидием гранитоидов от южного к северному контакту Телекайского массива. Формирование зональности в гранитоидах связано с другим, более ранним тектоническим этапом в геологической истории развития региона и происходило до заложения ОЧВП. Существование зональности в предшествующих вулканитам магматических породах свидетельствует о том, что зональность, проявленная в кислых вулканитах, может быть обусловлена более древними процессами, чем заложение и эволюция ОЧВП. В то же время, зональность, проявленная в несущих геохимические черты первичных магм вулканитах среднего состава, все же наиболее вероятно связана с увеличением глубины магмогенерации, о чем косвенно свидетельствует повышение La/Yb отношения, указывающего на увеличение стабильности граната в очаге магмогенерации, связанное с ростом давления. Латеральная зональность, проявленная в кислых вулканитах, скорее всего связана с геохимической зональ-

Рис.6. Эволюция составов вулканитов Телекайского района.

1–2 – гранитоиды телекайского комплекса: 1 – точки составов, 2 – ареал составов; 3 – ареалы составов вулканитов района; 4–5 – тренды эволюции состава вулканитов северного (4) и южного (5) участков; 6 – направление изменения составов гранитоидов телекайского комплекса; 7 – тренд эволюции составов в группе дацитов, трахидацитов; 8 – тренд контаминации кварцевых латитов коровым материалом. Остальные условные обозначения соответствуют таковым рис. 4.

ностью, проявленной в гранитоидах телекайского комплекса, которые являются наиболее вероятным субстратом для их формирования.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ РАЙОНА

Постановка задачи и обоснование модели

При анализе данных, приведенных в предыдущих разделах, становится очевидным, что вулканитам Телекайского района свойственна сложная история образования и что их формирование не может быть описано в рамках простой одностадийной модели. Модель формирования вулканитов района должна учитывать все имеющиеся геологические, минералого-петрографические и геохимические данные, а также не противоречить имеющимся в литературе данным по генетически близким объектам.

Как было рассмотрено в предыдущем разделе, вулканиты образуют три довольно компактные группы (высококальциевые андезиты, кварцевые латиты; дациты, трахидациты; риолиты), обладающие своими собственными минералого-петрографическими, геохимическими особенностями, индивидуальным характером поведения редких, петрогенных элементов и минералов, что, скорее всего, свидетельствует о генетических причинах этого различия.

Для объяснения эволюции составов вулканитов нами предлагается трехстадийная модель их формирования. Первая стадия включает в себя внедрение первичных магм состава андезита или латита, с образованием промежуточных очагов в пределах плутонов гранитоидов и последующим фракционированием темноцветных минералов. Вторая стадия включает в себя частичное дегидратационное плавление вмещающих гранитоидов под воздействием теплового поля андезитовых магм и образование риолитовых расплавов, с последующей их дифференциацией. Третья стадия заключается в формировании дацитовых, трахидацитовых магм в результате контаминации расплавов кварцевых латитов гранитоидным материалом, с последующей гравитационной дифференциацией.

Для обоснования стадий модели, в дополнение к минералого-петрографическим и геохимическим данным, приведенным в предыдущем разделе, необходимо дополнительно рассмотреть ряд аспектов. Первое – возможность формирования промежуточных магматических очагов в пределах плутонов гранитоидов телекайского комплекса. О возможной локализации подобных очагов в пределах плутона свидетельствует появление ареала метасоматического изменения гранитоидов (хлоритизация биотита, альбитизация, окварцевание) и вмещающих последние роговиков в пределах северного участка (рис.1, район разрезов II, III), который пространственно совпадает с ареалом наибольшего развития агломератовых ту-

фов с бомбами и блоками гранитоидов. Гранитоиды в пределах метасоматического ареала приобретают рыжеватый оттенок и имеют облик отоженных пород. Предполагаемая глубина залегания такой камеры, оцененная по степени изменения гранитоидов, может составлять 2–3 км.

Второе, что необходимо рассмотреть, это возможность плавления гранитоидов в тепловом поле внедрившихся более основных магм. Вероятность такого механизма образования кислых магм хорошо обоснована в работе [23], согласно которой, внедрение 500 м базитового силла в разогретую земную кору (500°C) образует слой кислой магмы мощностью от 300 до 1000 м. При этом образованные кислые магмы содержат большое количество реститовых кристаллов и являются порфиоровыми, что практически мы наблюдаем в риолитах района. О возможности такого плавления косвенно свидетельствует тот факт, что гранитоиды телекайского комплекса ко времени формирования вулканитов вероятнее всего еще не успели остыть, так как имеют с ними довольно близкий возраст.

Третья тема, требующая дополнительного обсуждения, это дегидратационное плавление гранитоидов. Суть этой модели заключается в том, что гранитоиды плавятся в ненасыщенных относительно H_2O условиях, при этом наименее стабильным минералом данного парагенезиса является биотит, который плавится первым, инконгруэнтно, с образованием безводных мафических фаз [18, 27]. В результате плавления, помимо H_2O , высвобождаются К и гранитофильные элементы, концентрирующиеся в биотите, обогащая первые порции вновь образовавшегося расплава. При дальнейшем плавлении, после исчезновения биотита, происходит снижение концентраций гранитофильных элементов, необычное для нормально эволюционирующих кислых магматических систем. О проявлении механизма дегидратационного плавления при формировании магм риолитов района свидетельствуют необычное распределение редких элементов, выраженное в снижении их концентраций с ростом кремнекислотности пород, и данные петрографии. Это наглядно иллюстрируется рис. 3, на котором приведена фотография оплавленного зерна биотита, где происходят преобразования, проявленные в облике трещин спайности, свидетельствующие о потере биотитом воды (дегидратирование), с образованием «безводных» минералов пироксена и магнетита (возможно, герцинита). Образование пироксена при инконгруэнтном плавлении биотита свидетельствует о ненасыщенности системы относительно H_2O и о высоких температурах магмогенерации [17]. С дегидратационным плавлением биотита также можно связать обилие пылевидных зерен оксида железа в основной массе риолитов, ввиду того, что оксиды железа и алюминия яв-

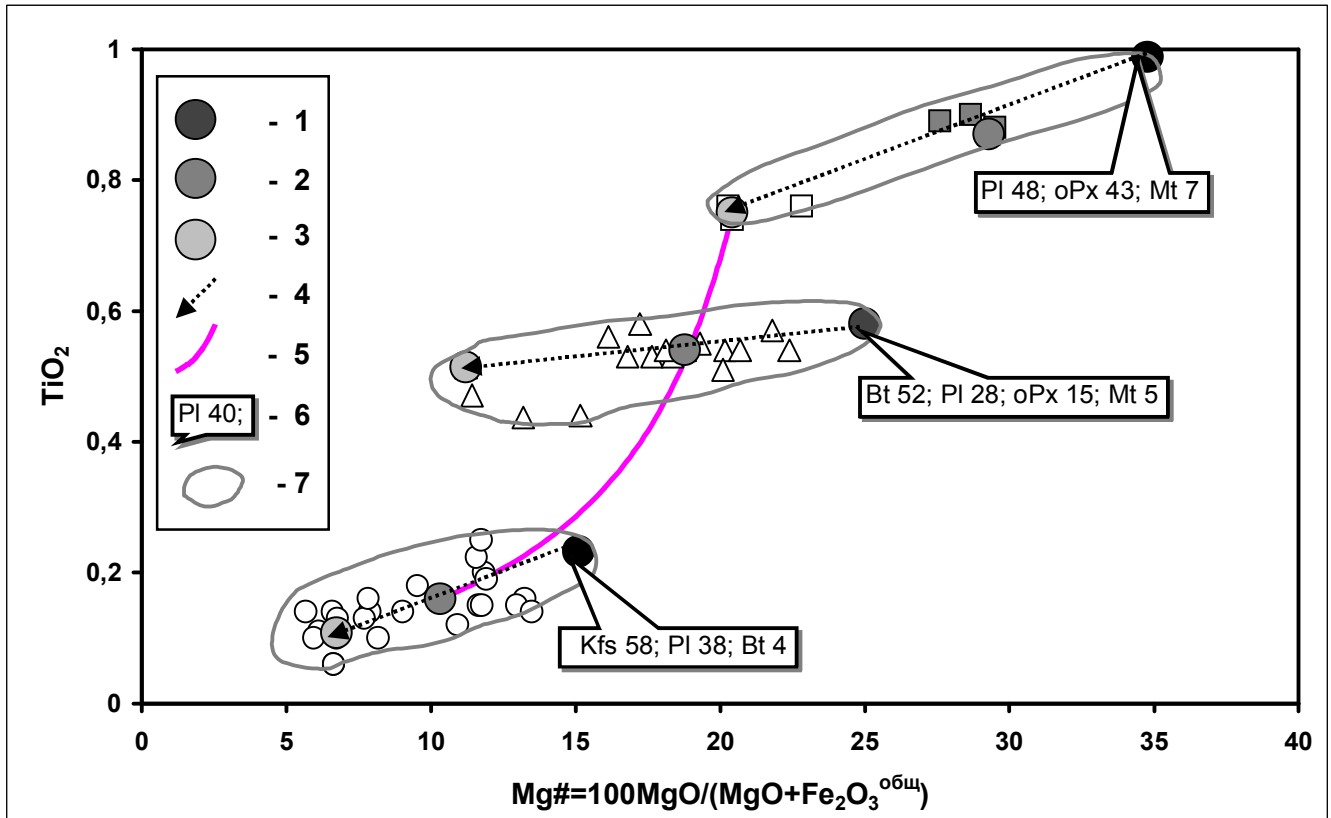


Рис.7. Графическое изображение модели формирования вулканитов на диаграмме $TiO_2 - 100MgO/(MgO + Fe_2O_3^{общ})$.

1 – расчетный состав кумюлята; 2 – исходный состав; 3 – остаточный расплав; 4 – тренды кристаллизационной дифференциации; 5 – тренд контаминации первичных магм коровым материалом; 6 – ассоциация минералов (дана по табл. 3); 7 – ареалы точек составов вулканитов района. Остальные условные обозначения соответствуют таковым рис. 4. Пояснения в тексте.

ляются характерными продуктами этой реакции в кислой системе, при концентрации воды в магме до 4% [27].

Необходимо также рассмотреть вопрос об источнике вещества для образования кислых вулканитов и степени его плавления. Предположение о том, что субстратом при образовании расплавов риолитов были гранитоиды телекайского комплекса, основывается на их близком пространственном положении, обилии оплавленных обломков последних в риолитах, близкой ассоциации и составе породообразующих минералов, идентичной ассоциации редких элементов. Помимо этого, риолиты формируют такую же четкую, «унаследованную», зональность в распределении редких и породообразующих элементов, как и гранитоиды этого комплекса. В качестве модельного состава породы, подвергшейся плавлению, нами взят средний состав гранитоидов северной части Телекайского массива. Степень плавления была оценена по соотношению минералов-вкрапленников и основной массы в дайках и потоках риолитов, не несущих следов фрак-

ционирования минералов (см. ниже), и составила около 80%, что хорошо согласуется с расчетными данными.

Проведенный обзор литературных данных по генезису вулканогенных образований среднего и кислого состава показал, что большинство исследователей рассматривают наиболее основные породы серий (андезиты, андезибазальты) как производные первичных мантийных магм, риолиты – как результат плавления вещества верхней земной коры в тепловом поле первичных магм, а дациты – как результат смешения, либо контаминации конечных членов этой серии, с наложением, в той или иной степени интенсивности, процессов кристаллизационной дифференциации [12, 16, 19, 20, 23, 28]. Таким образом, предложенная модель формирования вулканитов района в целом довольно хорошо согласуется с результатами, полученными другими исследователями.

Графическое представление модели приведено на рис. 7. Как иллюстрируется этой диаграммой, вся совокупность составов вулканитов района распадается

Таблица 3. Моделирование процессов кристаллизационной дифференциации в вулканитах на основе расчета баланса масс методом наименьших квадратов.

Оксиды, минералы	(1)		(2)		(3)	
	Андезит	Кварцевый латит	Дацит	Дацит	Риолит	Риолит
SiO ₂	57.86	61.76	65.91	67.67	75.98	79.50
TiO ₂	0.87	0.75	0.54	0.514	0.16	0.10
Al ₂ O ₃	16.16	16.40	14.94	14.65	12.56	11.11
Fe ₂ O ₃ *	5.89	4.68	3.59	4.12	1.65	1.66
MnO	0.09	0.07	0.05	0.06	0.02	0.01
MgO	2.44	1.20	0.83	0.52	0.19	0.12
CaO	4.64	3.32	2.82	2.42	0.14	0.14
Na ₂ O	2.48	2.23	2.24	2.41	1.02	0.39
K ₂ O	3.00	5.62	4.74	4.08	5.91	5.03
P ₂ O ₅	0.23	0.20	0.15	0.15	0.02	0.02
Mg#	29.29	20.41	18.78	11.21	10.33	6.74
χ^2		0.04		0.09		0.03
Кумулят %		46		15.86		19.33
Q						
Pl		48.06		27.73		37.91
Kfs						58.45
Bt				51.84		3.64
oPx		42.93		15.09		
Mt		6.93		4.14		
Ilm		1.69		0.69		
Ap		0.28		0.51		

Примечание. (1)–(3) – ряды дифференциации: (1) – высококалийевый андезит-кварцевый латит, (2) – дацит-дацит, (3) – риолит-риолит; Fe₂O₃* – все железо в пересчете на Fe₂O₃ (железо пересчитано в окисную форму для удобства сравнения с составами, приведенными в табл.1); Mg#=100MgO/(MgO+Fe₂O₃*); оксиды – в весовых процентах; χ^2 – сумма квадратов невязок; минералы, использованные для расчетов: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Kfs – калишпат, Bt – биотит, oPx – ромбический пироксен, Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит.

ется на ряд компактных групп, каждая из которых соответствует стадиям модели: группа составов вулканитов – производных первичных магм (андезиты, латиты); группа составов – производных коровых магм (риолиты) и группа составов первичных магм, контаминированных коровым материалом (дациты, трахидациты). В целом, вулканитам свойственно снижение содержаний TiO₂ при снижении магнезиальности пород, которое отражает главный тренд их эволюции. В то же время, в каждой группе вулканитов проявлен свой тренд распределения титана, отражающий эволюцию составов в пределах группы. Появление подобных локальных трендов свидетельствует о том, что существовало, как минимум, три магмы разного состава, эволюционировавшие самостоятельно. При этом, главный тренд эволюции составов вулканитов отражает контаминацию первичных магм коровым материалом, а локальные тренды – процесс кристаллизационной дифференциации в пределах конкретных групп.

Проверка модели

Для проверки этих предположений целесообразно разбить общую задачу на ряд подзадач: (1) воз-

можность эволюции составов в группе андезитов–латитов в результате простого фракционирования породообразующих минералов; (2) возможность эволюции составов дацитов–трахидацитов путем фракционирования и аккумуляции породообразующих минералов; (3) возможность формирования модельного состава риолитов в результате плавления гранитоидов Телескайского массива; (4) возможность получения всех составов риолитов из модельного состава путем аккумуляции и фракционирования породообразующих минералов; (5) возможность образования дацитов–трахидацитов в результате контаминации андезитов–латитов кислым коровым материалом.

Для проверки возможности образования дацитов в результате контаминации первичных магм коровым материалом была рассчитана линия смешения. В качестве конечных членов смешанной серии были взяты средний состав кварцевого латита (табл. 1) и модельный состав риолита, приведенный в табл. 3. Вычисленная таким образом линия смешения изображена на рис. 7, где она показывает возможность образования дацитов, трахидацитов добавлением к магме кварцевого латита кислого корового материала, соответствующего модельному составу риолита.

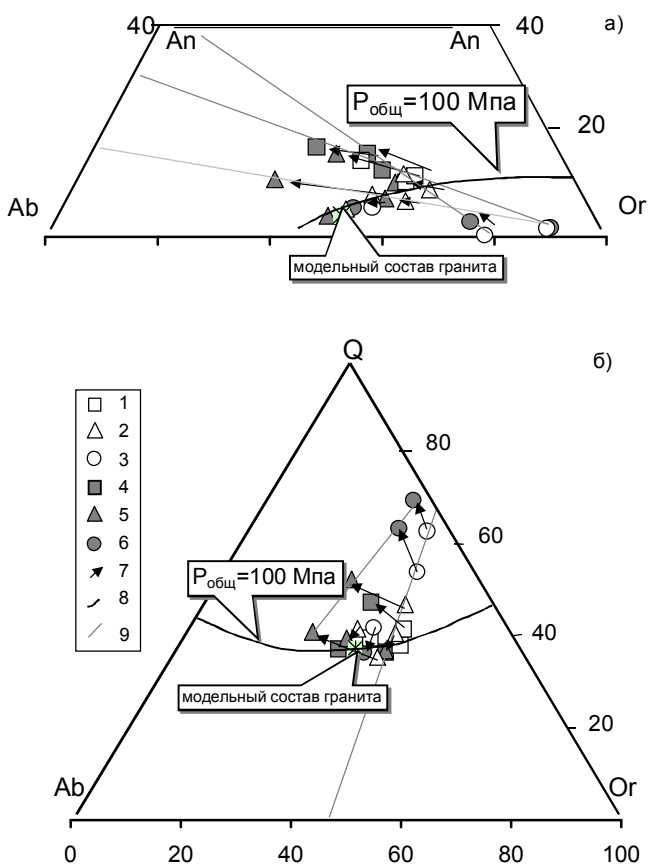


Рис.8. Размещение точек реальных составов риолитов на диаграммах Ab–An–Or (а), Ab–Q–Or (б).

1 – умереннокислые риолиты, с содержанием SiO_2 – 71–73 вес. %; 2 – риолиты, с содержанием SiO_2 – 73–75 вес. %; 3 – ультракислые риолиты, с содержанием SiO_2 – 75–79 вес. %; 4–6 – составы основной массы риолитов: 4 – умереннокислого риолита, 5 – риолита, 6 – ультракислого риолита; 7 – векторы, соединяющие точки валового состава с точками состава основной массы вулканитов; 8 – линия котектики, рассчитанная при общем давлении 100 Мпа и концентрации воды 3% (по [23]); 9 – линии фракционирования.

Для проверки гипотез кристаллизационной дифференциации вулканитов был выполнен расчет баланса масс методом наименьших квадратов. Результаты расчета приведены в табл.3 и изображены в виде векторов на рис. 7. Как следует из таблицы, кварцевые латиты могут быть получены простым фракционированием породообразующих минералов из высококалийевого андезита. Все составы пород в группе дацита–трахидацита также могут быть получены в результате фракционирования и аккумуляции породообразующих минералов из дацита, состав которого лежит на пересечении линии смешения с трендом эволюции составов вулканитов в группе (рис. 7, табл. 3). Эволюция составов риолитов также может быть объяснена с позиций теории кристаллизационной диф-

ференциации, т.к. большинство составов группы могут быть получены в результате фракционирования и аккумуляции породообразующих минералов из модельного состава риолита (рис. 7, табл. 3). На высокую достоверность полученных решений указывает низкая сумма квадратов невязок, колеблющаяся от 0 до 0,09.

Чтобы продемонстрировать возможность образования риолитов района в результате плавления гранитоидов телекайского комплекса, на диаграммы Q–Ab–Or и Ab–An–Or были нанесены нормативные составы вулканитов района совместно с составами их основной массы и модельный состав гранитоидов (рис. 8). Обе диаграммы были дополнены линиями котектики, рассчитанными по модели Н. Nekvasil [26] при общем давлении 100 Мпа и концентрации H_2O 3%. В трехкомпонентных системах линии котектики рассматриваются как место равновесия расплава с двумя твердыми фазами и, в закрытой системе, могут рассматриваться как линии равновесного плавления. Следовательно, нанесение точек составов природных вулканитов на диаграммы, дополненные линиями котектики, позволяет визуально оценить вероятность их формирования за счет плавления того или иного модельного состава.

На диаграмме Ab–An–Or (рис.8а) модельный состав гранитоидов (субстрат) лежит на линии плавления, а точки составов вулканитов и составов их основной массы группируются около кривых плавления (вплоть до модельного состава риолита, приведенного в табл. 3) в более высокотемпературной области. Следовательно, можно вполне обоснованно заключить, что гипотеза образования вулканитов за счет плавления гранитоидов телекайского комплекса вполне состоятельна и не противоречит имеющемуся у авторов материалу. При этом, точки составов основной массы этих вулканитов группируются около линии котектики вблизи от точек валового состава, что указывает на незначительное фракционирование в системе. Начиная с модельного состава, тренд эволюции вулканитов уходит с линии котектики, что свидетельствует о формировании этих вулканитов в условиях открытой системы [10]. Это наиболее вероятно обусловлено фракционированием плагиоклаза. О том же свидетельствует положение точек составов основной массы вулканитов, сдвинутых относительно валовых составов в направлении стороны Ab–An. Линии фракционирования, проведенные по направлению исходный состав – конечный состав, совпадают с направлениями соединительных линий валовый состав – основная масса и показывают возможность образования ультракислых разновидностей вулканитов в результате фракционирования плагиоклаза из котектических составов, а «наименее кислых» риолитов – в результате его аккумуляции.

Аналогичные выводы получены при анализе эволюции составов вулканитов на диаграмме Ab–Q–Or (рис. 8б). На этой диаграмме, как и на диаграмме рис. 8а, часть составов лежит на линии котектики, правее модельного состава гранитоидов, а часть составов уходит с линии котектики и лежит на линии, соединяющей фракционированные составы и кумуляты. Таким образом, приведенные выше диаграммы наглядно показывают, что риолиты района вполне могли образоваться в результате плавления гранитоидов телекайского комплекса, с последующим фракционированием породообразующих минералов.

Предложенная модель формирования, проверенная численными, графическим и физико-химическим методами, дает хорошее согласование полученных результатов с минералого-геохимическими особенностями реальных составов вулканитов и довольно полно описывает их эволюцию.

ВЫВОДЫ

1. На основе анализа данных петрографии, геохимии, особенностей распределения минералов и редких элементов установлено, что вулканиты района по генетическому признаку подразделяются на три группы: производные первичных магм (высококальциевые андезиты, кварцевые латиты); производные коровых магм (риолиты); вулканиты, образовавшиеся в результате контаминации первичных магм коровым материалом (дациты, трахидациты).

2. Установлено, что наиболее вероятным субстратом для образования коровых магм являлись гранитоиды телекайского комплекса, широко распространенные в этом районе, а наиболее вероятным механизмом образования – дегидратационное плавление гранитоидов.

3. По своей вещественной характеристике вулканиты района соответствуют производным шошонит-латитовой и высококальциевой известково-щелочной серий. Наиболее кислые вулканиты по своим геохимическим особенностям очень близки к гранитоидам телекайского комплекса, а наиболее основные несут черты первичных магм. Оцененная по геологическим и геохимическим данным глубина формирования коровых магм составляет 2–3 км, первичных магм – около 100 км.

4. По составам вулканитов выявляется довольно четкая латеральная зональность, аналогичная классической зональности океан-континент. Для наиболее основных составов это обусловлено заглублением области магмогенерации по мере удаления от фронтальной зоны пояса, в наиболее кислых – вариацией составов гранитоидов телекайского комплекса.

5. Предложенная авторами модель учитывает все стадии формирования вулканитов и довольно хорошо описывает эволюцию их реальных составов.

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 01.05.65425

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: СО Наука, 1992. 218 с.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
3. Белый В.Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 1:1500000. Объясн. зап. Магадан, 1981. 55 с.
4. Бордюгов Е.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист Q-60-V, VI. Объясн. зап. Магадан, 1983. 83 с.
5. Воеводин В.Н. Гранитоидные массивы восточной части Чукотской складчатой области и их металлоносность // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч. 2. С.183–197.
6. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
7. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические черты мезозойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С.74–84.
8. Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 7. С.1202–1215.
9. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по системе изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 245 с.
10. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 406 с.
11. Копытин В.И. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Лист R-60-XXXIII, XXXIV. Объясн. зап. Магадан, 1977. 81 с.
12. Askren D.R., Roden M.F., Whitney J.A. Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the Western USA // J.Petrology. 1997. V. 38, N 8. P.1021–1046.
13. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // J. Petrology. 1988. V.29, N 2. P.445–522.
14. Burnham C.W., Nekvasil H. Equilibrium properties of granite pegmatite magmas // Am. Miner. 1986. V. 71, N 3, 4. P.239–264.
15. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974., V. 8, N 2. P.173–174.
16. Cioni R., Civetta L., Marianelly P., Metrich N., Santacroce R., Sbrana A. Compositional layering and syn-eruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 Plinian eruption of Vesuvius // J.Petrology. 1995. V. 36, N 3. P.739–777.
17. Conrad W.K., Nicholls J.A., Wall V.J. Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences // J. Petrology. 1988. V. 29, N 4. P.765–804.
18. Douce A.E.P., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss

- and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrology*, 1995. V. 36, N 3. P.707–739.
19. Feeley T.C., Dungan M.A. Compositional and dynamic controls on mafic-silicic magma interaction at continental arc volcanoes: Evidence from Cordón El Guadal, Tatará-San Pedro complex, Chile // *J. Petrology*. 1996. V. 37, N 6. P.1547–1579.
 20. Gove T.L., Donnelly-Nolan J.M., Housh T. Magmatic processes that generated rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake Volcano, N. California // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 127, N 3. P. 205–233.
 21. Grunder A.L., Mahood G.A. Physical and chemical models of zoned silicic magmas: The Loma Seca Tuff and Calabozos Caldera, Southern Andes // *J. Petrology*. 1988. V. 29, N 4. P. 831–867.
 22. Holder A.P.V. Depth of origin of basalts inferred from Ti/V ratios and a comparison with the K₂O-depth relationship for island-arc volcanics // *Chem. Geology*. 1985. V. 48. P. 3–16.
 23. Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generations of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrology*. 1988. V. 29, N 3. P. 599-625.
 24. Irving A.J. A review of experimental studies of crystal – liquid trace element partitioning // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42, N 3. P. 743–770.
 25. Mallet J.L. Reconstitution des concentrations mineralogues a partir des concentrations geochemiques // *Sci. Terre Jnf. Geol.* 1979. N 12. P. 37–64.
 26. Nekvasil H. Calculation of equilibrium crystallization paths of compositionally simple hydrous felsic melts // *American Mineralogist*. 1988. V. 73, N 9-10. P.956-965.
 27. Scaillet B., Pichavant M., Roux J. Experimental crystallization of leucogranite magmas // *J. Petrology*. 1995. V. 36, N 3. P. 663–707.
 28. Tomiya A., Takahashi E. Reconstruction of an evolving magma chamber beneath Usu volcano since the 1663 eruption // *J. Petrology*. 1995. V. 36, N 3. P. 617–637.
 29. Whalen J.B., Currie K.L. Geology of the Topsails igneous terrane of western Newfoundland: scale 1:200000 / Geological Survey of Canada. Map 1680A.

Поступила в редакцию 2 января 2000 г.

Рекомендована к печати И.И.Гончаровым

S.V.Yefremov and D.V.Dudkinskiy

Petrography, geochemistry, and the origin model for Cretaceous volcanites of Telekay district, Central Chukotka

The petrography and the geochemistry of Cretaceous volcanites of the Telekay district have been examined, and an origin model has been suggested in this paper. According to these data, volcanites are divided into three genetic groups: derivatives of the initial magma – andesites and latites; derivatives of the crustal magma – rhyolites; volcanites, which originated due to contamination of the initial magmas by crustal material – dacite, trachydacite. According to their geochemical peculiarities, volcanites of first and third groups correspond to derivatives of the shoshonite-latite and high-K calc-alkaline series. The rhyolites are high-K calc-alkaline and are similar to the Telekay granites, which are widely spread in this district.

The model of volcanites origin consists of three stages. The first stage includes intrusion of the initial melt of andesitic or latite composition into granitoid plutons of the Telekay complex. The second stage involves fusion of the granitoids in the thermal field of the initial magma and formation of rhyolite melts. The third stage implies the formation of dacitic and trachydacitic magmas owing to contamination of the initial melts by crustal materials.

The model was examined using petrographical, geochemical, mathematical, and thermodynamical methods. The obtained data correlate well with the evolution of the natural composition volcanites.

ГЕОХИМИЯ Au, Ag, Ge, Ga В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЯХ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

А.Ю. Антонов

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Исследовано распределение Au, Ag, Ge, Ga в вулканитах различной кислотности 50 наземных и подводных четвертичных вулканов вкрест и по простиранию Курильской островной дуги (ОД). От фронтальной к тыловой вулканической зоне средние содержания Au (в отличие от Ag) в базальтах постепенно уменьшаются, а в андезитах - увеличиваются. В базальтах это, скорее всего, обусловлено максимальным насыщением мантийного магмогенерирующего субстрата во фронтальной зоне ОД. "Обратная" зональность в андезитах находит свое объяснение лишь в случае их происхождения в результате смешения мантийных базальтоидных и коровых салических магм. Это указывает на большее Au-обогащение корового магмогенерирующего субстрата именно в тылу ОД. Максимально "золотоносны" базальты всех зон Курильской ОД на участке ее "перегиба" по центру.

В отдельных вулканах Курил наиболее часто максимальные средние содержания Au выявлены в базальтах, менее часто - в андезибазальтах и еще реже - в андезитах. Содержание Au и Ag в вулканитах зависит как от Au- и Ag-обогащения первичных магм, так и от их насыщения летучими компонентами (прежде всего S и Cl). Понижение щелочности магм способствует эманационному накоплению и интенсивности выноса Au и Ag из расплавов вместе с летучими компонентами и определяет их повышенный рудогенерирующий потенциал на эти элементы. Множество причин обусловило почти равномерное рассеяние Ge и Ga на всех этапах эволюции магм.

Таким образом, фронтальная вулканическая зона, а также вся поперечная зона "перегиба" в центре Курильской ОД наиболее благоприятны для рудопроявлений Au. Заметное Ag, Ge-обогащение и Au-обеднение вулканитов Северных Курил относительно таковых Южных отражает разную рудную специализацию районов на эти элементы.

Ключевые слова: геохимия, вулканиты, базальты, андезиты, геохимическая зональность Курильская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

Геохимия Au, Ag, Ge и Ga в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги (ОД) к настоящему времени изучена весьма слабо. Так, до начала наших работ имелись лишь весьма отрывочные и малопредставительные данные по распределению Au и Ag в породах только нескольких надводных вулканов главной цепи островов [1, 4], а по распределению Ge и Ga данные отсутствовали вообще. Весомым дополнением к этому послужила наша относительно недавняя статья по геохимии Au в четвертичных вулканитах Курильской ОД [7], причем не только в продуктах надводных, но и большого количества подводных вулканов, в максимальной степени характеризующих собой обширную тыловую зону вулканизма региона. Представленные материалы были получены в результате длительных и обширных комплексных исследований совместной экспедиции Института вулканологии ДВО РАН, ГЕОХИ СО АН СССР и ИГЕМ АН СССР по изучению геологического строения, прежде всего, подводной части Курильской ОД, а также

минералогии и геохимии четвертичных вулканитов всего этого региона. При этом, наши опубликованные данные по распределению Au являлись лишь частью имеющихся и касались в основном четвертичных вулканитов Южной и Центральной частей региона (выделенных в соответствии с [2]), т.е. проявленных лишь в пределах примерно половины изученной территории. Результаты анализов по Au в вулканитах Северных Курил (116 проб с 21-ной в разной степени дифференцированной вулканической постройки) были получены несколько позднее и приводятся в данной статье вместе с другими новыми геохимическими данными, характеризующими вулканизм всего региона в целом (рис.). В предлагаемой статье, кроме Au, по курильским вулканитам самой различной кремнеземистости охарактеризовано распределение Ag, а также (впервые) Ge и Ga, причем Ag и Ge - в 69 пробах с 16 вулканов всей Курильской ОД, а Ga - в 39 пробах с 11 вулканов Южных Курил. Соответственно, все это дало возможность на новом и гораздо более высоком уровне рассмотреть закономерности распределения отмеченных элементов в ходе

магматических процессов как в целом по Курильской ОД, так и по всем ее частям и зонам, оценить потенциальную рудоносность всего региона на эти элементы, а также провести представительное геохимическое сопоставление данных четвертичных вулкаников с таковыми других регионов магматизма (прежде всего мел-палеогеновыми магматическими образованиями смежной территории Малой Курильской гряды, материалы по распределению Au и Ag в которых опубликованы нами совсем недавно [8]).

Полученные аналитические результаты определения Au, Ag, Ge, Ga во всех главных типах вулка-

нитов Курил от базальтов до риолитов обобщены в таблицах 1–6. В них же отражены интервалы колебания концентраций и средние содержания этих элементов как для пород отдельных вулканов, так и для их совокупностей в пределах всех 3-х основных продольных зон вулканизма Курильской ОД (а именно: фронтальной, промежуточной и тыловой [2]), где щелочность вулкаников по мере удаления их в сторону континента закономерно увеличивается. Оценка распределения элементов в вулканиках разных зон ОД и их частей (Южной, Центральной и Северной) проведена по усредненным составам пород в пределах 8-

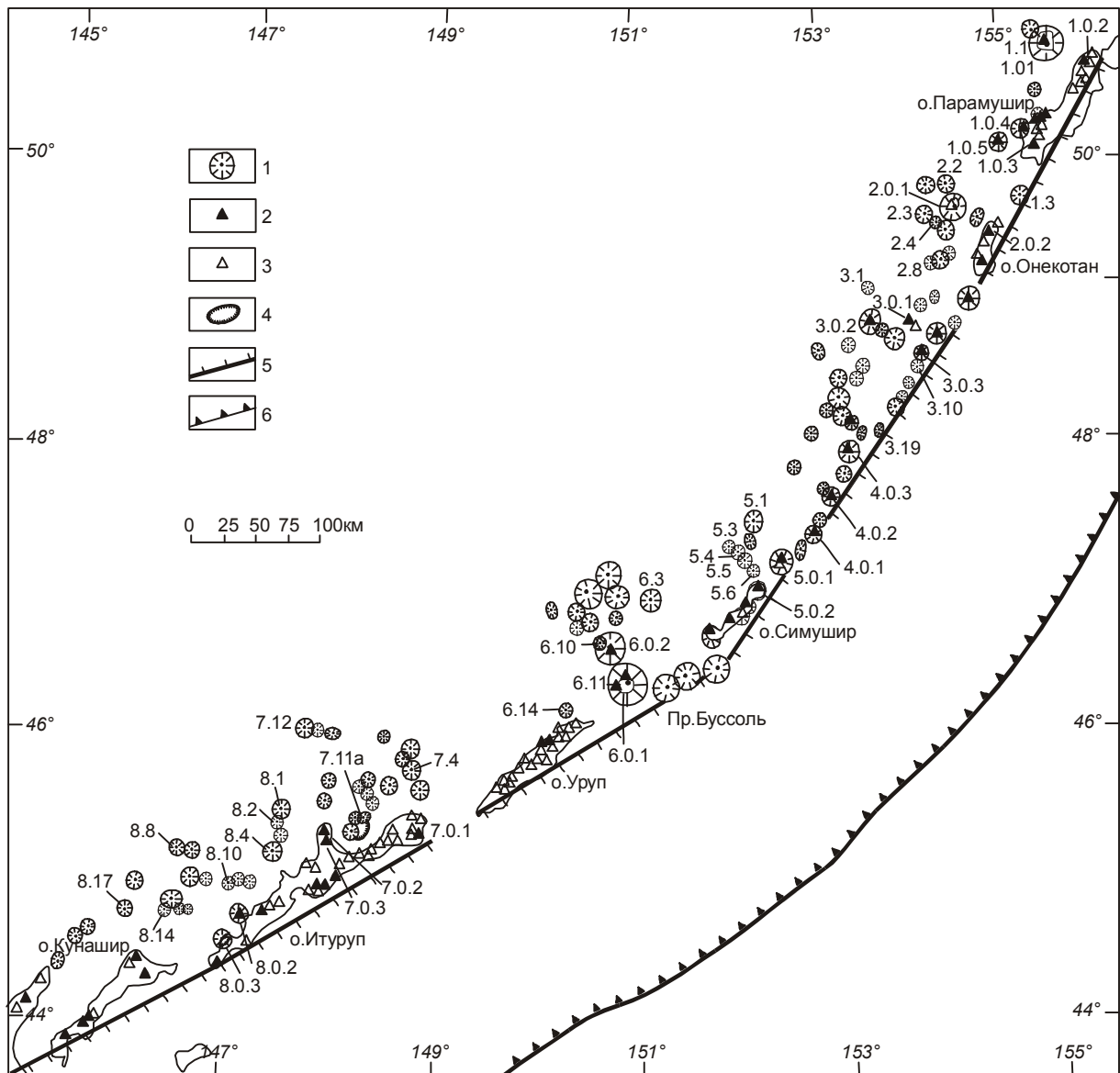


Рис. Схема расположения вулканов Курильской островной дуги.

1 – подводные вулканы; 2,3 – активные (2) и потухшие (3) наземные вулканы; 4 – подводные кальдеры; 5 – вулканический фронт; 6 – ось Курило-Камчатского глубоководного желоба. Номера обозначены изученные вулканы, причем те из них, которые обозначены 2-мя значащими цифрами (разделенных одной точкой) соответствуют подводным вулканам по каталогу [2], а которые обозначены 3-мя значащими цифрами (разделенных 2-мя точками) – наземным вулканам. Первые цифры номеров вулканов (от 1 до 8) отражают порядковый номер изученных поперечных профилей региона, выделенных по [2].

ми выделенных поперечных профилей [2], равномерно распределенных по всему простиранию дуги (рис.). Таким образом было прослежено распределение Au, Ag, Ge и Ga в продуктах вулканизма и вдоль, и поперек Курильской ОД, причем как на ее отдельных участках, так и в целом.

Для минимальной статистической оценки распределения Au, Ag, Ge и Ga в вулканитах различных типов их содержания определялись преимущественно не менее чем в 2-3-х пробах пород близкой кремнеземистости каждого вулкана. Лишь для некоторых вулканов эти концентрации в соответствующих типах пород были охарактеризованы одной пробой, в основном из-за не всегда достаточного количества имеющегося каменного материала (прежде всего с подводных построек).

Локализация и геологическое строение изученных надводных вулканов Курильской ОД наиболее детально описаны в книге Г.С.Горшкова [9], а подводных – в нашей монографии [2]. В последней наиболее полно отражена и вещественная характеристика вулканитов данного региона на все главные элементы и более чем на 40 микроэлементов (кроме тех, которые здесь рассматриваются).

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Все аналитические работы проводились в Институте геохимии СО РАН. Концентрации Au в породах определялись абсорбционным методом с предварительным химическим обогащением (экстракцией 0.5 мл толуола) из навески 1–5 г. Замеры проводились на атомизаторе с использованием кюветы (прибор Perkin-Elmer-503). Чувствительность метода определения элемента (предел обнаружения) – 0.0002 г/т, относительное стандартное отклонение – 0.15; аналитики – С.Е.Чернигова, А.А.Хлебникова.

Содержания Ag, Ge, Ga в породах определялись количественным эмиссионным спектральным методом. Пределы обнаружения их концентраций соответствуют: Ag – 0.03 г/т, Ge – 0.8 г/т, Ga – 3.0 г/т. Величина относительного стандартного отклонения при определении Ag соответствует 0.50; Ge – 0.25; Ga – 0.30. Аналитики – А.И.Кузнецова, Н.Л.Чумакова.

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

ЗОЛОТО. Как следует из таблиц 1–3, а также данных [7], содержания Au в изученных вулканитах сильно варьируют: от <0.20 до 16 мг/т (более, чем в 80 раз). При этом, в пределах конкретных вулканов повышенные концентрации Au, как и максимальные интервалы его концентраций, в основном свойственны наиболее мафическим вулканитам – базальтам, т.е. породам, наиболее близким к составу первичных выплавов. Так, независимо от локализации вулканов в

пределах той или иной зоны ОД средние концентрации Au в базальтах 17 построек (из 41 изученной, где они были установлены) превышают 2–3 мг/т, т.е. приближаются к кларковым для основных пород по А.П.Виноградову (4.0 мг/т) или превышают их. Однако в базальтах 13-ти вулканов средние содержания составляют 1.0–1.5 мг/т, а еще 11-ти – менее 1 мг/т.

В базальтах различных вулканических зон и частей Курильской ОД отмечается отчетливо неравномерное распределение золота (табл. 2). Так, в 5 из 8 изученных поперечных профилей региона средние содержания Au достаточно постепенно уменьшаются от наименее щелочных толеитовых базальтов фронтальной зоны ко все более щелочным базальтам промежуточной и, далее, субщелочным базальтам тыловой вулканической зоны ОД. Соответственно, в этом же направлении средние концентрации Au в базальтах закономерно уменьшаются и в целом по Курилам, от 3.36 через 2.76 до 1.87 мг/т, фиксируя по ним поперечную зональность. Это вполне соответствует закономерности, ранее выявленной и для позднемиловых–палеогеновых базальтоидов Малой Курильской гряды [8], где содержания Au от толеитовых базальтов матакотанской свиты (5.57 мг/т) к известково-щелочным базальтам зеленовской свиты (1.9 мг/т) и ноторо-томаринского комплекса (2.1 мг/т) и далее шошонитам малокурильской свиты (1.7 мг/т) также заметно понижаются. При этом, несмотря на то, что в среднем наиболее высокие содержания Au проявлены в базальтах фронтальной зоны вулканизма Курил, распределение этого элемента в породах здесь весьма неоднородно и, как следует из наших петрографических наблюдений [7], во многом подчиняется двум противоположным тенденциям. Так, с одной стороны, обычно наиболее обогащены золотом именно те разности, которые при минимальной кремнеземистости максимально обогащены вкрапленниками темноцветных минералов, т.е. пироксенов и, прежде всего, оливина. С другой стороны, количество Au в плагиофировых и субплагиофировых базальтах здесь обычно самое низкое (до < 0.5 мг/т).

Полученные средние содержания Au в базальтах разных вулканических зон Курил заметно выше таковых для кайнозойских базальтов всей Курило-Камчатской провинции (1.73 мг/т) и о-ва Парамушир (1.85 из 8 анализов), но несколько ниже таковых для базальтов о.Симушир (4.25 мг/т из 7 анализов) [4], магнезиальных (4.3 мг/т) и субщелочных глиноземистых (7 мг/т) базальтов Толбачинского извержения на Камчатке [5], а также континентальных толеитовых базальтов Сибирской платформы [4] и Каскадных гор США [23].

В 2-х профилях (V и III) региона распределение Au в базальтах изменяется незакономерно. Так, максимальные средние содержания Au проявлены в

Таблица 1. Au в четвертичных вулканиках базальт–андезитового ряда Северной части Курильской ОД.

Зона ОД	Номер и название вулкана	Базальты			Андезибазальты			Андезиты		
		Распределение Au (мг/т)								
		n	Интервал	Среднее	n	Интервал	Среднее	n	Интервал	Среднее
Фронтальная	H4.0.5. Распуа	2	0.5–1.2	0.85	3	0.7–1.5	1.07	5	0.4–0.8	0.68
	П3.19	3	0.9–2.0	1.33	3	0.6–0.9	0.70	2	0.4–1.0	0.70
	П3.10	3	0.3–0.5	0.40	3	0.3–1.2	0.63	1	0.6	0.60
	H3.0.3. Кунтоминтар	1	–	1.50	2	1.0–1.4	1.20	2	2.9–6.5	4.70
	H2.0.2. Кальдера Нэмо	3	2.4–3.6	2.87	2	0.8–1.2	1.00	2	0.8–1.0	0.90
	П1.3	1	1.9	1.90	3	0.5–10.0	3.77	3	н/об–0.8	0.27
	П1.0.3. Чикурачки	3	0.4–0.6	0.47	2	0.5–1.0	0.75	1	0.5	0.50
	H1.0.2. Эбеко	4	0.3–0.6	0.45	1	–	1.00	2	0.9–1.5	1.20
	Среднее по зоне	20	0.3–3.6	1.22	19	0.3–10.0	1.26	18	н/об–6.5	1.19
Промежуточная	H4.0.2 Матуа	1	–	0.40	3	0.5–1.6	0.97	–	–	–
	H3.0.1 Райкоке	3	1.5–3.0	2.07	–	–	–	–	–	–
	П2.8 плато Порфирит	1	–	1.10	3	0.2–0.8	0.43	1	–	0.50
	П2.4 Пийпа	–	–	–	–	–	–	1	–	0.60
	H2.0.1 Маканруши	2	0.6–1.1	0.85	2	0.7–1.5	1.10	–	–	–
	H1.0.4 Фусса	–	–	–	3	0.3–0.7	0.50	3	1.0–1.7	1.27
	Среднее по зоне	7	0.4–3.0	1.10	11	0.2–1.6	0.75	5	0.5–1.7	0.79
Тыловая	H3.0.2 Чиринкотан	1	–	1.40	–	–	–	3	1.5–3.0	2.50
	П3.1 Эдельштейна	1	–	1.00	3	0.3–4.8	3.13	1	–	0.80
	П2.3 скалы Авось	2	0.8–1.2	1.00	3	0.5–1.8	1.00	–	–	–
	П2.1 Белянкина	3	0.7–1.0	0.80	–	–	–	–	–	–
	П1.0.5 Анциферова	3	0.6–0.7	0.63	3	0.3–0.5	0.43	2	0.8–0.8	0.80
	П1.0.1 Алаид	3	0.8–1.5	1.17	–	–	–	–	–	–
	П1.1 Григорьева	3	0.4–0.9	0.67	–	–	–	–	–	–
	Среднее по зоне	16	0.4–1.5	0.95	9	–	1.52	6	0.8–3.0	1.37

Примечание. В таблицах первая буква перед номером вулкана обозначает подводные (П) и наземные (Н) вулканы; номера вулканов соответствуют обозначенным на рисунке.

базальтах промежуточной зоны, причем либо с близкими пониженными его содержаниями во фронтальной и тыловой зоне, либо с наиболее низкими – в тыловой зоне. В одном из профилей (VIII) какого-либо значимого изменения содержания Au в базальтах разных зон не улавливается. Данное соотношение накладывает свой отпечаток на характер изменения средних содержания Au поперек ОД в пределах 3-х ее основных частей, что выразилось в отсутствии зональности в целом как в пределах Южной, так и Северной частей Курил (табл. 2).

Наиболее часто повышенные средние содержания Au (> 2 мг/т) в базальтах, независимо от их приуроченности к той или иной вулканической зоне, выявлены в пределах Южных и, прежде всего, Центральных Курил (пролив Буссоль), а также одного примыкающего к ним с севера профиля (V) в проливе Диана, т.е. зоны основного “перелома” направления островной дуги (рис.). Именно в базальтах “переломного” участка дуги выявлены максимальные

содержания Au, более чем вдвое превышающие кларковые для основных пород (11.7 мг/т и 9.53 мг/т в базальтах вулканов Пб.13 и Кетой). Выявленное может рассматриваться в качестве критериев повышенной Au-рудной специализации этих районов.

Содержания Au в андезибазальтах (0.2–10.0 мг/т), в целом, близки базальтовым, хотя интервалы содержания элемента в них несколько меньше (табл. 1–2, а также данные [7]).

Средние концентрации Au от базальтов к андезибазальтам в пределах как отдельных вулканов Курил, так и совокупностей вулканов различных вулканических зон и их частей могут уменьшаться, увеличиваться и оставаться на близком уровне, хотя и в несколько большей степени уменьшаются. Так, во фронтальной зоне они уменьшаются в этом ряду вулкаников 8 вулканов из 15 изученных, в промежуточной зоне – 5 вулканов из 9, а в тыловой зоне – 5 вулканов из 8, т.е. в целом в ~56% вулканов. С другой стороны, множество отклонений от выявленной

Таблица 2. Средние содержания Au (мг/т) в четвертичных вулканитах базальт–андезитового ряда в различных частях и поперечных зонах Курильской островной дуги.

Профиль	Номер и название вулканов	Базальты		Андезибазальты		Андезиты	
		Распределение Au (мг/т)					
		n	Среднее	n	Среднее	n	Среднее
Фронтальная зона							
Южные Курилы							
VIII	H8.0.3 (Львиная пасть), H8.0.2	8	3.04	6	2.80	3	0.70
VII	H7.0.1 (Кальдера Медвежья)	5	1.26	1	2.40	3	0.67
	Среднее по участку	13	2.15	7	2.60	6	0.68
Центральные Курилы							
VI	П6.13	1	11.70	2	0.74	-	-
Северные Курилы							
V		4	5.28	5	1.65	3	0.69
IV		6	1.66	7	0.90	10	0.78
III		7	1.07	8	0.84	5	2.00
II		3	2.87	2	1.00	2	0.90
I		8	0.94	6	1.84	6	0.66
	Среднее по участку	28	2.36	28	1.25	26	1.01
	Среднее по зоне (по 8 профилям)	42	3.48	37	1.52	32	0.91
Промежуточная зона							
Южные Курилы							
VIII	П8.4 (Крылатка)	3	3.13	4	1.56	3	0.88
VII	H7.0.2, H7.0.3, П7.11, П7.4	6	1.00	5	1.13	8	0.90
	Среднее по участку	9	2.06	9	1.34	11	0.89
Центральные Курилы							
VI	П6.14, H6.0.1 (Кальд.Горшкова)	8	4.76	8	0.96	8	1.44
Северные Курилы							
V	П5.5, П5.6	3	7.00	1	1.70	-	-
IV	H4.0.2 (Матуа)	1	0.40	3	0.97	-	-
III	H3.0.1 (Райкоке)	3	2.07	-	-	-	-
II	П2.8, П2.4, H2.0.1 (Маканруши)	3	0.98	5	0.76	2	0.55
I	H1.0.4 (Фусса)	-	-	3	0.50	3	1.27
	Среднее по участку	10	2.61	12	0.98	5	0.91
	Среднее по зоне (по 8 профилям)	27	2.76	29	1.08	24	1.01
Тыловая зона							
Южные Курилы							
VIII	П8.1, П8.2, П8.10, П8.8	9	3.14	8	1.38	4	3.42
VII	П7.12	-	-	-	-	2	0.92
	Среднее по участку	9	3.14	8	1.38	6	2.17
Центральные Курилы							
VI	H6.0.2 (Броутона), П6.10, П6.3	12	3.75	9	2.51	8	1.67
Северные Курилы							
V	П5.1, П5.3, П5.4	3	1.39	8	2.27	6	1.11
III	H3.0.2 (Чирикотан), П3.1	2	1.20	3	3.13	4	1.65
II	П2.3, П2.1 (Белянкина)	5	0.90	3	1.00	-	-
I	П1.1, H1.0.1 (Алаид), H1.0.5	9	0.82	3	0.43	2	0.80
	Среднее по участку	19	1.08	17	1.71	12	1.19
	Среднее по зоне (по 7 профилям)	40	1.87	34	1.79	26	1.60

тенденции в породах других вулканов, при нередко весьма значительных вариациях содержания элемента (табл. 1–2), приводит к тому, что в совокупности вулканитов в целом по фронтальной и промежуточной вулканическим зонам средние содержания Au уменьшаются, а в ряду пород тыловой зоны – остаются почти на одном уровне (табл. 2).

В андезибазальтах различных вулканических зон Курильской ОД также проявлено весьма не-

однородное распределение Au. При этом, в половине из 8 изученных профилей, а именно во всех (2-х) южных и только в 2-х наиболее северных средние содержания Au постепенно уменьшаются от пород фронтальной зоны к породам промежуточной и далее тыловой зоны вулканизма Курил. Во всех остальных профилях они, наоборот, несколько увеличиваются. Соответственно, какого-либо достаточно значимого постепенного одностороннего изме-

нения средних содержаний Au по андезибазальтам разных вулканических зон Курильской ОД в целом не выявляется, и эти содержания в вулканитах как фронтальной (1.52 мг/т), так и тыловой (1.79 мг/т) зон оказались весьма близкими.

Повышенные средние содержания Au (>2 мг/т) выявлены в андезибазальтах как фронтальной, так и тыловой зон вулканизма ОД (что следует и из предыдущего раздела). При этом, во фронтальной зоне они проявлены в основном в породах Южной части Курил, а в тыловой зоне – в породах прежде всего Центральной части Курил и одного профиля Северных Курил, непосредственно примыкающего к Центральным Курилам.

В андезитах отдельных вулканов Курил [7] (табл. 1) средние содержания Au обычно ниже, чем в базальтах и андезибазальтах, а интервал содержаний еще «уже» (0.29–7.60 мг/т). Как и в ранее описанном ряду более мафических вулканитов, при переходе от андезибазальтов к андезитам в пределах отдельных вулканов и их совокупностей (на участках разных вулканических зон и в целом по зонам) средние содержания Au варьируют самым различным образом, но по большей мере – уменьшаются. Так, в пределах фронтальной зоны вулканизма они уменьшаются в этом ряду пород 8 вулканов из 12 (где они были изучены), промежуточной зоны – 4 вулканов из 8, а тыловой зоны – 6 вулканов из 8, т.е. в целом в ~65 %. Как и в случае с базальт–андезибазальтовым рядом вулканитов, многочисленные отклонения от выявленной общей тенденции приводят к тому, что средние содержания Au в целом заметно уменьшаются лишь во фронтальной вулканической зоне Курил (от 1.52 до 0.91 мг/т), а в промежуточной (1.08–1.01 мг/т) и тыловой (1.79–1.60 мг/т) зонах они остаются почти на одном уровне, причем всегда меньшем в андезитах, чем в базальтах.

Как и в более мафических вулканитах, распределение Au в андезитах отдельных вулканов и их совокупностей по мере их удаления от фронта вулканизма Курильской ОД отчетливо неоднородно. Так, в этом направлении средние содержания Au в андезитах совокупности вулканов почти всех, а именно 6 из 8, выделенных поперечных профилей региона (по IV и II оставшимся профилям Северных Курил мало данных) постепенно увеличиваются, т.е. наблюдается поперечная зональность, которая к тому же является обратной по отношению к зональности по базальтам. В целом по Курильской ОД средние содержания Au слабо увеличиваются от андезитов фронтальной зоны вулканизма (0,99 мг/т) к андезитам промежуточной зоны (1.01 мг/т) и более резко – к андезитам тыловой зоны (1.60 мг/т). Выявленная тенденция обогащения золотом четвертичных андезитов именно максимальной щелочности в пределах Большой Курильской гря-

ды соответствует тенденции, свойственной и мел–палеогеновым андезитам Малой Курильской гряды [8], где хотя низкощелочные андезиты толеитовой серии и не выявлены, но от известково-щелочных андезитов зеленовской свиты (<0.5 мг/т) и ноторо-томаринского комплекса (<0.3 мг/т) к латитам малокурильской свиты (1.7 мг/т) средние содержания Au явно увеличиваются.

Повышенные средние содержания Au (> 2 мг/т) в андезитах отдельных вулканов региона проявлены очень редко, и какой-либо заметной приуроченности их к вулканитам той или иной части или участка Курильской ОД не выявляется. Так, в пределах фронтальной вулканической зоны они отмечены лишь в андезитах вулкана Кунтоминтар (4.70 мг/т) северной части Курил; в промежуточной зоне они не выявлены, а в тыловой зоне они обнаружены только в андезитах 3-х вулканов, расположенных во всех частях Курил: на вулкане П8.2 (3.42 мг/т) Южных Курил, на вулкане П6.10 (2.40 мг/т) Центральных Курил и на вулкане Чиринкотан (2.50 мг/т) Северных Курил.

Почти все приведенные средние содержания Au в андезитах отдельных вулканов и все – в андезитах разных зон Курил несколько ниже значений, приводимых ранее Г.Н.Аношиным [4] для андезитов всей Главной вулканической зоны Курильской ОД (2 мг/т) и островов Парамушир (1.88 мг/т), Симушир (1.7 мг/т) и Кунашир (2.2 мг/т), но они близки к значениям в андезитах островов Чирпой (1.52 мг/т) и Броутона (0.83 мг/т) и, в соответствии с [1], значительно ниже, чем в андезитах вулкана Тятя на о-ве Кунашир.

Как следует из таблицы 3, содержания Au в кислых вулканитах дацит–риолитового ряда Курил также могут варьировать весьма значительно, причем их интервал значений в дацитах (13 проб) оказался даже “шире”, чем в базальтах (от <0.2 до 12.6–16.0 мг/т). Резко повышенные концентрации Au, близкие или значительно превышающие таковые в наиболее мафических вулканитах региона и в 1.5–3.5 раза – кларковые для кислых пород по А.П.Виноградову (4.5 мг/т), обнаружены в дацитовых пемзах и некоторых экструзивных образованиях вулканов всех зон южной и центральной частей Курильской ОД. В изученных риодацитах (2 пробы, <0.20–0.73 мг/т) и риолитах (2 пробы, 0.60–1.50 мг/т) содержания Au обычно низки и минимальны по отношению к более мафическим образованиям соответствующих вулканов. В некоторых случаях (2-х из 6-ти изученных) они отражают довольно равномерное уменьшение содержаний Au во всем дифференциальном ряду пород вулканов от базальтов до дацитов и риодацитов (кальдера Нэмо и вулкан Броутона). Судя по имеющимся, хотя и очень ограниченным данным, повышенные содержания Au несколько

Таблица 3. Распределение Au в четвертичных вулканитах дацит–риолитового ряда Курильской ОД.

Зона ОД	Номер, название вулкана	Порода	Au (мг/т)		
			n	Интервал	Среднее
Фронтальная	Н8.0.3 Кал.Львиная пасть	Дацит, лавовые потоки	4	0,4–1,2	0,70
	- " -	Дацит, пемза	1	-	16,0
	Н4.0.1 Ушишир	Дацит, экструзия	1	-	0,50
	Н4.0.3 Расшуа	Дацит	1	Н/об.	Н/об.
	Н2.0.2 Кальдера Нэмо	Дацит	2	Н/об. –0,3	<0,15
Промежуточная	- " -	Риодацит	2	Н/об.	Н/об.
	Н6.0.1 Кал.Горшкова	Дацит, пемза	1	-	5,50
Тыловая	- " -	Риолит, пемза	1	-	0,60
	П8.14	Дацит. Экструзия I	2	0,5–0,7	0,61
	- " -	Дацит. Экструзия II	1	-	12,60
	Н6.0.2 Броутона	Риолит, лавовые потоки	2	1,0–2,0	1,50
	П6.10	Риодацит, пемза	2	0,4–1,2	0,73

чаще характерны для высококремнеземистых вулканитов именно тыловой зоны вулканизма Курил (причем как дацитов, так и риолитов).

Определенные нами концентрации Au в кислых вулканитах Курил ниже средних концентраций элемента в кислых вулканитах о-ва Кунашир и Главной зоны Курил (1,96 мг/т), приводимых Г.Н.Аношиным [4].

Таким образом, несмотря на то, что в отдельных вулканах Курильской ОД распределение Au в дифференциальных рядах вулканитов весьма неравномерно, наиболее часто повышенные содержания Au проявлены в базальтах, менее часто – в андезибазальтах и еще реже – в андезитах и т.д. При этом, по содержаниям Au в базальтах и андезитах вулканов вкост простирания Курильской ОД от ее фронтальной зоны вулканизма к тыловой зоне выявляется поперечная зональность, выражающаяся либо в их постепенном уменьшении (в базальтах), либо увеличении (андезитах). Кроме того, в пределах Южной и прежде всего, Центральной части Курил (профиль пролива Буссоль в зоне “перелома” островной дуги) вместе с единственным примыкающим к ней с севера профилем в проливе Диана, содержания Au в наиболее мафических вулканитах максимальны (в 3–4 раза выше, чем в базальтах Северных Курил) почти независимо от их локализации в той или иной продольной вулканической зоне (в базальтах всех зон вулканизма, а в андезибазальтах – фронтальной и тыловой зон). Выявленное может рассматриваться в качестве соответствующих критериев повышенной рудной специализации данных районов ОД на Au.

СЕРЕБРО. Содержания Ag (табл. 4–5) изучались нами в 69 пробах вулканитов 16 вулканов Курильской ОД, и они по сравнению с Au хотя и гораздо менее, но тоже заметно варьируют, от 29 до 110 мг/т (т.е. почти в 4 раза). При этом, во всем ряду изученных вулканитов от базальтов до риодацитов могут проявляться повышенные содержания Ag при

весьма близких интервалах средних содержаний элемента, соответственно 31–80 мг/т – в базальтах, 29–95 мг/т – в андезибазальтах, 31–80 мг/т – в андезитах и 40–82 мг/т – в дацитах и риодацитах. Эти содержания ниже кларковых (100 мг/т) для основных пород по А.П.Виноградову и в обе стороны варьируют от кларковых для пород среднего состава (70 мг/т). Только в дацитах и риодацитах они либо близки, либо превышают кларковые для пород кислого состава (50 мг/т).

В целом, данные содержания Ag либо близки, либо, по большей мере, ниже, чем таковые для мелпалеогеновых вулканитов базальт–андезитового ряда всех свит Малой Курильской гряды [8] (в толеитовых и известково-щелочных базальтах – 70–140 мг/т, в андезитах – 90 мг/т, в шошонитах – 230 мг/т) и пермь-триасовых долеритов траппов Сибирской платформы (78–94 мг/т, по [19]). При этом, они, по большей мере, выше, чем таковые в базальтах Северного (21–22 мг/т) и Южного (33–44 мг/т) прорывов Толбачинского извержения на Камчатке [5].

В четвертичных базальтах вулканов фронтальной зоны Курильской ОД несколько пониженные содержания Ag, как и Au, проявлены в их плагиофировых разностях (32 против 38–48 мг/т, кальдера Львиная пасть).

В изученных нами эволюционных рядах (11) вулканитов Курильской ОД от базальтов к андезитах однонаправленное изменение средних содержаний Ag выявлено только 2 раза: в 1-м случае это было слабое их увеличение (вулкан Б.Хмельницкого), а во 2-м – уменьшение (вулкан П6.3). В 7 случаях от базальтов к андезибазальтам отмечается некоторое их уменьшение, а к андезитах – некоторое увеличение, причем в 4 случаях в андезитах они выше, чем в базальтах, а в 2-х случаях – близки. В 2-х случаях (вулканы Чикурачки, Невельского) к андезибазальтам сначала отмечалось их увеличение, а потом –

Таблица 4. Распределение Ag (мг/т) и Ge (г/т) в четвертичных вулканах Курильской островной дуги.

Профиль, номер и название вулкана	Базальты						Андезибазальты						Андезиты					
	Ag		Ge		Ag		Ge		Ag		Ge		Ag		Ge			
	п	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	п	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее	п	Интервал	Среднее	Интервал	Среднее			
Н8.0.3 Львиная пасть Н8.0.2 Алсопури Среднее по участку	2	32-38	35	1.1-1.5	1.3	2	32-35	34	1.3-1.7	1.5	3	42-59	48	1.1-1.5	1.3			
	2	38-48	43	1.4-1.5	1.4	1	-	53	-	1.4	-	-	-	-	-			
	4	-	39	1.4	1.4	3	-	44	-	1.4	3	-	48	-	1.3			
	Северные Курилы																	
П4.5 Н1.0.3 Чукурачки Среднее по участку	2	50-70	60	<1.0-1.4	<1.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
	2	80-90	85	<1.0	<1.0	2	80-110	95	>1.0-1.6	>1.3	1	-	80	-	<1.0			
	4	-	72	<1.1	<1.1	2	-	95	-	>1.3	1	-	80	-	<1.0			
	8	-	56	<1.2	<1.2	5	-	70	-	>1.4	4	-	64	-	<1.2			
Промежуточная зона																		
Южные Курилы																		
П8.4 Крылатка Н7.0.2 Чирип Н7.0.3 Б.Хмельницкого Среднее по участку	1	-	53	-	1.5	1	-	40	-	1.1	1	-	59	-	1.1			
	1	-	38	-	1.4	1	-	29	-	1.4	1	-	51	-	1.3			
	1	-	31	-	1.3	1	-	54	-	1.3	1	-	56	-	0.9			
	3	-	41	-	1.4	3	-	41	-	1.3	3	-	55	-	1.1			
Н1.0.4 Фусса Среднее по зоне	2	70-90	80	1.1-1.2	1.2	2	40-50	45	<1.0-1.4	<1.2	2	60-70	65	<1.0-1.2	<1.1			
	5	-	60	1.3	1.3	5	-	43	-	<1.2	5	-	60	-	<1.1			
	Северные Курилы																	
Тыловая зона																		
Южные Курилы																		
П8.1 Невельского П8.2 П8.8 П8.10 П8.14 П8.17 Среднее по участку	2	36-42	39	1.2-1.5	1.4	1	-	58	-	1.1	1	-	32	-	<1.0			
	2	32-41	36	1.3-1.3	1.3	1	-	34	-	1.0	1	-	39	-	<1.0			
	-	-	-	-	-	1	-	42	-	1.2	-	-	-	-	-			
	1	-	31	-	1.7	1	-	29	-	1.2	1	-	31	-	1.3			
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	32	-	1.2			
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	31	-	1.1			
	5	-	35	-	1.5	1.5	4	-	41	-	1.1	5	-	33	-	<1.1		
П6.3 Н1.0.5 Анциферова Среднее по зоне	5	40-110	66	<1.0-1.4	<1.1	2	50-70	60	1.1-1.1	1.1	2	40-40	40	1.4-1.4	1.4			
	3	70-90	80	<1.0-1.2	<1.1	3	40-70	57	1.0-1.4	1.2	2	80-80	80	1.1-1.2	1.2			
	13	-	60	<1.2	<1.2	9	-	53	-	1.1	9	-	51	-	<1.2			

Таблица 5. Распределение Ag и Ge в четвертичных дацитах и риодацитах Курильской островной дуги.

Профиль, номер и название вулкана	Дациты и риодациты				
	n	Ag (мг/т)		Ge (г/т)	
		Интервал	Среднее	Интервал	Среднее
Фронтальная зона Южных Курил					
П8.0.3 Львиная пасть	2	41–45	43	<1.0	<1.0
Тыловая зона Южных Курил					
П8.8	1	–	82	–	<1.0
П8.14	1	–	53	–	<1.0
П8.17	2	36–44	40	<1.0	<1.0
Среднее по участку	6		58		<1.0

уменьшение до минимума. В дацитах кальдеры Львиная пасть, единственного вулкана фронтальной зоны, где содержания Ag нами были изучены в кислых породах, среднее содержание Ag близко таковому в андезитах, которое заметно повышено относительно более мафических образований того же вулкана. При этом, в 2-х из 3-х вулканов тыловой зоны средние содержания Ag в ~ 1.5 раза возрастают от андезитов к дацитам (риодацитам), а в 1-м случае, где андезиты не изучались, вдвое возрастают от андезибазальтов до дацитов. Таким образом, в пределах отдельных вулканов Курильской ОД средние содержания Ag в кислых породах обычно наиболее высоки.

Средние содержания Ag в изученных вулканах базальт–андезитового ряда разных продольных зон Южных Курил однозначно понижены относительно таковых Северных Курил, причем наиболее заметно (в ~2 раза) в базальтах, а также во всех породах фронтальной зоны данного участка. В целом же, во всех продольных зонах вулканизма Курильской ОД для этих пород они остаются весьма близкими, и четкой однонаправленной поперечной зональности не улавливается как по вулканитам отдельных профилей, так и частей Курил, а соответственно и по всем Курилам в целом. Отметим лишь их совсем слабое постепенное уменьшение в андезитах (от 64 до 51 мг/т) и увеличение в дацитах (от 43 до 58 мг/т) к тыловой зоне ОД.

Учитывая нередко проявляющуюся в магматическом процессе связь Ag с Au, отметим, что в 5 из 9 изученных эволюционных рядов вулканитов Курил от базальтов до андезибазальтов значения Ag/Au увеличиваются (во фронтальной зоне только в 1-ном из 3-х рядов, в промежуточной – в 1-ном из 2-х рядов, а в тыловой – в 3-х из 4-х рядов) и только в 3-х

рядах уменьшаются. При этом, они увеличиваются в 6 из 9 изученных андезибазальт–андезитовых рядов: во фронтальной зоне во всех рядах, в промежуточной – в 3-х из 4-х рядов, а в тыловой – в 1-ном из 2-х рядов. В рядах от базальтов до андезитов (5) однонаправленного изменения значений Ag/Au отношения не выявлено. Практически во всех случаях отмечается сначала некоторое их уменьшение, а затем – увеличение, причем в андезитах они в основном выше (в 3-х случаях), чем в базальтах. Во всех дацитах (2 пробы) эти значения одни из самых высоких (72–86). Исходя из выявленного, можно полагать, что к андезитах и более салическим вулканитам (т.е. по мере увеличения в породах содержаний SiO_2 и K_2O) значения отношения Ag/Au в них имеют тенденцию возрастать, отражая накопление в этом процессе Ag по отношению к Au.

Кроме того, максимальные значения Ag/Au (100–212), как и максимальные средние содержания Ag, выявлены во всем ряду вулканитов самого северного (Алаидского) профиля Курил. Это может указывать на проявление в этом районе именно Ag-рудно-геохимической специализации.

ГЕРМАНИЙ изучался в 69 пробах вулканитов (табл. 4–5) и распределен в них довольно равномерно. Его содержания варьируют лишь в интервале от <1.0 до 1.7 г/т (т.е. почти в том же интервале, 0.7–2.2 г/т, как и в мел–палеогеновых вулканитах Малой Курильской гряды [8]), будучи либо близкими, либо ниже кларковых для основных и средних пород (1.5 г/т) по А.П.Виноградову. Большинство самых высоких содержаний Ge и самые широкие интервалы его средних содержаний проявлены в базальтах (<1.0–1.7 г/т) и андезибазальтах (1.0–1.5 г/т). Несколько “уже” этот интервал в андезитах (<1.0–1.4 г/т). Минимальные содержания Ge выявлены в дацитах и риодацитах (<1.0 г/т), они всегда ниже кларковых для кислых пород (1.4 г/т).

В изученных эволюционных сериях вулканитов Курил (11) от базальтов к андезитах средние содержания Ge в 1-ном случае (вулкан 6.3) увеличиваются, в 4-х случаях остаются почти без изменения, а в 6-ти случаях постепенно уменьшаются, что продолжается и далее до их минимальных значений в дацитах и риодацитах. Таким образом, с увеличением SiO_2 в рядах вулканитов Курил имеется некоторая тенденция к уменьшению содержаний германия.

С другой стороны, средние содержания Ge в вулканитах базальт–андезитового ряда почти во всех продольных зонах Южных Курил однозначно понижены относительно таковых Северных Курил (только в андезибазальтах и андезитах тыловой зоны этих частей Курил они близки). При этом, в среднем по этим породам всех продольных зон вулканизма Курильской ОД они остаются весь-

ма близкими, и четкой поперечной зональности не улавливается как в пределах отдельных профилей, так и частей Курил, а соответственно и всех Курил в целом. Последнее несколько отличается от тенденции, выявленной среди вулканитов Малой Курильской гряды [8], где среди наиболее мафических вулканитов средние содержания Ge в наиболее щелочных шохонитах малокурильской свиты (1.6 г/т) повышены относительно таковых в толеитовых и известково-щелочных базальтах (1.1 г/т) региона.

ГАЛЛИЙ, изучавшийся только в 39 пробах вулканитов 11 вулканов Южных Курил, распределен наиболее равномерно (табл. 6). Его содержания варьируют лишь в интервале 11–21 г/т, будучи либо близкими к кларковым (18–20 г/т) для основных, средних и кислых магматических пород по А.П.Виноградову, либо несколько ниже их. При этом, слабоповышенные содержания Ga почти в равной степени свойственны всем типам изученных вулканитов региона, в которых интервалы их средних содержаний весьма близки: 11–21 г/т в базальтах и андезибазальтах, 12–20 г/т в андезитах, дацитах и риодацитах.

В изученных нами эволюционных рядах (7) вулканитов от базальтов к андезитах средние содержания Ga постепенно увеличиваются в 3-х случаях, уменьшаются в 1-ом случае, в 1-ом случае остаются почти на одном уровне и в 2-х случаях – распределены незакономерно. При этом, в дацитах и риодацитах отдельных вулканов они обычно максимальны.

Это позволяет полагать, что с увеличением кремнезема в породах отдельных вулканов Курил проявляется некоторая общая тенденция к слабому обогащению галлием.

Средние содержания Ga в базальтах (15 г/т) и андезибазальтах (16 г/т) фронтальной зоны Курил чуть понижены относительно таковых в этих же породах промежуточной и тыловой зон (соответственно 16 и 18 г/т), в андезитах же к тыловым зонам они наоборот слабо уменьшаются (от 17 до 15 г/т). Таким образом, по распределению Ga в вулканитах Курильской ОД намечается как прямая, так и обратная поперечная зональность.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показано многочисленными исследованиями, распределение Au и Ag на ранних стадиях эволюции базитовых расплавов, характеризующихся наиболее восстановительными условиями, определяется преобладающим проявлением их халькофильных свойств, то есть связью с серой, а на поздних, при повышении окислительного потенциала в магмах, – их связью с другими летучими компонентами и прежде всего с хлором [3, 6, 10, 13–16, 18, 19, 22, 24–27]. Так, Au и Ag в виде комплексных соединений с S и Cl могут не только мигрировать в пределах магматических камер, но и покидать расплав в составе водных магматических флюидов и газов. При этом, если поведение Au в магматическом процессе во многом определяется еще и сильными сидерофиль-

Таблица 6. Распределение Ga (г/т) в четвертичных вулканических образованиях Южной части Курильской островной дуги.

Профиль, номер и название вулкана	Базальты			Андезибазальты			Андезиты			Дациты (П8.14 г-д)		
	n	Интервал	Среднее	n	Интервал	Среднее	n	Интервал	Среднее	n	Интервал	Среднее
Фронтальная зона												
Н8.0.3 (Львиная пасть)	2	12–15	14	2	16–16	16	3	16–20	17	2	17–17	17
Н8.0.2 (Атсонупури)	2	15–18	16	1	–	17	–	–	–	–	–	–
Среднее по участку	4		15	3		16	3		17	2		17
Промежуточная зона												
П8.4 (Крылатка)	1	–	20	1	–	16	1	–	14			
Н7.0.2 (Чирип)	1	–	16	1	–	17	1	–	18			
Н7.0.3 (Хмельницкого)	1	–	11	1	–	21	1	–	14			
Среднее по участку	3		16	3		18	3		15			
Тыловая зона												
П8.1 (Невельского)	2	15–16	16	1	–	21	1	–	14	–	–	–
П8.2	2	14–18	16	1	–	13	1	–	14	–	–	–
П8.8	–	–	–	1	–	18	–	–	–	1	–	20
П8.10	1	–	17	1	–	18	1	–	19	–	–	–
П8.14	–	–	–	–	–	–	1	–	13	1	–	12
П8.17	–	–	–	–	–	–	1	–	16	2	15–19	17
Среднее по участку	5		16	4		18	5		15	4		16

ными свойствами элемента, то есть связью с железом – его основным элементом модификатором [14], то для поведения Ag дополнительным важным свойством является значительная реакция на изменение кислотности–щелочности среды [15, 22, 25].

К сожалению, для изученных здесь четвертичных вулканитов у нас пока не имеется возможности провести строгий количественный анализ связи Au и Ag с S и Cl ввиду отсутствия данных по их распределению в одних и тех же породах (что является задачей ближайшего времени). В то же время, во многом отмеченные выше положения подтверждаются при анализе составов общей совокупности магматических образований Курильской ОД на основании хотя и небольших, но имеющихся литературных материалов, в том числе и наших. Так, с учетом данных по распределению S и Cl в четвертичных вулканитах нескольких построек фронтальной зоны вулканизма Курил [7] и в мел–палеогеновых вулканитах Малой Курильской гряды [8], концентрации этих элементов даже в породах близкой основности и щелочности могут заметно варьировать. При этом, содержания серы часто изменяются прямо пропорционально концентрациям Ag и, особенно, Au [8]. Эти же данные [7, 8] подтверждают важную роль серы в магмах на всех этапах их эволюции и несколько повышенную роль хлора в магмах на ее поздних этапах. Отмеченное, скорее всего, является отражением связи данных элементов во время камерной дифференциации расплавов и возможности их потери при определенных тектонических условиях. Соответственно, и в предложенной здесь статье выявленный нами характер распределения содержаний Au и Ag в четвертичных вулканитах Курил, которые часто подвержены весьма значительным колебаниям в слабой зависимости (или вне всякой зависимости) от их кремнеземистости, наиболее хорошо увязываются именно со сложным режимом летучих компонентов, и прежде всего, S и Cl в магматических системах.

Известно, что эволюция магм в вулканических процессах не всегда происходит в закрытой системе, так как магматические камеры могут неоднократно «приоткрываться» при тектонических подвижках, включая и связанные с ними извержения магм. Это может приводить к неоднократному и в разной степени интенсивному сбросу летучих компонентов из расплавов. Там же, где данный сброс наиболее интенсивен, т.е. тектоническая активность максимальна, это, скорее всего, должно приводить и к наиболее заметному обеднению магм золотом и серебром. Одним из наглядных подтверждений этого процесса может служить то, что плагиофировые разности базальтов и андезибазальтов, которые, судя по [20], являются отражением «осушения» натровых толеитовых базальтовых расплавов фронтальной зоны вул-

канизма Курильской ОД, обычно характеризуются и минимальными содержаниями Au и Ag.

Таким образом, более часто наблюдаемые высокие содержания Au в базальтах фронтальной зоны Курильской ОД во многом, скорее всего, связаны с наличием под этой территорией наиболее крупных и долгоживущих магматических камер, где процессы эманационного накопления золота вместе с серой могли проявляться наиболее отчетливо. С другой стороны, основной причиной выявленного «крупномасштабного» изменения золотоносности базальтоидов в пределах Курильской ОД, а именно закономерного увеличения средних содержаний Au в наименее щелочных базальтах фронтальной зоны вулканизма ОД относительно более высокощелочных тыловых базальтов, а также некоторого общего обогащения золотом базальтоидов Южной части Курил относительно таковых Северной (независимого от вулканической зоны локализации), по большей мере, скорее всего, обусловлено некоторой изначальной обогащенностью золотом на этих участках ОД магмогенерирующего мантийного субстрата.

Повышенная щелочность базальтоидов и их локализация в тыловой зоне ОД не всегда являются достаточными критериями того, что данные базальтоиды должны быть именно минимально обогащенными золотом (табл. 2). Так, в центре Курильской ОД в зоне ее «перегиба» (пролив Буссоль), несмотря на то, что от фронта вулканизма к его тылу в базальтах также отмечается некоторое обеднение золотом, в то же время, все они (независимо от зоны локализации) являются максимально «золотоносными» по региону. При этом, средние содержания Au в наиболее щелочных тыловых базальтоидах здесь превышают таковые в базальтах фронтальной зоны ОД (как в целом, так и на отдельных участках). Данный факт, на наш взгляд, может указывать на наиболее сложные тектоно-магматические процессы в данной поперечной зоне. К тому же, это позволяет нам полагать, что отмеченную поперечную зону Курильской ОД (как и подобные ей другие поперечные зоны на других участках дуги) можно рассматривать как типичную рифтогенную зону, где обогащенность золотом вулканитов может быть обусловлена неоднократным подтоком обогащенного золотом и т.п. вещества (как магм, так и флюидных потоков) с глубин иного, более высокого уровня за счет процессов, вызванных подъемом мантийного диапира.

Проявление повышенных средних содержаний Au в андезитах тыловой зоны Курильской ОД по сравнению с андезитами фронтальной может объясняться по-разному. При этом, наиболее проблематичными объяснениями, на наш взгляд, выглядят те, которые связаны с дифференциацией базальтоидных магм различной щелочности. Так, если принять фор-

мирование всех андезитов региона в результате камерной дифференциации базальтовых магм, то во фронтальной зоне в ходе этого процесса наиболее поздние низкощелочные андезитовые магмы могут как обедняться золотом (учитывая предполагаемую возможность его максимального сброса в условиях повышенной тектонической активности региона), так и обогащаться этим элементом (ввиду возможности значительных эманаций Au в верхние горизонты дифференцирующих базальтоидных магм в магматической камере, где и формируются андезиты).

С повышением щелочности в расплавах должна возрастать и активность железа – основного модификатора золота. Поэтому, по мере дифференциации и кристаллизации более щелочных и обычно менее золотоносных мафических магм тыловой зоны, Au несколько более активно фиксируется именно в ранних Fe-минералах [6]. Соответственно, Au в меньшей степени имеет возможность выноситься из этих расплавов в составе газовой-флюидной фазы (чему способствует здесь и несколько меньшая тектоническая активность региона). При этом, если данный процесс в какой-то степени и может привести к некоторому частичному выравниванию средних содержаний Au в тыловых базальтах относительно изначально несколько более обогащенных базальтоидов фронтальной зоны ОД, то он никак не может привести не только к какому-то значительному обогащению золотом поздних андезитовых дифференциатов базальтоидных магм, но и к обогащению их золотом вообще. К тому же, обеднение золотом высокощелочных андезитов в этом случае скорее должно быть проявлено даже в большей степени, чем в их низкощелочных разностях, а это, соответственно, не может привести к выявленной нами “обратной” поперечной зональности распределения Au в андезитах ОД.

С другой стороны, происхождение большей части магм средней основности также может объясняться смешением мантийных базальтоидных и салических коровых расплавов. В этом случае, обогащение андезитов золотом в тыловой зоне вулканизма Курильской ОД может быть обусловлено тем, что салические магмы, а также и их коровый магмогенерирующий субстрат здесь были в соответствующей степени более богаты золотом, чем во фронтальной зоне. Учитывая, что в салических вулканиках тыловой зоны Курил повышенные концентрации Au выявлены чаще, чем в таковых фронтальной зоны (табл. 3), данное предположение пока кажется нам наиболее приемлемым, хотя оно конечно же (в силу весьма ограниченных сведений по золотоносности кремнекислых вулкаников региона) требует дальнейшего более представительного исследования и доказательства.

Здесь же добавим, что последнее исследование должно учитывать и то, что проявление повышенных концентраций Au в некоторых пемзовых и экстрезивных дацитах по сравнению с обычно низкими содержаниями элемента в наиболее салических риодацитовых и риолитовых разностях может быть обусловлено, как и в случае с андезитами, смешением Au-обогащенных мафических и Au-обедненных салических магм.

Отсутствие уменьшения содержаний Ag в вулканиках от фронта к тылу Курильской ОД (в отличие от распределения Au), на наш взгляд, может объясняться прежде всего однородностью в отношении Ag мантийного субстрата, из которого происходили базальтоидные выплавки различной щелочности. При этом, в низкощелочных магмах фронтальной зоны дуги (ввиду наибольших размеров здесь магматических камер и наиболее интенсивной тектонической обстановки) имеются повышенные возможности эманационного накопления Ag.

Как известно [12,17 и др.], основным фактором, определяющим геохимическую специализацию и потенциальную рудоносность магматических систем является способность расплавов к эманационному накоплению рудных элементов и сбросу их из расплавов вместе с водными флюидами, благодаря чему могут формироваться рудопроявления и даже месторождения этих элементов. Понятно, что данная способность для разнообразных магматических комплексов в отношении различных элементов может значительно отличаться, так как определяется большим количеством причин, в том числе: общим петрохимическим составом расплавов и насыщенностью их соответствующими летучими и рудными компонентами, мобильностью этих компонентов в расплавах, всем комплексом физико-химических условий эволюции расплавов, а также тектонической активностью региона магматизма.

Учитывая вышесказанное, следует признать, что наименее щелочные четвертичные базальтоидные магмы фронтальной зоны Курильской ОД, так же как и наименее щелочные меловые базальтоидные магмы матакотанской свиты Малой Курильской гряды, в продуктах кристаллизации которых проявлена высокая дисперсия концентраций Au (а также S, по [8]) при, в среднем, максимальной и вышекларковой обогащенности пород этими элементами, имели высокий потенциал как к эманационной миграции и накоплению Au, так и к обогащению им отделяющихся из расплавов насыщенных серой флюидов. Соответственно, эти магмы и прежде всего четвертичные образования фронтальной зоны, где проявлена наибольшая тектоническая активность (т.е. здесь может проявиться максимальное отделение Au вместе с газовыми эманациями, а затем и его наи-

большее концентрирование на геохимических барьерах), без сомнения, обладают геохимической специализацией на Au и, скорее всего, могут являться потенциально рудоносными на этот элемент. Это и подтверждается наличием на некоторых островах фронта вулканизма Курильской ОД месторождений и рудопроявлений золота.

В целом несколько повышенные содержания Au в базальтах и андезитобазальтах Южных и, прежде всего, Центральных Курил (с примыкающим к последним с севера профилем пролива Диана) могут рассматриваться в качестве дополнительного критерия повышенной золоторудной специализации данных районов относительно Северных Курил.

С другой стороны, почти всегда низкие (ниже кларковых) концентрации Ag во всем ряду четвертичных вулканитов Курильской ОД не позволяют предполагать какую-либо высокую их рудно-геохимическую специализацию на этот элемент по всему региону. В то же время, проявление максимальных средних содержаний Ag в вулканитах всех зон Северных Курил и особенно самого северного их профиля относительно таковых Южных Курил может указывать на то, что первые (в противоположность вулканитам, специализированным на Au) характеризуются повышенной Ag-рудно-геохимической специализацией.

Ge и Ga весьма близки по своему атомному строению и являются наиболее характерными рассеянными элементами [11]. В эндогенных процессах оба этих элемента в некоторой степени проявляют сидерофильные и халькофильные свойства и способны к образованию фторкомплексов [11, 21]. При этом, ввиду наибольшей кристаллохимической близости Ge к Si, а Ga к Al, их главным свойством является способность к кристаллохимическому рассеянию.

Во всех изученных вулканитах Курильской ОД содержания Ge и Ga крайне низки и весьма слабо варьируют. Они нигде в достаточной степени не обогащают собой продукты как ранних, так и поздних, более салических фаз эволюции расплавов. Это указывает на весьма низкую способность магм региона к эманационному накоплению этих элементов. Следовательно, эти магмы, скорее всего, не являются геохимически специализированными на Ge и Ga. Судя по [2], выявленная тенденция к некоторому обогащению галлием базальтов фронтальной зоны вулканизма Курил по сравнению с базальтами их тыловой зоны, скорее всего, определяется общей повышенной глиноземистостью первых.

Работа над статьей проводилась при поддержке РФФИ (грант 95-05-15363).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А.И., Федорченко В.И. Закономерности распределения некоторых редких (Sc, Zr, Y) и рудных (Cu, Au) элементов в четвертичных лавах Курильских островов // Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С.55–66.
2. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992.
3. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия серы в процессе эволюции основных магм. М.: Наука, 1982.
4. Аношин Г.Н. Золото в магматических горных породах. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
5. Аношин Г.Н., Волюнец О.Н., Флеров Г.Б. К геохимии золота и серебра в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. // Докл. АН СССР. 1982. Т.264. № 1. С.195–197.
6. Антонов А.Ю., Кузьмин М.И., Хлебникова А.А. Распределение золота в мезозойских гранитоидах Станового хребта // Геология и геофизика. 1980. № 9. С.68–78.
7. Антонов А.Ю., Волюнец О.Н., Королева Г.П., Чернигова С.Е., Хлебникова А.А. Золото в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С.19–29.
8. Антонов А.Ю. Геохимия Au, Ag, Ge, W и S в мел-палеогеновых магматических образованиях Малой Курильской гряды // Тихоокеан. геология. 1997. Т.16. № 1. С.21–31.
9. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 287 с.
10. Гундобин Г.М., Захаров М.Н., Легейдо В.А., Петров Л.Л. Золото и серебро на позднемагматическом и постмагматическом этапах становления гранитоидных интрузий // Геология и геофизика. 1980. № 11. С.138–142.
11. Комплексные месторождения халькофильных редких элементов. М.: Недра, 1982. С.71–107.
12. Ломоносов И.С., Королева Г.П., Стефанов Ю.М. Теория и практика геохимических методов поисков в областях новейшего вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С.182–191.
13. Миронов А.Г., Жатнуев Н.С., Канакин С.В. Поведение золота и серебра при взаимодействии базальтового стекла с флюидом (по экспериментальным данным) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 2. С.439–443
14. Миронов А.Г., Альмухамедов А.И., Гелетий В.Ф. и др. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов. Новосибирск: Наука, 1989.
15. Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Сахно В.Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. Новосибирск: Наука, 1974.
16. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П. Золото в магматических флюидах // Физико-химические модели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск, 1984. С.103–111.
17. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
18. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая спе-

- циализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности эндогенных процессов. Л., 1982. С.74–83.
- 19.Феоктистов Г.Д., Сизых Ю.И., Новиков В.М. Распределение серебра в траппах юга Сибирской платформы // Геохимия. 1989. № 9. С. 1354–1359.
- 20.Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985.
- 21.Bernstein Lawrence R. Germanium geochemistry and mineralogy // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 49, N 11. P.2409–2422.
- 22.Boyle R.W. The geochemistry of silver and its deposits with notes on geochemical prospecting for the elements // Bull. Geol. Surv. Canada. 1968. N 60. 264 p.
- 23.Gottfried D., Rowe J.J., Tilling R.T. Distribution of gold in igneous rocks // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1972. V. 727. 42 p.
- 24.Haughton D.R., Roeder P.L., Skinner B.J. Solubility of sulfur in mafic magmas // Econ. Geology. 1974. V. 69, N 4. P.451–467.
- 25.Liang Xiangji, Qiao Li. Experimental study about the activation and migration of gold and silver in volcanic rocks // Water-Rock Interact: Proc. 6th Int. Symp., Malvern, 3–8 Aug., 1989; WRI-6. Rotterdam; Brookfield. 1989. P.785–788.
- 26.Manning D.A.C. Volatile control of tungsten partitioning in granitic melt – vapour systems // Trans. Inst. Mining and Met. 1984. B 93. Nov. P.185–189.
27. Nekrasov I.Ya. The distribution of silver between fluid and genesis of volcanogenic gold-silver deposits // Meth. Geohem.Prospect: Int.Symp.Geochem.Prospect, Prague, 1990; Extend Abstr. Prague. 1990. P.186.

Поступила в редакцию 12 октября 1998 г.

Рекомендована к печати А.И.Ханчуком

A.Yu. Antonov

Geochemistry of Au, Ag, Ge, Ga in the Quaternary volcanic rocks of the Kurile island arc

Au, Ag, Ge, and Ga distribution was investigated in volcanites of different acidity from 50 surface and submarine Quaternary volcanoes across and along the entire strike of the Kurile island arc (IA). The average Au-concentrations (as opposed to Ag) in the basalts gradually decrease from the frontal zone to the rear volcanic zone of the Kurile IA, while in the andesites they increase. In the basalts it is most likely conditioned by the maximum saturation of the mantle magma-generating substrate in its frontal zone. The "reverse" zoning in the Kuril andesites can be explained only in the case when most of these rocks are the result of a mixture of the mantle basaltoid and crustal salic magmas. This indicates a greater Au-saturation of the crustal magma-generating substrate in the IA rear volcanic zone. Basalts of all zones in the "bend" part of the Kurile IA center are maximally Au-saturated. The maximum average variations of Au-concentration are often found in the basalts, less often - in andesibasalts, still less often - in andesites. The composition of volcanites depends on the Au- and Ag-saturation of the initial magmas and on their saturation in volatiles (primarily, S and Cl). A decrease in magma alkalinity assists emanation accumulation and intensity of Au- and Ag removal from the melt with volatiles, and determines its increased ore-generating potential of these elements. A great number of causes stipulated almost uniform Ge- and Ga dispersion at all stages of magma evolution.

Thus, the frontal zone of volcanism of the Kurile island arc and also the entire transverse "bend" zone of the IA center are most favorable for ore occurrences. The noticeable Ag-Ge-enrichment and Au-impoverishment of North Kurile volcanic rocks as opposed to South Kurile rocks reflect a different Ag-Ge specialisation of these regions.

РУДОГЕНЕЗ

УДК 553.041(265.5)

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОБАЛЬТО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК НА ГАЙОТАХ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

*Э.Л. Школьник**, *Л.Б. Хершберг**, *Е.В. Михайлик**, *О.В. Чудаев**,
*М.М. Задорнов***, *М.Е. Мельников***, *В.А. Полиновский***

* *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

***АО "Дальморгеология", г. Находка*

На большом фактическом материале, полученном при региональных и поисковых геолого-геофизических работах разной степени детальности, рассмотрены морфологические особенности, параметры наиболее рудоносных гайотов, уровни глубин над ними. Показана роль гидрологических и гидрохимических обстановок в формировании кобальто-марганцевых корок (КМК), а также субстрата, биоты и других факторов в рудогенерирующем процессе. Дан анализ региональных и локальных закономерностей пространственного распределения КМК внутри рудных полей гайотов Магеллановых гор Тихого океана.

Ключевые слова: гайоты, рудные поля, кобальто-марганцевые корки, Магеллановы горы, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Железо-марганцевые корки известны на подводных горах низкоширотных областей Мирового океана, начиная с рейса знаменитого "Челленджера". Однако пристальное внимание исследователей они привлекли спустя столетие, благодаря высоким содержаниям кобальта, меньшим в сравнении с Железо-марганцевыми конкрециями абиссальных частей океанов [2, 10] глубинам залегания, возможности промышленной эксплуатации [17, 22]. Рейсами НИС ряда стран были изучены общие особенности состава и размещения рудных корок, высказаны предположения об их формировании [1, 3, 12, 18, 19, 21 и др.].

Богатые кобальтом Железо-марганцевые корки (КМК) развиты на гайотах Мирового океана с глубинами над их вершинами до 1000–1500 м, большей частью ниже зоны кислородного минимума [19]. Они покрывают коренные выходы пород гайотов, изменяясь в мощности от первых до 20–25 см, содержат повышенные количества Co, Ni, Pt и некоторых других элементов при преобладающей роли оксигидроксидов Mn и Fe, отлагаются в течение последних

десятков млн лет [1, 3, 12, 21, 22], т.е. очень медленно. Их образование связывали с гидрогенным отложением железа и марганца на субгоризонтальных поверхностях [4, 18–22], деятельностью микроорганизмов [7], развитием диагенетических процессов [2, 3, 10, 18]. Источник железа виделся в поступлении из разлагаемого в зоне кислородного минимума карбонатного биогенного материала, погружающегося из поверхностных вод [19], а марганца – за счет общего резерва его в глубинных водах центральных частей океанов [18, 21]. Эти суждения базировались на результатах исследований эпизодических экспедиций с небольшим объемом драгирования и других методов изучения. Так, на хребте Неккер (600 км × 40 км), гайотах С.П.Ли (125 км × 80 км) и Хорайзн (300 км × 75 км) было выполнено на каждом по восемь результативных станций драгирования [20]. Хотя специальных измерений отечественными исследователями не производилось, было обращено внимание на важную роль придонных течений в формировании КМК [3,4].

Ситуация изменилась в начале 1990-х годов, когда геологические организации страны, прежде всего ПГП "Дальморгео", приступили к изучению полей

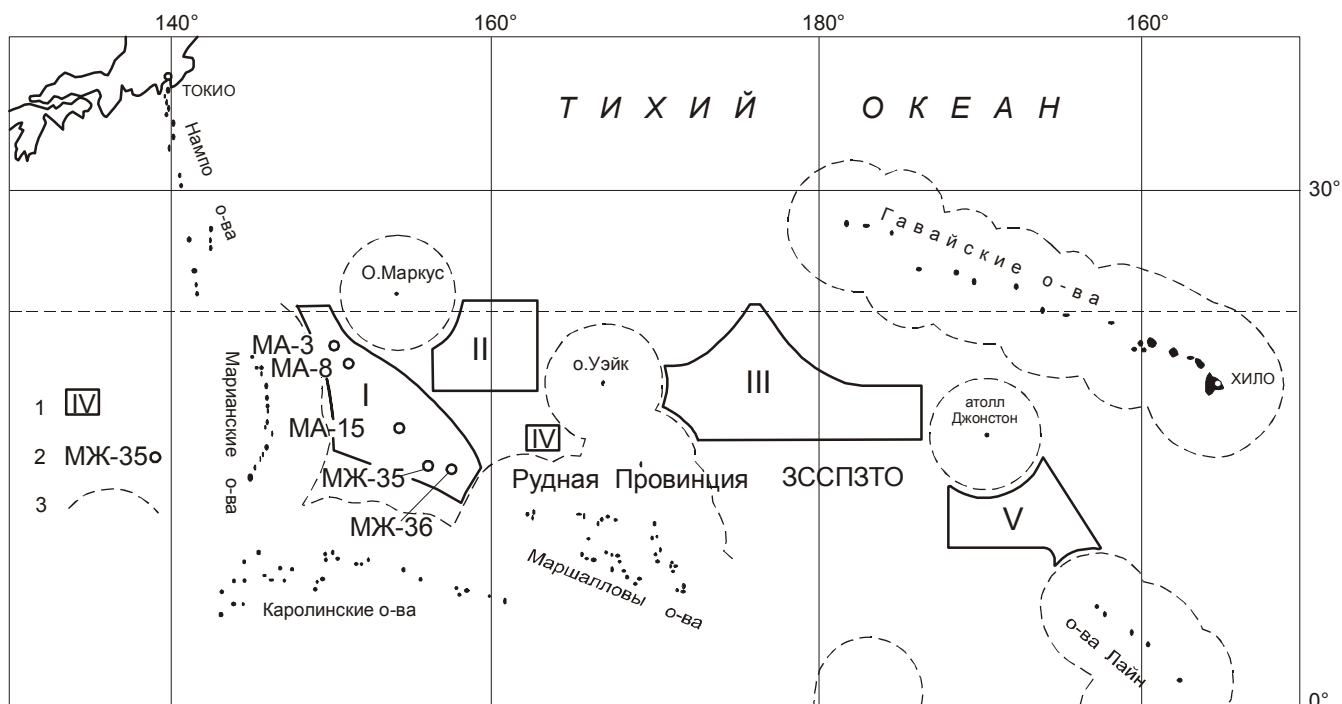


Рис. 1. Рудные поля западного сектора северной приэкваториальной зоны Тихого океана (ЗССПЗТО).

1-поля КМК в международном районе морского дна и их номера: I-Магеллановы горы, II-Маркус-Уэйк, III-Уэйк-Неккер, IV-Маршалловы острова, V-Острова Лайн; 2-гайоты и их номера; 3-границы 200-мильных экономических зон государств.

КМК с отбором дражных проб по сети, сопровождаемым фотопрофилерованием и комплексом других методов, вначале на стадии региональных исследований в масштабе 1:1 000 000, в завершение, на стадии поисков – в масштабе 1:50 000. Полученные результаты по объемам, детальности не имеют себе равных в мировой практике [5]. Детальную характеристику получили гайоты Магеллановых гор (рис.1): Дальморгео – МА-15 (164 результативных станций драгирования [5]) и ИОАН – МЖ-35 (188 драг [9]), а также МЖ-36 (31 драга). Проведено опытное бурение с целью проверки данных драгирования [13]. Рассмотрены перспективы освоения месторождений кобальто-марганцевых корок Магелланова рудного поля (рис. 1). Определенная часть материалов опубликована в монографии [5], но в ней лишь в общих чертах анализировались обстановки и условия размещения, а также процессы формирования КМК, поскольку еще не все исследования были завершены. К настоящему времени они выполнены и представлены в статье.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ПАРАМЕТРЫ РУДОНОСНЫХ ГАЙОТОВ

Подводные горы (гайоты) Магеллановых гор, обычно несущие КМК в разных объемах, могут быть подразделены по общим морфологическим признакам – параметрам основания – на определенные раз-

новидности (табл.1). КМК отмечены на большинстве подводных гор, но островершинные, из-за малой площади на них субгоризонтальных поверхностей, являются малоперспективными в отношении коркообразования. Они, а также группы гайотов с атоллами в экономических зонах иностранных государств, из дальнейшего рассмотрения исключаются.

Полученный фактический материал и выполненные геолого-экономические проработки [6] позволяют сделать заключение, что скопления КМК, имеющие потенциальный промышленный интерес, приурочены к крупным и средним по размерам одиночным гайотам (табл.1).

УРОВНИ ГЛУБИН НАД ПРОДУКТИВНЫМИ ГАЙОТАМИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Вершинная поверхность гайотов, несущая значительные концентрации КМК, находится в пределах изобат 1000–1500 м, а вертикальный диапазон интервала с развитыми полями КМК – в пределах 1000–13200 м, т.е. составляет порядка 2200 м.

Основные концентрации (ресурсы) КМК сосредоточены в интервале глубин 1300–13000 м, т.е. на выположенной вершине и склонах; а наиболее концентрированные поля КМК максимальной мощности локализованы в меньшем интервале глубин – вблизи и

Таблица 1. Характеристика морфологических элементов в рудном поле Магеллановых гор Тихого океана.

Морфологические элементы (площадь основания, км ²)	Количество залежей КМК, их доля относительно общей площади (100%) Магеллановых гор в %
Острове́ршинные горы (120–7800)	<u>17.0</u> 48.6
Одиночные гайоты (700–9800)	
всего:	<u>15.0</u> 42.9
крупные (7000–9800)	<u>4.0</u> 11.4
средние (2000–7000)	<u>6.0</u> 17.2
мелкие (700–2000)	<u>5.0</u> 14.3
Группы гайотов и атоллов на общем основании (7100–7500)	<u>3.0</u> 8.5

на бровке вершинной поверхности. Так, на гайоте ИОАН 50 % прогнозных ресурсов находятся в интервале глубин 1400–2000 м.

Видимо, такие распределения определяются наличием благоприятных площадей, их параметрами и положением. На глубинах более 3200–3500 м начинается выполаживание склонов к подножью. Здесь зафиксирована смена фаций [4, 5, 9]. Непосредственно у склонов отмечены корково-конкреционные образования (ККО), которые по мере удаления от гайота постепенно сменяются полями железо-марганцевых конкреций (ЖМК) или конкреционных мостовых.

МОРФОЛОГИЯ ПОВЕРХНОСТИ ГАЙОТОВ И КМК

Рассматриваемые гайоты могут быть подразделены на две группы по характеру вершинной поверхности: а) с выположенной, срезанной абразией в период нахождения ее у поверхности океана и б) имеющие на вершинной поверхности выступы останцов, обычно сложенные вулканитами. Часто, но не всегда на гайотах первой группы развиты достаточно мощные, до 30–80 м, нано-фораминиферовые осадки, датированные в интервале от плиоцена доныне. На них КМК не образуются. На гайотах второй группы могут иногда присутствовать участки рыхлых осадков. Вулканиты разных по размерам останцов имеют более молодой возраст, чем породы основной массы гайота. Вершинная поверхность здесь достаточно расчлененная, макро- и мезорельеф довольно пестрый. История геологического становления таких гайотов более сложная,

чем гайотов первой группы, но именно для них характерны максимальные концентрации КМК.

На вершинной поверхности гайотов первого типа КМК сосредоточены в узкой полосе вдоль почти всей бровки, где отсутствуют рыхлые осадки, проходящие ее транзитом вследствие интенсивных придонных течений. Покрытие корками почти сплошное, процессы их дезинтеграции проявлены слабо.

Морфология склонов гайотов от бровки к основанию до границы продуктивной зоны (изобата 3000 м) достаточно изменчива. В привершинных частях углы склонов достигают 30°, до вертикальных. В районе изобаты 3000 м углы наклона редко превышают 10–15°. КМК имеют место при углах склона от 6–7°, но основные их концентрации – при углах до 20° и более. Вследствие вариации уклонов рудные поля на склонах представляют собой пеструю картину чередования различной ширины и длины лентовидных, резко вытянутых, часто прерывистых полос, насыщенных рудными корками в разной степени, чередующихся с подобными по форме и размерам полосами, покрытыми рыхлыми осадками, поэтому лишены корок.

Осложняющими факторами здесь являются обрывистые уступы и останцы барьерных рифов высотой до 100 м, покрытые лишь железо-марганцевой пленкой, и поперечные ложбинные понижения с грядами, обусловленные лавовыми потоками и барранкосами.

В нижних частях склонов (с изобаты 2500 м) КМК частично дезинтегрируются на отдельные изометричные глыбы, расколотые по трещинам субстрата.

Широко развиты КМК на отрогах, отходящих от основной горы, которые обычно гипсометрически ниже ее. Сравнительно узкие (первые километры), но довольно протяженные (десятки километров) рудные поля имеют здесь максимальные мощности. Примерно такая же картина наблюдается, когда, кроме основного вершинного плато через отроги развиты меньшие сателлиты.

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И КМК

При исследовании Магеллановых гор подводным аппаратом [4] были установлены знаки ряби на рыхлых осадках, вызванные придонными течениями, наклон тел сестонофагов под их действием, перемещения взмученных частиц. По расчетам скорость придонных течений составляет 10–30 см/с.

Специальные измерения дополнили информацию о течениях, характерных для гайотов. Изучение велось на гайоте Дальморгео (рис. 2), который находится в области распространения тропических вод, расположенной между 25° с.ш. и 15° ю.ш., ассоцииру-

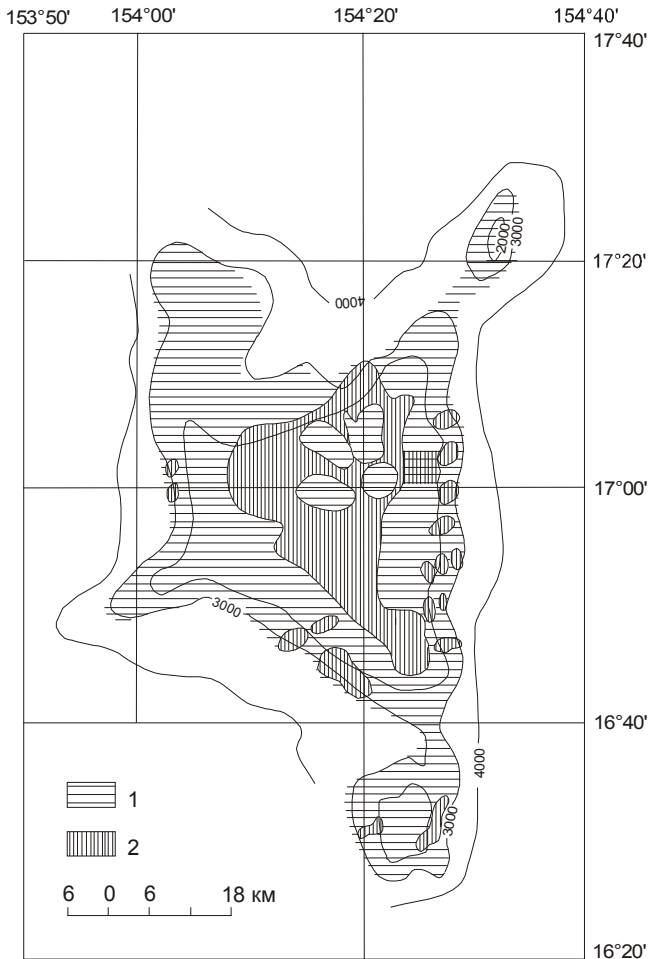


Рис. 2. Схема интенсивности придонных течений на гайоте Дальморгео по данным фототелепрофилирования.

1 – участки со скоростями течения более 15 см/с; 2 – участки со скоростями течения 0–5 см/с.

ющейся с Северным Пассатным течением [11] со скоростью 50–70 см/с, а на глубине 200 м – 20–25 см/с. Для исследования придонных течений были проведены измерения на двух станциях с помощью АЦИТов и гидрологическая съемка вокруг них по схеме “Конверт” в течение нескольких суток. Для анализа полученных данных были построены графики проекций по меридианам и параллелям, рассчитаны средние векторные скорости суммарного приливного и остаточного течений, построены графические средние векторы суммарного течения, со скоростью 9.1 см/с. в направлении 157°, средний вектор приливного течения, имеющего скорость 9.2 см/с., остаточного течения со скоростью 3 см/с. по направлению 330°. Максимальная скорость суммарного векторного течения определилась в пределах 24–39 см/с.

Кроме того, проведена площадная реконструкция донных течений по фотоснимкам, полученным при

фотопрофилировании комплексом “Нептун”, по знакам ряби течений в рыхлых осадках (рис. 2). На этой основе с учетом инструментальных данных получается, что направление движения придонных вод в период измерения было с северо-запада на юго-восток.

В придонном слое скорость течений подвержена значительным колебаниям в зависимости от геоморфологической обстановки. Например, по периферии шлаковых конусов на вершинной поверхности, скорость течений у дна достигает 15–30 см/с. На вершинной поверхности скорость минимальна – 0–5 см/с, на склонах – обычно 5–10 см/с, на отдельных участках повышается до 40 см/с и более.

Из схемы интенсивности придонных течений на гайоте Дальморгео видно (рис. 2), что минимальные скорости характерны прежде всего для центральной, наиболее выположенной части вершинной поверхности гайота, а также для небольших субгоризонтальных участков на склонах гайота. Бровке вершинной поверхности, отчасти отрогам, сателлитам и большей части склонов соответствуют области скоростей придонных течений, превышающих 15 см/с., а часто и 30 см/с.

Примером конкретных соотношений концентраций КМК со скоростями течений могут служить наблюдения на северо-восточном отроге гайота Дальморгео (рис. 2 и 3), где плотность залегания КМК до 80 кг/м², средняя векторная скорость – 10 см/с., а максимальная – 24–39 см/с.

Общим может быть заключение, что участки распространения наиболее мощных и продуктивных полей КМК обычно совпадают с участками максимальных скоростей придонных течений (рис. 2 и 3). Соответственно, уже на ранних стадиях изучения гайотов на основе телефотопрофилирования и замеров скоростей придонных течений можно намечать наиболее продуктивные участки на КМК.

Гидрохимический и минеральный состав взвеси водной толщи рудного поля Магеллановых гор исследован на детализационном участке (между гайотами МА-6 и МА-8). Изучено 14 батиметрических горизонтов по методике ВНИИокеангеологии с использованием батометров БМ-48.

Сопоставление распределения количества металлов (марганца, железа, кобальта, никеля, меди, цинка, свинца и других компонентов) в придонном слое водной толщи и в железо-марганцевых образованиях Магеллановых гор указывает на довольно частое совпадение гидрохимических аномалий марганца, кобальта, никеля и меди в растворенной и взвешенной формах с зонами повышенных содержаний одноименных металлов в рудных образованиях. Этот факт, в совокупности с выявленными в результате исследований металлогенически перспективными уровнями водной толщи полигона (1250–2250 м и 3750–

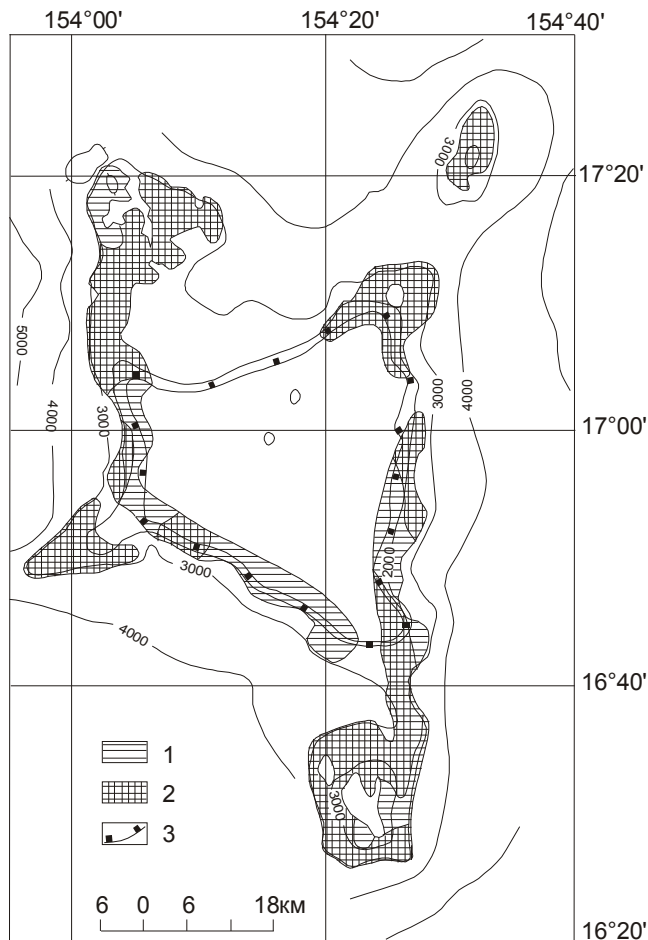


Рис. 3. Схематическая карта местонахождения КМК гайота Дальморгео.

1 – рудные залежи; 2 – обогащенные участки рудных залежей; 3 – бровка гайота.

4750 м), видимо, свидетельствуют о генетической связи рудных образований и морской воды в пределах исследуемой площади и возможности использования состава последней в качестве индикатора подводного железо-марганцевого оруденения.

Представляют интерес результаты изучения минерального состава взвеси для выявления зависимости распределения растворенных металлов в водной толще полигона от минерального состава взвеси. Для этого был проведен минералогический анализ материала, который осаждался из каждого батометра на 23 ядерных лавсановых фильтрах и изучался в оптическом микроскопе ($\times 320$). При этом были идентифицированы биогенные (карбонатные и кремнистые скелеты, пыльца, водоросли, споры) и абиогенные (кварц, плагиоклаз, пироксены, вулканическое стекло, оксиды и гидроксиды железа и марганца) образования. Из рис. 4 видно, что в целом во взвешенной фазе гидрохимических проб преобладает биогенное вещество.

Анализ данных позволяет сделать вывод о наличии по крайней мере двух резких перепадов в содержании биогенного вещества во взвеси: 1400–2000 м и 3800–4500 м. До глубины 1400 м наблюдается равномерно высокое (80–100%) содержание органического материала во взвеси (рис. 4), на более глубоких горизонтах – неравномерное. Органическое вещество на 95% представлено карбонатными скелетами. Следовательно, состав и химический характер взвеси должен, в основном, определяться степенью насыщенности океанических вод карбонатом кальция.

Следует отметить, что насыщенность поверхностных вод карбонатом кальция закономерно растет от полюсов к экватору, где достигает 600–700%. Изолиния насыщенности 100% проходит приблизительно на 60° с. и ю. ш., далее к полюсам воды недосыщены карбонатом и растворение CaCO_3 начинается уже в поверхностном слое [8]. Таким образом, в толще океанской воды выделяются горизонты глубин, отражающие седиментацию карбоната кальция: горизонт насыщения – это глубина, на которой морская вода насыщена CaCO_3 [24], лизоклин отмечается глубиной резкого увеличения скорости растворения CaCO_3 [14], глубина карбонатной компенсации (ГКК) соответствует горизонту, где количество карбонатного материала, поступающего в осадки, равно его растворению [8, 15, 24], и критическая глубина карбонатакопления (КГК), на которой содержание CaCO_3 снижается до менее 10% с ростом глубин, что отвечает смене карбонатных осадков красными глубоководными глинами [8].

Вблизи Магеллановых гор горизонт насыщения для кальцита отвечает глубине до 1500–2000 м [16], горизонт лизоклина – от 1500–2000 м до 3700 м [23] – 3800 м [16], а ГКК и КГК – глубже 4200 м [14] – 4400 м [16].

Исходя из этих данных можно предположить, что уменьшение содержания карбонатных скелетов во взвеси в интервале 1400–2000 м объясняется положением участков дна относительно горизонта насыщения, а 3800–4500 м – горизонта КГК.

В интервалах глубин 1250–2250 м и 3750–4750 м отмечены максимумы содержаний металлов в растворимой форме, а также взвешенных частиц, кроме карбонатного детрита. Это, вероятно, обусловлено возрастанием относительной доли сорбирующих эти металлы глинистых минералов и гидроксидов марганца и железа в связи с растворением биогенной фазы во взвеси и, возможно, сносом с подводных гор продуктов преобразования вулканитов.

Нами на гайотах Дальморгео, ИОАН и других выделены перспективные батиметрические интервалы по мощности кобальто-марганцевых корок и обогащенности их металлами (в интервале 1500–2000 м мощность корок 7.4 см; 2000–2500 м – 5.8 см; 2500–3000 – 4.8 см), соответствующие положению погра-

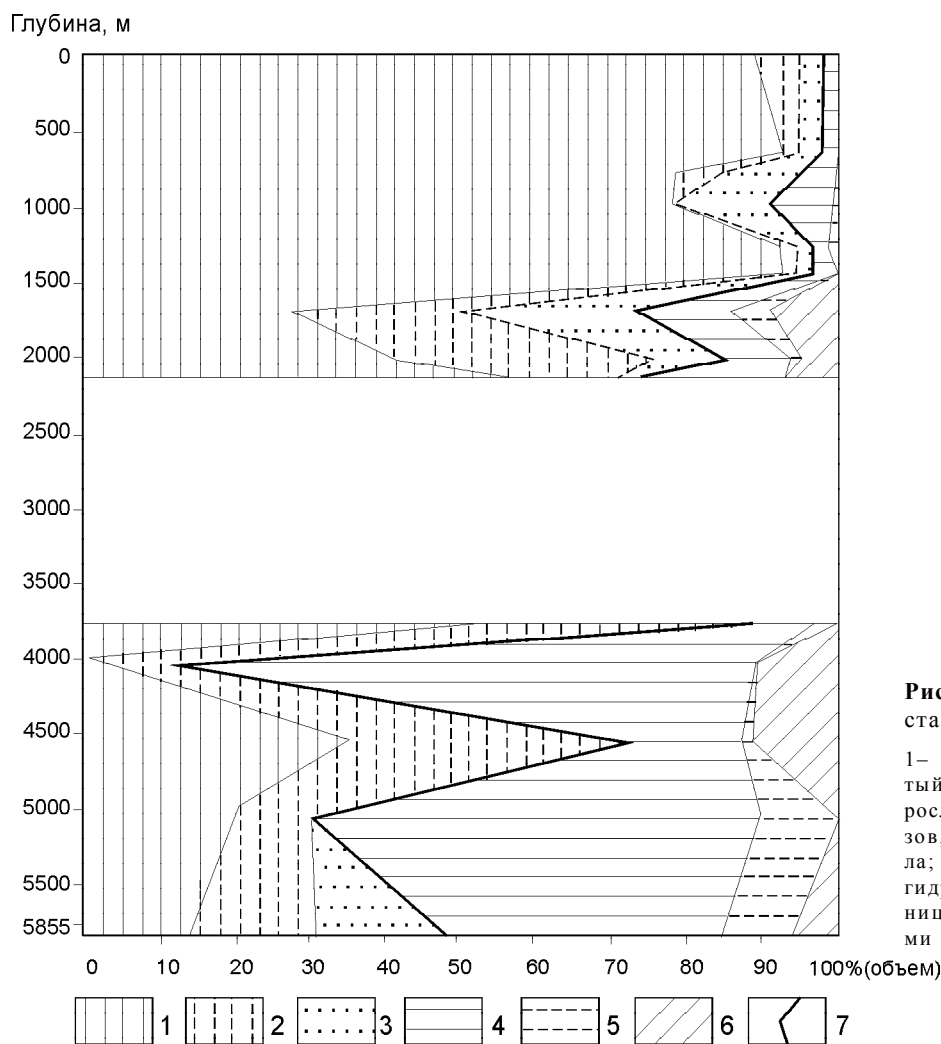


Рис. 4. Изменение вещественного состава взвеси в водной толще.

1 – карбонатный детрит; 2 – кремнистый детрит; 3 – пыльца, споры, водоросли; 4 – обломки кварца, плагиоклазов, пироксенов, вулканического стекла; 5 – глинистые минералы; 6 – оксигидроксиды железа и марганца; 7 – граница между биогенными и абиогенными частицами.

нических интервалов горизонтов насыщения и лизоклина. Именно в вышеуказанных интервалах глубин наблюдается обогащение вод металлами в растворенной и взвешенной формах, т.е. устанавливается гидрохимическая специализация.

С.И. Андреев [1] на этих же интервалах эмпирически выделил наиболее продуктивные горизонты корок с высоким содержанием кобальта, причем максимальной мощности КМК формируются в интервале глубин горизонта насыщения, вблизи лизоклина. В этом же горизонте Г.Н. Батурин [3] отметил максимальное количество марганца по отношению к железу в толще океанской воды северной части Тихого океана.

СУБСТРАТ КМК

Доминирующим субстратом для роста КМК являются коренные выходы вулканических и литифицированных пород гайота, а также крупные глыбовые свалы их. Состав субстрата достаточно варьиру-

ет на разных гайотах, но преобладают разнообразные вулканыты, чаще – пористые базальты (табл. 2). Литифицированные осадочные породы (известняки, фосфориты, вулканокластические брекчии) также часто слагают субстрат КМК. На вулканомиктовых слабо литифицированных песчаниках и алевроаргиллитах растут корки мощностью не более 2–3 см. Рыхлые осадки на поверхностях гайотов КМК никогда не покрываются, причем и в том случае, когда осадок забивается в понижения, трещины и т.п. На свежих сколах коренных пород субстрата обычно присутствуют тонкие железо-марганцевые пленки, но в скоплениях илов этого не отмечается, что говорит о высокой избирательности процесса образования КМК относительно благоприятного субстрата. При этом обломки коренных пород, в том числе находящиеся среди осадков, также имеют рудные оболочки, так называемые корково-конкреционные образования (ККО) и Железо-марганцевые конкреции (ЖМК). Формирование железо-марганцевых слоев на ККО весьма близко росту КМК.

Таблица 2. Соотношение типов субстрата и КМК (гайот Дальморгео).

Тип субстрата	Степень сцепления КМК с субстратом	Микрорельеф поверхности КМК	Средние мощности КМК, см	Частота встречаемости I–III-слойных корок	Плотность залегания КМК, кг/м ²
Известняки нано-фораминиферовые мелкозернистые тонкопористые, фосфориты	Трудно отделимые	Ровный, плитообразный	4.0–4.9	III-слойных – нет, I–II-слойные	65–80
Известняки рифовой фации, отчасти слабо фосфатизированные	Средней трудности отделения	Ровный, плитообразный	6.8–7.2	III-слойных – 20 %	до 150
Фосфатные брекчии	Средней трудности отделения	Ровный, плитообразный	4.0–4.9	III-слойных – 4 %	до 150
Плотные, иногда пористые вулканыты	Средней трудности отделения	Ровный, плитообразный, бугорчатый	6.8–7.2	III-слойных – 8–13 %	до 150
Разложенные вулканыты, вулканокластиты, глины	Легко отделимы	Мелкокаменистый, реже ровный (на вулканокластитах)	6.8–7.2 на вулканокластитах, 1.5 – на глинах	III-слойные на вулканокластитах, на глинах I–II-слойные	65

По степени прочности сцепления КМК с субстратом выделяются разные группы (табл. 2), чем иллюстрируется степень реакционного взаимодействия КМК и субстрата различного типа.

В зависимости от типа субстрата и его структуры в КМК проявляются различные типы микрорельефа поверхности (табл. 2). Отчетливая связь показывает, что формирование КМК – определенное взаимодействие с субстратом.

Имеется некоторая зависимость и мощностей КМК от типа субстрата (табл. 2), из которой опять вырисовывается его значительная роль. Так, на массивных базальтах толщина КМК не превышает 1.0 см, а на пористых – корки заметно более мощные (4–18 см) и выдержаны по площади. Плотность залегания корок (табл. 2) опять-таки зависит от субстрата, а диапазон продуктивности колеблется от 65 до 150 кг/м². Количество слоев КМК также зависит от типа субстрата. Из изученных гайотов встречаемостью трехслойных корок до 20 % характеризуются гайоты Дальморгео и ИОАН. При этом основная часть их развита на глубинах 1300 – 2000 м в верхней части бровки и на вершинном плато, с устойчивыми полями распространения. Видимо, серьезные различия в соотношениях типов КМК и субстрата объясняются процессом взаимодействия с протекающей наддонной водой. Поэтому для формирования КМК обстановка открытого току вод субстрата обязательна. Мощные корки могут соответственно нарастать только на достаточно долго экспонированном субстрате.

БИОТА И КМК

Участки распространения корок не безжизненны, хотя нельзя считать ни вершины, ни склоны гайотов оазисами жизни. Снимки фотопрофилирования, наблюдения с подводных аппаратов [4], а также драгирование дают постоянные подтверждения присутствия на КМК и в ассоциации с ними сравнительно многочисленных сестонофагов, редких детритофагов. Таким образом, современные обстановки развития КМК не имеют серьезного дефицита кислорода, его вполне достаточно для присутствия жизни на всех глубинах распространения КМК. Они сами служат субстратом для прикрепляемого бентоса, что является свидетельством их нетоксичности.

Присутствие, хоть и небольшого, комплекса макроорганизмов в областях роста корок безусловно означает существование и комплекса микроорганизмов, которые должны дезинтегрировать посмертные остатки этой биоты. Поскольку подавляющая часть бентоса развита именно на КМК, находящихся в зоне относительно максимальных течений над субстратом, то именно на них бактериальные поселения и должны быть максимальными. Вместе с тем, роль биоса в областях роста КМК не велика, степень колонизации пространства низкая, что, конечно, вызвано дефицитом питательных веществ. Это означает, что поверхности гайота достигает незначительное количество органических веществ, главным образом свободные от мягких тканей раковины планктона и другой взвеси.

Рассматривая соотношения корок и биоты, нельзя не коснуться существующих представлений об исключительной роли в формировании конкреций и корок донных бактериальных сообществ [7]. Из вышеизложенного понятно, что подобные сообщества в областях развития КМК должны быть и, конечно, есть, но насколько значительна их роль в формировании КМК: велика ли масса, покрывают ли они достаточно сплошным покровом твердый субстрат и корки, что может быть источником питания их значительных масс? Ответов на эти вопросы пока нет, но сейчас в принципе отрицать ту или иную степень вовлечения данных бактерий в процесс роста КМК нельзя, поскольку они реально должны быть на корках.

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КМК НА ПОВЕРХНОСТИ ГАЙОТОВ

В свете изложенного ясно, что распределение КМК зависит в большей степени от распределения на гайоте экспонированного подходящего субстрата, а также развития течений соответствующей силы. Естественно, на каждом гайоте есть свои особенности, но общие закономерности имеются. Они определяются распределением и параметрами наклонных (от 1–2° до 20° и более) плоскостей с экспонированным субстратом и интенсивными придонными течениями. Такие участки появляются на останцах вулканитов в преде-

лах вершинных поверхностей и вокруг них; в “окнах” некоторых возвышений субгоризонтального субстрата, окруженных рыхлыми осадками; на бровках вершинных поверхностей; на отрогах от основной вершинной поверхности; на вершинной поверхности сателлитов; на наклонных площадках склонов гайотов (до 20° и более).

Почти сплошные поля развития КМК могут быть: 1) на вершинной поверхности, если нет рыхлых осадков, 2) на бровках вершинных поверхностей, если нет локальных понижений рельефа – “промоин”, 3) на гребнях сравнительно узких отрогов, 4) на склонах, если имеются протяженные поверхности одинакового уклона.

Общей закономерностью является отсутствие сколь-нибудь значительных площадей КМК на склонах гайотов ниже изобаты 3500–4000 м, когда они начинают покрываться рыхлыми осадками.

В табл. 3 обобщены данные о зависимости продуктивности, качества, мощностей КМК от углов наклона поверхности и глубин на гайотах Дальморгео и ИОАН. В общем ясно, что серьезных изменений не происходит, но менее всего меняются средние содержания компонентов, а более всего – плотность залегания КМК, но она зависит от степени экспозиции субстрата, его благоприятности для роста КМК.

Максимальные различия в содержаниях компонентов, масштабах оруденения имеются между раз-

Таблица 3. Вариации параметров КМК в зависимости от углов наклона поверхности дна и интервалов глубин на гайотах ИОАН и Дальморгео.

	Углы наклона поверхности	Площадь, км ²	Толщина корок, см	Плотность залегания КМК, кг/м ²	Содержание Со, % вес.	Содержание Mn, % вес.
Дальморгео	0°–7°	145.0	5.8	108.5	0.54	20.50
	7°–12°	135.0	6.7	126.2	0.60	21.90
	12°–20°	115.0	6.3	119.9	0.57	22.00
	более 20°	300.0	<u>6.3</u>	<u>118.4</u>	<u>0.578</u>	<u>21.08</u>
			6.3 сред.	118.3 сред.	0.57 сред.	21.4 сред.
	Интервалы глубин, м					
	1400–2000	217.0	6.8	127.0	0.53	20.30
	2000–2500	158.0	6.5	121.0	0.592	21.80
	2500–3000	300.0	<u>5.9</u>	<u>110.3</u>	<u>0.600</u>	<u>21.47</u>
			6.3 сред.	119.4 сред.	0.57 сред.	21.29 сред.
ИОАН	Углы наклона поверхности					
	0°–7°	305.0	7.9	160.0	0.52	21.3
	7°–12°	134.0	7.2	137.0	0.57	21.8
	12°–20°	121.0	6.9	129.0	0.55	21.9
	Более 20°	360.0	<u>6.8</u>	<u>135.0</u>	<u>0.54</u>	<u>21.0</u>
			7.2 сред.	110.0 сред.	0.55 сред.	21.5 сред.
	Интервалы глубин, м					
	1400–2000	460.0	<u>8.4</u>	156.5	0.518	21.40
	2000–2500	220.0	<u>7.1</u>	135.8	0.560	21.81
	2500–3000	240.0	<u>6.4</u>	<u>125.0</u>	<u>0.529</u>	<u>20.70</u>
		7.2 сред.	139.1 сред.	0.542 сред.	21.3 сред.	

личными гайотами рудного района Магеллановых гор (табл. 4). С севера на юг увеличивается содержание Mn, Ni, отчасти Co и Pt, а также плотность залегающих КМК. Но эти различия не столь существенны, если учесть и различия в геологическом строении этих гайотов, в том числе и разном характере субстрата, соотношении коренных выходов и участков развития рыхлых осадков. На отдельном гайоте различия в содержаниях компонентов еще менее существенны. Однако распределение ресурсов изменчиво. Так, на вершинную поверхность гайота Дальморгео, в связи со значительным развитием рыхлых осадков, приходится 16 % всех ресурсов, а на склоны – 84%, на вершинную поверхность гайота ИОАН – 45% ресурсов, в связи с незначительным развитием на ней рыхлых осадков; субстрат, в основном, вулканический. На гайоте Дальморгео 18.4% ресурсов сосредоточено на субгоризонтальных поверхностях с углами наклона до 12°, а 38.4% — на поверхностях с уклоном до 20° и ос-

новная часть ресурсов – 43.2% – на поверхности с углами наклона более 20°.

Следует отметить, что указание в работе [4] на отсутствие КМК на крутых, вертикальных поверхностях, вероятно, верно для случаев выходов на крутых склонах грубонаслоенных пластов осадочных пород, разрушаемых обвалами. Здесь нарушается одно из главных условий для роста КМК – длительная экспозиция субстрата, так как разрушение таких выходов происходит, скорее всего, постоянно. Если коренные породы достаточно устойчивы, например – останцы базальтоидов, то КМК и на крутых склонах нарастают эффективно, как и на свалах крупных валунов, обычно покрытых корками со всех сторон.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И КМК

С момента погружения гайотов ниже уровня интенсивного формирования осадочных пород (ориентировочно, глубже 400–500 м [5]) на их вершинных по-

Таблица 4. Средние содержания компонентов КМК и основные параметры рудных залежей гайотов Магеллановых гор.

Компоненты	Ед. измерения	Северная часть рудного поля (гайоты МА-3, МА-8 и др.)	Центральная часть рудного поля (гайот Дальморгео)	Южная часть рудного поля (гайот ИОАН)
Площади залежей КМК	км ²	2973	1009	1150
Средняя площадь залегания КМК (сухих)	кг/м ²	32.7*	76.4	87.9
Прогнозные ресурсы руды (сухой)	млн т	78.4	53.18	80.4
Среднее содержание элементов	вес. %			
Co	---	0.50*	0.58	0.56
Ni	---	0.35	0.45	0.45
Mn	---	17.7	21.3	21.3
Co _{усл.}	---	0.92*	1.64	1.61
Железо общ.	вес. %	16.8	15.5	16.4
Пятиокись фосфора	---	2.07	2.09	3.29
Медь	---	0.125	0.117	0.13
Платиноиды	г/т	0.40	0.38	0.46
Редкоземельные элементы (сумма)	---	1420	1500	1860
Продуктивность КМК по Co _{усл.}	кг/м ²	< 1.0*	1.25	1.42
Наиболее перспективные глубинные уровни	м	1250–2250	1400–2500	1350–2500
Марганцевый модуль (Mn/Fe)		1.03	1.28	1.29
Цериевый модуль (Ce/La)		2.50	2.80	3.20

Примечание. Анализы выполнены на судах и в лаборатории Тихоокеанской морской экспедиции Камчатского филиала ГРП Дальморгео. *Показатели ниже принятых кондиций. $Co_{усл.} = 1.0Co + 0.21Ni + 0.046Mn$. При принятых параметрах оценочных кондиций Минпрома $Co_{усл.}$ по оконтуриваемой станции, участку и блоку составляет -1,5%. Продуктивность КМК = $P_{сух.КМК} \times Co_{усл.}$, где $P_{сух.}$ – плотность сухих КМК. Это главный критерий кондиционности при оконтуривании рудной залежи. Значение продуктивности Минпрома должно быть порядка 1 кг/м².

верхностях изменяются не только характер, но и скорости седиментации, потому что течения на этих глубинах перестают активно влиять на биологическую продуктивность фитопланктона и, соответственно, всей биологической цепи. Увеличение глубин, биофильтрация приводят к тому, что на дно поступает небольшое количество, главным образом, пустых раковин, других взвесей, в результате резко снижаются диагенетические преобразования в осадке. В конечном счете, над глубоководными гайотами устанавливается стандартная биологическая продуктивность, в том числе характерная для олиготрофных зон океана. В результате всей цепи событий резко снижаются темпы и объемы седиментации на гайотах. Таким образом, именно повышение уровня океана, в конечном счете, определило главные условия для начала формирования КМК.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА КМК

На каждом из изученных гайотов имеются определенные различия внутреннего строения и состава КМК, но, как оказалось при массовом опробовании, не очень значительные (табл. 4). Как и на большинстве гайотов Тихого океана, здесь развиты два, три или редко четыре главных слоя КМК [5, 6, 9]. Химический состав по основным компонентам [5] также укладывается в узкие рамки определенных вариаций (табл. 4). Важно, что впервые представляется выборка на основе определений более тысячи проб, по участкам с определенным ограничением качества (и продуктивности). В пределах этой выборки отчетливо демонстрируется близость всех параметров оруденения по разным частям рудного поля, что говорит о достаточно высокой площадной (до тысяч км²) выдержанности рудообразующего процесса, его количественной однородности. Это должно отвечать региональной однородности источников и процессов отложения.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КМК – АНАЛИЗ ИЗЛОЖЕННОГО

На основе представленных выше данных можно определить главные условия формирования практически интересных концентраций КМК: на крупных (не менее трех тысяч км² в основании) одиночных гайотах, с современной глубиной погружения вершинной поверхности не менее чем на 1000–1500 м, оптимально – в северо-западной части Тихого океана, подверженных длительным по времени течениям со скоростями в придонном слое 10 – 30 см/с, с минимальным развитием площадей рыхлых осадков, относительно стабильным в геологическом времени, с существенно абразионным рельефом, широким и сверхмноголетним уровнем экспонирования коренных пород. Таким

обобщением по сути определяются главные условия формирования КМК, как фона процесса. Но не определяются важные естественные причины, играющие роль в рудогенезе — источник рудного вещества и механизм отложения. Спорными вопросами, вокруг которых сосредоточивалась дискуссия, являлись: источник рудного вещества и механизм отложения оксидов марганца и железа, а также кобальта, никеля и платины. Полученные данные позволяют дополнить наши представления об океанском железо-марганцевом рудогенезе.

Поскольку при массовом опробовании устанавливается значительная средняя однородность состава и строения КМК на крупных участках, то можно вполне уверенно предсказать стабильность поступления (и отложения) в течение значительных временных отрезков основных компонентов. Это говорит, что источником этих компонентов является достаточно усредненная в значительном интервале времени морская вода, т.е. общий динамический океанический резерв, в основном, ответственен за рудообразование.

Относительно механизма накопления марганца и других металлов мы вслед за [4] полагаем, что отложение марганца связано с каталитическим окислением на поверхности частиц его растворенной формы, последующим гидролизом, а концентрирование микроэлементов происходит в результате соосаждения и сорбции из придонных вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение материалов по наиболее детально изученным в Мировом океане гайотам Магеллановых гор позволяет высказать более обоснованные суждения о закономерностях размещения КМК, условиях их образования, что важно, учитывая возможность их освоения в первые десятилетия XXI века. Стало очевидным, что только сочетание ряда необходимых факторов сможет обеспечить появление их крупных концентраций, причем размер самого гайота является лишь одним, немаловажным условием. Развитие течений на гайотах получило конкретное освещение как важных поставщиков рудного вещества к месту рудогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И. Металлогения Железо-марганцевых образований Тихого океана. СПб.: Недра, 1994. 191 с.
2. Батулин Г.Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
3. Батулин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 304 с.
4. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.
5. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность // Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л., и др. М.: Наука, 1995. 368 с.

6. Кобальто-марганцевые корки Мирового океана: Метод. документы // Мирчинк И.М., Андреев С.И., Глумов И.Ф. и др. Петропавловск-Камчатский, 1995. 167 с.
7. Лазуренко В.И. Геологическая деятельность железобактерий. Киев: Наук. думка, 1989. 103 с.
8. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
9. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железо-марганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 4–20.
10. Менард Д. Геохимия осадочных рудных образований. М.: Мир, 1985. 358 с.
11. Радзиховская М.А., Леонтьева В.В. Структура вод и водные массы: Тихий океан // Гидрология Тихого океана. М.: Наука, 1986. С. 20–68.
12. Хальбах П., Путеанус Д. Богатые кобальтом железо-марганцевые корки из районов подводных гор центральной части Тихого океана. Состав и образование // Геология Мирового океана. XXVII Междунар. геол. конгр. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 6, Ч. 1. С. 27–40.
13. Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Юринец М.М. и др. Результаты сравнения глубоководного бурения морского дна с данными драгирования в западной Пацифике // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 115–117.
14. Berger W. H. Planctonic foraminifera: Selective solution and lysocline // Marine Geology. 1970. V. 8. P. 111–138.
15. Berger W. H., Adelesk C.G., Mayer L.A. Distribution of carbonate in surface sediments of the Pacific Ocean // J. Geoph. Reas. 1976. V. 81. P. 2617–2627.
16. Bychkov A.S., Pavlova G.Yu., Tishchenko P.Ya., Salyuk A.N. Hydrochemical parameters and the carbonate system, Karin ridge area // J.R. Hein et al., (eds.) Data and results from R.V. Aleksandr Vinogradov cruises 91-AV-19/1 – 19/4. Open File Report 94-230. 1994. P. 187–218.
17. Frank D.J., Meylan M.A., Craig J.D., Glasby G.P. Ferromanganese deposits of the Hawaiian Archipelago // Hawaii Institute of Geophysics Report HIG-76—14. 71 p.
18. Halbach P. Processes controlling the heavy metal distribution in Pacific ferromanganese nodules and crusts // Geol. Rdsch. 1986. Bd. 75. H. 1. S. 235–247.
19. Halbach P., Puteanus D. The influence of the carbonate dissolution rate on the growth and composition of Co-rich ferromanganese crusts from the Central Pacific seamount areas // Earth and Planet. Sc. Let. 1984. V. 68, N 1. P. 73–87.
20. Hein J.R., Manheim F.T., Schwab W.C., Davis A.S. Ferromanganese crusts from Necker Ridge, Horizon Guyot and S.P. Lee Guyot: geological consideration // Mar. Geol. 1985. V. 69. P. 25–54.
21. Hein J.R., Morgenson L.A., Clague., Koski R.A. Cobalt-rich ferromanganese crusts from the exclusive economic zone of the United States and nodules from the oceanic Pacific // Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins – Buafort Sea to Baja California. Houston (Tex.): Circum-Pacif. Council for Energy and Miner. Res. 1987. V. 6. P. 753–771.
22. Manheim F.T. Marine cobalt resources // Science. 1986. V. 232. N 4750. P. 606–608.
23. Peterson M.N.A. Calcite: rate of dissolution in a vertical profile in the central Pacific // Science. 1966. V. 154. P. 1542–1544.
24. Skirrow G. The dissolved gases – carbon dioxide // J. Riley and G. Skirrow (eds.) Chemical Oceanography. Academic Press, N.Y. 1975. V. 2. P. 1–192.

Поступила в редакцию 14 апреля 1999 г.

Рекомендована к печати Г.Л.Кирилловой

***E.L. Shkolnik, L.B. Khershberg, Ye.V. Mikhailik, O.V. Chudaev, M.M. Zadornov,
M.Ye. Melnikov and V.A. Polinovskiy***

Deposition conditions, formation regularities, and peculiar concentrations of cobalt-rich ferromanganese crusts on the guyots of Magellan seamounts (Pacific Ocean)

Dimensions, morphology, and depth levels of cobalt-rich ferromanganese crusts (FMC) are analyzed on the basis of the detailed studies of the guyots of Magellan Seamounts in the Pacific. Hydrological and hydrochemical environment, substrate, and bacterial biota are responsible for the ore deposition process. Regional and local relations between some kinds of FMC in the guyot orebodies are discussed.

О ПРИРОДЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

А.Н.Калягин*, П.Я.Тищенко*, А.Ю.Гуков*, Т.И.Волкова*, Л.Н.Куриленко**,
Р.В.Чичкин*

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Институт химии ДВО РАН, г. Владивосток

По структурно-текстурным и внешним признакам установлено пять групп железо-марганцевых образований на юго-восточном шельфе моря Лаптевых: 1 – трубо- и веретенообразные псевдоморфозы по беспозвоночным; 2 – ядерные и безъядерные конкреции; 3 – жгуто- и трубоподобные каркасы полихет; 4 – плоские и уплощенные корковидные конкреции и корки; 5 – микроконкреции. Все железо-марганцевые образования по степени концентрации, соотношению и суммарному количеству железа и марганца выделены в три основных генетических ряда: собственно железистые образования автохтонной природы (полихеты, гетитовые микроконкреции) и аллохтонной природы (ядерные конкреции); железо-марганцевые конкреции, сформированные в условиях спокойного гидрогеодинамического режима на границе геохимического барьера донный осадок – вода; железо-марганцевые образования, возникшие в условиях меняющейся физико-химической среды. Несмотря на разнообразие обнаруженных морфогенетических типов ЖМО, все они указывают на близкую связь с биологической деятельностью. Отличительной чертой условий образования железо-марганцевой минерализации на шельфе моря Лаптевых является окислительно-восстановительный барьер: обогащенный кислородом слой воды – восстановленные донные осадки. Этот барьер создает благоприятные условия для бактериального пути железо-марганцевой минерализации.

Ключевые слова: железо-марганцевые образования, генезис, химический состав, море Лаптевых.

ВВЕДЕНИЕ

Впервые железо-марганцевые образования (ЖМО) на шельфе моря Лаптевых были обнаружены П.К. Хмызниковым в виде трубок полихет в 1929 г. во время Арктической экспедиции. В дальнейшем они изучались разными исследователями [4–6, 9,10]. В [4] все конкреции были отнесены к железистому ряду с резким преобладанием окиси железа во внешних слоях по отношению к закисным формам в ядре. На этом основании был сделан вывод о резкой смене окислительно-восстановительной обстановки и интенсивном перераспределении аутигенного вещества в горизонтальном направлении в период образования конкреций. Выделяется три морфотипа конкреций [10, 13]: трубообразные, генетически связанные с полихетами; сформированные по моллюскам *Tridonta borealis*; плоские конкреции с ядрами галек. Первые два типа имеют локальное распространение и пространственное совмещение по латерали в районе 75° с.ш., 130° в.д. Они отделены от регионально распространенного третьего типа, приуроченного к зоне смещения речных и морских вод и располагающегося в виде субширотного пояса в глубоководной части шельфа [13].

Осенью 1997 года на борту ГС “Дунай” была проведена гидрохимическая экспедиция в юго-вос-

точной части моря Лаптевых (рис.1). Одной из целей экспедиции было изучение закономерностей распределения и условий образования железо-марганцевой минерализации на Лаптево-Чукотском шельфе [8, 11]. По результатам экспедиции исследованы четыре типа ЖМО. Они разделены на два генетических ряда: собственно железистые и железо-марганцевые. Как для первых, так и для вторых возможны различные, в том числе и микробиологический, пути образования. На мелководных участках (бухта Тикси, губа Буор-Хая) и юго-западнее о. Котельный, на склоне шельфа, пробоотбор был продолжен в составе Российско-Германской экспедиции (1998 г.) на судне “Polarstern”. В результате этих работ установлены новые типы ЖМО, описание которых является предметом данного сообщения.

МЕТОДЫ

Аншлифы всех железо-марганцевых образцов изучены в отраженном свете с использованием микроскопа и бинокулярной лупы. С учетом структурно-текстурных свойств образований произведено селективное опробование на химический и минералогический анализы и степень окисленности марганца в твердой фазе.

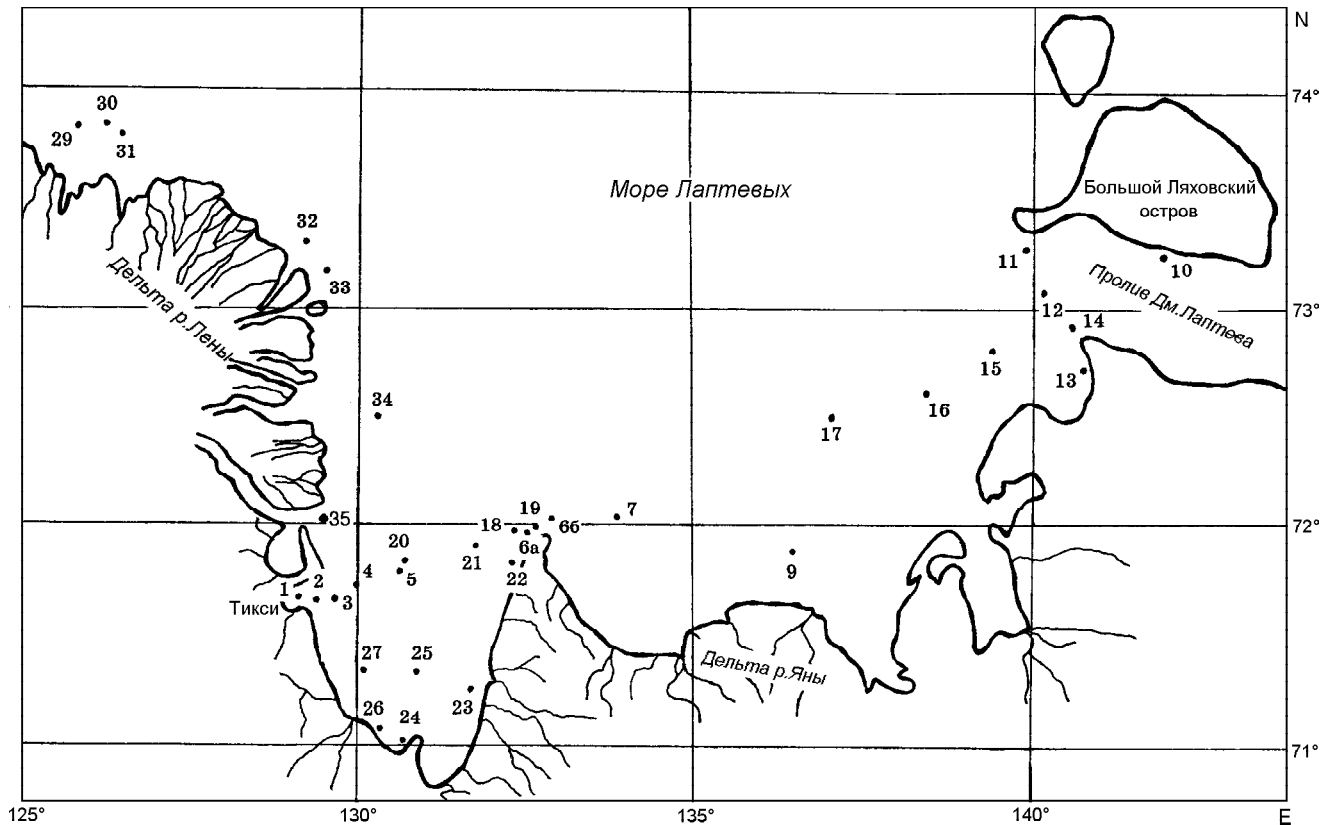


Рис.1. Обзорная карта района работ с комплексными станциями пробоотбора и их номерами.

Для выполнения химического анализа образцы тщательно растирали в агатовой ступке. Взятые навески высушивали до постоянного веса при 105°C, затем сплавляли с тетраборатом лития при 1000°C. Выщелачивали горячей водой с добавлением соляной кислоты и в полученном растворе измеряли концентрации элементов.

Содержание Ni, Co, Fe, Ag, Cu, Cr определялось в пламени ацетилен-воздух методом атомно-абсорбционного анализа на спектрофотометре GGX-6A с корректором Зеемана. Анализ Fe, Mn, Ca, Mg, Na, K выполнен на пламенно-эмиссионном спектрометре Nippon Jarrell ASH AA-780 в пламени ацетилен-воздух, Al, Si – в пламени ацетилен-закись азота.

Стандартные растворы готовились с учетом фоновое содержания макроэлементов в пробах. Чувствительность определения для Fe, Ni, Co, Ag, Cr – 0.005–0.02 мкг/мл, для Si, Al – 0.5–1.0 мкг/мл.

Степень окисленности марганца определяли методом потенциометрического титрования [12]. В качестве измерительных электродов использовались платиновый и хлорсеребряный (ЭВЛ-1М3).

Рентгенофазовый анализ проб выполнен на дифрактометре “Дрон-2” в Си-излучении с графитовым монохроматором.

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, МОРФОЛОГИЯ

По структурно-текстурным и внешним признакам ЖМО разделены на пять групп.

Первая группа объединяет наиболее крупные по размерам и хорошо сохранившиеся псевдоморфозы по беспозвоночным или их фрагментам, обнаруженные к юго-западу от о. Котельный. Группа представлена тремя морфологическими видами.

Первый вид (рис.2, обр.1) имеет трубообразную, слегка коническую у флангов форму длиной до 40 мм. Наружный диаметр – около 14 мм, толщина стенки – 3.5–4.5 мм. Образован пелитоморфным агрегатом бурого цвета и массивного сложения. Покрывает тонкой пленкой черного цвета. Внешняя зона трубы кавернозно-шероховатая, внутренняя – ровная и более гладкая.

Второй вид (рис.2, обр.5) представлен хорошо сохранившимся веретенообразным беспозвоночным, нацело замещенным пелитоморфной массой железомарганцевых минералов. Длина экземпляра достигает 10 см при максимальном внешнем диаметре 30–35 мм и толщине стенки 7–8 мм. Внутренняя часть пустотелая, слегка заполнена серым слюдястым (сери-



Рис.2. Структурно-текстурные особенности и морфотипы первой группы железо-марганцевых образований шельфа моря Лаптевых.

В верхней части образца 4 отчетливо видны остатки хитина и многочисленные бобовины округлой формы. В нижней части образца 5 сохранился фрагмент срастания с морфотипом, подобным основному. Стрелкой отмечены Fe-Mn псевдоморфозы (округлые, конусовидные), сформированные во внутренних полостях хитина. Увеличение $\times 1.2$.

цит) илом с мельчайшими оскольчатыми зернами кварца. Внешняя поверхность содержит примазки ила и элементы срастания с подобным образованием. Железо-марганцевая минерализация имеет зонально-концентрическое строение с извилистыми контактами и признаками некогда существовавшей скорлуповатой отдельности. В аншлифах хорошо различимы массивные и рыхловатые (до пористых) зоны. Для последних характерен более темный цвет, переходящий на участках внешней каймы в зоны черного цвета.

Наиболее хорошо выражена центральная зона. Она занимает большую часть псевдоморфозы, имеет темно-коричневый цвет с наложенными темными, почти черными “бликами” по основному фону. Блики имеют расплывчатые контакты и постепенные взаимопереходы как между собой, так и с основной афанитовой массой. В основной массе отмечаются незначительные по размерам (0.3–2 мм и в редких случаях – до 8 мм в поперечном сечении) каверны с землистым ржаво-бурым лимонитом или серым илом. Мощность зоны изменяется от 1 до 8 мм.

Внутренняя и внешняя зоны более пористые, с неровными и шероховатыми поверхностями. Отличительной особенностью внешней зоны является наличие на ее поверхности бобовидных, иногда конусообразных образований, сложенных сажистым рыхлым минералом. Размер “бобовин” у основания достигает 2–4 мм по диаметру при высоте 1.5–2.5 мм. Внутренняя поверхность не имеет “бобовин” и покрыта пленкой лимонита.

Облик образований *третьего вида* (рис. 2, обр. 4) напоминает фрагмент древесной коры хвойных, и по этому признаку они могут быть отнесены к коркам. Поперечное сечение имеет форму четко выраженной полусферы. Как выпуклая, так и вогнутая поверхности неровные, занозистые, шероховатые. На них хорошо развиты “бобовины” от десятых долей миллиметра до 7 мм в поперечнике и до 3–4 мм по высоте. Внутреннее сложение “бобовин” скорлуповатое, иногда близкое к сфероидальному. Более массивные экземпляры находятся в центральной части корки. Основная масса “бобовин” образует тесные сращения. Промежутки между ними заполнены землистым лимонитом или являются пустотами размером 1–2 мм, напоминающими вулканические кратеры. Возможно это результат разрушения колоний простейших организмов. На обеих поверхностях сохранились реликты и хорошо различимые контуры хитина (рис. 2, обр. 4). Некоторые из них имеют совершенные округлые формы конусного типа. В центральной, наиболее выпуклой части конусов всегда присутствуют отверстия диаметром 0.3–0.5 мм, а вдоль внешней стороны, по периметру основания сферы, где крепится хитин, наблюдается венчиковидное углубление размером 1–1.5 мм. Внутренняя зона хитинового покрова выполнена темным, почти черным землистым минералом, по-

вторяющим форму хитина. Мы полагаем, что псевдоморфоза по беспозвоночному и есть конусовидная “бобовина”, характерная для второго вида.

Внутренняя зона корки имеет строение, аналогичное образованиям второго вида. Различия состоят в том, что в поперечном сечении видно строго полу-сферическое очертание и смыкание зон на флангах внешней (выпуклой) и внутренней (вогнутой) поверхностей, опоясывающих ядро корки. Ядро в поперечном сечении имеет эллипсоидальную форму с соотношением осей 40:3.

Во *вторую группу* объединены ЖМО бухты Тикси и губы Буор-Хая. Представлены они конкрециями с хорошо выраженной скорлуповато-концентрической отдельностью железо-марганцевых зон (Рис. 3, центральная часть). По структурно-текстурным признакам во второй группе выделены два вида конкреций: ядерные и безъядерные.

Ядерные конкреции имеют удлиненную, плоско-вогнутую или плоско-выпуклую форму. Ядра в основной массе состоят из мелкозернистых окварцованных плотных песчаников. Реже это песчанистые, ороговикованные алевролиты. На ядрах сохранились только фрагменты зонального строения скорлуповатой отдельности. По периферии конкреции часто наблюдается венчик из тонкой зоны или пленки лимонита. Однако в основной массе они подвержены интенсивному механическому разрушению и могут быть отнесены к аллохтонным образованиям. По-видимому, близка к ним по природе и многочисленная, хорошо окатанная галька, покрытая лимонитовой пленкой.

Безъядерные конкреции наиболее широко распространены, для них характерны округлые, выпуклые, плоско-выпуклые или вогнуто-выпуклые формы. Такое сочетание морфотипов, на наш взгляд, обеспе-



Рис. 3. Внешний облик железо-марганцевых образований шельфа моря Лаптевых.

Каркасы трубок полихет (левая часть), различные типы конкреций второй группы (центральная часть) и плоские, коркообразные конкреции четвертой группы (правая часть снимка). Уменьшение $\times 1.2$.

чивается гидрогеодинамическими условиями роста конкреций.

Для выпуклых форм (рис. 4, обр. 7_{1,2}) характерен четко выраженный шов, ориентированный, как правило, в двух и более плоскостях, пересекающихся под острым углом. Шов в виде кольца опоясывает конкрецию несколько выше уровня ее заглубления в субстрате. Наличие двух и более колец в одном экземпляре предположительно объясняется изменением ее положения в осадке при перемещениях субстрата. Это предположение подтверждается прерывистым характером текстурных особенностей и состава концентрических зон. На рис. 4, 5 (обр. 6, 6₁) хорошо видно полойно-линзовое чередование железо-марганцевой минерализации с существенно железистыми микрозонами.

Плоско-выпуклые, плоско-вогнутые и вогнуто-выпуклые конкреции распространены довольно широко. Обычное удлинение таких конкреций составляет 2:1 при размерах до 15–30 мм по удлинению и до 13 мм по высоте. Для данного морфотипа примечательно концентрически-зональное строение и наращивание более мощных зон по направлению к почве и флангам. При этом мощность в кровле остается минимальной на протяжении всей жизни конкреции. Благодаря таким свойствам эллипсоидальная зона по мере роста обрастает зонами блюдцеобразной формы (рис. 6), искажающими их первоначальный ядерный облик.

Общим для безъядерных конкреций остается скорлуповатое сложение с толщиной зон до 0.1–0.2 мм. Каждая отдельная скорлупа (зона) также имеет микрослоистое строение, различимое в аншлифах при большом увеличении. Оба вида конкреций отличаются как друг от друга, так и внутри каждого вида по степени сохранности. Для конкреций обоих видов, отобранных в губе Буор-Хая, наблюдается разрушение зон. Однако сквозное разрушение присуще только ядерному виду. Безъядерные конкреции бухты Тикси (более рыхлые и менее прочные) не несут признаков механического разрушения, в то время как ядерные разрушены аналогично конкрециям губы Буор-Хая. Примечательно и то, что глубина отбора в бухте Тикси меньше (6 м) в сравнении с Буор-Хая (13 м).

Третья группа представлена довольно широко распространенными каркасами трубок полихет (рис. 3, левая часть). Общая их характеристика дана в [8]. Среди новых образцов преобладают более крупные формы и отдельные фрагменты. Их особенностью является незначительная минерализация каркаса, благодаря чему они, как и осадок, сохраняют серый цвет. По сравнению с описанными ранее они имеют спиралеобразный внешний вид с хорошо выраженным сетчатым или округло-сетчатым рисунком на внешней стороне каркаса. Возможно, это псевдоморфоза по микроколониам простейших (рис. 5, обр. 3).

В четвертую группу объединены образцы с хорошо выраженными ядрами (рис. 3, правая часть). В

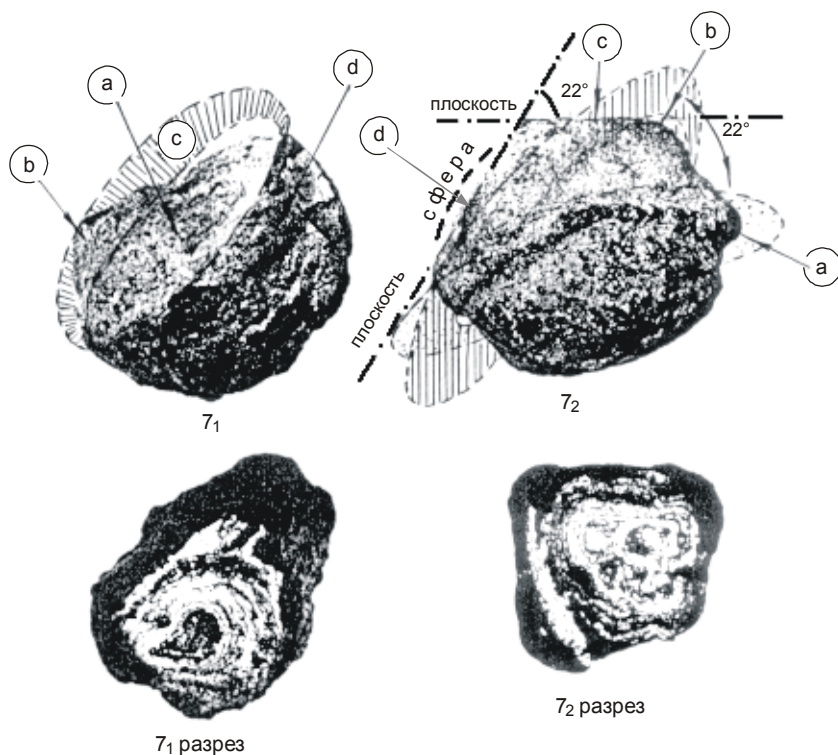


Рис. 4. Железо-марганцевые конкреции безъядерные, сформированные в условиях спокойного (7₁) и интенсивного (7₂) гидрогеодинамического режима донных осадков шельфа моря Лаптевых.

В образце 7₁ видна плоская кровля (а), реликт (б), предполагаемый (заштриховано) разрушенный венчик (с) и боковая поверхность (д). В образце 7₂ резко выражена поздняя сутура шва (а) и отчетливо наблюдаемая, вновь формирующаяся плоская кровля (с). Хорошо сохранился след от ранней сутуры шва (б) и реликт от ранней плоской кровли (д), преобразованной в слегка выпуклую боковую поверхность на поздней стадии минерализации. Вновь образованная и палеоперевность кровли и шовные плоскости пересекаются под равновеликими углами в 22°. На соответствующих разрезах наблюдаются простые (7₁) и сложные (7₂) зональные рисунки. Увеличение ×2.

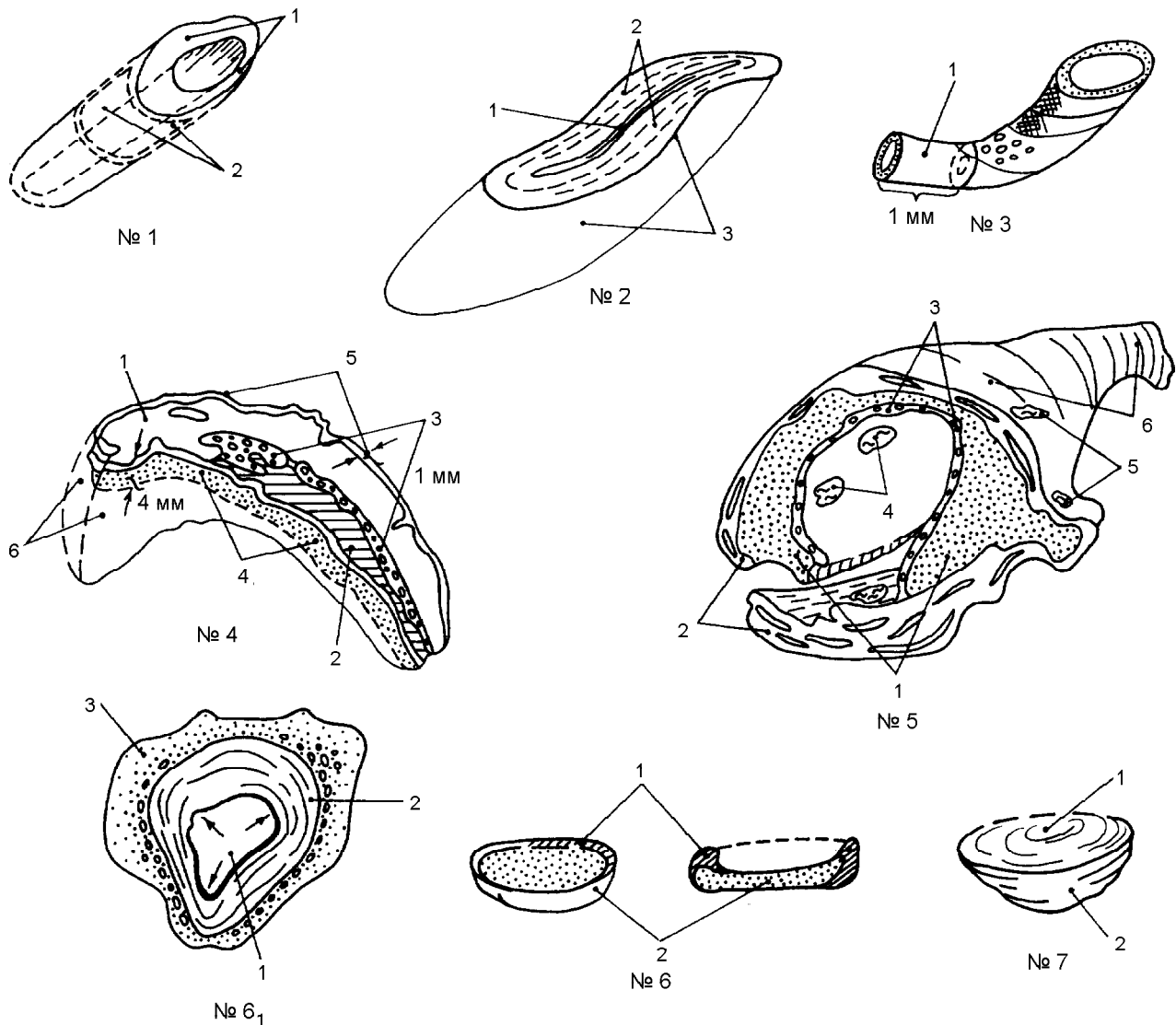


Рис. 5. Скульптурная схема опробования различных типов железо-марганцевых образований на Лаптево-морском шельфе. № 1 и т.д. – и номера образцов, 1 и т.д. – номера проб в каждом образце.

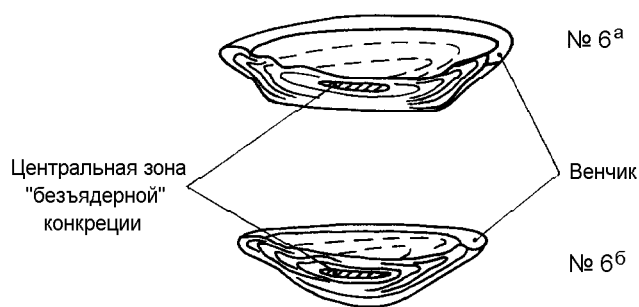


Рис. 6. Преобразование безъядерных плоских эллипсоидальных конкреций в вогнуто-плоский (блюдцеобразный – 6^а) и вогнуто-выпуклый (чашеобразный – 6^б) морфотип. Отчетливо видно увеличение мощности зон по периферии флангов с образованием утолщенного венчика.

абсолютном большинстве случаев ядра представлены плоскими обломками аргиллитов. Обычно это тонкие (2–2.5 мм) и более толстые (до 12 мм) лимонитовые корки от плотных до землистых разновидностей. Цвет их ржаво-бурый, буро-коричневый. В отдельных корках сохранились следы жизнедеятельности илоедов, включения зерен кварца и трещины усыхания с характерными скорлуповатыми поверхностями. Наиболее представительным типом этого ряда, по-видимому, может служить плоская эллипсоидная конкреция (рис. 5, обр. 2). Внутренняя ее часть (ядро) представлена тонкой изогнутой пластинкой лимонитизированного аргиллита микрослоистого строения. Внеядерная зона конкреции достаточно однородна, имеет едва различимое концентрически-зональное строение. Она сложена землистым, пелитоморфным агрегатом коричневато-бурого цвета. Внешняя поверхность по-

крыта хорошо различимым слоем (коркой) бурого землистого лимонита толщиной до 0.1 мм. При беглом осмотре этот вид по внешним признакам можно спутать с третьим видом первой группы.

Пятая группа образцов представлена гетитовыми микроконкрециями размером от 0.5 до 2 мм (рис.7). Форма их округлая, эллипсоидальная и уплощенная, характерны сростания различных морфотипов. Поверхность всегда матовая. На отдельных трещиноватых образцах отмечаются высокоотражающие поверхности с металлическим оттенком. Более полная характеристика таких микроконкреций дана в [8].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химическому анализу были подвергнуты все типы железо-марганцевых образований. Из таблицы и схемы опробования (рис. 5) видно, что два элемента (железо и марганец) являются главными для всех минерализованных образцов. По степени их концентрации, соотношению и суммарному количеству четко выделяются три основных ряда: собственно железистые образования (железистый ряд), железо-марганцевые конкреции (марганцовистый ряд) и железо-марганцевые образования с изменяющимся содержанием железа и марганца по концентратам, более сложным радиальным или другим зонам.

Железистый ряд минерализованных образцов является наиболее многочисленным и широко рас-

пространственным. Он встречается в группах 2, 3, 4, 5, представлен конкрециями, микроконкрециями и трубками полихет. Последние (рис. 5, обр. 3, проба 3-1) наиболее слабо минерализованы в сравнении с конкрециями второй группы (таблица, пробы 2-1, 2-2; 6-1, 6-2; рис. 5, №2, 6). Для микроконкреций этого ряда (таблица, проба 2) и тонких лимонитовых корок (таблица, проба 1), опоясывающих слабо окатанные (лепешковидные) обломки алевролитов и тонкозернистых песчаников, отобранных на станции 24, установлены предельно низкие содержания марганца. В свою очередь, конкреции второй и четвертой групп отличаются между собой как по железо-марганцевому модулю, так и по суммарному содержанию Fe и Mn. Интенсивно “перемытые” ядерные конкреции характеризуются наибольшим содержанием железа ($Fe_2O_3 - 47.3\%$) и максимальной величиной железо-марганцевого модуля (около 20). Для безъядерных, хорошо сохранившихся плоских конкреций величина модуля и количество железа снижаются. При этом хорошо видно заметное повышение концентраций железа и марганца по направлению от ядра к внешним зонам (обр. 2, пробы 2-1, 2-2, 2-3).

Конкреции марганцовистого ряда относятся ко второй группе. Они характеризуются низким Fe–Mn модулем (1–1.5) и высоким (48–56%) суммарным содержанием главных элементов по всем зонам. В этом отношении безъядерные конкреции как автохтонного ряда, так и конкреции из осадков, формировавшихся в изменяющихся гидрогеодинамических условиях, близки между собой (рис. 4; рис. 5, № 6, 7; рис. 6). Для них характерно низкое содержание микроэлементов в сравнении с другими ЖМО моря Лаптевых, Карского моря [2], а также других морей [3] и океанов [1, 7]. Наряду с этим они обладают наиболее высоким содержанием марганца, в том числе и в сравнении с конкрециями Карского моря [2]. По содержанию железа они не уступают плоским безъядерным конкрециям четвертой группы железистого ряда (пробы 2-1, 2-2 и 2-3, рис.5, № 2).

Содержание железа и марганца в первой группе трубообразных и коркоподобных руд (рис.2,5 обр. 1, 4, 5) варьирует в широких пределах (таблица, пробы 1-1, 1-2; 4-1, 4-6; 5-1, 5-6). В этих образцах на фоне достаточно высоких концентраций железа ($Fe_2O_3 = 23.11-31.89\%$) марганец распределяется крайне неравномерно ($MnO_2 = 2.91-22.02\%$). Благодаря таким особенностям, наблюдаются значительные колебания в железо-марганцевом модуле как в пределах отдельных зон образца, так и между образцами. Особенностью этой группы ЖМО является то, что их внутренние зоны обогащены железом по отношению к внешним слоям, где преобладают окислы марганца. Однако в узкой внешней зоне, на которой часто отмечаются остатки микроколоний простейших, содержание



Рис. 7. Различные типы микроконкреций. Увеличение $\times 8.64$.

Таблица. Результаты анализа проб из железо-марганцевых образований моря Лаптевых.

№ п.п.	Номера проб	Тип пробы	Результаты анализа													
			%							10 ⁻⁴ %						
			Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	Ag
1	1	2	10.08	50.01	17.16	0.11	0.02	0.53	1.76	3.86	280	30	100	н.о.	70	н.о.
2	2	2	12.18	49.30	19.16	0.24	0.10	0.55	1.19	1.94	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
3	1-1	1	9.99	28.45	29.35	4.42	0.032	0.451	1.55	1.71	211	60.42	332	90.6	211	22.73
4	1-2	1	6.01	23.35	23.28	20.49	0.318	0.075	1.59	1.75	136	182	727	545	273	90.91
5	2-1	1	8.30	28.75	29.78	5.11	0.036	0.471	1.25	1.40	232	129	310	155	155	51.68
6	2-2	2	4.92	22.33	30.62	7.56	0.471	0.721	1.58	1.10	310	69.6	456	304	152	65.2
7	2-3	3	5.19	23.42	34.15	8.89	0.384	0.704	1.68	1.20	450	150	400	350	150	24.69
8	4-1	1	4.73	23.09	23.30	15.23	0.296	0.638	1.82	1.20	212	96.34	424	289	70.71	н.о.
9	4-2	1	7.49	29.52	31.89	5.44	0.072	0.572	1.30	1.62	138	103	345	138	138	н.о.
10	4-3	1	4.78	22.63	26.17	18.18	0.563	1.029	1.42	1.08	345	276	850	550	506	68.96
11	4-4	1	6.71	28.16	25.19	2.91	0.276	0.698	1.48	1.35	158	78.95	368	158	158	39.47
12	4-5	1	8.59	30.80	28.03	5.99	0.053	0.628	1.56	1.18	75.8	56.82	300	226	189	37.88
13	4-6	3	5.70	21.53	25.20	12.73	0.211	0.483	1.89	1.20	282	70.42	480	241	160	30.2
14	5-1	1	4.60	20.83	35.89	13.63	0.619	0.809	1.79	1.49	н.о.	221	440	442	177	44.25
15	5-2	1	5.20	19.63	23.82	20.31	0.304	0.570	1.98	1.32	688	149	688	413	115	34.40
16	5-3	1	6.57	21.85	23.11	22.02	0.909	1.382	2.88	2.12	320	139	928	557	232	н.о.
17	5-4	4.3	11.91	35.13	13.67	5.54	0.0139	0.348	1.99	2.07	150	40	200.2	120	100	н.о.
18	5-5	4.3	10.61	31.26	17.59	5.44	0.039	0.559	2.27	2.71	н.о.	56.2	307.9	225	н.о.	н.о.
19	5-6	3	9.09	28.10	24.29	4.14	0.214	0.489	2.18	1.76	219	87.5	219	131	153	н.о.
20	6-1	2	4.05	17.21	47.31	2.55	0.469	0.600	0.94	1.23	590	254	268	268	107	13.4
21	6-2	2	4.59	17.82	46.87	2.31	0.258	0.386	0.892	1.03	290	38.91	194	194	156	н.о.
22	6 ₁ -1	1	6.81	19.28	17.05	30.63	0.348	1.493	0.971	4.02	н.о.	н.о.	900.9	н.о.	н.о.	н.о.
23	6 ₁ -2	1	5.07	17.23	30.56	25.49	0.139	0.612	1.26	2.02	н.о.	67.1	403	н.о.	н.о.	н.о.
24	6 ₁ -3	1	4.62	16.28	23.47	24.07	0.171	0.469	1.10	1.37	0.516	67.9	326	272	81.52	н.о.
25	7-1	2	4.97	18.12	31.08	21.64	0.729	0.648	1.05	1.96	н.о.	65.1	260	391	н.о.	н.о.
26	7-2	2	4.92	15.62	31.91	21.86	0.310	0.475	1.12	1.57	0.312	104	313	261	156	26.08
27	3-1	2	10.62	46.11	20.99	0.74	0.082	0.388	2.21	1.63	0.070	46.8	164	140	140	23.12

Примечание. Первая цифра в колонке "Номера проб" обозначает номер образца, вторая – соответствует номеру пробы в последовательности от 1 и т.д. для каждого образца.

Тип проб: 1 – задирка, 2 – валовая проба, 3 – соскоб тонкой пленки, 4 – точечная; н.о. – не обнаружено.

марганца остается минимальным (пробы 4-4, 4-5) по отношению к поверхностному слою (проба 4-6).

Степень окисленности была определена в безъядерных конкрециях и в корках руд первой группы. Железо-марганцевые конкреции обладают умеренной ($n=1.78$) и низкой ($n=1.425$, проба 6₁; $n=1.474$, проба 6₁₋₃) по отношению к внешней зоне степенью окисленности марганца. Минералы марганца с умеренной степенью окисленности представлены вернадитом (0.242, 1.44 нм) и бузеритом II (1.0 нм). Окислы с более низкой степенью окисленности оказались рентгеноаморфными. В ЖМО с резкими колебаниями содержания марганца и Fe/Mn отношения предполагается процесс восстановления окислов марганца органическим веществом, как более активных окислителей в сравнении с окислами железа. Степень окисленности марганца в этих образцах колеблется, наиболее низкая ($n=1.374$, проба 4-1) отмечается в зонах с минимальным содержанием железа ($Fe_2O_3=23.30\%$) и модулем (1.5). Для первой группы ЖМО наиболее высокая степень окисленности ($n=1.591$, проба 4-2) присуща зонам с максимальным модулем (5.9) и максимальным содержанием железа ($Fe_2O_3 - 31.89\%$). Все образцы этого типа рентгеноаморфны, проявляется только кристаллическая фаза альфа-кварца.

ОБСУЖДЕНИЕ

В донных осадках шельфа юго-восточной части моря Лаптевых были обнаружены новые, неизвестные ранее железо-марганцевые образования. По структурно-текстурным и внешним признакам мы классифицировали их на пять групп: 1 – трубо- и веретенообразные псевдоморфозы по беспозвоночным; 2 – ядерные и безъядерные конкреции; 3 – жгуто- и трубоподобные каркасы полихет; 4 – плоские и уплощенные корковидные конкреции и корки; 5 – микроконкреции. Все типы ЖМО по степени концентрации, соотношению и суммарному количеству железа и марганца сгруппированы в три основных генетических ряда: собственно железистые образования автохтонной природы (полихеты, гетитовые микроконкреции) и аллохтонной природы (ядерные конкреции); железо-марганцевые конкреции, сформированные в условиях спокойного гидрогеодинамического режима на границе геохимического барьера донный осадок – вода; железо-марганцевые образования с неравномерным содержанием железа и марганца, возникшие в условиях меняющейся физико-химической среды.

Наиболее распространенными железистыми образованиями, присутствующими практически на всех станциях, являются каркасы трубок полихет. Плотность их распространения от станции к станции изменяется и находится в пределах 50–300 экз/м². Железо-марганцевые конкреции, обнаруженные в бухте Тикси, губе Буор-Хая (недалеко от о. Бруснева) и других

станциях, имеют меньшую плотность распределения. Плотность распределения гетитовых микроконкреций достаточно высока, однако продуктивность их из-за малых размеров низкая. Другие типы ЖМО не имеют четкой привязки и распределение их не изучено.

Аллохтонным типам ЖМО присущи признаки литоральных зон. Наличие трещин усыхания в четвертой группе ЖМО указывает на их образование в условиях короткопериодных циклов колебания уровня воды. Аллохтонные типы содержат как двух-, так и трехвалентное железо и обладают низкой степенью окисленности в сравнении с автохтонными, хотя у последних степень окисленности марганца колеблется в широких пределах. Для аллохтонных типов характерны рентгеноаморфные фазы железа и марганца. В автохтонных ЖМО минералы марганца представлены вернадитом и бузеритом. Такие особенности поведения железа и марганца указывают на разные условия их образования.

Для всех типов изученной железо-марганцевой минерализации характерны низкие содержания микроэлементов в сравнении с конкрециями других морей и океанов. Это относится, прежде всего, к кобальту и его спутникам. Для плоских безъядерных конкреций и ЖМО характерны предельно малые концентрации серебра. Некоторые плоские безъядерные конкреции и ЖМО содержат сравнительно высокие концентрации серебра, превышающие среднее значение на порядок (обр. 1-2 – $90,91 \cdot 10^{-4}\%$, обр. 5-1 – $44,25 \cdot 10^{-4}\%$).

Ранее мы отмечали огромную роль реки Лены в поставке терригенного и органического вещества на Лаптевоморский шельф [8]. Дополнительным источником материала может служить абразия материкового берега и островов. Однако главной отличительной чертой условий образования железо-марганцевой минерализации на шельфе моря Лаптевых является окислительно-восстановительный барьер между обогащенным кислородом слоем воды и восстановленными донными осадками [8]. Он создает благоприятные условия для бактериального пути образования железо-марганцевой минерализации. Несмотря на разнообразие обнаруженных морфогенетических типов ЖМО, все они имеют близкую связь с биологической деятельностью. По-видимому, разгадку генезиса ЖМО следует искать в механизмах переработки органического материала бактериями.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект 98-05-65673).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П., Купцов В.М., Лисицина Н.А., Подражанский А.М. Железо-

- марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1998. 230 с.
2. Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г., Богданова О.Ю., Дубинина Г.И., Иванов Г.В., Исаева А.Б., Муравьев К.Г. Железо-марганцевые конкреции Карского моря // *Океанология*. 1994. Т. 34, № 5. С. 789–800.
 3. Волков И.И. Железо-марганцевые конкреции // *Геохимия донных осадков*. М.: Наука, 1979. С. 414–467.
 4. Кординов А.А. Осадки моря Лаптевых / *Тр. НИИГА Главсевморпути*. Л.-М.:Изд-во Главсевморпуть, 1952. 161 с.
 5. Попов А.М. Гидробиологический очерк моря Лаптевых // *Исследование морей СССР*. Л.: Изд-во Госгидромет. ин-та, 1932. Вып. 15. С. 189–229.
 6. Семенов Ю.П. Условия образования донных отложений моря Лаптевых // *Геология моря*. Л.: НИИГА, 1971. Вып. 1. С. 47–53.
 7. Скорнякова Н.С. Океанские железо-марганцевые конкреции (закономерности распределения и состава): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ИОРАН, 1989. 69 с.
 8. Тищенко П.Я., Гуков А.Ю., Волкова Т.И., Калягин А.Н., Чичкин Р.В., Семилетов И.П., Можеровский А.В., Куриленко Л.Н. Железо-марганцевые образования моря Лаптевых // *Климатическая и межгодовая изменчивость в системе атмосфера-суша-море в Американско-Азиатском секторе Арктики*. Владивосток, 1998. С. 143–149.
 9. Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Красовский К.С. Железо-марганцевые конкреции морей СССР // *Геол. журн*. 1987. Т. 47, № 1. С. 32–43.
 10. Яковлев А.Б., Кассенс Х., Фюттерер Д. О конкреционных образованиях на шельфе моря Лаптевых // *Научные результаты экспедиции ЛАПЕКС-93 / Под ред. Л.А.Тимохова*. СПб. Гидрометеоздат, 1994. С. 227.
 11. Tishchenko P.Ya., Gukov A.Yu., Kalyagin A.N., Mozherovsky A.V., Volkova T.I., Chichkin R.V., Semiletov I.P., Kurilenko L.N. Ferro-manganese formations of the Laptev Sea // *Sustainable development in the Pacific*. Taipei, 1998.
 12. Vetter K.J., Jaeger N. Potentiausbildung an der Mangan-dioxide-Electrode als Oxidelektrode mit nichtstochiometrischen Oxid // *Electrochim. Acta*. 1966. V. 11, N 4. P.401–419.
 13. Yakovlev A.V. Some lithological-geochemical features of modern bottom sediments of the Laptev sea shelf // *Ber. Poloforsch*. 1995. V. 176. P. 324–333.

Поступила в редакцию 2 января 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.И.Бакулиным

A.N.Kalyagin, P.Ya.Tishchenko, A.Yu. Gukov, T.I. Volkova, L.N. Kurilenko and R.V. Chichkin

The nature of the ferromanganese formations of the Laptev Sea

In sediments of the Laptev Sea unknown earlier ferromanganese formations have been found. On the basis of structural-textural external signs they were in five groups: 1) tube- and spindle-shaped pseudomorphoses over and within invertebrates; 2) nuclear and non-nuclear nodules; 3) flagellum- and tube-like skeletons of polychaetes; 4) flat and flattened bark-like nodules and crusts; and 5) micronodules. All types of ferromanganese formations are sorted in three main genetic series: eigenferrous formations of autochthonous (polychaetes, goethite micronodules) and allochthonous (nuclear nodules) nature; ferromanganese nodules formed under mild hydro-geodynamic conditions at the boundary of the "sediment-seawater" geochemical barrier; and ferromanganese formations produced under conditions of the changing physico-chemical medium. Ferromanganese formations of allochthonous type have signs of littoral zones. They contain both bivalent and trivalent iron and have a low degree of oxidation of manganese in comparison with the autochthonous type formations. Manganese minerals with a moderate degree of oxidation are represented by vernadite and busserite. Such features of iron and manganese indicate different conditions of their formation and occurrence. The main distinctive feature of ferromanganese mineralisation of the Laptev Sea is the redox barrier – a water layer enriched in oxygen, and reduced sediments. This barrier provides favorable conditions for bacterial formation of ferromanganese ores. Understanding of the genesis of ferromanganese formations should be found in the study of organic matter treatment by bacteria.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.49.8.04(47+57)

О КНИГЕ “ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОССИИ”*

В.Г. Моисеенко, В.А. Степанов

Амурский комплексный научно-исследовательский институт, г. Благовещенск

В издательстве “Наука” в 2000 г. вышла замечательная книга Д.А. Додина, Н.М.Чернышева и Б.А. Яцкевича “Платинометальные месторождения России”, являющаяся обобщением уникальных материалов, собранных при работе по программе “Платина России” Министерства природных ресурсов РФ. Книга большая по формату (60×90^{1/8}) и размерам (94.5 печ. л.), содержит много великолепно выполненных рисунков, в том числе цветных. Она состоит из 12 глав, общий строй которых определяется разработанной авторами классификацией месторождений платиновых металлов, включающей четыре класса: эндогенных, полигенных, экзогенных и техногенных месторождений. В каждом классе выделены группы, подгруппы, геохимические разновидности, типы и подтипы платинометалльных объектов.

В первых двух вводных главах подробно рассмотрены состояние сырьевой базы и конъюнктура платиновых металлов, а также геохимия и минералогия. Показано, что металлы платиновой группы (МПГ) являются ценнейшими полезными ископаемыми, цена платины в марте 2000 г. достигала 16 долларов за грамм, палладия – 22, а родия – 66. Они широко используются в автомобильной, электронной, электротехнической, нефтеперерабатывающей, ювелирной и других отраслях промышленности. Главными поставщиками МПГ на мировой рынок являются ЮАР (платина) и Россия (палладий). Минерально-сырьевой базой МПГ России служат, главным образом, коренные месторождения платиноидно-медно-никелевых руд Норильского и Печенгского районов, а также россыпи Корякии, Алдана и Урала.

Среди платиновых металлов традиционно выделены две триады: легких (палладий, рутений, родий) и тяжелых (платина, осмий, иридий) металлов. Первая из них чаще встречается в месторождениях платиноидно-медно-никелевых руд, а вторая – платиноидно-хромитовых руд. Рассмотрены кларковые содержания элементов в изверженных породах и рудах,

определены минералы-концентраты МПГ. Ими являются в медно-никелевых рудах – пентландит, халькопирит, пирротин, оливин, а в хромитовых – хромшпинелиды. В главе 2 приведено также полное описание минералов МПГ, среди которых ввиду высокой величины потенциалов ионизации, низких значений сродства с кислородом и серой преобладают самородные минералы, а также интерметаллические соединения и твердые растворы. Наряду с этим МПГ дают весьма обширную группу соединений с селеном, теллуром, мышьяком и сурьмой.

Главы 3-8 посвящены типизации месторождений МПГ, закономерностям их размещения и описанию конкретных рудных районов, узлов и месторождений. В главе 5, самой крупной в книге, помещены сведения о важнейших, наиболее крупных платинометалльных месторождениях эндогенного класса. В его пределах выделены подгруппы в ранге следующих рудных формаций: сульфидная платиноидно-медно-никелевая, малосульфидная платинометаллическая, платиносодержащая хромитовая, платиносодержащая титаномагнетитовая, а также платиносодержащие нефелиновая, апатит-магнетитовая, хромитовая и титаномагнетитовая формации щелочно-мафитовых и щелочно-ультрамафитовых комплексов.

В качестве главного представителя платиноидно-медно-никелевой формации рассмотрены месторождения Норильского рудного района, дающие около 90% добычи платиновых металлов России. Они выделены как самостоятельный норильско-талнахский тип. Подробно описаны геолого-структурное положение, морфология и внутреннее строение рудоносных интрузивных массивов, вещественный состав рудных залежей, закономерности распределения в рудах МПГ. Приведены краткие сведения и о зарубежных аналогах месторождений этого типа (Дулут, Инсизва и др.). Следующими рассмотрены мончегорский и печенгский типы месторождений, ассоциирующие с Печенго-Имандра-Варзугской ветвью Балтийского

* Рецензия на монографию Д.А.Додина, Н.М.Чернышева, Б.А.Яцкевича “Платинометальные месторождения России”, Санкт-Петербург, 2000.

расслоенного плутона. Первый из них связан с массивами перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации, второй – с умеренно-магнезиальными ультрамафитами дунит-перидотит-габбро-норитовой формации. Несомненный интерес представляют еланский платино-палладиево-медно-никель-кобальтовый тип, ассоциирующий с субвулканическими телами ортопироксенит-норит-диоритовой формации в пределах Воронежского кристаллического массива, а также шанучский тип, месторождения которого связаны с массивами норит-кортландитовой формации Камчатки.

Большим потенциалом платиноносности обладает малосульфидная платинометаллическая формация, в пределах которой выделены три типа: стиллуотерский (Федорово-панский), верхнеталнахский и скаергаардский (неконгдоконский). Руды этих типов месторождений отличаются сравнительно низкими содержаниями сульфидов меди и никеля и повышенными – МПГ. Подробно описано крупное Федорово-Панское платинометаллическое месторождение Кольского полуострова, аналогичное Стиллуотерскому месторождению ЮАР. К этому же, стиллуотерскому типу отнесен ряд рудопроявлений Южной Сибири.

К верхнеталнахскому типу отнесены месторождения, расположенные в верхних и прикровельных горизонтах, слагающих массивы расслоенных интрузий норильско-талнахского, фокинского, курейского, ботангского и таймырского типов. Рудные тела представляют собой платиноносные малосульфидные горизонты хромитоносных такситовых габбро, пикритовых долеритов, лейкогаббро и габбродиоритов, располагающихся на значительном удалении по вертикали от сульфидных медно-никелевых руд. В пределах типа выделено шесть подтипов в ранге субформаций.

Неконгдоконский (скаергаардский) тип включает проявления платиновой минерализации, широко развитой на Сибирской платформе и связанной с железистыми (ультрамафит)-мафитовыми трапповыми интрузиями. С ними связаны сульфидные платиноидно-медно-никелевое, железорудное и предполагаемое платинометаллическое оруденения. Выделены два подтипа: собственно неконгдоконской (скаергаардский) и дябикантаринский.

Следующая крупная формация – платинометаллическая хромитовая, разделенная на ряд типов с различной платиноидной специализацией: бураковский (бушвельдский?), альпийский (кемпирсайско-рейзский), уральский (нижнетагильский), алданский. С этой формацией связана большая часть мировых ресурсов платиновых металлов (месторождения Бушвельд, Стиллуотер, Великая Дайка). Хотя в России подобные объекты не выявлены, но в целой серии месторождений хромитовых руд выявлены повышенные содержания МПГ и прослежены платино-

металлические горизонты. Особое внимание уделено уральскому типу зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала, протяженностью около 900 км. При их разрушении образовались те гигантские россыпи платиноидов, которые обрабатываются с 1824-25 гг. по настоящее время. Это и позволило Ф.Ю. Левинсон-Лессингу называть платину русским металлом, что важно в качестве эпиграфа к рассматриваемой книге. Россыпеобразующим являются и алданский тип платинометаллической хромитовой формации (массивы Кондер, Инагли и др.).

Платиноносность серии следующих формаций: ванадий-титаномагнетитовой – в габброидах и пироксенитах, а также нефелиновой, апатит-магнетитовой, хромитовой и титаномагнетитовой – в щелочно-мафитовых и щелочно-ультрамафитовых комплексах, только начинает изучаться. Перспективы их на выявление МПГ пока не ясны.

В главе 6 рассмотрены полигенные платиносодержащие формации месторождений, которые в настоящее время не разрабатываются, но являются потенциальными промышленно-значимыми. К ним относятся: платиносодержащая полиметаллическая формация черных сланцев и метасоматитов, платиносодержащая медно-рудная и платиносодержащая соленосная формации. Наибольший интерес представляет платиносодержащая полиметаллическая формация черных сланцев и метасоматитов, разделенная на ряд типов: онежский, тимской и сухоложский. К онежскому типу отнесены промышленно-значимые месторождения в докембрийских черносланцевых толщах Карелии (онежский и уницкий подтипы). Онежский подтип включает месторождения комплексных уран-ванадий-медно-золото-платинометаллических руд в альбит-карбонатно-сланцевых метасоматитах, а уницкий подтип объединяет стратиформное оруденение золото-платиносодержащих руд, залегающих в шунгитоносных отложениях. Золото-платиновые месторождения и рудопроявления тимского подтипа широко развиты в докембрии Воронежского кристаллического массива, ассоциируя с высокоуглеродистыми образованиями и их метасоматитами.

Одним из наиболее интересных является сухоложский тип, к которому отнесены крупные платиноидно-золоторудные месторождения, залегающие в “черносланцевых” толщах рифейского и палеозойского возраста (Сухой Лог), Нежданское, Наталка и др.). Типовым является одно из крупнейших в мире золоторудное месторождение Сухой Лог. Установление его платиноносности является успехом российских геологов. Суммарные ресурсы МПГ Сухого Лога сопоставимы с разведанными запасами золота, что позволяет считать этот объект уникальным золото-платиновым месторождением.

В главе 7 рассмотрены экзогенные месторождения платиноидов, разделенные на две формации: платинометалльную и платиносодержащую россыпную, а также платиноносных кор выветривания. В первой из них выделены следующие типы россыпных месторождений: уральский (корякский) (иридиево)-платиновый, алданский иридиево-платиновый, иридиево-осмиево-золото-платиновый альпийский, платинометалльный норильский, золото-родиево-платиновый вилюйский и (золото-платиново)-иридиево-осмиевый гулинский. Наибольшее промышленное значение имеют первые два типа. Во второй формации, платиноносность которой только начинает выявляться, выделяются платиноносные коры выветривания уфалейского (австралийского) и олимпиадинского типа. Первые располагаются над никелевыми, а вторые – над золоторудными месторождениями.

Глава 8 посвящена техногенным месторождениям, представляющим собой скопившиеся в хвостохранилищах и отвалах различные промпродукты переработки руд платинометалльных и платиносодержащих месторождений. Среди них выделены норильский, талнахский, уральский и наталкинский типы. Промышленное значение имеют норильский, талнахский и уральский типы.

Последние, сравнительно небольшие по объему главы 9-12 посвящены важным вопросам повышения извлечения платиновых металлов из руд и концентратов, технологии прогнозирования и поисков платиноидных месторождений, а также стратегии воспроизводства и сохранения минерально-сырьевой базы платиновых металлов России. Заканчивается книга перечислением важнейших закономерностей платинометалльного рудообразования.

Надеемся, что даже такой небольшой обзор привлечет внимание специалистов к этой уникальной по объему и тщательности проработки фактического материала, высокому уровню мастерства изложения и оформления книге. Это первое изданное в России наиболее полное описание российских и зарубежных платиновых месторождений. К достоинствам книги следует отнести подробную авторскую классификацию платиноидных месторождений, высокий уровень графического материала, глубокую проработку литературных источников. В геологической литературе за последние десятилетия, посвященной рудным месторождениям, пожалуй трудно найти равнозначный аналог. Поистине, это книга века.

Поступила в редакцию 22 января 20001 г.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ГИГАНТЫ РОССИИ И МИРА*

В.И. Гончаров

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Авторы книги – известные исследователи, давно и плодотворно работающие в области геологии благородных металлов. Каждый из них имеет собственное мнение о проблеме золоторудных гигантов. Но это не нарушает целостности монографии, напротив, делает ее более интересной и разносторонней. В первых главах (М.М. Константинов) в добротной традиционной манере приведены важнейшие сведения о тектонических и металлогенических особенностях крупнейших золоторудных месторождений мира; охарактеризованы металлогенические эпохи и провинции; показано распределение крупных и сверхкрупных месторождений на шкале геологического времени; сформулировано оригинальное положение о триаде: рифтогенез – угленакопление – золоторудные гиганты; предложены модели рудно-энергетических систем.

В главе “Структурные критерии локализации месторождений” (Е.М. Некрасов) детально рассмотрены геологические обстановки размещения месторождений в однородной, контрастной и смешанной средах в крупных зонах разломов, а также в пределах трещинных пучков секущего и согласного типов в контактовых ореолах и на площадях развития хрупких горных пород.

В главе «Рудноформационные и минералогическо-геохимические критерии локализации месторождений» (А.А. Сидоров) предложены принципы многомерной систематики большеобъемных рудных месторождений и их сателлитов; достаточно четко обозначено место золоторудных гигантов среди месторождений других металлов; убедительно продемон-

стрирована полихронность рудообразования; проведен рудноформационный анализ Северо-Восточного золоторудного региона. Большой интерес представляет достаточно обоснованное положение о до- и постаккреционном образовании основной массы вкрапленных руд Северо-Востока России. Особое внимание уделено золотоносности черносланцевых толщ, сделаны детальные сравнения золото-сульфидного оруденения в существенно карбонатных толщах (рудный район Карлин, провинция Бассейнов и Хребтов) и в глинистых породах (Майский рудный район, Чукотка). При этом автор убежден, что эти два района Тихоокеанского пояса сопоставимы по запасам золотых руд. Представляется перспективной также концепция о природе и связях золотого и уранового оруденения.

В главе “Физико-химические условия формирования месторождений” (Стружков С.Ф.) дана сводка параметров рудоотложения по данным флюидных включений в минералах. Проведен сравнительный анализ этих параметров для крупных, средних и мелких месторождений различных типов.

В заключительной главе “Прогнозно-поисковые критерии и признаки” (М.М. Константинов) составлена компактная сводная таблица этих критериев для золоторудных месторождений важнейших типов. Авторы убеждены, что в регионах России обнаружены еще далеко не все золоторудные гиганты.

Книга хорошо иллюстрирована, снабжена обширной отечественной и англоязычной библиографией и прекрасно издана с посвящением 300-летию Геологической службы России.

Поступила в редакцию 27 ноября 2000 г.

*Рецензия на монографию М.М. Константинова, Е.М. Некрасова, А.А. Сидорова, С.Ф. Стружкова "Золоторудные гиганты России и мира". М.: Науч. мир, 2000.

О КНИГЕ «БАМСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ»

Л.В. Эйриш

Амурский комплексный научно-исследовательский институт, г. Благовещенск

Издательством «Дальнаука» опубликована монография «Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия и геохимия)», написанная коллективом авторов (В.А. Степанов и др., 1998. 209 с.) под редакцией академика В.Г. Моисеенко*. Книга посвящена новому месторождению, расположенному на Становом хребте. Оно выявлено в процессе площадных геохимических поисков (В.В. Домчак и др.), проводимых в Амурской области с высокой эффективностью уже 25 лет и создавших обширный фронт поисковых работ на рудное золото. Месторождение разведано и уже начата его эксплуатация. Это средний по запасам золоторудный объект с характерными структурными и вещественными особенностями, приуроченный к раннедокембрийскому комплексу гранито-гнейсовых пород, испытывавшему в мезозое воздействие интенсивной тектоно-магматической активизации.

Книга содержит необходимые сведения о геологии района месторождения, его металлогении, геохимических полях. Детально описана структура рудовмещающего комплекса и месторождения, представляющего собой систему рудоносных кварцевых и карбонат-кварцевых прожилков и жил, развитых в тектонитах трещинной системы (Бамский сброс), секущей раннедокембрийский субстрат. Показаны морфология и пространственное положение оруденелых тектонических плоскостей, параметры рудных тел, их продуктивность в проекциях на вертикальную плоскость. Рассмотрены закономерности распространения оруденения в целом и отдельных рудных тел, изменения их продуктивности по простиранию и падению. Авторы придают рудоконтролирующее значение Бамскому разлому широтного простирания, а рудовмещающая структура рассматривается как зона трещин оперения в лежащем боку этого разлома.

Детально изучен минеральный состав рудных тел, в том числе с помощью электронного микроскопа с микроанализатором. Авторы выявили несколько стадий минерализации, в т.ч. три рудные: ранняя кварц-шеелит-сульфидная, средняя березитовая (кварц, серицит, хлорит, пирит, халькопирит и др.) и поздняя – золото-сульфидно-сульфосольная.

Изучены морфология и микроэлементный состав сульфидов руд, температурные условия формирования рудных кварцев (по данным гомогенизации различных газовой-жидких включений) и типы микровключений в кварце, свидетельствующие о сравнительно высокотемпературном режиме рудно-метасоматического процесса.

Значительное место в книге отведено описанию рудосопровождающих метасоматитов, их химизму, тенденциям изменения состава исходных пород, соотношению рудного и метасоматического процессов, формационной принадлежности метасоматитов.

Профессионально представлена химическая характеристика руд: их валовый химический состав по рудным телам и типам руд, коэффициенты концентрации элементов (по классам содержания золота), тенденции их изменения по латерали и вертикали. Исследованы корреляционные связи элементов руд, изменения коэффициентов зональности по вертикали.

Абсолютный возраст минералов руд (мусковит, калишпат, кальцит, флюорит) определен калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами. Полученные цифры свидетельствуют о раннемеловом возрасте руд.

Книга В.А. Степанова с соавторами, несомненно, представит интерес для широкого круга специалистов, изучающих золоторудные месторождения.

Следует указать, что российская литература бедна монографическими описаниями золоторудных месторождений. Но в последние годы такие книги и крупные статьи в периодической печати стали публиковаться. Для Востока России это монографические сводки В.Г. Моисеенко и Л.В. Эйриша о золоторудных месторождениях Востока России (1996) и Н.А. Горячего по Северо-Востоку России (1998), книги В.А. Степанова и Л.Н. Шишаковой по месторождению Кубака (1994), В.А. Буряка по месторождению Сухой Лог (1997), Л.В. Эйриша, Н.С. Остапенко и В.Г. Моисеенко по Токурскому месторождению (1998). Все это фундаментальная информация, необходимая специалистам в период перевода золотодобывающей промышленности России от россыпного на рудное сырье.

Поступила в редакцию 1 ноября 2000 г.

*Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия и геохимия) / Степанов В.А., Стриха В.Е., Черемсин А.А., и др. Владивосток: Дальнаука, 1998. 209 с. (Тр. АмурКНИИ; Вып. 1).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ПРИРОДА ЕЕ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ*

В.Г. Мусеенко, А.А. Сидоров***

**Амурский комплексный научно-исследовательский институт, г. Благовещенск*

***Институт геологии рудных месторождений, петрофизики, минералогии и геохимии, г. Москва*

В книге детально разработана довольно стройная концепция возникновения Солнечной системы из вещества комет с последующей аккумуляцией ледяных планетезималей, нарастающей к центру протосолнечного диска. Здесь не происходили процессы аккреции твердых тел. Более массивные аккумуляции сосредоточивались в плоскости эклиптики, давая начало планетному развитию. Гравитационное сжатие, плавление, импульсное расслаивание с образованием гигантских флюидных оболочек определили катастрофичность перехода от протопланетной к собственно планетной стадии развития системы. Эндогенная активность планет земной группы объясняется огромным запасом водородных флюидов в их недрах. Автор аргументированно критикует упрощенные представления о первичности железо-каменного вещества Солнечной системы. Магматическая его природа и специфика элементов дифференциации требует объяснения. Этому генетическому пробелу уделяется в книге особое внимание, тщательно анализируются особенности изотопного состава элементов железо-каменного вещества Солнечной системы, наличие в нем реликтовой алмазной минерализации.

Книга написана геологом, великолепно ориентирующимся в сложных астрономических моделях. На склоне своих лет В.И. Вернадский предсказывал, что в недалеком будущем геология станет мировоззренческой базисной наукой. И для этого были основания, если вспомнить почти сходные с современными научные представления Д. Хеттона (1726–1797) и Ч. Лайеля (1797–1875) о возрасте Земли, сложившиеся задолго до знаменитой формулы А. Эйнштейна, которая так просто объяснила немислимые ранее для физиков энергетические затраты Солнца. А.А. Маракушев, развивая мировоззренческие аспекты геологии, удачно внедряет ее богатейший эмпирический опыт в астрономию. Рассмотрим основные идеи автора.

Твердое космическое вещество подразделяется на примитивное, непосредственно связанное своим происхождением с затвердеванием протосолнечной небулы (кометы и планетезимали, содержащие в ледяной фазе железо-силикатную космическую пыль), и вещество более высокого эволюционного уровня – метеориты, формировавшиеся в ходе развития планет. Последние, как и солнечная масса, аккумуляровались из ледяных водно-водородных планетезималей, подвергаясь затем гравитационному сжатию с выделением энергии, достаточной для их плавления и расслаивания на железо-силикатные (хондритовые) ядра и флюидные оболочки: гелий-водородные у околосолнечных планет (протопланеты земной группы, Юпитер, Сатурн) и водные у периферийных планет (Уран, Нептун). Плутон и Харон, а также кометные тела, окружающие Солнечную систему, вследствие малой массивности не подвергались гравитационному сжатию и плавлению, сохранив тем самым примитивное состояние первичных планетезималей.

Выделение в планетах хондритовых ядер сопровождалось быстрым вращением флюидных оболочек и отделением расплавных флюидно-силикатных и силикатных спутников под действием центробежных сил.

Солнце эволюционировало дальше планет и, превратившись в звезду, активно воздействовало на быстро вращающийся небулярный диск, вызвав миграцию в космическое пространство огромной массы гелия и водорода межпланетного и межкометного пространства и флюидных оболочек околосолнечных планет. Железо-силикатные ядра последних превратились в самостоятельные планеты земной группы и отчасти подверглись взрывному распаду, образовав пояс астероидов (источник хондритов).

В хондритах запечатлено двухстадийное развитие материнских планет: протопланетное под высоким давлением водорода флюидных оболочек (распад расплавов на хондры и матрицу, образование алмазной минерализации) и собственно планетное, после

*Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 256 с.

потери протопланетами флюидных оболочек (быстрая кристаллизация и образование вулканического стекла).

С потерей флюидных оболочек планеты земной группы потеряли и спутниковые системы, от которых сохранились только реликты (Луна у Земли, Фобос и Деймос у Марса). Земля и Луна были порождены общей материнской гелий-водородной протопланетой (Протоземлей), обеспечившей концентрацию флюидов в недрах, определивших их эндогенную активность: у Луны в интервале времени 4,6–3,2 млрд лет, а у Земли более 4,6 млрд лет и продолжающуюся до настоящего времени.

Изотопный анализ кислорода земных и лунных пород определил тип хондрита (обыкновенного НН), составляющего ядро материнской Протоземли, породившей Землю, Луну и эвкритовый состав их первичных кор. Влиянием сильного гравитационного поля Протоземли определились общие черты строения первичной коры Луны, имеющей мощность 60 км на видимой стороне и 80 км на обратной, а также локализацию ее вулканической переработки, сосредоточенной на видимой стороне. Переработка в пределах вулканических депрессий, фиксируемая масконами, приводила к уменьшению мощности первичной эвкритовой коры (до 20 км в крупных депрессиях), сопровождаемому излияниями базальтов, и увеличению мощности дунитовой мантии. Петрологически эти процессы относятся к ультрабазификации, сопровождаемой флюидным выносом силикатических компонентов, которые только отчасти фиксируются в базальтовых магмах вулканических депрессий. Однако в депрессиях на поверхности Марса фиксация силикатических компонентов прослеживается в большей мере в проявлениях андиомности базальтового вулканизма и образовании андезитов и ферроандезитов. Дальнейшее развитие подобных процессов прослеживается на Земле в срединно-океанических хребтах и других структурах максимального утонения океанической коры, в которых базальтовый вулканизм сменяется ферроандезитовым и более кислым (остров Пасхи в Тихом океане и др.).

В отличие от Луны и Марса, мощная первичная эвкритовая кора Земли была полностью замещена маломощной базальтовой корой, дальнейшая эволюция которой представлена поднятиями подводных хребтов и островных архипелагов со свойственным им щелочным магматизмом, и континентами складчатого строения с широким развитием гранитного магматизма и андезитового вулканизма. И те и другие являются инверсионными структурами утолщения земной коры, причем в ее генеральной эволюции вулканические поднятия предшествовали развитию складчатых континентальных структур. Об этом можно судить по наличию районов развития щелоч-

ного вулканизма на Марсе (гора Олимп и др.), коровая эволюция которого прекратилась в результате его консолидации на стадии, далекой от стадии развития континентальных массивов. Эта стадия была достигнута только на Земле, причем около 3,8 млрд лет назад. К этому возрасту относятся складчатые ядра по существу всех континентов, представленные гнейсово-амфиболитово-сланцевыми производными метаморфизма и гранитизации морских вулканогенно-терригенных комплексов. Наличие в них реликтового циркона, богатого ураном и торием, с возрастом до 4,2 млрд лет, свидетельствует об образовании их в связи с размывом воздымающихся областей развития щелочного магматизма.

Образование континентов происходило ритмично в ходе сочетания в каждом ритме конструктивных процессов образования складчатых поясов, сопровождаемого орогенным воздыманием и глубокой эрозией, и деструктивных процессов широкомасштабного замещения кратонизированной континентальной коры вторичной океанической корой при заложении каждой новой рифтовой системы. Надежным признаком вторичной океанической коры служит наличие в ней реликтов континентальной коры, широко распространенных в современных океанах. Деструктивные процессы наглядно отражены на островных дугах, в окраинных морях и на континентах, на которых развиваются трапповые формации, сопровождаемые базит-гипербазитовыми кольцевыми интрузивами. Их исследование раскрывает природу гипербазификации и базификации, ведущих к образованию вторичной океанической коры, процессы имеют характер магматического замещения с выносом силикатического материала потоками трансмагматических флюидов.

Новизна перечисленных здесь наиболее интересных концепций обоснована с разной степенью достоверности, но при строгой логической связи выдвигаемых общих и частных проблем мироздания и геологии нетрадиционная модель* протопланетного развития системы Земля-Луна удовлетворительно объясняет эндогенную активность планет. Эта модель достаточно просто раскрывает механизм развития Земли, ее океанов и континентов, объясняет катастрофические периоды геологической истории, а также существенно усиливает аргументацию классических представлений о магматизме и рудообразовании. В сущности, автор бескомпромиссно связывает рудообразование с магматической деятельностью. "По нашим представлениям, рудное вещество стратиформных месторождений имеет эндогенную природу и находится в генети-

*Marakushev A.A. An Unconventional Model of the Origin of the Earth and Moon // Earth Science Frontiers (China University of Geoscience, Beijing). 2000. V. 7, N 1. P.53–67.

ческой связи с взрывными кольцевыми структурами и сопряженными с ними глубинными магматическими очагами". В самом общем виде это утверждение может представляться бесспорным, поскольку земная кора по отношению к ядру и мантии, безусловно, вторична. Более того, известна металлоносность, которая связана непосредственно с расслоенными базит-ультрабазитовыми интрузиями. Изучение хромитовых и медно-никелевых руд показало, что гравитационное осаждение тяжелых минералов - один из важнейших первичных рудообразующих процессов в недрах Земли, хотя, как известно, для гранитоидных магм эти процессы не характерны. Однако многим исследователям представляется столь же логичной генетическая связь коровых рудных месторождений с гранитоидными магмами. При этом повышенная металлоносность гранитоидов в рудном районе часто предьявляется в качестве доказательства этой генетической связи. А в нередких случаях пониженной металлоносности гранитоидных плутонов относительно пород рамы приводятся расчеты выноса металлов из интрузивных пород для сопоставления их с объемами концентрации металлов в рудах месторождений. Такие расчеты делались, например, Х.М. Абдуллаевым, Ю.Г. Щербаковым и другими геологами в качестве доказательства генетической связи оруденения с гранитными магмами.

А.А. Маракушев, связывая оруденение с глубинными магматическими очагами, показывает возможности образования промежуточных источников рудного вещества в черносланцевых толщах. Однако он следующим образом рассматривает образование золоторудных кварцевых жил: "Развитие магматизма вело к формированию трехфазных систем: остаточный силикатный расплав - солевой расплав, избирательно концентрирующий рудогенные металлы, - гидротермальный раствор". В пределах высокотемпературных кварцевых жил, залегающих в гранитоидах, действительно нередко наблюдаются включения с реликтами этих трех фаз. Но такие жилы обычно несут незначительную золотоносность и не образуют

крупных месторождений. Богатые мезотермальные жилы с гнездовой золотоносностью и эпитеермальные бонанцы характеризуются двухфазными включениями с низкой соленостью реликтов рудообразующих растворов. О вероятном современном рудообразующем магматическом рассоле в районе озера Солтон-Си в 60-х годах писал Д.Е. Уайт и др. Однако позднее высокая соленость растворов была объяснена наличием эвапоритов, промываемых горячими метеорными водами (Уайт, 1977). Механизм образования золоторудных кварцевых жил в ряде случаев отчетливо связан с выщелачиванием золота из осадочных вмещающих пород сравнительно низкотемпературными растворами. В частности, метаморфогенные кварцевые жилы в черносланцевых толщах Колымы и Чукотки рудоносны в пределах золотоносных зон сульфидизации, не связанных с гранитоидным магматизмом. Зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации весьма распространены в земной коре и разнообразны по своему генезису. Это наиболее легко мобилизуемый материал в горячих водных растворах. Необычные свойства рассеянных металлоносных наночастиц в породах все еще недостаточно изучены, и есть основания думать, что с этими свойствами связаны некоторые секреты богатых руд, образовавшихся из слабо концентрированных растворов.

Кратко, но достаточно убедительно характеризуя биотические кризисы, автор не уделил должного внимания эндогенно-биогенному рудообразованию, в частности проблемам железистых кварцитов, углеродородного сырья и других полезных ископаемых, хотя методологически это направление работы очевидно.

В целом книга А.А. Маракушева - это не только крупное обобщение существующих представлений о строении Солнечной системы, происхождении Земли и ее истории развития, но и, прежде всего, оригинальное исследование важнейших проблем мироздания с классических позиций геологии и планетологии. Внимательный читатель найдет в ней и другие интересные представления по проблемам естествознания, которые не затронуты или почти не затронуты в настоящей рецензии.

Поступила в редакцию 20 ноября 2000 г.

ЮБИЛЕИ

ЛЕВ ИСААКОВИЧ КРАСНЫЙ

(к 90-летию со дня рождения)

Члену-корреспонденту Российской Академии наук, главному научному сотруднику ВСЕГЕИ Льву Исааковичу Красному 4 апреля 2001 г. исполняется 90 лет, 70 из которых он посвятил геологии. Широкую известность и высокий авторитет в России и за рубежом принесли ему исследования в области региональной геологии, минерагении и тектоники нашей страны, ее восточных районов, Тихого океана и его обрамления, Мира в целом, а также разработка фундаментальных проблем теоретической тектоники.

Родился Л.И. Красный в 1911 году в Санкт-Петербурге в семье учителя. В последующие годы с этим городом связаны многие страницы его жизни: учеба в Ленинградском Горном институте и в аспирантуре ВСЕГЕИ, героическая оборона Ленинграда во время Великой Отечественной войны, многолетняя работа во ВСЕГЕИ, успешно продолжающаяся и в настоящее время.

Путь в геологию начинался для Льва Исааковича на Дальнем Востоке: в 1936 г. после окончания института он был направлен на работу в Дальневосточное геологическое управление. В дальнейшем многолетняя научная и практическая деятельность Л.И. Красного была тесно связана с этим регионом, которому он и сейчас отдает много сил и энергии. Разработка Л.И. Красным научной основы укрепления и расширения минерально-сырьевой базы Дальнего Востока была отмечена присуждением ему вместе с другими геологами в 1964 г. Ленинской премии.

В процессе работы над целым рядом важнейших проблем геологии Востока нашей страны Л.И. Красный, собрав вокруг себя большой коллектив геологов ВСЕГЕИ, других научно-исследовательских институтов и производственных организаций, стал признанным научным руководителем и создателем школы региональных геологов-дальневосточников. Под его редакцией выходят из печати крупные обобщения: Геологическая (1958 г.) и Тектоническая (1959 г.) карты Хабаровского края и Амурской области м-ба 1:1 500 000, Геологическая (1964 г.) и Структурно-формационная (1969 г.) карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:1 500 000, коллективная монография "Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса" (1966 г.). Важное значение придавал он в разные годы созданию надежной палеонтолого-стратиграфической базы Дальнего Востока. В 1956, 1965, 1978 и 1990 гг. он возглавлял оргкомитеты I, II, III и IV Дальневосточных стратиграфических совещаний, существенно повлиявших на повышение уровня геологосъемочных работ. По инициативе Л.И. Красного в Хабаровске в период его работы в ДВИМСе (1970-1974 гг.) был организован Дальневосточный филиал НРС ВСЕГЕИ (ныне региональный экспертный совет НРС МПР России) и региональная межведомственная стратиграфическая комиссия.

Большое место в жизни и научной биографии Л.И. Красного занимали проблемы, связанные со строительством БАМа. В 1975-1990 гг. он являлся Председателем созданного при ВСЕГЕИ Совета по координа-



ции научно-исследовательских и тематических геологических и геофизических работ в районе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали Мингео СССР (Совет КНИР БАМ), который объединил усилия более 50 организаций, принимавших участие в изучении геологического строения, выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых, гидрогеологии и инженерно-геологической обстановки региона. Концентрация научного потенциала отрасли позволила в короткий срок провести комплексный минерагенический анализ, прогнозную и геолого-экономическую оценку минерально-сырьевых ресурсов региона БАМ с целью дальнейшего развития существующих и создания новых территориально-производственных комплексов. В рамках этой работы составлена и издана единая серия тематических сборников, а также геологических, прогнозно-минерагенических, геолого-экономических, геофизических и других обобщающих карт разных масштабов (от 1:500 000 до 1:1 500 000). Проведенные исследования завершились выходом в свет в 1988 г. двухтомной монографии “Геология зоны БАМ” и “Атласа карт геологического содержания зоны БАМ” (15 карт м-ба 1:3 000 000 – 1:5 000 000), за создание которой коллектив авторов во главе с Л.И. Красным был удостоен в 1991 г. Государственной премии России. Продолжением и развитием этих исследований было составление в 1990–1996 гг. под редакцией Л.И. Красного и Пэн Юньбяо совместно российскими и китайскими геологами “Геологической карты Приамурья и сопредельных территорий м-ба 1:2 500 000”, позволившей с новых позиций подойти к анализу региональной геологии и минерагении Востока России с учетом новейших данных по сопредельным территориям Китая, Монголии и Кореи. Эта карта и объяснительная записка к ней были представлены на XXX сессии МГК в Пекине в августе 1996 г. В настоящее время на базе этой карты завершается составление тектонической и прогнозно-минерагенической карт региона.

Наряду с региональными исследованиями Л.И. Красный во главе большого коллектива ученых различных организаций в течение многих лет проводит изучение проблем, связанных с геологией Тихого океана и его обрамления, геологией, тектоникой и минерагенией нашей страны в целом. В 70-х годах выходят подготовленные под его редакцией и при его участии четырехтомная монография “Геология Северо-Восточной Азии” (1972–1973 гг.), двухтомная монография “Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана” (1978 г.), серия карт Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:10 000 000 (1970–1978 гг.): геологическая, гравиметрическая, сейсмичности, нефтегазоносности и угленосности и др. В 1994–1995 гг. по приглашению Геологической службы Канады и Бедфордского института океанографии Л.И. Красный активно участвует в работе по составлению “Карты магнитных аномалий и тектонических элементов Северо-Восточной Евразии” м-ба 1:1 000 000. В конце 80-х годов были подготовлены под редакцией Л.И. Красного и изданы крупные обобщающие работы – том 8 “Восток СССР” (1984 г.) и том 10 “Геологическое строение СССР” кн. I (1988 г.) десятитомника “Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых СССР”. Но уже с 1995 г. начинается новый этап обобщения и анализа геологического строения и минерагении страны: на основе разработанной по инициативе и под руководством Л.И. Красного программы большой коллектив геологов-региональчиков ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеологии, СНИИГГиМСа и других организаций занимается составлением 6-томной монографии “Геология и полезные ископаемые России”, в которой использованы новейшие или ранее недоступные материалы и применены новые методические подходы к анализу геологической информации, в частности, событийный метод. К настоящему времени один из томов (“Западная Сибирь”) уже издан, еще два подготовлены к печати, завершается работа над оставшимися томами.

Труды Л.И. Красного существенно обогатили тектоническую науку. Еще в 1962 г. он впервые обратился к вопросам тектонической систематики и терминологии, и спустя 10 лет вышло в свет первое, а в 1977 г. – второе издание книги “Проблемы тектонической систематики”, вызвавшей большой интерес широкого круга геологов. В этом труде особо подчеркивалось значение подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда, а также пограничных структур, важных для концентрации различных по генезису полезных ископаемых. Закономерным продолжением этой работы на еще более высоком уровне является составляемый под руководством Л.И. Красного Энциклопедический справочник “Планета Земля”.

В середине 60-х годов Лев Исаакович на основе материалов по Восточной Азии выдвинул концепцию блоковой делимости литосферы Земли, различные аспекты которой получили живой отклик в нашей стране и за рубежом. В дальнейшем им было установлено, что наиболее глубоко закономерности распределения глубинных неоднородностей раскрываются при анализе геологического строения всей планеты. Это нашло отражение в книге “Глобальная система геоблоков” (1984 г.), в которой была обоснована схема геоблокового строения Земли и особо подчеркнуто значение межгеоблоковых систем. Последующее углубленное развитие геоблоковой концепции привело Л.И. Красного к выработке представлений об ангулярных структурах – клинораздвигих и граничных углах (1987, 1995 гг.), магматогенных георазделах (1989 г.) и магматических “линиях” (1990 г.), сформулированных в ряде публикаций вплоть до последних лет. В 1990 г. опубликованы и первые результаты проведенного Л.И. Красным анализа минерагенических аспектов геоблоковой концепции.

ции для территории бывшего СССР и Тихоокеанского суперрегиона. Огромный резонанс вызвал также изданный в 1990 г. глубокий философский доклад Л.И. Красного о проблемах тектоники на рубеже веков, представленный на научных чтениях им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), в котором рассматриваются исторические закономерности развития тектоники на пути к созданию будущей гармоничной модели нашей планеты. В 1995 г. в этом же ключе им подготовлена к опубликованию статья “Корифеи в тектонике XX века – Ганс Штилле и Николай Шатский”, в которой рассматриваются доминантные идеи этих тектонистов и их роль в современной тектонике. Эта статья вошла в сборник докладов, зачитанных на “Тектонических средах” – регулярно проводимых Л.И. Красным семинарах-дискуссиях, возрождающих традицию живого и свободного обсуждения актуальных научных проблем.

В 1997 г. в докладе “Основные черты геологии и минерагении Мира”, зачитанном в Санкт-Петербургском научном центре РАН в связи со 150-летием со дня рождения А.П. Карпинского, Л.И. Красный, развивая известный тезис Александра Петровича “Геологу нужна вся Земля...”, впервые в сжатом виде, на современной геолого-структурной основе, показал принципиально важные глобальные закономерности размещения важнейших полезных ископаемых и предложил приступить к составлению “Геолого-минерагенической карты Мира” масштаба 1:15 000 000. И в рекордно короткий срок, всего через 3 года эта уникальная карта, подготовленная большим коллективом геологов ВСЕГЕИ, ВИЭИМСа, ВНИГРИ, ВНИИОкеангеологии под руководством Л.И. Красного и на основе его авторской концепции о геоблоковой делимости литосферы, продемонстрировалась на XXXI сессии МГК в г. Рио-де-Жанейро (август 2000 г.). Уровень обобщения материалов в этой работе, где в четырех томах объяснительной записки дается геолого-минерагеническая и геолого-экономическая характеристика отдельных, в т. ч. мультиминеральных геоблоков, позволяет без преувеличения считать ее и апофеозом и началом принципиально нового цикла исследований в этом направлении. В последние годы (в публикациях 1998–2000 гг.), развивая геоблоковую концепцию, Л.И. Красный обогатил ее разработками глубинных моделей тектогенеза.

Лев Исаакович Красный – активный участник почти всех форумов, посвященных геологии Востока России, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, различных всесоюзных, всероссийских и международных совещаний, конференций и симпозиумов. Пропагандируя достижения российской геологической науки, он входит в состав Национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации, участвует в Международных геологических конгрессах в Индии (1964 г.), Чехословакии (1968 г.), Канаде (1972 г.), Австралии (1976 г.), СССР (Москва, 1984 г.), Китае (1996 г.), Бразилии (2000 г.), на Тихоокеанских научных конгрессах в Японии (1967 г.), на Гавайских островах (1974 г.), в СССР (Хабаровск, 1979 г.). Л.И. Красный ведет большую научно-общественную работу, он был членом Межведомственного тектонического комитета с его основания и Межведомственного стратиграфического комитета, членом редколлегии журнала “Отечественная геология”, членом ученых советов ВСЕГЕИ и ВНИИОкеангеологии.

Заслуги Л.И. Красного перед Родиной отмечены многими боевыми и трудовыми наградами, среди которых ордена Отечественной войны, ордена “Почета”, “Дружбы народов”, медали.

Среди его учеников немало докторов и кандидатов наук, руководителей производства.

Л.И. Красный всегда на переднем крае геологической науки. Исключительное чувство нового помогает ему безошибочно находить важнейшие проблемы, требующие решения. Его научные труды отличаются актуальностью и нередко опережают аналогичные разработки за рубежом. Новаторство, инициатива, неутомимая энергия, высочайшая эрудиция – вот качества, снискавшие ему всеобщее уважение и авторитет научного лидера, внесшего и продолжающего вносить большой вклад в развитие Отечественной геологии.

В свои 90 лет Лев Исаакович полон творческих замыслов и научных идей. Редколлегия с чувством гордости отмечает, что Л.И. Красный – постоянный автор журнала Тихоокеанская геология, начиная с самого первого номера 1982 г. Поздравляем Льва Исааковича Красного с юбилеем, желаем ему в дальнейшем больших успехов в науке на благо нашего Отечества, крепкого здоровья и долгих плодотворных лет жизни.

Редакционная коллегия